

ESTRATIGRAFÍA

PRINCIPIOS Y MÉTODOS

Juan Antonio VERA TORRES

Catedrático de Estratigrafía de la Universidad de Granada

Editorial Rueda

Porto Cristo, 13 (Parque de Lisboa) 28924 Alcorcón (Madrid)

Tel. (91) 619 27 79 • Fax (91) 610 28 55



*Juan A. Vera Torres, 1994 Editorial
Rueda, S. L., Madrid, 1994*

ISBN: 84-7207-074-3

Depósito Legal: 26571-1994

Imprime: GRAFUR, S. A. - Cl Igarsa, Naves E-F - Paracuellos deljarama (MADRID).

ÍNDICE

	Págs.
Prólogo.....	V
índice.....	IX
1.- Concepto e historia de la Estratigrafía	1
1.1.- Concepto de Estratigrafía.....	3
1.2.- Historia de la Estratigrafía	4
1.2.1.- Los fundadores de la Geología.....	5
1.2.2.- El desarrollo de la Geología en el siglo XIX.....	8
1.2.3.- El nacimiento y desarrollo de la Estratigrafía	9
1.3.- Principios fundamentales.....	11
1.4.- Objetivos de la Estratigrafía.....	13
1.5.- Relación con otras ciencias.....	15
2.- Estrato y estratificación.....	19
2.1.- El estrato.....	21
2.2.- La estratificación.....	23
2.2.1.- Definiciones: estratificación y laminación.....	23
2.2.2.- Superficies de estratificación.....	24
2.2.3.- Causas de la estratificación	24
2.2.4.- Origen de la laminación	26
2.2.5.- Medida de la estratificación	27
2.3.- Tipos de estratificación	28
2.3.1.- Geometría de los estratos.....	28
2.3.2.- Asociaciones de estratos	29
2.4.- Secciones estratigrafías y registro estratigráfico	31
3.- Las rocas estratificadas en el contexto del ciclo geológico	35
3.1.- El ciclo geológico	37
3.1.1.- Medio generador y medio receptor.....	37
3.1.2.- Cuantificaciones de procesos.....	40
3.2.- Tasa de sedimentación.....	43
3.3.- Factores que controlan la sedimentación.....	45
3.3.1.-Aportes	46
3.3.2.- Subsistencia y movimientos tectónicos verticales.....	46
3.3.3.- Cambios del nivel del mar y eustatismo	49
3.4.- Cuencas sedimentarias.....	50
3.4.1.- Definición	51
3.4.2.- Relación entre cuenca sedimentaria y medio sedimentario.....	52
3.4.3.- Clasificación de las cuencas sedimentarias	53
3.5.- Procesos diagénéticos: La compactación.....	56
3.5.1.- Cambio de espesor entre sedimentos y rocas sedimentarias.....	56
3.5.2.- Cálculo de la compactación en materiales antiguos	57
4.- El tiempo en Geología.....	61
4.1.- Las coordenadas espacio y tiempo en Geología	63
4.2.- Edades relativas.....	67
4.2.1.- Superposición de estratos.....	67
4.2.2.- Ordenación temporal con los fósiles	67
4.2.3.- La escala de tiempo geológico relativo	68
4.3.- Edades absolutas.....	70

6.4.- Clasificaciones de las facies	146
6.4.1.- Facies detríticas fluviales.....	147
6.4.2.- Facies detríticas turbidíticas.....	148
6.4.3.- Facies carbonatadas.....	150
6.5.- Facies y unidades estratigráficas.....	152
6.5.1.- Litofacies-biofacies, litotopo-biotopo y unidades estratigráficas...	154
6.5.2.- Facies, asociación de facies, elemento deposicional y sistema deposiciona.....	154
17.- Asociaciones de facies.....	157
7.1.- Distribución areal y temporal de las facies	159
7.1.1.- Cambios verticales de facies.....	160
7.1.2.- Cambios laterales de facies.....	162
7.1.3.- Cambios oblicuos de facies.....	162
7.2.- La ley o regla de Walther	163
7.3.- Secuencias de facies	170
7.3.1.- Secuencia elemental.....	170
7.3.2.- Diagramas de relación de facies.....	170
7.3.3.- Tipos de secuencias de facies	171
7.3.4.- Paneles de facies.....	175
7.4.- Modelos de facies y ejemplos de asociaciones de facies	178
7.4.1.- Ejemplos de asociaciones de facies fluviales.....	179
7.4.2.- Ejemplos de asociaciones de facies lacustres.....	182
7.4.3.- Ejemplos de asociaciones de costeras terrígenas.....	185
7.4.4.- Ejemplos de asociaciones de facies de llanuras de mareas terrígenas	185
7.4.5.- Ejemplos de asociaciones de facies evaporíticas marinas.....	187
7.4.6.- Ejemplos de asociaciones de facies de plataformas y llanuras de mareas carbonatadas	188
7.4.7.- Ejemplos de asociaciones de facies turbidíticas	193
8.- Unidades litoestratigráficas.....	197
8.1.- Definición de unidades litoestratigráficas.....	199
8.1.1.- Unidades litoestratigráficas formales e informales	200
8.1.2.- La formación como unidad fundamental	201
8.1.3.- Unidades litoestratigráficas de rango diferente	202
8.2.- Forma de las unidades litoestratigráficas	203
8.2.1.- Geometrías deducidas a partir de datos de campo.....	203
8.2.2.- Geometrías deducidas a partir de datos de subsuelo	205
8.2.3.- Depocentro de una unidad.....	207
8.3.- Geometría de los estratos dentro de las unidades litoestratigráficas	208
8.3.1.- Acreción vertical o agradación.....	209
8.3.2.- Acreción frontal o progradación	210
8.3.3.- Acreción lateral	211
8.3.4.- Morfologías de barra y de rellenos de canal	213
8.4.- Relaciones laterales de las unidades litoestratigráficas.....	214
8.4.1.- Acuñaamiento	214
8.4.2.- Indentación	215
8.4.3.- Cambio lateral gradual	215
8.5.- Relaciones verticales de las unidades litoestratigráficas.....	215
8.5.1.- Características de las superficies de separación	215
8.5.2.- Concordancia y discordancia	217
8.5.3.- Significado genético de los diferentes tipos	218
9.- Criterios de polaridad vertical y horizontal	221
9.1.- Criterios de polaridad vertical.....	223
9.1.1.- Criterios basados en la forma de los estratos.....	224
9.1.2.- Criterios basados en estructuras de ordenamiento interno	225

9.1.3.- Criterios basados en estructuras de las superficies de estratificación.....	226
.4.- Criterios basados en estructuras de deformación de estratos	229
.5.- Criterios basados en fósiles y en pistas orgánicas	232
9.1.6.- Criterios texturales en carbonatos	233
9.1.7.- Criterios petrológicos	234
9.1.8.- Otros criterios	234
9.2.- Criterios de polaridad horizontal.....	235
9.2.1.- Medidas de paleocorrientes.....	236
9.2.1.1.- Toma de datos.....	236
9.2.1.2.- Tratamiento estadístico de los datos	239
9.2.2.- Medidas de paleopendientes.....	240
9.2.3.- Proximalidad y distalidad	241
10.- Continuidad y discontinuidad: Tipos y génesis de discontinuidades	243
10.1.- Continuidad y discontinuidad	245
10.1.1.- Laguna estratigráfica, hiato y vacío erosional	246
10.1.2.- Relaciones entre continuidad-concordancia y discontinuidad-discordancia	249
10.2.- Discontinuidades con concordancia	251
10.2.1.- Paraconformidad y diastemas	252
10.2.1.1.- Criterios de reconocimiento de paraconformidades generadas en medios marinos.....	254
10.2.1.2.- Criterios de reconocimiento de paraconformidades generadas en medios continentales	260
10.2.2.- Disconformidad	262
10.2.2.1.- Criterios de reconocimiento de disconformidades sobre el campo.....	262
10.2.2.2.- Criterios de reconocimiento de disconformidades en el subsuelo	264
10.3.- Discontinuidades con discordancia.....	264
10.3.1.- Discordancias angulares y/o erosivas	266
10.3.1.1.- Criterios de reconocimiento de discordancias angulares y/o erosivas en el campo	267
10.3.1.2.- Criterios de reconocimiento de discordancias en el subsuelo.....	269
10.3.2.- Discordancias sintectónicas y progresivas	269
10.3.3.- Cambio lateral de las superficies de discontinuidad	272
10.4.- Las discontinuidades a partir de las unidades litosísmicas.....	273
10.4.1.- Relaciones basales y somitales	273
10.4.2.- Discordancias con continuidad.....	276
10.5.- Discontinuidades y rupturas sedimentarias.....	279
10.5.1.- Discontinuidades locales y regionales	280
10.5.2.- Rupturas sedimentarias.....	280
10.6.- Interpretación genética de las discontinuidades	284
10.7.- Interés del estudio de las discontinuidades.....	288
11.- Secciones estratigráficas.....	289
11.1.- Definiciones y tipos.....	291
11.2.- Sección estratigráfica local.....	293
11.2.1.- Métodos de levantamiento.....	294
11.2.2.- Representación gráfica	297
11.2.2.1.- Elección de escala	300
11.2.2.2.- Indicación de la posición de las muestras.....	301
11.2.2.3.- Descripción de la litología.....	302
11.2.2.4.- Indicación de las texturas y sus variaciones.....	303
11.2.2.5.- Tipos de contactos.....	305
11.2.2.6.- Estructuras de ordenamiento interno.....	308

11.2.2.7.- Estructuras de la superficies de estratificación, estructuras orgánicas y contenido fosilífero.....	309
11.2.2.8.- Otros rasgos de interés.....	310
11.2.3.- Un modelo normalizado de sección estratigráfica.....	310
11.2.4.- Perfiles estratigráficos.....	311
11.3.- Secciones estratigráficas compuestas.....	316
i 1.2.2.- La autocorrelación: secciones estratigráficas compuestas locales.....	318
11.2.2.- Secciones estratigráficas compuestas regionales.....	318
11.2.3.- Sección estratigráfica (compuesta) sintética de una cuenca.....	319
11.4.- Sección estratigráfica global: el registro estratigráfico.....	321
12.- Bioestratigrafía.....	323
12.1.- Bases conceptuales de la Bioestratigrafía.....	326
12.2.- Fósiles característicos.....	327
12.2.1.- Biohorizontes.....	328
12.2.2.- Isocronía de la aparición de nuevas especies.....	331
12.2.3.- Extinciones normales y masivas.....	331
12.3.- Biozonas.....	333
12.3.1.- Biozona de conjunto.....	334
12.3.2.- Biozona de extensión.....	334
12.3.3.- Biozona de apogeo.....	335
12.3.4.- Biozona de intervalo.....	336
12.4.- Dificultades que implica el estudio bioestratigráfico.....	336
12.4.1.- Bioestratigrafía cualitativa.....	337
12.4.2.- Bioestratigrafía integral.....	338
12.5.- Escala biocronoestratigráfica.....	338
12.5.1.- Elaboración y calibración.....	340
12.5.2.- Grado de resolución.....	341
13.- Magnetoestratigrafía.....	343
13.1.- El campo magnético terrestre.....	346
13.1.1.- Parámetros del campo magnético terrestre.....	347
13.1.2.- Origen del campo magnético terrestre.....	350
13.1.3.- Variaciones menores del campo magnético terrestre.....	350
13.2.- El magnetismo en las rocas.....	352
13.2.1.- Minerales magnéticos de las rocas.....	352
13.2.2.- Medida del paleomagnetismo.....	356
13.3.- Inversiones del campo magnético terrestre.....	361
13.3.1.- Datos del estudio de los últimos 4 Ma.....	362
13.3.2.- Datos de los fondos oceánicos.....	365
13.3.3.- Datos del estudio de secciones estratigráficas.....	368
13.3.4.- Los mecanismos de inversión del campo magnético.....	372
13.4.- La escala magnetocronoestratigráfica.....	372
14.- Quimioestratigrafía.....	373
14.1.- Componentes mayoritarios y minoritarios.....	380
14.1.1.- Las variaciones en el contenido en CO ₃ Ca.....	381
14.1.2.- El contenido en materia orgánica.....	381
14.1.3.- Elementos traza.....	383
14.2.- Isótopos estables.....	388
14.2.1.- Los isótopos del oxígeno.....	390
14.2.1.1.- Significado paleogeográfico.....	391
14.2.1.2.- Medida de paleotemperaturas.....	392
14.2.1.3.- Aplicación al Cuaternario.....	395
14.2.1.4.- Escala de paleotemperaturas.....	396
14.2.2.- Los isótopos del carbono.....	402
14.2.2.1.- Causas de las fluctuaciones del ⁵ 13C.....	404

17.2.2.- Métodos biocronoestratigráficos	525
17.3.- Validez de los métodos según la escala.....	528
17.3.1.-Correlación local.....	528
17.3.2.- Correlación regional	531
17.3.3.- Correlación global	534
18.- Mapas estratigráficos.....	537
18.1.- Mapas de contornos de estructuras	539
18.2.- Mapas de isopacas	544
18.3.- Mapas de facies	546
18.3.1.- Mapa de facies no cuantificados o semicuantificados	549
18.3.2.- Mapa de litofacies cuantificados	551
18.3.2.1.- Mapas de un componente (mapas de isólitos)	553
18.3.2.2.- Mapas de litofacies tres o cuatro componentes	556
18.4.- Mapas paleogeográfico	560
18.5.- Mapas paleogeológicos	561
18.6.- Mapas palinspásticos	566
19.- Nomenclatura estratigráfica	569
19.1.- Criterios de clasificación	572
19.1.1.- Unidades observables y no observables.....	573
19.1.2.- Unidades formales e informales	575
19.1.3.- Estratotipos	576
19.2.- Normas internacionales que rigen la nomenclatura estratigráfica	578
19.3.- Unidades formales definidas por su contenido y propiedades	580
19.3.1.- Unidades litoestratigráficas	580
19.3.2.- Unidades magnetoestratigráficas	581
19.3.3.- Unidades bioestratigráficas.....	582
19.3.4.- Unidades aloestratigráficas.....	583
19.3.5.- Otras unidades.....	583
19.4.- Unidades referidas a tiempo geológico.....	584
19.4.1.- Unidades cronoestratigráficas.....	584
19.4.2.- Unidades geocronológicas y geocronométricas.....	588
19.4.3.- Unidades magnetocronoestratigráficas.....	589
19.4.4.- Unidades quimiocronoestratigráficas	590
19.4.5.- Unidades isócronas y diacrónicas	590
20.- Cambios relativos del nivel del mar. Secciones transgresivas y regresivas	593
20.1.- Los conceptos de transgresión y regresión	595
20.1.1.- Definiciones.....	595
20.1.2.- Secciones transgresivas y regresivas.....	600
20.1.2.1.- Secciones transgresivas y regresivas potentes.....	601
20.1.2.2.- Secciones transgresivas y regresivas pequeñas	606
20.1.3.- Superficies erosivas relacionadas con transgresiones y regresiones.....	606
20.2.- Cambios relativos del nivel del mar.....	608
20.2.1.- Factores locales y de escala mayor	610
20.2.2.- Eustatismo	611
20.2.3.- Relaciones subsidencia, aportes y eustatismo.....	613
20.3.- Medida de las variaciones relativas del nivel del mar.....	614
2.3.1.- Estimaciones de los cambios relativos del nivel del mar.....	615
2.3.2.- Valoraciones numéricas de los cambios relativos del nivel del mar	618
21.- La Estratigrafía sísmica y secuencial.....	623
21.1.- Perfiles sísmicos de márgenes pasivos	626
21.1.1.- La Estratigrafía sísmica.....	626
21.1.2.- Cambios relativos del nivel del mar deducidos en perfiles sísmicos.....	627

21.1.3.- Isocronía o heterocronía de los cambios del nivel del mar	630
21.2.- Estratigrafía secuencial.....	631
21.2.1.- Unidades estratigráficas genéticas.....	632
21.2.1.1.- Secuencias deposicionales.....	633
21.2.1.2.- Unidades tectosedimentarias.....	640
21.2.1.3.- Otras unidades aloestratigráficas.....	640
21.2.2.- Ciclos eustáticos.....	641
21.2.2.1.- Curvas de cambios del nivel del mar	641
21.2.2.2.- La curva Exxon	643
21.2.2.3.- Críticas a la curva Exxon.....	646
21.3.- Los cortejos sedimentarios.....	651
21.3.1.- Cortejos sedimentarios en márgenes continentales con sedimentación terrígena.....	657
21.3.2.- Cortejos sedimentarios en márgenes continentales con sedimentación de carbonates	660
21.3.3.- Depósitos de turbiditas y su relación con discontinuidades del borde de la cuenca.....	662
21.3.4.- Ejemplo de reconocimiento de cortejos sedimentarios: Análisis crítico del método	664
21.4.- Estratigrafía secuencial de las cuencas continentales	668
22.- Análisis de cuencas.....	673
22.1.- Relaciones tectónica/sedimentación	676
22.1.1.- El concepto de geosinclinal.....	679
22.1.2.- El ciclo de Wilson	681
22.1.3.- Análisis de la subsidencia	684
22.2.- Clasificación de las cuencas sedimentarias en relación con la Tectónica global	689
22.2.1.- Criterios de clasificación.....	689
22.2.2.- Cuencas cratónicas continentales	695
22.2.2.1.- Cuencas intracratónicas	695
22.2.2.2.- Cuencas de borde de cratones	699
22.2.2.3.- Aulacógenos y <i>rifts</i> abortados	703
22.2.3.- Cuencas en márgenes divergentes	705
22.2.3.1.- Génesis de las cuencas formadas por extensión	705
22.2.3.2.- Cuencas <i>rifts</i>	709
22.2.3.3.- Cuencas tipo Mar Rojo	710
22.2.3.4.- Cuencas de márgenes de tipo Atlántico	711
22.2.3.5.- Márgenes continentales de tipo alpino	715
22.2.4.- Cuencas en márgenes convergentes	717
22.2.5.- Cuencas formadas en relación con la colisión.....	721
22.2.6.- Cuencas relacionadas con fallas transcurrentes y transformantes	730
22.2.7.- Cuencas oceánicas	736
22.3.- Paleogeografía y paleoclimatología	739
22.3.1.- Individualización de la cuenca	739
22.3.2.- Rasgos paleogeográficos y paleoclimáticos de cada intervalo de tiempo	741
22.3.3.- Finalización de la sedimentación en una cuenca.....	744
Epílogo.....	747
Bibliografía.....	755
Glosario.....	769
índice analítico	791
Clave de abreviaturas utilizadas en el texto (incluidas unidades de medida)	803

CONCEPTO E HISTORIA DE LA ESTRATIGRAFÍA

- . 1.- Concepto de Estratigrafía
- .2.- Historia de la Estratigrafía
 - 1.2.1.- Los fundadores de la Geología
 - 1.2.2.- El desarrollo de la Geología en el siglo XIX
 - 1.2.3.- El nacimiento y desarrollo de la Estratigrafía
- .3.- Principios fundamentales
- .4- Objetivos de la Estratigrafía
- .5.- Relación con otras ciencias

1.1.- CONCEPTO DE ESTRATIGRAFÍA

El término *Estratigrafía*, del latín *stratum* y del griego *graphia*, alude etimológicamente a la "ciencia que trata de la descripción de las rocas estratificadas". Fue introducido en la nomenclatura geológica por d'Orbigny hacia mediados del siglo XIX, aunque el adjetivo "estratigráfico" había sido utilizado previamente por Smith. Como ocurre con cualquier otra ciencia su concepto es mucho más amplio que lo que se deduce de su definición etimológica y, además, dicho concepto ha ido cambiando a lo largo del tiempo.

Una de las primeras definiciones es la que hizo Grabau (1913) en el primer libro de Estratigrafía quien consideró a la Estratigrafía como "la parte inorgánica de la Geología Histórica o el desarrollo a través de sucesivas edades geológicas del armazón rocoso de la Tierra o litosfera".

Diferentes autores posteriores han ido aportando nuevas definiciones en las que se puede observar un cambio progresivo en el concepto de Estratigrafía desde ser considerada una ciencia muy cercana a la Geología Histórica, con límites difusos, hasta llegar a ser una ciencia geológica con entidad propia que estudia los estratos y sus relaciones (espaciales y temporales) y en la que se coordinan dos enfoques muy interesantes. El primero es su *carácter histórico* ya que pretende conocer los fenómenos acaecidos sobre la superficie de la Tierra en cada momento y lugar a partir de la observación e interpretación de las rocas estratificadas. El segundo es su *carácter aplicado* ya que llega a constituir una de las herramientas principales en la prospección de materias primas naturales. El gran desarrollo de la investigación petrolífera en los años comprendidos entre las dos guerras mundiales hizo que la Estratigrafía alcanzase un máximo desarrollo, hasta el punto que dentro de ella se empezaron a individualizar ramas con entidad propia.

Tres definiciones previas se han seleccionado, por considerarlas como más significativas. Weller (1960) definió la Estratigrafía como "*la rama de la Geología que trata del estudio e interpretación de las rocas sedimentarias y estratificadas, y de la identificación, descripción, secuencia, tanto vertical como horizontal, cartografía y correlación de las unidades estratigráficas de rocas*". Corrales *et al.* (1977) la definieron como "*el estudio e interpretación de los procesos registrados en las sucesiones sedimentarias que van a permitir, además de conocer la naturaleza y disposición de las rocas estratificadas, la correlación, tanto de los materiales como de los sucesos, y una ordenación temporal correcta de la secuencia de materiales y sucesos*". Hedberg (1980) precisa: "*La Estratigrafía no solo trata de la sucesión y relaciones cronológicas originales de los estratos, sino también de su forma, distribución, composición litológica, contenido fósil, propiedades geoquímicas y geofísicas, es decir de todas las características, propiedades y atributos de las rocas "como estratos", de la interpretación de su ambiente de formación o modo de origen y de su historia geológica*".

De las definiciones anteriores merecen destacarse varios aspectos que sirven para matizar el concepto de la Estratigrafía. El primero es que el objeto de estudio son las rocas como estratos, es decir las rocas cuanto están sucesivamente formadas. El segundo aspecto es el conocimiento del orden y condiciones de formación de los estratos y, también, de la correlación entre unidades establecidas en distintas áreas de una cuenca. El tercer aspecto es el conocimiento detallado de la naturaleza de las rocas (litología, propiedades

geoquímicas y geofísicas), geometría y disposición tridimensional, así como su contenido fósil de manera que a partir de ello se pueda deducir su génesis. A través del cumplimiento de estos diversos aspectos y, en particular de la correlación temporal se llega a poder insertar, y este es el último aspecto de la Estratigrafía, los datos locales y regionales dentro de un contexto mucho mayor de manera que puedan ser incluidos en la Historia de la Tierra y sirvan, a su vez, para precisar y elaborar dicha historia.

La Estratigrafía es una ciencia geológica que tiene dos enfoques diferentes y complementarios: el *científico*, cuyo objetivo es la ordenación temporal e interpretación genética de los materiales, y el *aplicado*, cuya finalidad es localizar recursos naturales explotables y más recientemente contribuir a la planificación de la conservación del medio ambiente. Este doble enfoque, científico y aplicado, tiene un doble flujo de influencia de manera que de una parte los avances en el conocimiento científico facilitan la prospección de materias primas y de otra parte los datos obtenidos en la exploración de materias primas (en especial del petróleo) han suministrado informaciones valiosísimas que han contribuido al avance del conocimiento científico.

1.2.- HISTORIA DE LA ESTRATIGRAFÍA

La Estratigrafía es una ciencia geológica relativamente joven ya que, como anteriormente se dijo, fue en 1913 cuando se publicó el primer libro monográfico (Grabau, 1913). Hasta esta fecha su historia fue común con la Geología, ciencia nacida a partir del tronco común de las ciencias empíricas durante el siglo XVII.

En este intervalo de historia común los conocimientos estratigráficos constituían el cuerpo de doctrina fundamental de la Geología. Cuando aquí se habla de Geología no se incluye a la Mineralogía, ciencia que tenía entidad propia con anterioridad, ya que a mediados del siglo XVI se había publicado el famoso tratado de Mineralogía de Agrícola.

1.2.1.- Los fundadores de la Geología

Si se quiere conocer a los verdaderos fundadores de la Geología (y por tanto de la Estratigrafía) hay que intentar conocer la obra de diferentes autores desde Steno (1638-1686) a Lyell (1797-1875). En muchos casos, sus ideas constituyeron en su tiempo una ruptura brusca con las ideas previas arrastradas desde la edad media entre las que destacaba la creencia, basada en interpretaciones de la Biblia, de que la Tierra tenía una antigüedad de tan solo algunos miles de años, lo que condicionaba extraordinariamente cualquier interpretación de los fenómenos geológicos antiguos.

Excelentes revisiones históricas de la evolución del conocimiento geológico en este intervalo de tiempo e incluso de la figura humana de sus protagonistas se pueden encontrar en Weller (1960), Hallam (1985) y Schoch (1989), a los cuales se remite al lector interesado en ampliar lo que se resume a continuación.

Nicolaus **Steno** (1638-1686) fue el primero en definir un estrato como unidad de tiempo de depósito limitado por superficies horizontales con continuidad lateral. Planteó el "principio de la superposición" según el cual en

una sucesión de estratos los más bajos son los más antiguos y los más altos son los más modernos, lo que permite ordenar cronológicamente a los materiales. Igualmente este autor consideró que cuando un estrato se estaba formando se iban consolidando los estratos infrayacentes. Este autor desarrolló otras dos ideas fundamentales para el desarrollo de la Estratigrafía: la primera es que los estratos se depositaron originariamente como horizontales y la otra que las superficies de estratificación son y han sido lateralmente continuas, lo que constituye la base del "principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos".

Antonio Lazzaro **Moro** (1687-1764) estableció lo que podría considerarse la primera subdivisión estratigráfica de los materiales de la superficie terrestre diferenciando las montañas de rocas masivas, no estratificadas, de aquellas otras montañas más jóvenes formadas por rocas estratificadas, que pueden contener fósiles contemporáneos del depósito. Giovanni **Arduino** (1713-1795) distinguió cuatro tipos de materiales: *primarios* (rocas no estratificadas y sin fósiles), *secundarios* (rocas estratificadas, con fósiles), *terciarios* (formados por restos de las anteriores y al pie de las mismas) y volcánicos. Todos los términos anteriores siguen en uso en la nomenclatura actual aunque con acepciones diferentes. Johann Gottlob **Lehmann** (1719-1767) adaptó la clasificación anterior a la Biblia y llamó a los materiales primarios "rocas de la Creación". La mayor aportación de este autor en el campo estratigráfico fue el levantamiento de las primeras sucesiones estratigráficas, aplicando el "principio de la superposición" planteado por Steno.

Georges-Louis Leclerc, Conde de **Buffon** (1707-1788), considerado como uno de los científicos más influyentes del siglo XVIII, rompió con la tradición de considerar la Tierra como muy joven (pocos miles de años) y sugirió que como mínimo tendría 75.000 años. Fue el primer científico que admitió que la Tierra habría sufrido a lo largo del tiempo variaciones en la distribución de tierras y mares.

Abraham Gottlob **Werner** (1749-1817), Profesor de Mineralogía de la Escuela de Minas de Friburgo, es otra de las grandes personalidades científicas del siglo XVIII. Sin embargo, la valoración de su labor, con la perspectiva histórica, es muy desigual ya que mientras que unos lo consideran como una de las figuras más importantes del siglo XVIII, otros lo consideran el responsable del retraso en el progreso de la Geología. Fue el defensor de la teoría "neptunista" que intentaba explicar la génesis de todas las rocas por precipitación química en los mares primitivos. Esta teoría encontró su contrapunto en la teoría "plutonista" de Hutton, y que dio lugar a una gran controversia científica (ver: Hallam, 1985, cap. 1). Desde un punto de vista más cercano a la Estratigrafía las aportaciones de Werner fueron la aplicación de una división de materiales basada en la de Lehmann y la utilización, por primera vez, del término "formación" para denominar conjuntos de rocas estratificadas caracterizadas por su litología y que corresponde a una misma edad. Sobrevaloró la utilidad de la correlación litoestratigráfica, al partir de la idea errónea de considerar las formaciones de extensión mundial

James **Hutton** (1726-1797), médico de formación aunque nunca ejerció la profesión, dedicado a la agricultura e industria en su Escocia natal y "aficionado" a la Geología, es considerado, con la perspectiva histórica, como el verdadero "fundador de la Geología moderna". Sin embargo durante su vida sus ideas o bien pasaron desapercibidas o bien fueron objeto de críticas durísimas, entre ellas las de Werner y sus discípulos, ya que eran

contradictorias a las ideas dominantes en la época y, además, estaban emitidas por una persona que no pertenecía a ninguna Universidad de prestigio u organismo oficial. Las opiniones de Hutton fueron difundidas ampliamente después de su muerte por diferentes autores, en primer lugar por su amigo John **Playfair** (1748-1819) en su obra "*Illustrations of the Huttonian Theory*" en la que se completan las ideas de Hutton con un enfoque historicista que las hace más comprensibles y atractivas. Hallam (1985) dice "la obra de Hutton solamente empezó a tomarse en serio después de que Playfair la tradujera a una prosa más clara, elocuente y concisa". Hutton consideraba la Tierra como un cuerpo cambiante en el que las rocas y suelos antiguos están siendo erosionados constantemente y los productos de erosión son transportados por las aguas hasta los océanos donde se depositan formando nuevos sedimentos estratificados que cuando se consolidan dan lugar a rocas, las cuales pueden elevarse y con ello iniciarse, de nuevo, el proceso de erosión. La mayor aportación de Hutton consistió en su teoría del "uniformismo" (también llamada "uniformitarismo") según la cual los procesos que han ocurrido en la historia de la Tierra han sido uniformes y semejantes a los actuales. Mediante la aplicación del método "actualista" realizó las primeras estimaciones de velocidad de procesos que le llevaron a pensar que la edad de la Tierra era infinitamente más larga que lo que se había supuesto anteriormente. El autor dice textualmente en un escrito de 1788 al referirse a la posible edad de la Tierra: "*el resultado, por tanto, de nuestra investigación actual es que no encontramos huellas de un principio, ni perspectivas de un final*".

La teoría del uniformismo y el método actualista, que actualmente constituyen uno de los principios fundamentales de la Estratigrafía, no llegaron a ser aceptados por la comunidad científica hasta cuarenta años después de su muerte. Hallam (1985) describe de manera magistral como las ideas revolucionarias de Hutton que se separaban tan radicalmente de todo lo que había habido antes provocaron que los representantes de la "geología oficial" se unieran contra él, afirmándose en la doctrina del "catastrofismo" la cual pretendía explicar todos los fenómenos geológicos como casi instantáneos (catastróficos) de los cuales el diluvio bíblico era el mejor ejemplo. Es justamente durante los treinta años posteriores a la muerte de Hutton cuando la teoría del "catastrofismo" alcanzó el mayor grado de aceptación. Tras diez años de dura controversia (1830-1840) se abandonó de manera generalizada la teoría del "catastrofismo" y se aceptó la del "uniformismo-actualismo".

Hutton fue, además, el primer autor que interpretó correctamente una discordancia angular. Playfair describe como acompañó a Hutton a la famosa discordancia de Siccar Point en las costas escocesas, en la cual las areniscas devónicas subhorizontales descansan sobre pizarras y grauvacas silúricas casi verticales.

El inglés **William Smith** (1769-1839) es posiblemente el primer geólogo aplicado y a él se debe el levantamiento de los primeros mapas geológicos. Una notable contribución de Smith fue el demostrar la constancia de las sucesiones de formaciones geológicas en áreas geográficas relativamente grandes. Para él cada formación (estrato o grupo de estratos) tiene una continuidad lateral que permite diferenciarla en un mapa. Otra importante contribución fue demostrar que cada grupo de estratos contenía un tipo de fósiles y que una formación con litologías homogéneas se puede subdividir en función del contenido en fósiles. Plantea con ello las bases del "principio de correlación" que tanto ha ayudado al desarrollo de la Geología y la

Estratigrafía.

En Francia Georges **Cuvier** (1769-1832) y Alexandre **Brongniart** (1770-1847) estudiaron los materiales terciarios de la cuenca de París aplicando la metodología de Smith y reconociendo las diferentes asociaciones de fósiles, a partir de las cuales delimitaron episodios marinos y lacustres. Ambos autores establecieron las bases de lo que actualmente conocemos como Bioestratigrafía.

Charles **Lyell** (1797-1875) es otro personaje muy interesante, abogado de formación, que enseñó Geología en el Kings College de Londres durante tan solo dos años (1831-1833) y que, sin embargo, dedicó su vida a la Geología, subsistiendo gracias a sus propios medios y a los derechos de autor de su libro *Principles of Geology*, publicado en tres volúmenes entre 1830 y 1833, que alcanzó 11 ediciones. Curiosamente Lyell nació el mismo año que murió Hutton, y fue Lyell quien más ampliamente difundió y defendió las teorías huttonianas, en parte ya matizadas por Playfair. Partiendo de la idea cíclica de erosión-depósito, Lyell precisó que la erosión se equilibraba con la sedimentación y la subsidencia, en un sistema uniforme con fluctuaciones alrededor de un término medio. Desarrolló ampliamente la teoría huttoniana del "uniformismo" como sistema y del "actualismo" como método, basándose en sus múltiples observaciones en regiones muy diversas (Inglaterra, Escocia, Francia e Italia). Con frecuencia se ha querido simplificar la aportación de Lyell con su frase "*el presente es la llave del pasado*" cuando en la realidad se trata de toda una doctrina y un método de trabajo, que revolucionan completamente las ideas en el campo de la Geología. Lyell insiste en la idea de que la amplitud del tiempo geológico ha sido extraordinariamente superior a todas las estimaciones previas. La publicación del famoso libro de Lyell trajo consigo la citada controversia catastrofistas-uniformistas que acabó hacia 1840 con la aceptación general de esta nueva filosofía, lo que propició un desarrollo espectacular de la Geología en los decenios siguientes.

1.2.2.- El desarrollo de la Geología en el siglo XIX

La fundación de la Sociedad Geológica de Londres en 1807, a la que siguen en fechas próximas las de otros países centroeuropeos (1830: Sociedad Geológica de Francia), así como la aparición de las primeras revistas científicas dedicadas monográficamente a la Geología y los primeros mapas geológicos, marcan el inicio de una etapa de gran desarrollo de la misma.

Se trata de una etapa de gran acumulación de nuevos resultados en las más diversas ramas de la Geología. A lo largo del siglo XIX se publicaron diferentes tratados de Geología en los que se constata el continuo crecimiento del cuerpo de doctrina de la misma.

A este gran desarrollo contribuyó esencialmente el aumento considerable de las investigaciones geológicas en regiones geográficas cada vez más diversas. Igualmente contribuyeron, a este importante avance, los estudios sobre los procesos actuales que mediante la aplicación de la ideas de **Hutton** y Lyell, facilitaron **el entendimiento** de los procesos antiguos reflejados en las rocas sedimentarias.

Una especial atención se presta a la clasificación y ordenación de los materiales estratificados, en especial los fósilíferos. A lo largo de este siglo se definieron las eras (Paleozoico en 1838; Mesozoico en 1840; Cenozoico en 1840) y la gran mayoría de los periodos geológicos (Cámbrico en 1835; Ordovícico en 1879; Silúrico en 1835; Devónico en 1839; Carbonífero en

1822; Pérmico en 1841; Triásico en 1834; etc.), manteniéndose en la actualidad dichas divisiones con los mismos nombres, aunque lógicamente habiéndose precisado más sus límites. Se establece con ello una división en el tiempo geológico a nivel mundial basada en los fósiles.

Desde puntos de vista más doctrinales, de una parte se planteó una discusión sobre las causas de cambio de los organismos (fósiles) a la iargo del tiempo, que encuentra su explicación en la teoría de la evolución de Darwin (1859) y de otra se plantea una controversia acerca de la edad absoluta (expresada en años y sus múltiplos) de la Tierra. Estas controversias en las que varios grupos de investigadores intentaban convencer a los que piensan de manera distinta han contribuido de manera considerable al avance de la ciencia y en este caso de la Geología (Hallam, 1985; Müller *et al.*, 1991).

Hacia el último tercio del siglo tuvo lugar la primera campaña oceanográfica con el famoso barco "Challenger" el cual surcó los océanos durante 1872 a 1876. En los años finales del siglo y los iniciales del siguiente en otro campo (el de la Física y la Química) tuvo lugar el descubrimiento de la radioactividad, que contribuyó de manera definitiva a la finalización de la controversia sobre la edad de la tierra.

Esta etapa de gran desarrollo de la Geología culminó hacia el final del siglo en la subdivisión de la misma en disciplinas con entidad propia (Geodinámica, Estratigrafía, Paleontología y Petrología).

1.2.3.- El nacimiento y desarrollo de la Estratigrafía.

En 1913 Grabau publicó el primer tratado de Estratigrafía y esta fecha se considera de manera convencional como la de la separación de la Estratigrafía, como ciencia con entidad propia, del tronco común de la Geología.

La aplicación de las técnicas radiométricas proporcionaron data-ciones absolutas de rocas a partir de 1917 lo que permitió el cálculo de la duración de los intervalos de tiempo geológico previamente establecidos mediante fósiles y sobre cuya duración solo se disponía de unas ligeras estimaciones realizadas a partir de medidas de la tasa de los procesos actuales (sedimentación) y comparación con los espesores encontrados en el registro estratigráfico.

El gran desarrollo de la prospección petrolífera entre 1920 y 1940, periodo entre las dos guerras mundiales, conlleva un desarrollo muy notable de los aspectos litoestratigráficos y un importante avance en el conocimiento de las geometrías de los cuerpos sedimentarios y estratificados a partir de datos de Geología del subsuelo procedentes de muy diferentes áreas geográficas.

Hacia la mitad de siglo XX se puede constatar un doble enfoque de la Estratigrafía. De una parte la escuela francesa pretende un enfoque eminentemente histórico de la Estratigrafía (Gignoux, 1960) y de otro la escuela norteamericana con un enfoque más dinámico de análisis de facies e interpretación de geometrías de cuerpos sedimentarios (Shrock, 1948; Dunbar y Rodgers, 1957; Weller, 1960; Krumbein y Sloss, 1955, 1963; Donovan, 1966). Este segundo enfoque llegó a ser el dominante en los tratados siguientes (Ager, 1973, 1981; Matthews, 1974, 1984; Boulin, 1977; Corrales *et al.*, 1977; Conybeare, 1979; Hallam, 1981; Rey, 1983) con lo que el concepto de la Estratigrafía se perfiló y decantó en dicha línea.

La emisión de la Teoría de la Tectónica de Placas o Tectónica global, hacia el decenio 1965-1975 significó un revulsivo en todas las ciencias geológicas, entre ellas la Estratigrafía. Con este nuevo enfoque se prestó, especial interés, al estudio de la movilidad de las cuencas sedimentarias y su evolución a lo largo del tiempo.

Los datos obtenidos en programas internacionales de investigación en Geología marina (como el *Deep Sea Drilling Project*, ver Warme *et al.*, 1981), la acumulación de datos de geología de subsuelo de diferentes áreas, la aplicación de técnicas de paleomagnetismo y de geoquímica sedimentaria, así como la cada vez más perfecta aplicación de los métodos bioestratigráficos y la mayor abundancia de dataciones radiométricas producen un cambio sustancial en el cuerpo de doctrina de la Estratigrafía.

En los últimos años se han publicado diferentes tratados o manuales de Estratigrafía (Pomerol *et al.* 1987; Fritz y Moore, 1988a,b; Cotillón, 1988; Brenner y McHargue, 1988; Schoch, 1989; Prothero, 1990; Miall, 1990; Blatt *et al.*, 1991, Einsele, 1992) donde se reflejan los cambios conceptuales de la Estratigrafía moderna. Sin embargo, sus contenidos son muy diferentes unos de otros. Aparte de la mayor o menor extensión de los temas en cada uno, la diferencia principal estriba en que algunos de ellos se incluye la interpretación de las facies por comparación con los medios sedimentarios actuales, mientras que otros dejan este aspecto a otra ciencia muy ligada: la Sedimentología.

El nacimiento de la **Sedimentología** como ciencia con entidad propia se produjo cuando se amplió su cuerpo de doctrina, a partir de los datos obtenidos del estudio de los medios sedimentarios actuales y la utilización de los mismos en la interpretación de materiales sedimentarios antiguos, aplicando el principio del uniformismo. En los últimos veinte años se ha sucedido la publicación de numerosos tratados de Sedimentología (Reineck y Singh, 1973, 1980; Selley, 1978, 1982, 1988; Ricci-Lucchi, 1981; Leeder, 1982; Davies, 1983; Walker, 1984; Reading, 1986a; Alien, 1985; Boggs, 1987; Lindholm, 1987; Arche, 1989a; Bosellini *et al.*, 1989; Chamley, 1990) en los que se aborda monográficamente, y con diferente grado de detalle, el estudio de los medios sedimentarios actuales.

Otra ciencia íntimamente ligada a la Estratigrafía, pero con entidad propia, es la **Geología Histórica** que se ocupa del estudio de los fenómenos acaecidos a lo largo de la historia de la Tierra desde su individualización como planeta hasta nuestro días y que se nutre de la información que suministran los trabajos estratigráficos en las diferentes partes del mundo. A su vez, dentro de la Geología Histórica hay dos ramas con un contenido muy específico: la **Paleogeografía** (estudio de los cambios geográficos acaecidos a lo largo del tiempo geológico) y la **Paleoclimatología** (estudio de los cambios climáticos que ocurrieron durante la historia de la Tierra).

Por su parte el gran desarrollo de la Estratigrafía en los últimos años ha producido la subdivisión de la misma en varias ciencias (o ramas) con entidad propia:

—*Litoestratigrafía*.- Estudio de los cuerpos geométricos de rocas estratificadas, su geometría y su génesis.

—*Bioestratigrafía*.- Estudio de la distribución temporal de los fósiles en el seno del registro estratigráfico.

— *Cronoestratigrafía* (y Geocronología).- Establecimiento de la edad de las unidades estratigráficas y establecimiento de una escala estratigráfica mundial.

— *Magnetoestratigrafía*.- Establecimiento de la escala de cambios de la polaridad magnética a lo largo del tiempo.

— *Quimioestratigrafía*.- Estudio e interpretación de isótopos estables y elementos químicos (mayoritarios, minoritarios y traza) en las rocas estratificadas.

— *Estratigrafía secuencia]*.- Reconocimiento de los grandes acontecimientos que quedan reflejados en el registro estratigráfico.

— *Análisis de cuencas*.- Reconstrucción de la distribución espacial y temporal de cada unidad de rocas estratificadas dentro de una cuenca sedimentaria.

1.3.- PRINCIPIOS FUNDAMENTALES DE LA ESTRATIGRAFÍA

El cuerpo de doctrina de la Estratigrafía se construye a partir de la aplicación de algunos principios fundamentales, cuatro de ellos emitidos en la etapa de historia común con la Geología y el quinto emitido, de manera formal, recientemente.

Principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos.- Emitido por Steno, determina que los estratos en el momento de su depósito son horizontales y paralelos a la superficie de depósito (horizontalidad original) y que quedan delimitados por dos planos que muestran continuidad lateral. Los estudios recientes sobre la geometría de los estratos tanto en el campo como, especialmente, por técnicas del subsuelo permite conocer excepciones a este principio en las que los estratos se disponen paralelos a las superficies de depósito pero no necesariamente horizontales, sino con una ligera inclinación original. La aplicación de este principio ha llevado a la idea actual que considera como isócronas a las superficies de estratificación.

Principio de la superposición.- Planteado por primera vez por Steno y desarrollado por Lehmann establece que en una sucesión de estratos los más bajos son los más antiguos y los más altos los más modernos. El principio es básico para la ordenación temporal de los estratos (o conjuntos de estratos) subhorizontales y se puede aplicar a los materiales estratificados en los que la deformación tectónica posterior a su depósito no implique la inversión de estratos. Existen algunas excepciones donde no se cumple el principio, siempre ligadas a discontinuidades que impliquen etapas de erosión de materiales previos, de manera que los sedimentos nuevos se depositen en cavidades excavadas en el seno de los otros (p.ej. cuevas). En la actualidad, este principio se usa con gran frecuencia, aunque apoyándose además en el uso de criterios de polaridad vertical, y constituye la base del levantamiento de secciones estratigráficas, técnica por otra parte fundamental en todo estudio estratigráfico.

Principio del uniformismo o actualismo.- Emitido por Hutton y desarrollado más ampliamente por Lyell, dice que los procesos que han tenido lugar a lo largo de la historia de la Tierra han sido uniformes (uniformismo) y semejantes a los actuales (actualismo). El desarrollo de la teoría originaria lleva a su correcta aplicación como método de trabajo con algunas ligeras correcciones. Una primera es considerar que los procesos no son totalmente uniformes, sino

que han cambiado en el ritmo e intensidad, y además en ellos hay un factor no repetible como es los organismos que han ido cambiando de manera lineal (no cíclica) de acuerdo con las pautas establecidas en la teoría de la evolución. La interpretación de los materiales sedimentarios antiguos por comparación con los actuales, es una de las aplicaciones fundamentales de este principio. Igualmente el principio del actualismo, aunque tomando como referencia "actual" un intervalo de tiempo largo (p.ej. el Cuaternario) constituye la base de muchas de las interpretaciones estratigráficas. La frase originaria con la que se simplifica este principio "el presente es la clave del pasado" ha sido parafraseada por Matthews (1974) diciendo "el Cuaternario es la clave del pasado".

Principio de la sucesión faunística o de la correlación.- Emitido, por Smith, y desarrollado por Cuvier, constituye la base de la data-ción relativa de los materiales estratificados. Consiste en admitir que en cada intervalo de tiempo de la historia geológica (representado por un conjunto de estratos o por formaciones), los organismos que vivieron y, que por tanto pudieron fosilizar, fueron diferentes y no repetibles. Este principio permite establecer correlaciones (comparaciones en el tiempo) entre materiales de una misma edad de contextos geográficos muy distantes ya que muchos de los organismos tenían una extensión horizontal prácticamente mundial.

Principio de la simultaneidad de eventos.- Al contrario de los tres anteriores se trata de un principio emitido formalmente hace poco más de un decenio, como consecuencia de la reiterada constatación de hechos significativos reflejados en el registro estratigráfico. Se basa en la doctrina del "catastrofismo actualista" (Hsü, 1983; Vera, 1990) o "nuevo uniformismo" (Berggren y Van Couvering, 1984; Ager, 1993). Sin embargo, se pueden encontrar antecedentes de este principio, a finales del siglo XVIII, en las ideas de Werner y sus discípulos quienes defendían la contemporaneidad global de las catástrofes que determinaban los límites de las grandes divisiones geológicas. Igualmente se pueden encontrar precedentes de este principio en las ideas de Cuvier para explicar el origen de los yacimientos fosilíferos. Consiste en aceptar que en la naturaleza ocurrieron en tiempos pasados fenómenos normales como los que vemos en la actualidad pero además otros raros y eventuales (eventos) que mayoritariamente coinciden con las grandes catástrofes. Estos eventos (p. ej. cambios climáticos, cambios del nivel del mar, cambios en el campo magnético terrestre, grandes terremotos, explosiones de volcanes, etc.) pueden quedar reflejados en los estratos de muy diferentes localidades y constituyen un excelente criterio de correlación, a veces a escala mundial.

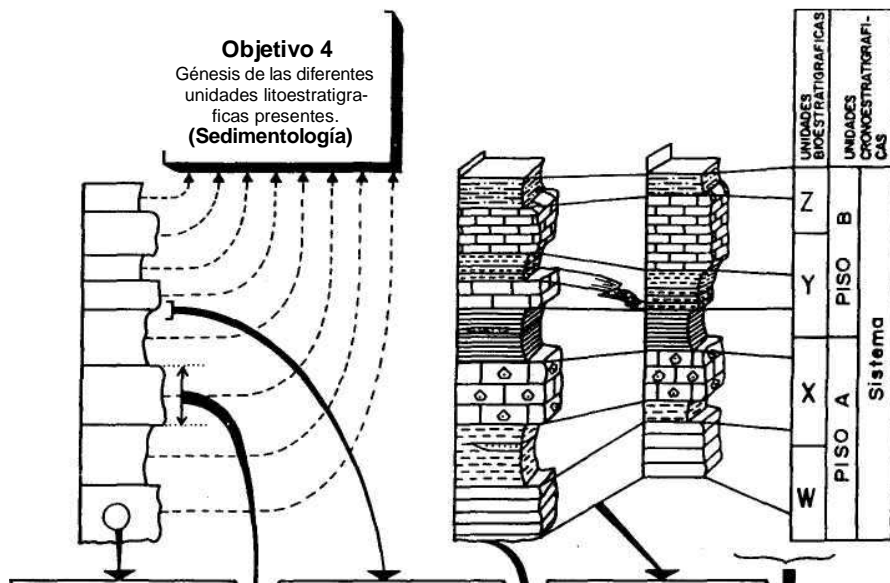
1.4.- OBJETIVOS DE LA ESTRATIGRAFÍA

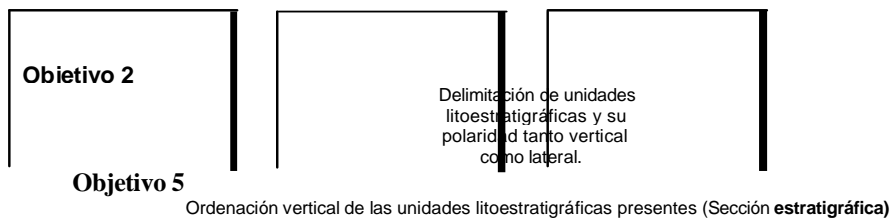
Los objetivos de cualquier investigación estratigráfica, y en consecuencia de la Estratigrafía como ciencia, son diversos y sucesivos, Se esquematizan en la figura 1.1 y pueden resumirse en los siguientes:

Identificación de los materiales.- Es el objetivo más elemental y consiste en el reconocimiento y la identificación de los diferentes tipos de materiales estratificados, conociendo su litología, texturas, estructuras, propiedades geofísicas y geoquímicas y contenido fósil. A este conjunto de propiedades se conoce con el nombre *defacies*.

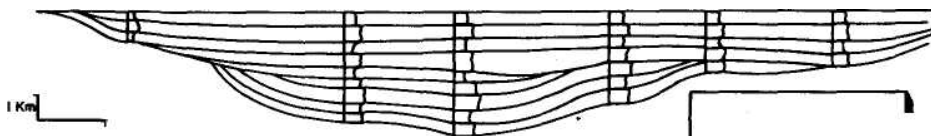
Delimitación de unidades litoestratigráficas.- Este segundo objetivo se puede alcanzar una vez cubierto el anterior, al menos en gran medida. Consiste en delimitar volúmenes de rocas sedimentarias en función de su litología (unidades litoestratigráficas). Estas unidades serán representables sobre mapas topográficos mediante la cartografía litoestratigráfica.

Ordenación relativa de las unidades (secciones estratigráficas).- Se estudia la relación entre cada dos unidades litoestratigráficas superpuestas, deduciendo la continuidad o discontinuidad del proceso sedimentario entre ellas.





Objetivo 7
Introducción de la coordenada tiempo y delimitación de unidades bio- y cronoestratigráficas.



Objetivo 8
Análisis de los datos anteriores para el conjunto de la cuenca. (**ANÁLISIS DE CUENCA**)

Figura 1.1.- Objetivos sucesivos que se pretenden en la Estratigrafía como ciencia y en un trabajo estratigráfico ideal (explicación en el texto).

Interpretación genética de las unidades.- Establecida la trama de las unidades litoestratigráficas se aplica el principio del unifor-mismo, comparando los datos observados en cada una de ellas y los conocidos en los diferentes medios sedimentarios actuales. Se trata de un objetivo con entidad propia del que se ocupa la *Sedimentología* y que pretende llegar a conocer las condiciones sedimentarias reinantes desde el inicio del depósito de los materiales más antiguos hasta la sedimentación de los más modernos, del área estudiada. Con el fin de facilitar su aplicación se recurre a los modelos conceptuales (Arche, 1981, 1989b; Reading, 1987).

Levantamiento de secciones estratigráficas.- Consiste en la ordenación temporal de todas las unidades litoestratigráficas presentes en un área concreta, desde la más antigua hasta la más moderna, estableciendo la denominada sección estratigráfica local. Por comparación con secciones estratigráficas de áreas cercanas y mediante observaciones de las geometrías de los cuerpos de rocas estratificadas se deducen, también, las relaciones laterales entre unidades.

Correlación.- Una vez establecidas las secciones estratigráficas de diferentes áreas se establece la equivalencia de los diferentes estratos y, por

el contenido fósil o por propiedades físicas de determinados niveles se dibujan isócronas en las distintas secciones. A estos se le llama correlación temporal o simplemente correlación.

Introducción de la coordenada tiempo.- Se pretende disponer del mayor número de datos posibles para fijar la edad de los materiales, a partir de los datos bioestratigráficos, y en la medida de lo posible de datos radiométricos y magnetoestratigráficos. Con ello se delimitan las unidades bioestratigráficas, cronoestratigráficas, y a veces, además, las magnetoestratigráficas.

Análisis de cuencas.- Es el objetivo final (a veces ideal) de cualquier trabajo estratigráfico. Pretende conocer por una parte la geometría y génesis de cada cuenca sedimentaria y por otra parte la localización espacial y temporal de cada una de las unidades estratigráficas que se pueden diferenciar en los materiales estratificados depositados en ella. Los datos del análisis de cuencas constituyen la fuente de información en la que se nutre la Geología Histórica.

1.5.- RELACIÓN CON OTRAS CIENCIAS

En la figura 1.2 se esquematiza la relación de la Estratigrafía (y cada una de las ramas de la misma) con las ciencias geológicas más afines, así como con otras ciencias tanto geológicas como no geológicas.

La Estratigrafía se relaciona muy directamente con la Sedimentología y con la Geología Histórica hasta el punto que los límites entre ellas son difusos. La Sedimentología estudia con carácter monográfico la génesis de las rocas sedimentarias a partir de la comparación con los sedimentos actuales. Cuando en la Estratigrafía se procede a la interpretación de los procesos registrados en las rocas estratificadas necesita la información del estudio sedimentológico de cada uno de los conjuntos de rocas sedimentarias que componen dicha sucesión. La Geología Histórica, cuyo fin es la reconstrucción de la historia de la Tierra, se fundamenta en los datos que suministran los estudios estratigráficos en diferentes regiones del mundo y diferentes edades.

Los lazos de relación con las otras ciencias geológicas son muy estrechos, en especial con la Paleontología, existiendo unas disciplinas con entidad propia entre ambas ciencias: la Bioestratigrafía y la Paleoecología. Con la Petrología que estudia las rocas y con la Mineralogía que se ocupa de los minerales, tiene una relación estrecha ya que la Estratigrafía lo que estudia son rocas estratificadas, obviamente compuestas de minerales. Con la Edafología tiene igualmente relación ya que la Estratigrafía se interesa por los suelos antiguos.

La Estratigrafía se relaciona con la Biología a través de la Paleontología, ciencia que estudia los organismos de tiempos pasados. De manera equivalente, a través de la Geoquímica se relaciona con la Química y a través de la Geofísica con la Física.

La Ciencia moderna cada vez tiene un enfoque más interdisciplinar, hasta el punto que los grandes avances son frecuentemente aportaciones conjuntas desde diversas ciencias. La Estratigrafía no escapa de este enfoque y está relacionada con todas las ciencias geológicas y con la mayoría de las ciencias experimentales. Las etapas de mayor avance de la Estratigrafía se pueden relacionar con aportaciones interdisciplinares. Una de ellas es la aplicación de las técnicas radiométricas a la datación de rocas hacia el año 1907, que es una

aportación de los campos de la Física y la Química. La emisión de la Tectónica de placas, que revolucionó hacia 1965 todas las ciencias geológicas es un magnífico ejemplo de aportación interdisciplinar, ya que en ella confluyen las aportaciones de la Geofísica, la Geología Marina, la Tectónica, la Petrología, la Paleontología y la propia Estratigrafía. La nueva concepción doctrinal de la "Estratigrafía de eventos" dominante en los últimos años se basa en las aportaciones interdisciplinarias procedentes de los campos de la Geofísica, la Geoquímica, la Astronomía, la Dinámica Global, etc., además de en el propio desarrollo de algunas de las ramas de la Estratigrafía (Magnetoestratigrafía, Quimioestratigrafía, Bioestratigrafía) y las ciencias afines (Sedimentología, Geología Histórica).

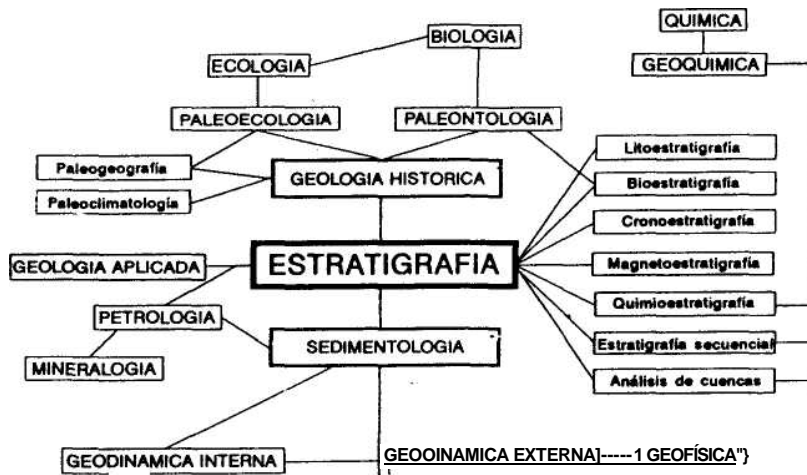


Figura 1.2.- Relaciones de la Estratigrafía con otras ciencias, tanto geológicas como no geológicas (explicación en el texto).

2

ESTRATO Y ESTRATIFICACIÓN

2.1.- El estrato

2.2.- La estratificación

2.2.1.- Definiciones: estratificación y laminación.

2.2.2.- Superficies de estratificación

2.2.3.- Causas de la estratificación

2.2.4.- Origen de la laminación

2.2.5.- Medida de la estratificación 2.3.- Tipos de estratificación

2.3.1.- Geometría de los estratos

2.3.2.- Asociaciones de estratos 2.4.- Secciones estratigráficas y registro estratigráfico

En el capítulo 1 se dijo que la Estratigrafía es la ciencia que se ocupa del estudio e interpretación de las rocas estratificadas. Por ello resulta evidente que conviene conocer, desde el primer momento, los conceptos de estrato y estratificación. El interés se acentúa cuando se constata que en la bibliografía geológica hay cierto un grado de confusión e imprecisión en algunos de estos conceptos.

2.1.- EL ESTRATO

El término *estrato* fue introducido en Geología por Steno, en el siglo XVII, para denominar a una capa de roca (o de sedimento) limitada por superficies horizontales con continuidad lateral y que equivale a una unidad de tiempo de depósito. A partir de esta definición, que constituyó la base del "principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos", el estrato ha sido definido con una doble acepción: geométrica y genética. Desde un punto de vista geométrico Campbell (1967) lo definió como "un nivel de roca o sedimento más o menos distinguible de forma visual o física, separado de los niveles superior e inferior por superficies denominadas superficies de estratificación". Desde un punto de vista genético Otto (1938) lo había definido como "una unidad de sedimentación que se ha depositado esencialmente bajo condiciones físicas constantes".

Si se combinan las dos acepciones, la geométrica y la genética, se puede definir el estrato como un nivel (un cuerpo generalmente tabular) de roca o sedimento, con litología homogénea o gradacional, que se depositó durante un intervalo de tiempo definido.

Los estratos pueden estar delimitados, con respecto a los materiales infrayacentes y suprayacentes, tanto por superficies netas como graduales. Las superficies de estratificación bruscas suelen ser expresión de cambios bruscos en el régimen de la sedimentación, interrupciones sedimentarias y/o etapas de erosión. Las superficies de estratificación graduales indican variaciones paulatinas (ver punto 2.3.3). Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que las alteraciones físico-químicas que ocurren tras el enterramiento (diagénesis) suelen transformar un cambio gradual en una superficie neta.

Los términos "capa" y "lecho" se han utilizado como sinónimos de estrato o como términos análogos según los autores. Aquí se van a utilizar como sinónimos siempre que se refieran a niveles diferenciables en sedimentos, rocas sedimentarias o rocas sedimentarias metamorfizadas, de acuerdo con la recomendación de Shrock (1948). Los términos capa y lecho pueden utilizarse, además, con una acepción más amplia (p.ej. para capas tabulares de rocas ígneas), ya que son términos geométricos y no tienen la connotación genética del término estrato.

De acuerdo con el "principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos" un estrato se habría depositado horizontal y de una manera continua. Como ya matizó Shrock (1948), este principio, de gran interés en los primeros tiempos de la Estratigrafía, tiene numerosas excepciones. En efecto, la superficie original de los estratos es paralela a la superficie sobre la que se produce su depósito. El estudio de medios actuales ha demostrado la abundancia de superficies deposicionales inclinadas (p.ej.

talud continental, taludes deltaicos, playas, barras y dunas, etc.), en las cuales la pendiente normalmente se hunde hacia el interior de la cuenca sedimentaria.

Un estrato está delimitado por dos superficies de estratificación (fig. 2.1), la inferior sobre la cual se inició el depósito se llama *muro* del estrato y la superior que marca el final de la sedimentación se le llama *techo* del estrato. Puesto que los estratos se superponen unos a otros, evidentemente, el techo de un estrato concreto es, a su vez, el muro del estrato suprayacente.

Se llama "espesor del estrato" (o potencia del estrato) a la distancia entre las superficies de estratificación que lo limitan, medida perpendicularmente a las mismas (fig. 2.1). El espesor de los estratos individuales es muy variable, oscilando entre el centímetro y poco más del metro. Se han propuesto diferentes clasificaciones de estratos en función del espesor (estratos finos, gruesos, muy gruesos, etc.) que han tenido escasa aceptación ya que al tratarse de una magnitud fácilmente medible se recomienda expresar dicho espesor numéricamente y, en el caso de referirse a conjuntos de estratos, haciendo un tratamiento estadístico mínimo de los resultados (espesores mínimo, medio y máximo, varianza, etc.).

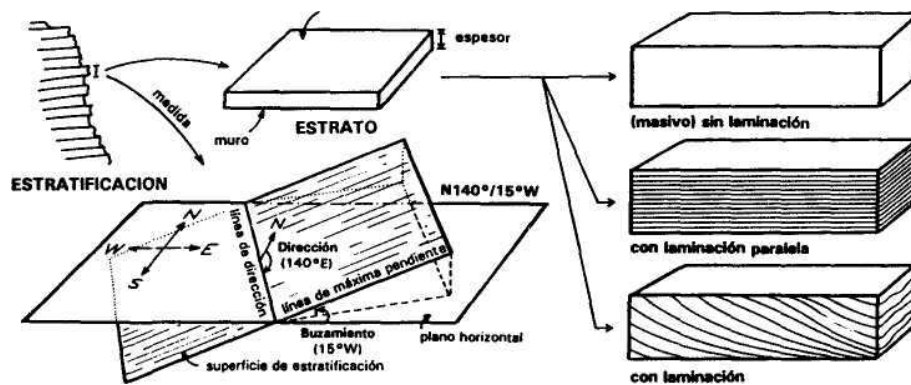


Figura 2.1.- Rasgos de los estratos y medidas de la estratificación. Para un estrato concreto se marcan: el techo, el muro, el espesor, los posibles ordenamientos internos y la medida de su posición espacial (dirección y buzamiento).

Un término muy relacionado con el estrato es la *lámina*, aunque responden a conceptos diferentes. Para algunos autores, estrato y lámina se diferencian exclusivamente por su espesor, de manera que un estrato tendría un espesor superior al centímetro y la lámina inferior a esta magnitud. Para otros autores hay, además, una diferencia conceptual, ya que la lámina es una división de orden menor, pero dentro de un estrato. Aquí se va a optar por la segunda acepción, de manera que la lámina se define como "una capa de espesor inferior al centímetro diferenciada dentro de un estrato". Las láminas se ponen de manifiesto por diferencias en la composición, en la textura o en el color de

la roca. La superficie de una lámina puede ser paralela o no a la superficie de estratificación del estrato que las contiene.

La lámina es, por tanto, la división de orden menor posible reconocible en las rocas estratificadas, ya que dentro de una lámina no se pueden establecer subdivisiones a simple vista. La lámina está siempre subordinada al estrato, de manera que es una subdivisión dentro del estrato. La extensión lateral de una lámina es siempre menor que la del estrato que la contiene o excepcionalmente igual. Las láminas se pueden reconocer tanto en estratos lutíticos como en arenosos. En los primeros se diferencian las láminas por cambios de color que implican modificaciones en el contenido en materia orgánica (p.ej. varvas), cambios texturales o cambios mineralógicos. En las arenitas las láminas se reconocen por: a) cambios en las concentraciones de algunos minerales, como el caso de los minerales pesados en algunas arenas de playa o el caso de las micas en sedimentos depositados por corrientes de tracción; b) cambios en el tamaño de grano presentando granoclasificación (normal o inversa); c) cambios en el contenido de matriz micrítica.

2.2.- LA ESTRATIFICACIÓN

2.2.1.- Definiciones: estratificación y laminación

Definidos ya los conceptos de estrato y de lámina, resulta fácil definir los de estratificación y laminación. Mientras que los primeros conceptos se refieren a los niveles o capas diferenciables en las rocas, los segundos se refieren al hecho de presentar dicho dispositivo o al propio dispositivo. La estratificación será, por tanto, la disposición en estratos de los sedimentos, rocas sedimentarias y algunas rocas metamórficas. Al basarse la definición en la de estrato, el término estratificación se refiere tanto al aspecto geométrico (dispositivo en capas sucesivas) como al genético (intervalos sucesivos de sedimentación).

La laminación se puede definir como "la disposición sucesiva de láminas dentro de un estrato" (Corrales *et al.*, 1977). La laminación ha sido frecuentemente considerada como una estructura de ordenamiento interno dentro de los estratos, distinguiéndose dos tipos fundamentales: laminación paralela y laminación cruzada, aunque existen otros tipos minoritarios (ondulada, contorsionada, etc.). En consecuencia, se pueden diferenciar tres tipos simples de estratos: el primero sin laminación interna, el segundo con laminación paralela y el tercero con laminación cruzada (fig. 2.1). La bioturbación que con frecuencia afecta a los estratos laminados dificulta su reconocimiento, ya que la destruye parcial o totalmente.

2.2.2.- Superficies de estratificación

Las superficies de estratificación en muchos afloramientos se observan con mayor claridad especialmente cuando existen diferencias litológicas marcadas entre capas sucesivas y cuando la erosión moderna ataca preferentemente a los materiales más blandos o más solubles.

Como ya se indicó anteriormente, las superficies de estratificación pueden ser netas o difusas (fig. 2.2). Las superficies netas en unos casos separan materiales con la misma litología encima y debajo, mientras que en otros casos separan estratos con diferente litología. En los contactos difusos existe una franja paralela a la superficie de estratificación en la que tiene lugar el cambio gradual entre los dos términos litológicos o texturales. En la naturaleza son muy frecuentes los estratos con muros netos y los techos difusos.

Desde un punto de vista geométrico se pueden diferenciar, con cierta facilidad, varios tipos de superficies de estratificación (fig. 2.2). Un primer tipo son las *superficies planas* y el segundo las *superficies irregulares* que muestran un marcado carácter erosivo. De acuerdo con los rasgos geométricos de detalle de la propia superficie se pueden reconocer: a.- superficies con estructuras de corrientes; b.- superficies con pistas de organismos; c.- superficies con estructuras de carga; d.- superficies onduladas como en el caso de techos de estratos con estructuras de *ripples*, e.- superficies bio-turbadas afectadas por la acción de organismos que destruyen parcialmente la estructura interna del estrato, y f.- superficies nudo-sas con una disposición en grumos o nodulos, especialmente visible en el techo de ciertos bancos calizos (fig. 2.2).

2.2.3.- Causas de la estratificación

La estratificación se produce por efecto de la interacción compleja de las condiciones físicas, químicas y/o biológicas que regulan la sedimentación. Es una propiedad inherente a la sedimentación, de manera que la casi totalidad de las rocas sedimentarias presentan este dispositivo. Las únicas excepciones son las rocas formadas por

- difusa
- neta
- difusa
- neta
- plano (sin irregularidades)
 - con estructuras de corrientes
 - con pistas de organismos
 - con estructuras de carga
- ondulada
- irregular
- bioturbada
- nodulosa

l r

TIPOS DE SUPERFICIES DE ESTRATIFICACIÓN

Figura 2.2.- Tipos de superficies de estratificación que se pueden observar en el campo (explicación en el texto).

organismos constructores (p.ej. arrecifes de corales), rocas formadas a partir de morrenas glaciales (tillitas) y algunas rocas sedimentarias de precipitación química masivas.

Son muy diversas las causas que producen la estratificación, pero se pueden resumir en dos: a) interrupciones en la sedimentación, y b) cambios en las condiciones de sedimentación.

Las interrupciones en la sedimentación son muy características de medios en los cuales el depósito es episódico. El ejemplo más conocido, y posiblemente el más fácil de entender, es el de la llanura de inundación fluvial, ambiente en el que la sedimentación tiene lugar preferentemente en los cortos intervalos de desbordamiento de los ríos, separados entre si por largos episodios sin sedimentación. En otros medios sedimentarios, aunque menos espectacularmente que en los fluviales, el depósito ha sido igualmente intermi-

tente intercalándose intervalos de depósito con otros sin depósito. Ager (1981) llegó a decir que si la sedimentación hubiese sido continua no habría superficies de estratificación y que la mayoría de los planos de estratificación son "mini-discontinuidades" (a las que se llamarán diastemas), o sea, el reflejo de interrupciones menores de la sedimentación. El mismo autor establece un curioso símil entre la estratificación y la música diciendo: "en la música tan importantes son las notas como los silencios, como en las sucesiones de estratos donde tan importantes son los propios estratos como las interrupciones sedimentarias entre ellos". Los ejemplos más característicos de superficies de estratificación ligadas a interrupciones sedimentarias son aquellos que separan estratos de la misma naturaleza y textura, y donde la estratificación se pone de manifiesto por superficies netas que serían superficies del antiguo fondo de la cuenca sedimentaria en las que habría habido un endurecimiento (a veces acompañado de cierta actividad de organismos y/o una ligera erosión) durante el intervalo de tiempo que duró la interrupción sedimentaria.

Los cambios en las condiciones sedimentarias producen igualmente superficies de estratificación. Dentro de estos cambios se pueden diferenciar dos grandes lotes. El primero de ellos corresponde a los cambios que afectan al área fuente de los sedimentos y que conllevan cambios en la cantidad y calidad de materiales que pueden ser transportados hasta la cuenca sedimentaria adyacente. Estos cambios se deben a modificaciones en el clima, a incrementos en la erosión de los relieves ocasionados por elevaciones tectónicas de los mismos o a modificaciones del nivel de base del medio sedimentario. El segundo lote se refiere a las modificaciones internas dentro del medio sedimentario como las modificaciones de la energía de las corrientes que transportan los sedimentos (que pueden implicar cambios en la textura de los sedimentos), modificaciones en el qui-mismo del agua (que produce cambios litológicos en los materiales precipitados), cambios en las condiciones de oxidación del fondo (que pueden producir cambios en el color de los sedimentos) o cambios en la productividad biológica (que ocasionan cambios en el contenido orgánico de los sedimentos). Los cambios bruscos, de cualquiera de los tipos citados, implicaría la formación de superficies de estratificación netas, que separan estratos de distinta naturaleza o con distintas propiedades. Estos cambios, además, pueden coincidir con ligeras interrupciones sedimentarias con lo que se acentuaría la propia estratificación. Por el contrario los cambios graduales (no acompañados de interrupciones sedimentarias) implicarían superficies de estratificación difusas, con cambios graduales en la litología, textura o de color.

2.2.4.- Origen de la laminación

La laminación tiene un origen diferente a la estratificación. No

todos los tipos de la laminación tienen el mismo origen sino que hay diversos tipos genéticos. Se puede considerar que cada uno de los dos tipos litológicos (laminación en lutitas o en arenitas) corresponde a un lote de condiciones genéticas concretas.

La laminación en lutitas se producen por cambios periódicos (a veces estacionales) de las condiciones físico-químicas del medio sedimentario. En unos casos se debe a pequeñas fluctuaciones en la cantidad y calidad de aportes de los materiales detríticos. En otros se trata esencialmente de cambios en el contenido en materia orgánica (p.ej. varvas lacustres). Un tipo muy especial es el que se presenta en lodos carbonatados en los que se forman laminaciones debidas a cambios, de orden menor, de la actividad orgánica (p.ej. laminaciones formadas por mallas de algas).

La laminación en arenitas tiene un origen muy diferente a la de las lutitas y, a su vez, también diverso. Algunas laminaciones se forman por la repetición de intervalos sin depósito en los que tiene lugar la concentración de material más grueso en el fondo de un cauce, seguidos de intervalos de depósito. Hay laminaciones paralelas arenosas que se forman como una estructura interna propia de estratos paralelos formados por corrientes de tracción bajo un régimen de flujo alto. El flujo y reflujos de agua en una playa produce laminaciones en las que hay concentraciones selectivas de minerales pesados. Las laminaciones arenosas cruzadas se forman en relación con corrientes de tracción con un régimen de flujo más bajo, y relacionadas con la migración de los *ripples* de corrientes. La acción de las olas en medios subacuáticos someros igualmente produce laminaciones.

2.2.5.- Medida de la estratificación

Los estratos se depositan generalmente subhorizontales pero se presentan en la naturaleza con posiciones geométricas muy diversas, debido a deformaciones posteriores, especialmente a basculamiento y plegamiento.

Para expresar la posición espacial de un estrato o de una superficie de estratificación se recurren a dos medidas: la *dirección* y el *buzamiento* (fig. 2.1). Se llama *dirección* de un estrato al ángulo que forma la línea horizontal contenida en el estrato (línea de dirección) con la coordenada geográfica norte-sur, situadas ambas rectas en el mismo plano horizontal. Se expresa en grados medidos en el sentido de las agujas del reloj desde el norte. En las capas horizontales no se puede medir, ya que todas las líneas que se pueden trazar en el estrato están situadas en el plano horizontal. Se llama *buzamiento* al valor del diedro formado por el plano de la estratificación y el plano horizontal. En la práctica se recurre a medir el ángulo que forma la *línea de máxima pendiente* del estrato (la perpendicular a la línea de dirección) con su proyección en el plano horizontal. Se expresa en grados (desde 0 a 90°) y puesto que con el

mismo valor numérico puede haber dos casos diferentes se añade una coordenada que indique hacia donde se hunde el plano. Solo hay dos excepciones: las capas horizontales con buzamiento 0° y las capas verticales con buzamiento 90° . Algunos estratos deformados han sufrido giros superiores a los 90 grados (capas invertidas) o incluso han podido llegar a los 180° (capas tumbadas); sin embargo en ellas la medida siempre se expresa en valores de $0-90^\circ$ (midiendo el ángulo del plano de estratificación con el plano horizontal) pero a continuación se indica que está invertida.

Como se señaló anteriormente, un porcentaje mayoritario de estratos se depositaron horizontales o subhorizontales, por tanto, tienen un buzamiento original de 0° . Sin embargo hay casos donde esto no se cumple y los materiales tenían una cierta inclinación desde el mismo momento del depósito. A la medida de esta inclinación se le llama *buzamiento original*, el cual normalmente es de pocos grados, aunque localmente puede llegar a ser mayor. Los datos procedentes del estudio de los medios sedimentarios actuales, cada vez más abundantes y precisos, permiten valorar la localización de estratos con buzamiento original y valorar los mismos.

Dunbar y Rodgers (1957) utilizaron el término de *buzamiento inicial* para definir a la inclinación resultante después del depósito y antes del plegamiento, por efectos de la consolidación y compactación de los sedimentos infrayacentes. Este concepto es bastante interesante desde un punto de vista teórico pero resulta difícil aplicar a materiales deformados, ya que raramente hay criterios para diferenciar la inclinación producida por este efecto y por la tectónica.

2.3.- TIPOS DE ESTRATIFICACIÓN

Los criterios que pueden servir para tipificar la estratificación son diversos, aunque esencialmente se basan en dos aspectos fundamentales: la geometría de los estratos individuales y los rasgos distintivos de las asociaciones de estratos sucesivos.

2.3.1.- Geometría de los estratos

Considerando los estratos individualmente se puede establecer una clasificación de tipos geométricos a partir de la geometría del techo y del muro (fig. 2.3).

a.- Estratos tabulares.- Cuando las dos superficies de estratificación (techo y muro) son planas y paralelas entre sí.

b.- Estratos irregulares, con muro erosivo.- Son estratos con gran extensión lateral, con un muro irregular y un techo plano, por lo que su espesor varía.

c.- Estratos acanalados.- Con escasa extensión lateral y espesor

GEOMETRÍA DE LOS ESTRATOS

$\overline{\text{tabular}} \quad \overline{\text{J}} \quad \overline{\text{Z}} \sim \overline{\text{E}} \overline{\text{E}} \overline{\text{T}}$
 $\text{---} \text{J} \text{---} \text{1} \text{---} \text{1} \text{---} \text{1} \text{---} \text{1} \text{---} \text{*} \text{---} \text{=---} \text{=---} \text{^} \text{---} \text{tabular}$



Figura 2.3.- Tipos más simples de geometrías de estratos de acuerdo con su continuidad, forma de las superficies de estratificación y variación lateral de espesor.

muy variable, con una geometría interna semejante a la de la sección de un canal.

d.- Estratos en forma de cuña.- Se trata de estratos limitados por superficies planas no paralelas entre sí, que terminan lateralmente por pérdida progresiva de espesor.

e.- Estratos lenticulares.- Son discontinuos con el muro plano y el techo convexo. Una variante de estos son los estratos con forma biconvexa.

f.- Estratos ondulados.- Se caracterizan por ser continuos con muro plano y techo ondulado, con estructuras de *ripples* de corrientes o de olas.

2.3.2.- Asociaciones de estratos

Cuando se analizan conjuntos de estratos superpuestos se puede realizar diversas clasificaciones basadas en criterios de tipo descriptivo, que en gran parte representan diferentes tipos genéticos.

Un primer aspecto a considerar es la ordenación de espesores de los estratos individuales en los conjuntos de estratos sucesivos. En la figura 2.4 se esquematizan las diversas posibilidades de ordenación de espesores y se dan los siguientes nombres:

Uniforme.- Los espesores de los estratos sucesivos tienen todos ellos unos valores análogos, con un valor real muy cercano a la media estadística de todos los espesores.

Figura 2.4.- Tipos de asociaciones de estratos de acuerdo con la distribución de los espesores y de las litologías presentes (explicación en el texto). Los términos *a, b* y *c* corresponden a tres tipos litológicos, en los que *a* sería el término de mayor tamaño de grano (en rocas detríticas) o de mayor energía (en rocas carbonatadas).

Aleatoria o de espesor variable.- Los espesores de los diferentes estratos superpuestos son muy variables y no presentan ninguna ordenación definida.

Estratocreciente.- Los espesores tienen una ordenación en lotes de estratos con valores de espesores crecientes hacia el techo, dentro de cada lote. Este tipo de ordenamiento también se le conoce con el nombre de secuencia negativa (Lombard, 1956).

Estratodecreciente.- Es el contrario del anterior, o sea, con disminución de los espesores de los estratos hacia el techo en cada lote. Este tipo de ordenamiento también se le conoce con el nombre de secuencia positiva (Lombard, 1956).

En haces.- Los espesores de los estratos se distribuyen por lotes de estratos de espesores uniformes dentro de cada lote y diferentes entre lotes.

A estas modalidades de asociaciones geométricas de estratos hay que añadir la *estratificación masiva*, nombre que se utiliza para denominar intervalos de rocas sedimentarias en los que la estratificación no es distinguible a simple vista.

Un segundo tipo de clasificación estaría basado en la litología de los estratos que se superponen. Se pueden diferenciar los siguientes tipos: *homogénea* cuando los estratos sucesivos tienen la misma naturaleza, *heterogénea* cuando estos cambian de manera desordenada, *rítmica* cuando alternan ordenadamente dos tipos de litología y *cíclica* cuando el módulo que se repite es de más de dos litologías.

Un aspecto complementario, de gran interés, es la interrelación entre la geometría de los estratos y los tipos litológicos que la componen. Concretamente tienen importancia para la interpretación genética las asociaciones de estratos en los que hay un dispositivo de espesor creciente hacia el techo al mismo tiempo que hay un aumento del tamaño medio de grano, de manera que hacia el techo dominan los niveles de grano más grueso. Igualmente en la naturaleza son abundantes las ordenaciones en las que hacia el techo disminuyen simultáneamente el espesor de los estratos y el tamaño medio del grano de las rocas detríticas que los componen.

Otro aspecto complementario, pero también interesante en la interpretación genética, es el de la distribución de litologías y espesores en el caso de estratificaciones rítmicas y cíclicas (fig. 2.4). En el caso de estratificación rítmica, en la que alternan dos clases de litologías (*a* y *b*) se diferencian dos subtipos (*a*>*b* y *b*>*a*) que generalmente pasan lateralmente uno al otro. En el caso de la estratificación cíclica, en la que alternan tres clases de litologías (*a*, *b* y *c*) con cambios laterales desde secciones donde *a*>*b*>*c* a otras donde *a*<*b*<*c*. En ambos casos el estudio de la abundancia relativa de los diferentes tipos de estratos y su variación lateral informa sobre las condiciones del depósito y sus variaciones laterales.

2.4.- SECCIONES ESTRATIGRAFÍAS Y REGISTRO ESTRATIGRAFICO

Mediante la aplicación del principio de la superposición, con las debidas precauciones para evitar errores, tales como la utilización de criterios de superposición (ver capítulo 9), los estratos y conjuntos de estratos pueden ser agrupados en volúmenes con características afines (unidades estratigráficas) y ordenados temporalmente.

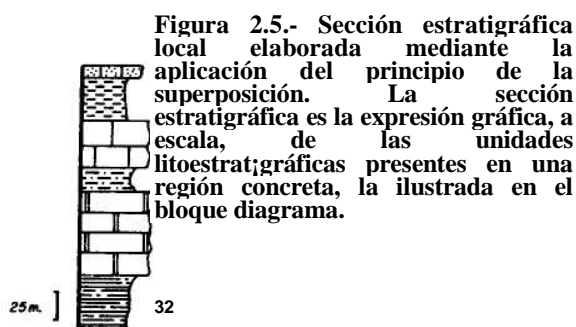
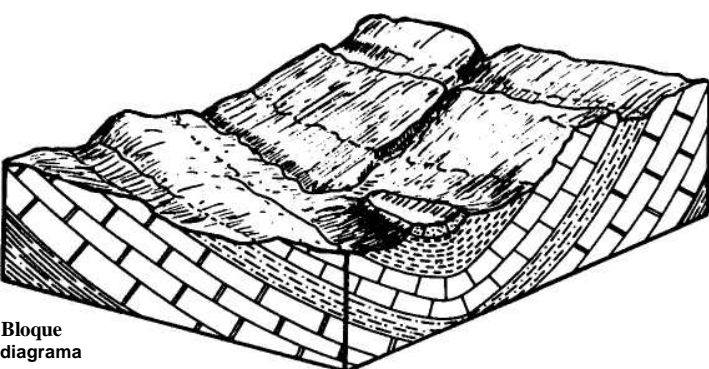
Las *secciones estratigráficas* son precisamente las ordenaciones temporales de las unidades estratigráficas, extendiéndose el nombre también a su representación gráfica, en la que se dibuja a escala la ordenación de los materiales estratificados; su levantamiento constituye la técnica de trabajo más importante en la Estratigrafía y a ella se va a dedicar un capítulo completo de este libro (capítulo 11). Aquí tan sólo se quieren adelantar algunas ideas básicas, que faciliten el uso de una nomenclatura correcta.

Se llama *sección estratigráfica local* a la ordenación temporal de la totalidad de estratos (o conjuntos de estratos) que afloran en una localidad concreta colocados en la posición originaria de depósito, o sea, los más antiguos debajo y los más modernos encima. El nombre se aplica también a su representación gráfica (fig. 2.5). Los datos de diferentes secciones estratigráficas locales de una misma cuenca sedimentaria permiten elaborar una sección estratigráfica compuesta, sintética de todos los materiales que forman el relleno de la cuenca, que constituye uno de los registros más completos de la historia sedimentaria de una cuenca desde su individualización hasta el final del relleno.

Mediante la correlación (sobre la que se tratará en el capítulo 17) los datos de las secciones estratigráficas locales y regionales pueden ser integrados en una sección estratigráfica idealizada a escala global, válida para toda la superficie de la Tierra. La ordenación de los diferentes intervalos de tiempo sucesivos que se pueden reconocer en la sección estratigráfica global constituye la escala cronoestratigráfica universal de referencia (GEI, 1980) y sirve de columna patrón con la que se comparan los datos obtenidos en nuevas secciones estratigráficas levantadas. Esta escala del tiempo geológico integra los datos de todas las secciones estratigráficas y, por tanto, se puede perfeccionar y mejorar al aumentar la cantidad y calidad de los datos disponibles. En la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980) se detalla la rígida normativa establecida, mediante convenios científicos internacionales, para introducir posibles modificaciones de esta escala. Esta normativa pretende que la escala sea lo más completa y fiable posible, pero a la vez intenta evitar cambios no justificados o no aceptados de manera general.

El *registro estratigráfico* es el conjunto de fenómenos geológicos, ordenados temporalmente, deducidos a partir de la interpreta-

SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA



Bloque
diagrama

25 m.] 32

ción de una sección estratigráfica. El registro estratigráfico local se refiere a los datos deducidos de una sección estratigráfica local, mientras que el registro estratigráfico regional se refiere a una región amplia y se elabora a partir de la interpretación de una sección estratigráfica compuesta. El registro estratigráfico regional representa el registro más completo posible de los fenómenos acaecidos a lo largo del tiempo geológico, basado en, y deducido del, estudio de las secciones estratigráficas de diferentes sectores de la región de referencia y correspondientes a diferentes edades.

El término *registro estratigráfico global* podría aplicarse al conjunto de fenómenos acaecidos en la superficie de la Tierra a través del tiempo geológico, ordenados cronológicamente, deducidos a partir de la correlación de multitud de secciones estratigráficas de muy diferentes edades y localidades. La elaboración de este registro estratigráfico global es precisamente el objetivo de la Geología Histórica, ciencia íntimamente relacionada con la Estratigrafía (ver capítulo 1).

3

LAS ROCAS ESTRATIFICADAS EN EL CONTEXTO DEL CICLO GEOLÓGICO

- 3.1.- El ciclo geológico
 - 3.1.1.- Medio generador y medio receptor
 - 3.1.2.- Cuantificaciones de procesos 3.2 - Tasa de sedimentación 3.3.- Factores que controlan la sedimentación
 - 3.3.1.-Aportes
 - 3.3.2.- Subsistencia y movimientos tectónicos verticales
 - 3.3.3.- Cambios del nivel del mar y eustatismo 3.4.- Cuencas sedimentarias
 - 3.4.1.- Definición
 - 3.4.2.- Relación entre cuenca sedimentaria y medio sedimentario
 - 3.4.3.- Clasificación de las cuencas sedimentarias 3.5.- Procesos diagenéticos.
- La compactacion
 - 3.5.1.- Cambio de espesor entre sedimentos y rocas sedimentarias
 - 3.5.2.- Cálculo de la compactacion en materiales antiguos

En el capítulo anterior se decía que los materiales que presentan estratificación son los sedimentos, las rocas sedimentarias y las rocas metamórficas procedentes de rocas sedimentarias previas. Las rocas estratificadas se disponen ocupando una parte epidérmica de la superficie de la Tierra. Los abundantes perfiles sísmicos de fondos marinos permiten conocer que el espesor de la capa de sedimentos y rocas sedimentarias situada inmediatamente por debajo de los fondos marinos varía desde valores casi nulos en las dorsales a algunos kilómetros en los bordes de los continentes, con un valor medio de 500 metros (Boillot, 1984). Por su parte en los continentes el espesor medio de la capa epidérmica de rocas estratificadas es del orden de los 700 metros. Estos valores son insignificantes comparados con el del radio de la Tierra (6.370 km). Pettijohn (1975) valoró que los sedimentos y las rocas sedimentarias ocupan el 75% de la superficie de la Tierra, aunque sólo significan el 5% del volumen de la corteza terrestre (el 95% restante son rocas ígneas y metamórficas). La gran extensión superficial de las rocas estratificadas y la posibilidad de poder descifrar en ellas la historia de la Tierra confieren a su estudio un enorme interés, tanto científico como aplicado.

3.1.- EL CICLO GEOLÓGICO

La superficie de la Tierra está sometida a un proceso continuo cíclico de modificación permanente del relieve, que implica la transferencia de material de los continentes a los océanos. Este proceso se conoce con el nombre de *ciclo geológico externo*, el cual unido con el ciclo geológico interno (modificaciones en el interior de la corteza terrestre), forman el ciclo geológico (fig. 3.1). En el contexto del ciclo geológico tiene lugar la formación de los sedimentos y las rocas sedimentarias.

3.1.1.- Medio generador y medio receptor

Los procesos que constituyen el ciclo geológico externo se inician cuando una roca antigua (ígneas, metamórficas o sedimentarias), que forma parte de un relieve, sufre procesos de destrucción (erosión) bien por agentes físicos (meteorización física) que suministran

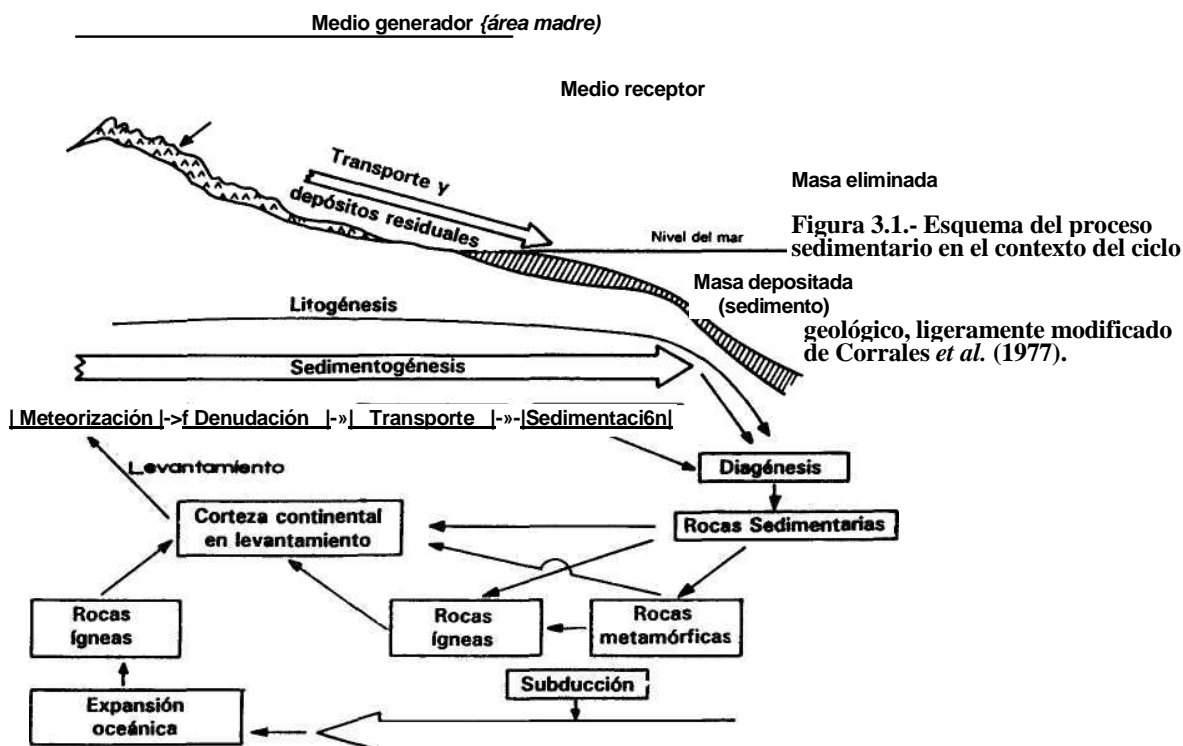


Figura 3.1.- Esquema del proceso sedimentario en el contexto del ciclo geológico, ligeramente modificado de Corrales *et al.* (1977).

partículas sólidas o agentes químicos (meteorización química) que proporcionan partículas disueltas o coloides.

El área sometida a destrucción es la que recibe el nombre de "medio generador" ("área madre" o zona de erosión), y se localiza preferentemente en los relieves continentales (fig. 3.1). La cantidad y calidad de productos de meteorización obtenidos por unidad de tiempo están controladas por el clima y la altitud. El clima regula el dominio de los agentes químicos o físicos; así en regiones muy húmedas y cálidas domina la meteorización química y los productos resultantes mayoritarios son materiales disueltos, mientras que en las regiones de climas áridos domina la meteorización física con lo que los productos resultantes son esencialmente sólidos. La altitud juega también un papel notable de manera que la destrucción de los materiales, y consecuentemente el volumen de material disponible, es mayor en los relieves más altos y mínimo en los relieves próximos al nivel del mar. Las modificaciones del proceso erosivo por parte del hombre (como la agricultura, deforestaciones, etc.) son (y han sido) muy considerables, aumentando la acción erosiva de 2 a 10 veces, aunque localmente puede llegar a ser de 100 a 1000 veces mayor (Einsele, 1992).

Los productos de la meteorización pueden seguir dos caminos muy diferentes. El primero de estos caminos, el más simple, es que sean transportados y depositados en otra región. Mayoritariamente el transporte llega hasta fuera del continente y los materiales son depositados en los mares y océanos adyacentes. Minoritariamente tiene lugar también depósito dentro de los continentales, en áreas subsidentes, en especial en lagos y ríos. El segundo camino es que pasen a formar, junto con la materia orgánica en descomposición, una cubierta estable o producto residual final al que se conoce con el nombre de suelo. Los suelos, de cuyo estudio se ocupa la Edafología, juegan un papel importante en la parte inicial del ciclo geológico externo ya que tienden a frenar o disminuir la acción destructora de los agentes meteorizantes. Sin embargo en muchos casos son los propios suelos los que son destruidos por dichos agentes y los materiales que los formaban se mezclan con los productos de meteorización directa de las rocas transportándose conjuntamente.

Los materiales producto de la meteorización de relieves anteriores, incluidos los de destrucción de suelos, son transportados y transferidos hasta otra área, topográficamente más baja, a la que se llama "medio receptor" o zona de sedimentación (fig. 3.1). Global-mente la masa de roca destruida por unidad de tiempo en el medio generador es igual a la depositada en el medio receptor. Las únicas variaciones, locales y/o temporales, entre ambas magnitudes se deben a etapas de formación de suelos (en la que el volumen eliminado es inferior al depositado) o a etapas de concentración de elementos químicos en las aguas de los océanos sin depositarse. Entre la masa destruida en los continentes y la que accede a los océanos puede haber diferencias notables, al existir depósitos parciales de los materiales transportados en los lagos y ríos, por tanto dentro de los continentes. Los embalses construidos por el hombre han modificado el proceso ocasionando depósitos locales anómalos dentro de los continentes.

El principal agente de transporte es el agua de los ríos de manera que los materiales productos de la meteorización de cada cuenca fluvial son drenados y desplazados hasta áreas de menor altitud. Cuando se habla de aguas de ríos se incluye, también, el transporte de aguas de lluvia superficiales que acceden a ríos y el de las aguas subterráneas. Garrels y MacKenzie (1971) estimaron que más del 90 % del material transportado sobre la superficie de la Tierra tiene como agente el agua de los ríos. El siguiente agente de transporte, en orden decreciente de importancia, es el hielo de los casquetes glaciales (7%), mientras que el resto (menos del 3%) corresponde al transporte eólico y a la erosión marina litoral. La entrada de material de origen extraterrestre, en especial polvo meteorítico, se valora (Garrels y MacKenzie, 1977) en 36×10^5 t/a cantidad alta en valores absolutos pero que porcentualmente significa el 0,01% del material sólido que es transportado en el proceso sedimentario. Los materiales sólidos transportados cuando se depositan forma-

rán los sedimentos detríticos, mientras que los materiales disueltos (y los coloides), con la intervención de la biosfera, formarán los sedimentos (y rocas) de precipitación química y las biogénicas. El depósito de estos materiales tiene lugar muy minoritariamente dentro de los continentes, en los cauces de los ríos y en algunos lagos localizados en relación con la red fluvial. La gran mayoría del material es transportado fuera de las cuencas fluviales y llevado a los mares u océanos adyacentes, donde se depositarán.

En todos los casos durante la sedimentación ocurren interrupciones del proceso y/o cambios de las condiciones, lo que queda reflejado en los sedimentos con la estratificación. Una vez formados unos sedimentos concretos, y tras el depósito de nuevos sedimentos encima de ellos, se inicia el proceso de diagénesis que implica la progresiva transformación de los mismos en rocas sedimentarias, por compactación (reducción de volumen de poros), cementación, recristalización y/o alteraciones químicas. Las rocas sedimentarias mantienen el dispositivo en capas (estratificación) de los sedimentos. A medida que continúa el enterramiento la diagénesis se acentúa y en el caso de rocas sedimentarias que queden profundas se pueden iniciar procesos de neoformación de minerales, debido al aumento de presión y temperatura, con lo que se inicia la formación de rocas metamórficas, que igualmente mantienen la estratificación.

3.1.2.- Cuantificaciones de procesos

Tiene gran interés conocer los valores numéricos del ritmo o de la tasa de los diferentes procesos que componen el ciclo geológico externo, así como del volumen total de material transferido por unidad de tiempo en el proceso sedimentario.

Garrels y MacKenzie (1977) valoraron la masa total transferida por los ríos en 225×10^8 toneladas/año (t/a), de las cuales 183×10^8 t/a eran de material sólido en suspensión o tracción de fondo y 42×10^8 t/a correspondían a sustancias disueltas, con una relación media de material sólido/material disuelto de 4/1. Autores más recientes (Meybeck, 1979, 1987; Milliman y Meade, 1983) han efectuado nuevos cálculos y suministran cifras algo inferiores, aunque del mismo orden de magnitud. Concretamente Milliman y Meade (1983) calcularon la cantidad de material en suspensión transportado por los ríos desde los continentes a los océanos en 135×10^8 t/a, mientras que Meybeck (1979) calculó la cantidad de material disuelto en 40×10^8 t/a. Estos valores globales dan una relación media de material sólido/material disuelto de 3,5. Einsele (1992) demuestra con numerosos datos que esta relación varía muy considerablemente según las condiciones climáticas y altitud, desde valores de 0,2 en algunos ríos de Siberia a valores de 11 en los ríos Ganges y Brahmaputra.

Todos los valores numéricos anteriores se basan en medidas de intervalos de tiempo cortos, que pueden ser poco representativos, al

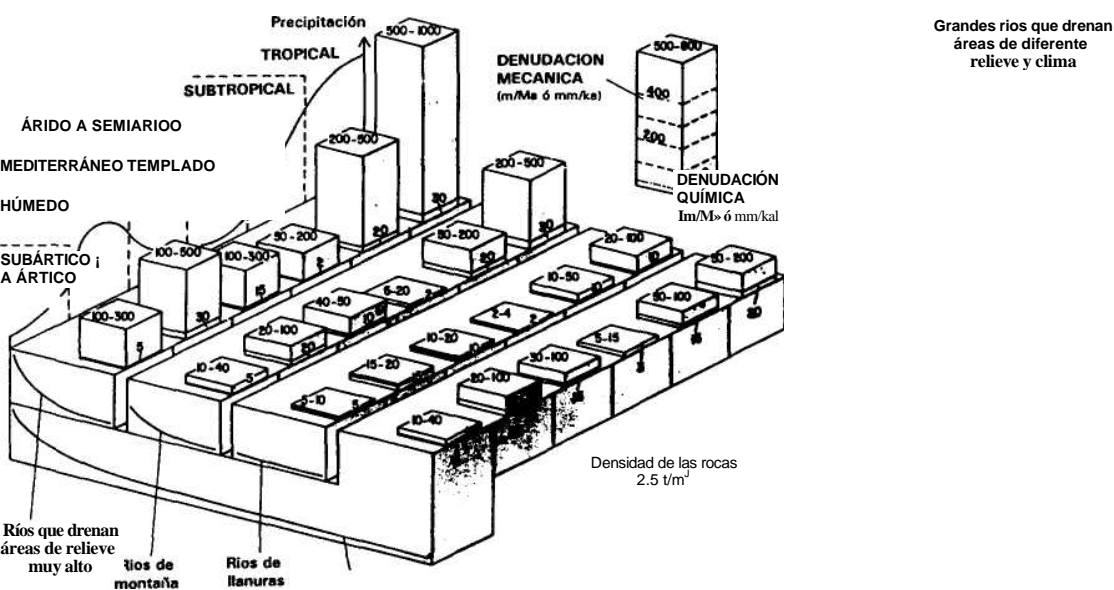


Figura 3.2.- Rangos comunes de las tasas de denudación mecánica y química en relación con el relieve y clima (incluyendo la vegetación), ligeramente modificado de Einsele (1992).

tencia de estos movimientos de elevación tectónica de los continentes son muy numerosos. En algunos casos se pueden incluso cuantificar estos movimientos a lo largo de tiempo.

La elevación tectónica de los continentes puede tener un doble origen: epirogénico y orogénico. Los movimientos epirogénicos afectan a áreas de grandes dimensiones y dan lugar a hundimiento (subsistencia) o elevación tectónica con tasas de 20 a 200 mm/ka (Einsele, 1992) que pueden perdurar algunas decenas de millones de años. Los valores máximos de tasa de movimiento (elevación) se deben a los reajustes isostáticos de la corteza. Uno de los ejemplos más conocidos es el de la elevación de la Península Escandinava desde la fusión de los glaciares, que eventualmente llegó a alcanzar valores de varios milímetros por año. La elevación orogénica de formación de montañas ocasionada por reajustes en los límites de placas (convergencia, subducción, colisión) tiene un intervalo inicial de elevación muy rápida (varios milímetros año) seguido de un largo periodo de reajuste isostático bastante lento (del orden del milímetro cada mil años).

Un prueba definitiva a favor de la elevación tectónica de los continentes es que en aquellos que han estado sometidos a erosión durante mucho tiempo (p.ej. desde el Cámbrico) afloran rocas formadas en niveles muy bajos de la corteza terrestre, lo que implica

un levantamiento de varios kilómetros que ha compensado la denudación.

3.2.- TASA DE SEDIMENTACIÓN

La cantidad de material sedimentado en un sector del medio receptor durante un intervalo de tiempo concreto es un valor de gran interés ya que permite cuantificar el proceso sedimentario y establecer comparaciones entre diferentes sectores de la sedimentación actual, así como comparar con los datos medidos en materiales antiguos. Los términos "tasa de sedimentación" y "velocidad de sedimentación" han sido utilizados como sinónimos (traducciones del término inglés *sedimentation rate*) para expresar el espesor de rocas estratificadas (o de sedimentos) por unidad de tiempo en un intervalo del registro estratigráfico o en depósitos cuaternarios de medios sedimentarios recientes. Sin embargo, Fernández-López y Gómez (1991) recomiendan utilizar ambos términos con acepciones diferentes, reservando el de tasa de sedimentación para el concepto anterior y utilizando el de velocidad de sedimentación para referirse a la medida del proceso de depósito real exclusivamente en los intervalos en los que éste tiene lugar. Solamente en el caso de que la sedimentación fuese continua ambas medidas coincidirían. En todos los demás casos la velocidad de sedimentación será más alta (o mucho más alta) que la tasa de sedimentación. Ambas medidas se expresan en milímetros/1.000años (o metros/millón de años) unidad que se conoce en la bibliografía como *unidad Buhfong* (Fischer, 1969; Enos, 1991). Algunos autores prescinden de esta unidad y dan los resultados directamente en unidades de longitud (espesor) en relación con el tiempo, como: centímetros por mil años (cm/ka), milímetros por mil años (mm/ka) o metros por millón de años (m/Ma).

La tasa de sedimentación correspondiente de un intervalo estratigráfico concreto es la relación entre su espesor y la duración de su intervalo temporal de formación. Por tanto, para poder medir la tasa de sedimentación necesitamos dos magnitudes: el espesor del intervalo estratigráfico seleccionado y la diferencia de tiempo entre los niveles superior e inferior.

En medios sedimentarios actuales se estudian los sedimentos más recientes, en especial hasta donde la técnica del carbono-14 puede ser aplicada (ver capítulo 4). En ellos el espesor se obtiene por medida directa, especialmente mediante sondeos, y la diferencia de tiempo por radiometría.

En materiales estratificados antiguos el espesor se mide directamente en el campo o por datos de sondeos, mientras que para conocer la diferencia de tiempo es necesario disponer de datos de edad absoluta en el techo y en el muro del intervalo. En diversos libros o artículos (Kukul, 1971, 1990; Corrales *et al.*, 1977; Enos, 1991; Einsele, 1992) se recopilan numerosos datos de tasas de sedimenta-

ción de medios sedimentarios, tanto recientes como antiguos.

A partir de datos de muy diversa procedencia se ha elaborado una gráfica (fig. 3.3) donde se muestra de manera muy expresiva la relación entre el material eliminado en los continentes y su depósito preferencial en ciertos sectores. En dicha figura se indica que en los continentes domina la erosión, con una valor medio en la partes más altas de una decenas de milímetros cada mil años. El depósito en los continentes básicamente se limita a las áreas subsidentes donde se pueden acumular materiales lacustres o fluviales, con tasas de sedimentación variables, pero que pueden llegar al centenar de mm/ka.

La sedimentación tiene lugar preferentemente en las áreas adyacentes a los continentes donde se alcanzan los valores máximos de tasa de sedimentación (decenas de miles de mm/ka en deltas y llanuras de mareas). En medios cercanos al continente (mares cerrados, golfos, bahías, etc.) los valores superan el centenar de mm/ka, mientras que en las plataformas, con valores muy variables de unas a otras en función de la subsidencia, se tienen valores medios del orden de la decena de mm/ka. Los valores mínimos corresponden a los sedimentos hemipelágicos (del orden de la decena de mm/ka) y especialmente en los pelágicos (generalmente por debajo de 1 mm/ka). A la vista del gráfico se puede decir que los materiales producto de la destrucción de los continentes se acumulan preferentemente en los bordes de los mismos (márgenes continentales) donde la subsidencia es mayor y en los que se pueden llegar a acumular enormes espesores (varios kilómetros) de sedimentos (y rocas sedimentarias). Boillot (1984) afirma que más de la mitad de los sedimentos se acumulan en los bordes de los continentes, más concretamente en márgenes continentales estables, en los que se pueden alcanzar espesores de rocas sedimentarias de hasta 10 km, como se

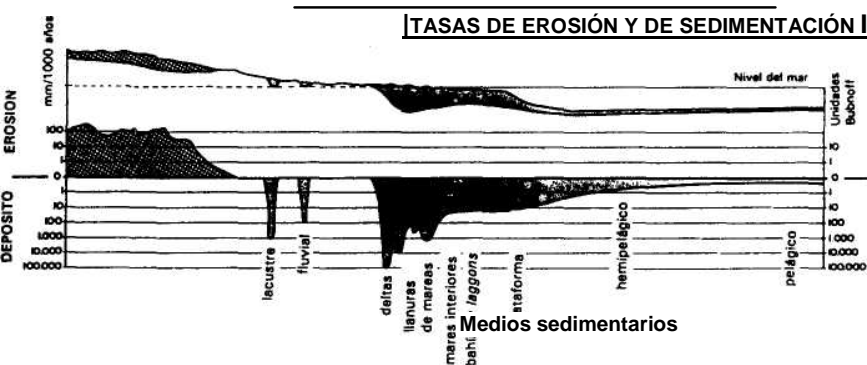


Figura 3.3.- Gráfico de distribución de las tasas de sedimentación en diferentes medios sedimentarios y de las tasas de denudación de los continentes en función de la altitud. El gráfico ha sido elaborado a partir de datos de muy numerosas fuentes (Kukal, 1971, 1990; Corrales *et al.*, 1977; Jenkyns, 1986; Vera, 1989a; Einsele, 1992; entre otros).

comprueba en márgenes sin deformar a partir de perfiles sísmicos o en márgenes deformados (cadenas montañosas) por levantamiento de secciones estratigráficas.

3.3.- FACTORES QUE CONTROLAN LA SEDIMENTACIÓN

Varios factores controlan la sedimentación en cada área concreta del medio receptor. La interacción de estos factores regula la litología de los sedimentos y la tasa de sedimentación. Estos factores son: aportes, subsidencia (y movimientos tectónicos) y los cambios del nivel del mar (fig. 3.4). Antes de describir el papel de cada uno de ellos conviene definir el concepto de capacidad de recepción de sedimentos de un medio.

En los mismos albores de la Estratigrafía como ciencia Barrell (1917) planteó la hipótesis del nivel de equilibrio de un medio, que implica la idea de que en todo medio hay una superficie ideal (nivel de equilibrio) que regula la capacidad de depósito del mismo. En el caso que el nivel de equilibrio esté por debajo del fondo de la cuenca habrá erosión en lugar de depósito. El nivel de equilibrio coincide con el fondo no habrá ni erosión ni depósito. Por el contrario cuando el nivel de equilibrio está por encima de la superficie topográfica, el volumen comprendido entre ambas superficies es el volumen disponible para un posible depósito. Muy recientemente Jersey (1988) ha definido a este volumen en medios marinos con el término "acomodación", considerándolo controlado, justamente, por los aportes, la subsidencia y los cambios del nivel del mar.

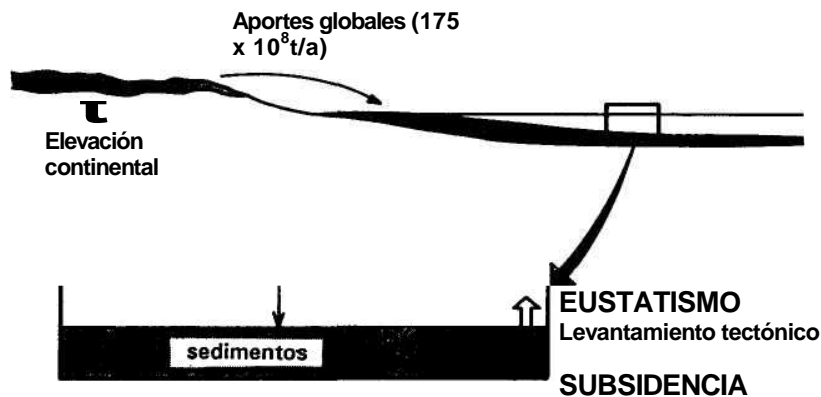


Figura 3.4.- Factores que controlan la sedimentación (litología y tasa de sedimentación) de cada área concreta del medio receptor.

3.3.1.- Aportes

Se denominan aportes al conjunto de materiales que llegan al medio receptor procedentes del medio generador y que, por tanto, pueden ser depositados. La naturaleza de los aportes depende de la composición de las rocas que afloran en el medio generador, de las condiciones climáticas en las que tuvo lugar la destrucción de las mismas y de la naturaleza e intensidad del transporte.

Un aspecto interesante a tener en cuenta es que la naturaleza global de la roca madre (la que aflora en el medio generador) ha ido cambiando a lo largo del tiempo, ya que en las etapas iniciales de la evolución de la Tierra su superficie estaba ocupada en su totalidad por rocas ígneas de la corteza primitiva. A lo largo del tiempo geológico, y de una manera progresiva, ha ido incrementándose el volumen de rocas sedimentarias y metamórficas que forman parte de los continentes y que pueden ser destruidas en el medio generador.

La abundancia de los aportes de cada cuenca fluvial, valorable globalmente en toneladas/año, y su equivalente en denudación de la cuenca ($t/km^2.a$ ó mm/ka), está controlada por el clima reinante en la cuenca fluvial y la altitud media de la misma. Los volúmenes de materiales transportados por cada uno de los grandes ríos se miden en millones de toneladas año con cifras que varían desde las decenas (p.ej. ríos Níger, Orinoco, Volga, McKenzie, etc) a algunos millares (p.ej. ríos Ganges-Brahmaputra, Amazonas, etc.).

3.3.2.- Subsistencia y movimientos tectónicos verticales

El estudio detallado de la dinámica de la corteza terrestre demuestra que además de los grandes desplazamientos laterales (movimientos de placas) hay otros movimientos verticales que pueden llegar a alcanzar hasta 15 km y que son suficientes para crear por una parte altas cadenas plegadas y por otra depresiones en las que se pueden acumular potentes prismas sedimentarios (Arche, 1989c). Los movimientos verticales son, por tanto, ascendentes o descendentes. Un ejemplo de movimiento ascendente es el levantamiento continental que afecta a los continentes y que compensa la denudación, del que se acaba de hablar. El movimiento descendente más conocido, y de mayor interés en el proceso sedimentario, es la *subsistencia*.

Con el nombre de *subsistencia* se denomina al proceso tectónico de hundimiento del fondo de una cuenca sedimentaria simultáneo al depósito durante un largo periodo de tiempo. La subsistencia puede medirse valorando el hundimiento por unidad de tiempo (tasa de subsistencia) y sus valores se expresan en las mismas unidades que la tasa de sedimentación (Bubnoff, mm/ka , o m/Ma). El término "tasa de subsistencia" se refiere al hundimiento medio de una cuenca durante un intervalo de tiempo y no a los valores puntuales de dicho

hundimiento. Estos últimos podrían expresarse como "velocidad de subsidencia" de manera análoga a los usados en la sedimentación. La tasa de subsidencia se calcula a partir de tres cifras: espesor de los materiales correspondiente al intervalo estratigráfico, diferencias batimétricas entre el inicio y el final de la sedimentación en dicho intervalo y tiempo (expresado en años) al que equivale el intervalo. Cuando la batimetría permanece constante a lo largo de un intervalo de tiempo los valores de las tasas de sedimentación y de subsidencia son iguales. Cuando se estudian en detalle los materiales depositados en estos casos pueden diferenciarse episodios en los que la "velocidad de subsidencia" (hundimiento momentáneo) es muy superior a la "velocidad de sedimentación" (depósito momentáneo), con lo que se detectan episodios bruscos de profundización, seguidos de episodios lentos de somerización donde ambos valores se invierten.

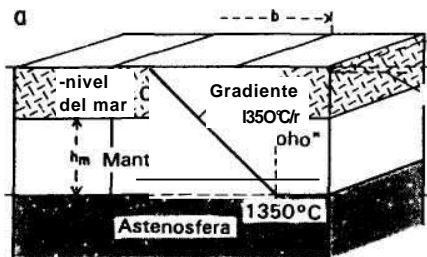
La subsidencia puede ser regular y con magnitudes de la tasa de subsidencia uniformes o por el contrario ser intermitente, con importantes variaciones a lo largo del tiempo. Una subsidencia regular es la responsable del depósito de grandes espesores de materiales de una misma batimetría (p. ej. llanuras deltaicas, marinos someros, etc.) durante intervalos de tiempo muy largos. Una subsidencia intermitente de gran envergadura es la responsable del enterramiento brusco de una cobertura vegetal, como lo que ocurre en los procesos de formación del carbón.

Sin subsidencia no es posible la sedimentación continuada en un sector concreto ya que la llegada de aportes sucesivos rápidamente rellenaría el volumen disponible para el depósito (acomodación) y a partir de ese momento finalizaría la sedimentación, estableciéndose un equilibrio entre erosión y depósito, o incluso dominando la erosión sobre la sedimentación.

La subsidencia en definitiva es un movimiento tectónico de hundimiento simultáneo a la sedimentación. Se puede dar en áreas continentales muy localizadas y de escasas dimensiones, en las que se pueden llegar a acumular grandes volúmenes de sedimentos (p. ej. algunas cuencas fluviales o lacustres de pequeñas dimensiones). Sin embargo, el máximo interés lo presentan las áreas subsidentes de grandes dimensiones en la que se pueden llegar a acumular volúmenes muy notables de sedimentos en intervalos de tiempo largos. Arche (1989c) analiza los mecanismos que han sido propuestos por diferentes autores para explicar la subsidencia y concluye que los procesos principales responsables de la formación de cuencas sedimentarias por subsidencia son: 1.- Extensión de la corteza; 2.- Contracción térmica causada por el enfriamiento de la corteza y del manto; 3.- Deformación flexible o elástica por carga. Los dos primeros procesos corresponden a fases sucesivas que pueden ocurrir en áreas donde por fragmentación de la corteza se individualiza una zona de *rift* (fig. 3.5.a).

La primera etapa subsidente (*subsidencia inicial*) es debida a

los reajustes isostáticos de las capas de diferente densidad que forman el manto superior y la corteza terrestre (fig. 3.5.b). Las causas geodinámicas que provocan el inicio de un *rift* o un graben son diversas (ver: Boillot, 1984, cap. II) pero entre ellas destacan un calentamiento de la litosfera continental, que local-mente alcanza tres veces su valor, la que produce la disminución

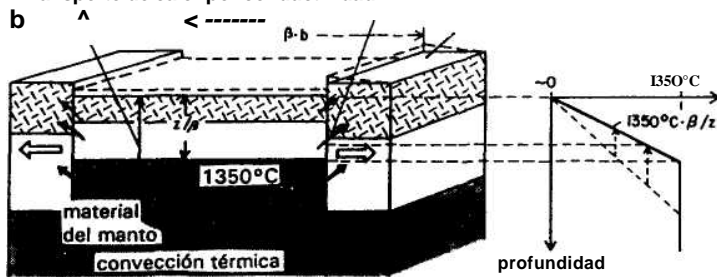


-o

profundidad

emperatura 1350°C

Transporte de calor por conductividad



levantamiento

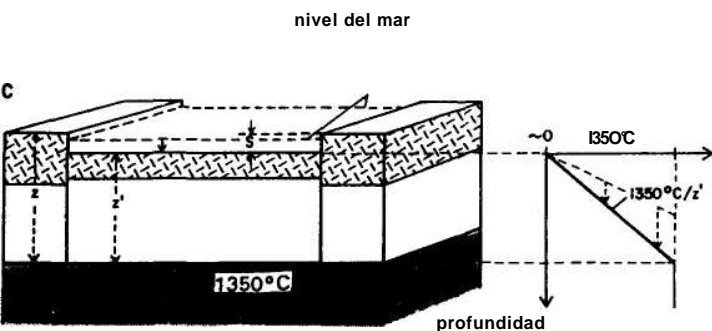


Figura 3.5.- Modelo de individualización de una cuenca subsidente en el interior de un continente (ligeramente modificado de McKenzie, 1978 y Einsele, 1992). Explicación en el texto.

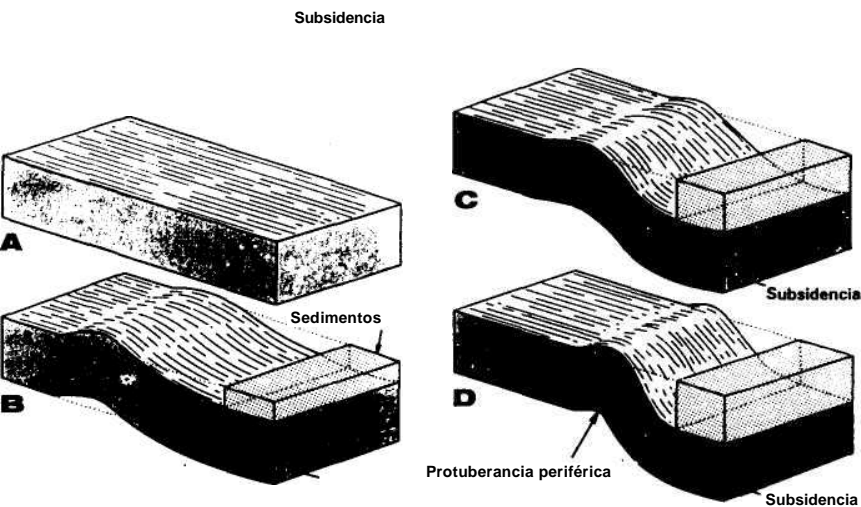
48

la densidad litosférica y un levantamiento regional (abombamiento) seguido de hundimiento de la parte más elevada del domo.

La etapa siguiente, de *subsistencia térmica* (fig. 3.5.c) es debida a un enfriamiento de la litosfera de manera que las temperaturas se reducen aproximadamente a las del estadio inicial. Este enfriamiento se debe a dos causas fundamentales. La primera es que el rift deje de ser activo, al disminuir el efecto térmico inicial que provocó su origen. La segunda causa, aplicable a rifts que han evolucionado a márgenes continentales por la expansión del nuevo océano, es el progresivo alejamiento de la zona de flujo térmico elevado (dorsal oceánica).

La subsistencia debida a la deformación flexible de la corteza está ocasionada por la carga de los sedimentos (fig. 3.6) y básicamente se trata de un reajuste isostático más que de una deformación tectónica. La sobrecarga sedimentaria no es la causa primera de la subsistencia pero contribuye a ella. Boillot (1984) afirma que el reemplazamiento del agua del mar (densidad $1,05 \text{ g/cm}^3$) por sedimentos (densidad $2,2 \text{ g/cm}^3$) provoca necesariamente un reajuste isostático regional y un hundimiento de la Moho, del mismo modo que si en una plataforma continental se eliminara una capa de sedimentos de 1 km de espesor se tendría el efecto contrario (la Moho se elevaría 0,5 km y los 500 m restantes serían ocupados por el agua). Los movimientos verticales de la corteza cuando se forman o se destruyen los casquetes glaciales son una prueba evidente de las deformaciones flexibles de la corteza.

3.3.3.- Cambios del nivel del mar y eustatismo



o de los factores principales que controlan la sedimentación en los medios sedimentarios marinos es el "nivel relativo del mar" y los cambios en el mismo. Se llama "nivel relativo del mar" a la distancia entre la superficie del agua y el fondo. Este nivel cambia frecuentemente a lo largo del tiempo por los siguientes factores:

- 1.- Relación aportes/subsistencia.- Los aportes tienden a rellenar la cuenca y con ello a descender el nivel relativo del mar, mientras que la subsistencia tiene el efecto contrario y, por tanto, tiende a elevar el nivel relativo del mar. En los intervalos de tiempo en los que los aportes superen en volumen al vacío dejado por la subsistencia el nivel relativo del mar descenderá, mientras que en los episodios en los que la subsistencia sea más importante que los aportes el nivel relativo del mar se elevará.
- 2.- Levantamiento tectónico.- Cuando el fondo de una cuenca sedimentaria está sometido a un levantamiento tectónico el nivel relativo del mar desciende. Si el levantamiento supera en magnitud a la batimetría se llega a la emersión.
- 3.- Cambios eustáticos.- Con este nombre se denominan a los cambios del nivel del mar que afecten amplios sectores de la Tierra (o a su totalidad). Los cambios eustáticos modifican el "nivel absoluto del mar", o sea, el nivel medio de los océanos a lo largo del tiempo.

El **eustatismo** es la teoría que explica el régimen de fluctuaciones del nivel del mar inducido por fenómenos climáticos o tectónicos globales. Entre los cambios climáticos que producen cambios del nivel del mar significativos está el glaciario, que ha producido cambios del nivel absoluto del mar (cambios glacioeustáticos) que en el Cuaternario han llegado a ser de hasta 100 metros, aunque en tiempos anteriores (p. ej. Mesozoico) fueron mucho menores debido al menor desarrollo de los casquetes polares. Los cambios tectónicos globales que producen cambios del nivel absoluto de mar (cambios tectono-eustáticos) son: el crecimiento desigual de las dorsales, las etapas de

colisión y las inundaciones de nuevos océanos formados por fragmentación de antiguos continentes. Estos factores tectónicos globales han podido producir cambios en el nivel absoluto del mar de hasta varios centenares de metros (Pitman, 1978; Pit-man y Golovchenko, 1983). Los cambios del nivel del mar antiguos pueden ser deducidos a partir del estudio de las secciones estratigráficas de un sector, pero en muchos casos resultará muy complejo reconocer los cambios absolutos del nivel del mar. En estos casos y hasta no poder diferenciarlos claramente se utiliza el término genérico de "cambios relativos del nivel del mar", que comprende a todos los cambios (incluidos los absolutos).

3.4.- CUENCAS SEDIMENTARIAS

Uno de los conceptos más usuales en la Estratigrafía, y las ciencias afines: Sedimentología, Geología Histórica, Paleogeografía, etc., es el de *cuenca sedimentaria*, por lo que conviene introducir al lector cuanto antes en el uso correcto del mismo. Igualmente interesa marcar claramente la diferencia conceptual entre cuenca sedimentaria y medio sedimentario.

3.4.1.- Definición

Las cuencas sedimentarias son las áreas de la superficie terrestre en las que se han podido acumular grandes espesores de sedimentos durante un largo intervalo de tiempo. De acuerdo con el esquema del ciclo geológico expuesto anteriormente la existencia de cuencas sedimentarias, donde se acumulan importantes volúmenes de sedimentos, implica la existencia simultánea de sectores de la corteza sometidos a denudación y erosión.

Una cuenca sedimentaria es un sector de la corteza terrestre que durante un intervalo de tiempo ha estado sometido a subsidencia y en el que la sedimentación ha rellenado parcial o totalmente el volumen capaz de ser rellenado (acomodación). Toda cuenca sedimentaria, por tanto, tiene unos límites con unas coordenadas geográficas definidas. Estos límites geográficos son la expresión, sobre la topografía actual,- ele la posición de los límites entre sectores subsidentes (cuenca) y las áreas marginales en las que no hay subsidencia o incluso hay levantamiento. Igualmente toda cuenca sedimentaria está acotada en el tiempo de manera que en ella se puede hablar de un momento en el que ocurrió la individualización de la cuenca, con el inicio de la subsidencia y depósito, un intervalo de tiempo (relativamente largo) en el que ocurrió el depósito y otro momento final que marca la terminación de la sedimentación en la misma.

Toda cuenca sedimentaria implica la existencia de áreas adyacentes sometidas a denudación y que constituyen el medio generador de la propia cuenca, o sea, las áreas a partir de las cuales proceden los materiales que se depositan en la cuenca. La subsidencia de una cuenca sedimentaria está usualmente acompañada de la elevación tectónica de las áreas adyacentes, por lo que el factor tectónico es en definitiva el que rige tanto la sedimentación en la cuenca como la destrucción de los relieves adyacentes. Cuando termina la inestabilidad tectónica con la finalización de los movimientos verticales (subsidencia y elevación) deja de ser activa la cuenca sedimentaria.

De acuerdo con la actividad sedimentaria y su grado de deformación se pueden diferenciar tres tipos de cuencas sedimentarias:

- 1.- Cuencas activas, áreas subsidentes en las que se han depositado y actualmente se siguen depositando materiales.
- 2.- Cuencas inactivas, áreas igualmente subsidentes, pero en las que ya terminó la sedimentación. Los materiales del relleno de la

cuenca están escasamente deformados, por lo que resulta simple reconstruir la forma original de la cuenca.

3.- Cuencas fuertemente deformadas, que usualmente forman cadenas montañosas, y en las que el relleno originario ha sido parcialmente eliminado por erosión. En ellas la reconstrucción de la forma y posición original de la cuenca es bastante compleja.

3.4.2.- Relación entre cuenca sedimentaria y medio sedimentario

Los conceptos de cuenca sedimentaria y medio sedimentario son completamente diferentes. El concepto de cuenca sedimentaria se basa en el contexto tectónico (subsistencia) de un área definida geográficamente y con límites de tiempo coincidentes con el del inicio y final de la subsistencia. Por el contrario el concepto de medio sedimentario se refiere a un intervalo de tiempo concreto y se trata de un área de la superficie terrestre definida por sus características sedimentarias (no tectónicas).

Dentro de una cuenca sedimentaria y para cada intervalo de tiempo han podido desarrollarse diferentes medios sedimentarios. En la figura 3.7 se presenta un gráfico en el que se muestra claramente esta relación. En ella se representa una parte de una cuenca de tipo margen continental. Su límite se sitúa en la línea que marca la separación entre el sector que se eleva tectónicamente (área fuente) y el sector subsidente (cuenca). Dentro de la cuenca y para el momento del dibujo se diferencian medios sedimentarios continentales (a), costeros (b), de plataforma (c) y pelágicos (d). Dentro de cada uno de ellos se pueden establecer subdivisiones. Así por ejem-

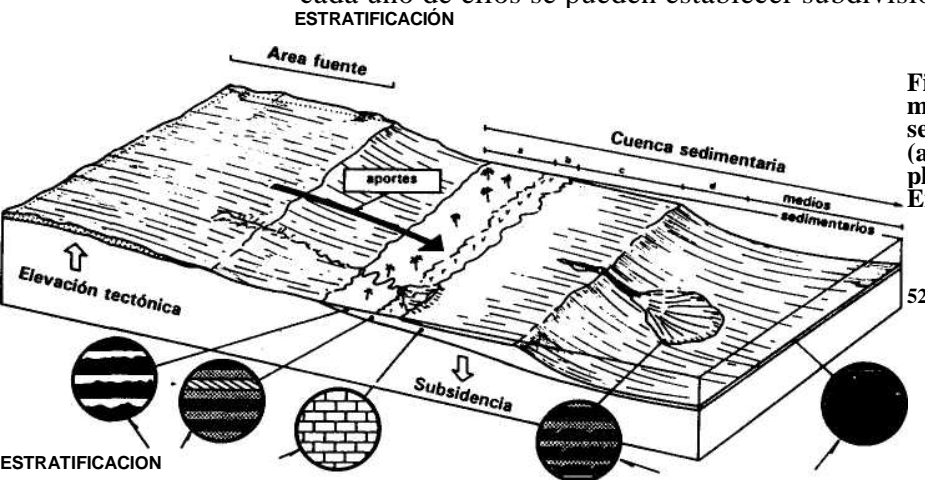


Figura 3.7.- Gráfico donde se muestra la relación entre cuenca sedimentaria y medios sedimentarios (a: continentales, b: costeros, c: plataforma, d: pelágicos). Explicación en el texto.

pío, en los medios costeros (b de la figura 3.7) puede haber playas, deltas, estuarios, llanuras de mareas, etc.

Un medio sedimentario es una división areal del medio receptor en función de las características genéticas. El medio sedimentario se puede definir como un área de la superficie terrestre en la que tiene lugar sedimentación y que se delimita de las áreas adyacentes por cambios en las características físicas, químicas y biológicas que condicionan el depósito. Se diferencian tres grandes grupos de medios sedimentarios: continentales, costeros y marinos.

Entre los medios sedimentarios continentales destacan los medios aluviales, fluviales y lacustres, por su mayor tasa de sedimentación; mucho más minoritarios, en cuanto a volumen de depósito, son los glaciales y los eólicos. En los medios costeros se diferencian de una parte los deltas, las llanuras de mareas y estuarios (incluyendo bahías y golfos), todos ellos con tasas de sedimentación altas y de otra parte las playas y acantilados con tasas de sedimentación muy cambiantes. En los medios marinos por su contexto geográfico se diferencian los de mares cerrados (Mediterráneo, Negro, etc.) y los de mares abiertos (océanos), mientras que por la batimetría y distancia al continente se diferencian: las plataformas continentales y los medios pelágicos (sensu lato), además de los depósitos turbidíticos que en amplios sectores se intercalan a estos últimos. Los medios sedimentarios de mayor extensión son los pelágicos, ya que significan aproximadamente 50% de la superficie de la Tierra. Estos medios pelágicos son los que presentan valores mínimos de tasa de sedimentación.

3.4.3.- Clasificación de las cuencas sedimentarias

Las cuencas sedimentarias se clasifican con un criterio totalmente diferente a los medios sedimentarios. Concretamente los criterios básicos utilizados para esta clasificación son los tectónicos, tales como el emplazamiento en relación con los límites de placas, naturaleza del substrato cortical, evolución tectónica y grado de deformación.

Un primer grupo de cuencas sedimentarias son aquellas que se disponen dentro de una misma placa y cuyo substrato es de corteza continental. Corresponden a áreas subsidentes delimitadas dentro de continentes formadas inicialmente por un hundimiento de fallas normales que en unos casos no han sufrido deformación posterior (*cuencas intracratónicas*), mientras que en otros han sufrido un ligero acortamiento (*aulacógenos*). Se incluyen en este grupo, también, las áreas ligeramente subsidentes, adyacentes a los continentes, con substrato de corteza continental, individualizadas por flexura en lugar de por fracturación, en las que alternan los episodios de sedimentación marina somera, costera y continental, y en las que una vez finalizada la sedimentación los estratos han permanecido horizontales, sin deformación.

Un segundo grupo de cuencas sedimentarias son las localizadas dentro de una misma placa pero en las que el substrato es de corteza oceánica. Se localizan en las partes más profundas de los océanos, tienen grandes dimensiones y en ellas la subsidencia es muy baja. De acuerdo con el mecanismo de movimientos de las placas este tipo de cuencas tienden a permanecer como cuencas oceánicas durante tiempo indefinido.

Un tercer grupo de cuencas, el más amplio y diverso, lo constituyen los *márgenes continentales*, que comprenden el antiguo concepto de geosinclinal. Un margen continental se inicia a partir de una fragmentación de una placa con corteza continental. La fase inicial o *pre-rift* (fig. 3.8A) es la insinuación de zonas débiles en la corteza continental. La segunda fase (fig. 3.8B) es la de formación de una fosa tectónica (graben) en la que se depositan los sedimentos *sin-rift*. La tercera fase es claramente expansiva (fig. 3.8C) y en ella la de cuenca de *rift* alcanza los 50 km de extensión, con el correspondiente adelgazamiento cortical. La cuarta fase (fig. 3.8D) se caracteriza por la continuación de la extensión (hasta llegar a los 100 km), nuevo adelgazamiento de la corteza continental y el inicio de la formación de corteza oceánica, depositándose los sedimentos *post-rift*. La quinta fase (fig. 3.8E) es la de margen continental maduro (margen pasivo) a la que se llega por la progresiva expansión oceánica a partir de una dorsal individualizada en la nueva corteza oceánica formada. La sedimentación tiene lugar, especialmente, en los sectores subsidentes próximos a los bordes de los continentes, formándose una importante cuña sedimentaria en parte sobre substrato de corteza continental y en parte sobre substrato de corteza oceánica. Estos márgenes continentales pasivos maduros continúan su evolución, de acuerdo con el denominado "ciclo de Wilson" (por basarse en las ideas de Wilson, 1966, 1968), pasando a márgenes convergentes, tras la formación de una zona de subducción, y posteriormente terminan su historia sedimentaria por efectos de colisión y/o compresión que hacen que los materiales formados previamente, con una importante deformación, se levanten constituyendo las cadenas montañosas de plegamiento.

Un cuarto tipo de cuencas sedimentarias son aquellas que se individualizan en relación con la colisión y la formación de cordilleras de plegamiento, y que por tanto se superponen a márgenes continentales tras la deformación de los mismos. Incluyen diversos tipos de cuencas, entre ellas las cuencas comprendidas entre la nueva cordillera de plegamiento y el antiguo continente (cuencas de antepaís) y las que se localizan en áreas subsidentes dentro de la nueva cadena (cuencas intramontañosas).

Un quinto y último tipo de cuencas son las localizadas en relación con fallas transcurrentes, en áreas con substrato de corteza continental u oceánica, sobre las que recientemente se han publicado numerosos artículos y monografías. En estas cuencas, de dimensio-

54

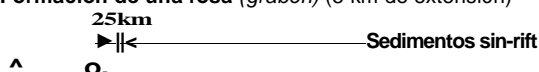
Pre-Rift

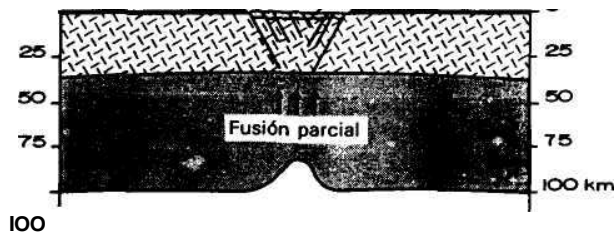
.25

50-T5

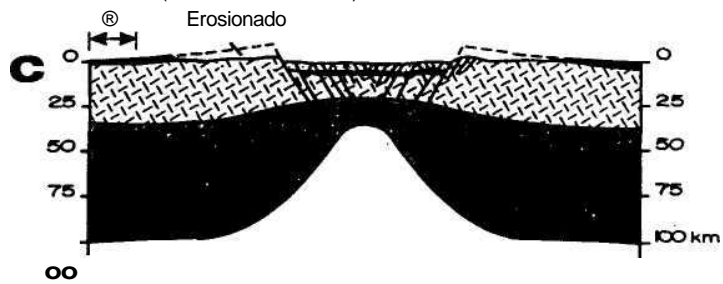
100 km

Formación de una fosa (*graben*) (5 km de extensión)

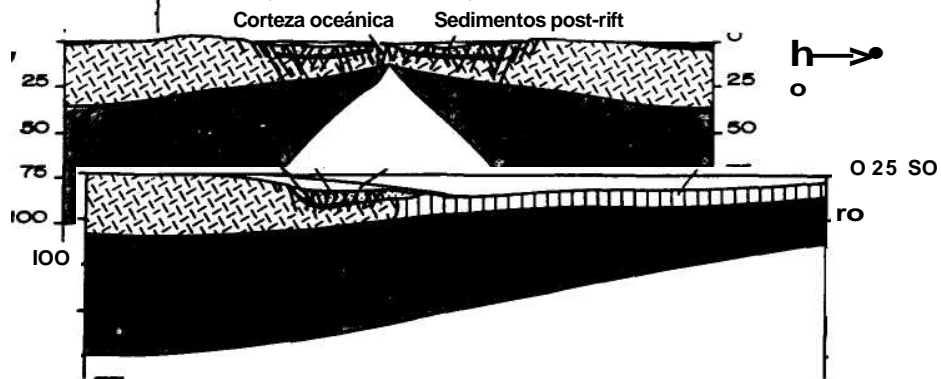




Cuenca de rift (50 km de extensión)



Cuenca de rift (100 km de extensión)



nes relativamente reducidas, se alcanzan espesores muy considerables de sedimentos.

Sobre esta clasificación de cuencas sedimentarias, sobre las características estratigráficas de cada uno de los tipos diferenciados, sobre la existencia de tipos intermedios y sobre las dificultades de asignar una cuenca sedimentaria concreta a unos de los tipos se tratará ampliamente en el capítulo 22 de este libro. En este apartado tan sólo se pretendía describir los criterios básicos de la clasificación para ver el claro contraste con los utilizados en la clasificación de medios y con ello poner de manifiesto la clara diferencia conceptual entre cuenca sedimentaria y medio sedimentario.

3.5.- PROCESOS DIAGENETICOS. LA COMPACTACION

Con el nombre de diagénesis se denominan el conjunto de procesos físicos y químicos que transforman los sedimentos en rocas sedimentarias. Estos procesos se inician inmediatamente después del depósito y se acentúan durante el enterramiento del sedimento por nuevos sedimentos, de manera que el progresivo incremento de presión (carga litostática) y temperatura (grado geotérmico) son las causas principales. Entre esos procesos está la **compactación** que consiste en una pérdida progresiva de volumen debida a una reducción de la porosidad, producida por la expulsión del agua que ocupaba los poros del sedimento y por un reajuste del empaquetamiento de los granos. A veces se ha confundido con *consolidación* que es un concepto más amplio ya que se trata del proceso general de transformación del sedimento incoherente en una roca sedimentaria coherente, por endurecimiento compactación y cementación.

Los procesos diagenéticos no serán tratados en este libro por salirse fuera de los objetivos del mismo. Para su descripción se remite al lector interesado a algunos de los excelentes trabajos o monografías más recientes (Larsen y Chilingar, 1979; Berner, 1980; Parker y Sellwood, 1983; Marfil y de la Peña, 1989; Tucker y Wright, 1990; Einsele, 1992). Si se va a tratar sobre la compactación, ya que conviene conocer sus efectos si se pretende comparar tasas de sedimentación de materiales recientes y antiguos, e igualmente cuando se quiere estudiar en detalle la subsidencia de una cuenca.

3.5.1.- Cambio de espesor entre sedimentos y rocas sedimentarias.

El resultado más claro de la compactación es la reducción de espesor desde los sedimentos hasta las rocas sedimentarias. Esta reducción tiene lugar, esencialmente, por disminución de la porosidad primaria del sedimento. Resulta por tanto evidente que la compactación podrá ser mucho mayor en los sedimentos con porosidad primaria elevada. Sin embargo hay un segundo factor que hace algo más compleja esta relación (porosidad primaria/grado de compactación).- Se trata de la textura de la roca y de la facilidad que tenga

para poder modificar su empaquetamiento. Así, por ejemplo, entre dos sedimentos de la misma porosidad primaria puede haber grandes diferencias en el tipo de empaquetamiento de manera que uno de ellos (p.ej. con granos esferoidales) tienda a disminuir poco su porosidad y otro (p.ej. con granos planos) pueda hacerlo de una manera muy importante (fig. 3.9a). En todos los casos la reducción de la porosidad está acompañada de expulsión de gran parte del agua que ocupaba los poros del sedimento.

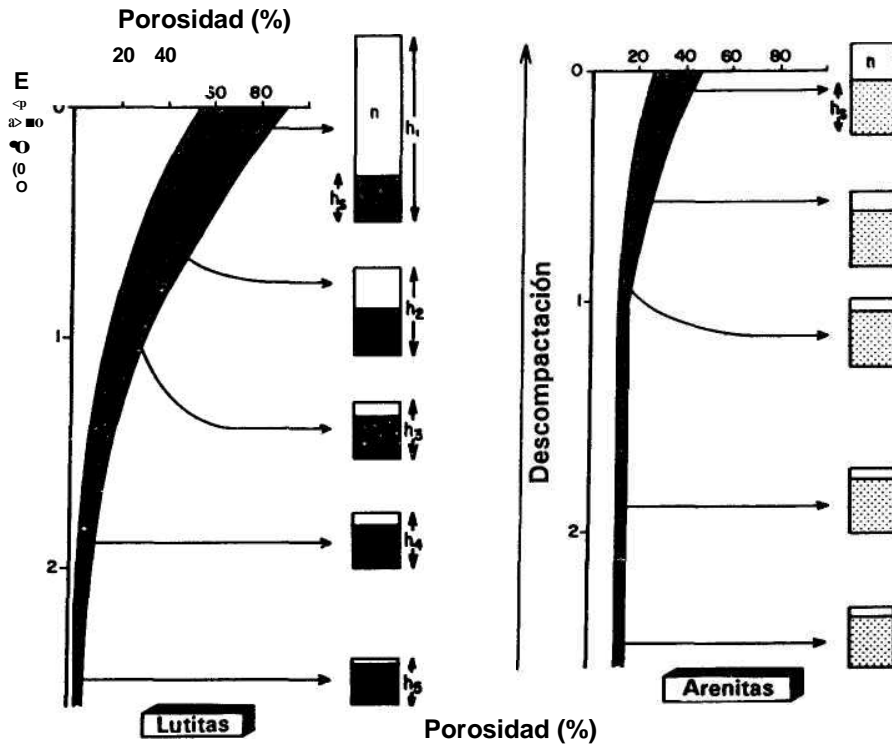
Cuando se aplican estos conceptos a los sedimentos y rocas sedimentarias más usuales se pueden destacar dos tipos extremos en cuanto a su comportamiento durante la compactación (fig. 3.9a). El primer tipo corresponde a los sedimentos con alto grado de porosidad primaria (hasta el 80%) en los que puede disminuir de manera muy notable su porosidad. El tipo más característico lo constituyen las lutitas, en especial aquellas formadas mayoritariamente por minerales de la arcilla, que son partículas planas y deformables. Los valores normales de porosidad inicial de las lutitas varía desde el 90 al 50%; en una primera fase de compactación se reduce a valores del 40-45% debido a la expulsión de agua. Inmediatamente comienza una reorganización de las partículas más finas desarrollándose la pizarrosidad, al mismo tiempo que sigue la disminución progresiva de la porosidad hasta su eliminación total, a la que se llega en condiciones de presión normal a unos 6 km de profundidad y en condiciones de sobrepresión a menor profundidad. La reducción de espesor puede llegar a ser hasta del 80%; así un metro de sedimento lutítico (lodo arcilloso) cuando sufre la compactación puede pasar a un estrato de lutita muy compactada (pizarra) de solamente 20 cm. El segundo tipo extremo corresponde a las arenas con escasa matriz lutítica, con porosidad inicial del 25 al 45% que reducen ligeramente su porosidad a valores del 10-25%, y en las que la consolidación se alcanza por cementación, más que por compactación.

Los efectos de la compactación en los sedimentos carbonatados son menos conocidos ya que durante los mismos se producen fenómenos de disolución bajo presión, como los que forman los estilolitos, que enmascaran el proceso e impiden su cuantificación.

Uno de los aspectos más interesantes, cuando se quieren interpretar las geometrías de rocas sedimentarias antiguas, es conocer los efectos de la compactación diferencial. Dado que los materiales sedimentarios reducen su volumen de manera desigual, en función de la litología y la textura, puede ocurrir que volúmenes de materiales originariamente iguales pasen a tener diferente espesor después de la compactación, con la consiguiente modificación de la geometría de los estratos afectados y de los suprayacentes. Esto ocurre fundamentalmente cuando dos materiales de diferente comportamiento ante la compactación cambian lateralmente (fig. 3.9b).

3.5.2.- Cálculo de la compactación en materiales antiguos.

Se llama descompactación a la medida del valor del espesor originario de las rocas sedimentarias. En todos los casos las rocas sedimentarias, compactadas, tienen un espesor inferior al del sedimento originario. Sánchez-Moya *et al.* (1992) han revisado, recientemente, los diferentes métodos de descompactación utilizados previamente,



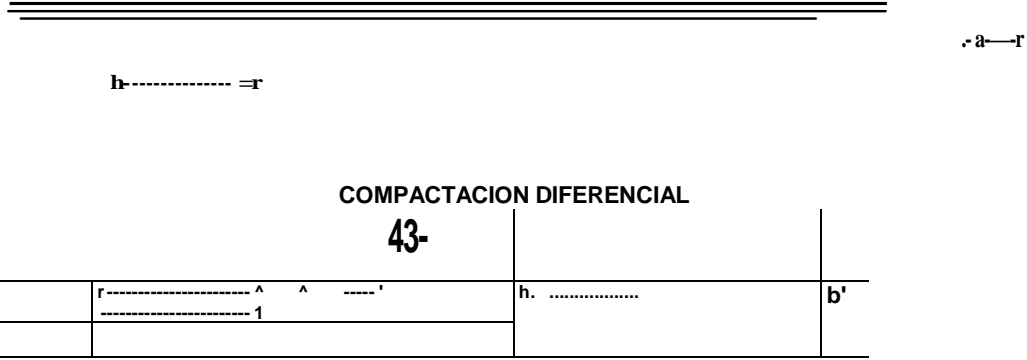


Figura 3.9.- Efectos de la compactación en diferentes rocas sedimentarias, a.-Gráficos comparativos de los valores de porosidad en función de la profundidad en lutitas y arenitas. h_j.- espesor originario, h_s.- espesor de sedimento seco, n.- porosidad, b.- Efectos de la compactación diferencial en materiales en los que haya un cambio lateral de facies (explicación en el texto).

desde el de Van Hinte (1978), autor que asumía que el volumen de granos no cambia significativamente en el tiempo. Se han propuesto diferentes fórmulas matemáticas para expresar el proceso de disminución de la porosidad durante el enterramiento, a partir de experimentos sobre diferentes litologías. Esta disminución en condiciones normales de presión, o sea las debidas exclusivamente a la carga litostática sin sobrepresiones, es una función exponencial, como queda reflejada gráficamente en la fig. 3.9a. Los diferentes métodos matemáticos (ver: Alien y Alien, 1990) propuestos para calcular la descompactación pretenden tener en cuenta los diferentes factores que modifican la compactación tales como litología, cementación temprana, sobrepresión, etc. (Gallagher, 1989). Para calcular el espesor originario de un paquete o volumen de estratos es necesario conocer con exactitud la porosidad actual en el punto medio del citado paquete. Esta porosidad se mide sobre muestras o en caso de tratarse de sondeos se puede calcular a partir de diagráfias. Conocida la porosidad actual y la textura de la roca, usando las tablas de tasas de disminución de la porosidad determinadas empíricamente para cada litología, se hacen cálculos de la porosidad original y, en te el depósito.⁵⁹

4

EL TIEMPO EN GEOLOGÍA

- 4.1 - Las coordenadas espacio y tiempo en Geología
- 4.2.- Edades relativas
 - 4.2.1.- Superposición de estratos
 - 4.2.2.- Ordenación temporal con los fósiles
 - 4.2.3.- La escala de tiempo geológico relativo
- 4.3.- Edades absolutas
 - 4.3.1.- Primeros intentos de dataciones
 - 4.3.2.- Métodos radiométricos
 - 4.3.2.1.- Fundamentos
 - 4.3.2.2.- Métodos más usuales
 - 4.3.2.3.- Limitaciones
 - 4.3.3.- Método de datación basado en las huellas de fisión
- 4.4.- Calibración de la escala de tiempo geológico
 - 4.4.1.- Métodos para el paso de edades absolutas a edades relativas
 - 4.4.2.- Escala calibrada de tiempo geológico
 - 4.4.3.- Magnitud del tiempo geológico

La Estratigrafía pretende conocer la ordenación temporal de los fenómenos geológicos acaecidos en una región concreta y la comparación con los reconocidos en otras regiones. Por ello es imprescindible introducir en el registro estratigráfico la coordenada tiempo. Al igual que sucede en la historia de la humanidad, la Estratigrafía y la Geología Histórica pretenden datar todos los fenómenos y procesos reconocibles y ordenarlos en un calendario. Esta ordenación se puede realizar simplemente estableciendo una ordenación relativa de los fenómenos y procesos, de más antiguos a más modernos, que sería establecer la *edad relativa*, o conociendo la magnitud (en años y sus múltiplos) del intervalo de tiempo que hace que ocurrió un fenómeno geológico con respecto al momento actual, a lo que se llama *edad absoluta*. Términos utilizados desde hace más de dos siglos como Primario, Secundario, Terciario y Cuaternario y otros introducidos en la nomenclatura geológica hace más de un siglo (como Carbonífero, Devónico, Jurásico, etc.) son expresiones de la edad relativa. A la rama de la Estratigrafía que tiene como finalidad la ordenación relativa de los materiales del registro estratigráfico es la *Cronoestratigrafía*. La introducción de medidas numéricas en años y sus múltiplos (edades absolutas) en el registro estratigráfico es el objetivo de la *Geocronometría*, que es una ciencia iniciada en los primeros decenios del siglo XX cuando se aplican las técnicas radiométricas de medida de edad absoluta de las rocas.

4.1.- LAS COORDENADAS ESPACIO Y TIEMPO EN GEOLOGÍA

Posiblemente, la mayor dificultad que implican los estudios en las diferentes ciencias geológicas (y por tanto de la Estratigrafía) consiste en el uso de unas escalas de espacio y tiempo no usuales en otras ciencias. En ambos casos se trata de unas escalas con un grado de variabilidad enorme, desde magnitudes muy pequeñas a otras muy grandes, que se usan simultáneamente lo que agranda la dificultad antes mencionada.

La coordenada espacio en los fenómenos geológicos tiene una gran variabilidad, ya que oscila desde el Angstróm (10^{-10} m), unidad de medida de los radios aparentes de átomos e iones, a las decenas de miles de kilómetros (10^7 m), diámetro de la Tierra. La

escala aumenta de manera extraordinaria si se quiere contemplar la Tierra dentro del sistema solar o dentro del universo. En el trabajo estratigráfico con frecuencia se usan escalas de espacio muy diferentes de manera conjunta, desde la observación microscópica de los materiales hasta la observación de la Tierra mediante sensores remotos, lo que conlleva un grado de dificultad muy considerable. Varios ejemplos pueden ayudar a entender las ideas precedentes. Un primer ejemplo es el de un nivel arcilloso cuya composición mineralógica se conoce con la difracción de rayos X (longitud de onda 10^{-9} - 10^{12} m) o con microscopía electrónica de transmisión (partículas del orden de 10^6 m), que se expresa en el registro estratigráfico con un espesor de centímetros o decímetros (10^1 a 10^2 m), que está intercalado en una sección estratigráfica de algunos centenares de metros de espesor (10^2 m) y puede tener una extensión en la horizontal de decenas kilómetros (10^4 m). Un segundo ejemplo, muy espectacular, es el de los niveles estratigráficos milimétricos (10^3 m) que contienen microtectitas ($<10^3$ m de diámetro) y que se interpretan como el efecto del impacto de un meteorito que puede quedar reflejado en toda la superficie de la Tierra (10^7 m), cuya procedencia ha podido ser de áreas del sistema solar situadas a más de 10^8 m de la Tierra.

De acuerdo con la escala espacial los fenómenos geológicos se dividen en: locales, regionales y globales. Se llaman fenómenos locales a los que afectan a una región muy limitada, por ejemplo una desviación de un río, un desprendimiento de ladera, una pequeña falla, etc. Se llaman fenómenos regionales a aquellos que afectan a un sector más amplio, en muchos casos al conjunto de una cuenca sedimentaria, como puede ser un cambio en la tasa de la sedimentación o una interrupción sedimentaria. Finalmente, se llaman fenómenos globales a los que afectan a la totalidad del globo terráqueo, de los que son excelentes ejemplos los cambios en el campo magnético ocurridos en el tiempo pasado (sobre los que se tratará en el capítulo 13).

En cuanto al tiempo, las escalas que se manejan en diferentes conceptos de la Geología varían desde fracciones de segundo a los miles de millones de años (edad de la Tierra). En el registro estratigráfico los intervalos de tiempo reconocibles se acotan más, pero su variación cronológica sigue siendo muy grande. Los intervalos de tiempo más cortos reconocibles son, usualmente, los anuales debidos a los cambios estacionales, que pueden quedar reflejados en láminas milimétricas de algunos sedimentos lacustres y marinos. Entre los intervalos temporales de escala mayor se tienen los periodos de recurrencia de las etapas de máxima deformación orogénica que afectaron a amplios sectores de la Tierra, que son de decenas o centenas de millones de años.

La unidad básica de medida del tiempo geológico es el millón de años (Ma), cifra difícilmente imaginable, ya que supera muy ampliamente a todos los intervalos de tiempo de referencia que el

hombre suele utilizar. Obviamente el uso de las cifras de orden mayor (p.ej. centenares o miles de Ma) obliga a un esfuerzo de comprensión aún mayor. Por el contrario, el uso de cifras menores en el estudio del Cuaternario, o de los procesos más recientes, hacen que la interpretación de ellos sea más fácilmente asimilable.

En el registro estratigráfico se pueden también reconocer depósitos formados en relación con procesos geológicos muy cortos (minutos, días u horas) que se intercalan entre sedimentos depositados muy lentamente. Este es el caso, por ejemplo, de los depósitos formados por grandes inundaciones de ríos o por desplomes submarinos. En una escala como la del tiempo geológico, donde la unidad básica de medida es el millón de años, estos procesos se consideran instantáneos. Algunos procesos cuya duración oscila desde algunos años a miles de años (p.ej. cambios en el campo magnético, cambios en los organismos que pueblan la Tierra, etc.) se pueden también considerar como "instantáneos", en el contexto de la escala geológica, aunque no sean instantáneos en el sentido que usualmente se da a este término en la escala de tiempo de uso normal diario.

La interrelación entre las dos magnitudes (espacio y tiempo) tiene un gran interés en Geología y en especial en la Estratigrafía. Todo fenómeno geológico reflejado en el registro estratigráfico tiene unas dimensiones de espacio y tiempo que pretende conocer esta ciencia. Así, por ejemplo, un depósito de rocas evaporíticas estará acotado en el espacio (p. ej. Mediterráneo occidental) y en el tiempo (Messiniense), el primero medible por los datos geográficos de la distribución areal de los materiales y el segundo con los métodos de datación que se describen en este capítulo.

Corrales *et al.* (1977) estudiaron la relación entre espacio, tiempo y fenómenos geológicos, con lo que establecieron una división lógica de las disciplinas geológicas y estratigráficas. Para ellos, siguiendo esencialmente las ideas del tristemente desaparecido profesor Sánchez de la Torre, cuando se estudia un solo fenómeno (p.ej. clima) a lo largo de todo el espacio terrestre y todo el tiempo geológico se tiene una disciplina monográfica (*Paleoclimatología* para el caso de que sea el clima el fenómeno estudiado).

El estudio de todos los fenómenos geológicos acaecidos a lo largo del tiempo pero para una región acotada en el espacio (p.ej. un país) es el objetivo de la *Geología Regional*. Esta ciencia se nutre no solamente de la información que proporciona la Estratigrafía sino que, además, lo hace de la Tectónica y de la Petrología, que se encargan de estudiar las deformaciones y los procesos magmáticos-metamórficos, respectivamente, acaecidos en cada región e intervalo de tiempo.

Por el contrario si lo que se acota es el tiempo y se estudian todos los fenómenos en la totalidad de la superficie de la Tierra se tiene la *Paleogeografía*, que tiene como objetivos la reconstrucción

de la geografía de tiempos pasados en toda la superficie de la Tierra. Para elaborar su cuerpo de doctrina se basa en las reconstrucciones paleogeográficas parciales de las diferentes regiones para el mismo intervalo de tiempo.

El estudio de todos los fenómenos, en todo el espacio y todo el tiempo geológico es el objetivo de la *Geología Histórica*. Esta ciencia se basa en los datos que suministra el análisis de cuencas (objetivo final de la Estratigrafía, ver capítulo 1) de las más diferentes regiones y correspondientes a materiales de las edades más diversas.

Todas estas ciencias, con la salvedad ya indicada de la Geología Regional, se nutren, para formar su cuerpo de doctrina, de la Estratigrafía que es la ciencia encargada de obtener e interpretar los datos del registro estratigráfico.

La Estratigrafía, al ser una ciencia con marcado carácter histórico, tiene como objetivo básico el conocimiento de la situación en el espacio y en el tiempo de los fenómenos acaecidos en el pasado. La situación en el tiempo se hace recurriendo a las técnicas de datación y los resultados obtenidos son de dos tipos conceptualmente muy diferentes.

El primero de ellos es el que ordena temporalmente los materiales estratificados, y los fenómenos deducidos a partir de su estudio, de más antiguos a más modernos, sin valoración numérica. La edad obtenida es, como ya se dijo en la introducción del capítulo, una *edad relativa* que indica simplemente un orden en el depósito de unas rocas estratificadas (un estrato o paquete de estratos A es más antiguo a otro B) o en los procesos ocurridos en la historia de la Tierra (p. ej, la desaparición de una especie A sea anterior a la aparición de otra especie B). Se llama *Geocronología* a la "ciencia que tiene como objeto determinar la edad y sucesión cronológica de los acontecimientos geológicos en la historia de la Tierra" (GEI, 1980). Se diferencia de la Cronoestratigrafía porque ésta pretende ordenar temporalmente materiales concretos (unidades estratigráficas), mientras que la Geocronología delimita intervalos de tiempo sucesivos no necesariamente representados en materiales.

El segundo tipo de resultados consiste en la medida de *edad absoluta*, que como ya se dijo es la medida en años (o sus múltiplos) del tiempo transcurrido desde que ocurrió un fenómeno en el pasado, que haya quedado reflejado en el registro estratigráfico. La *Geocronometría* es la "rama de la Geocronología que trata de la medición cuantitativa del tiempo geológico" (GEI, 1980).

Un símil elemental permite explicar la diferencia entre Cronoestratigrafía, Geocronología y Geocronometría, y, más concretamente, entre unidades cronoestratigráficas, geocronológicas y geocronométricas. Se trata de un reloj de arena, en el que la arena que pasa de una parte a otra sería el equivalente a la unidad cronoestratigráfica, cada vez que pase de un lado al otro sería una unidad geocronológica y la duración medida con un cronómetro (p.ej. 1 minuto) del tiempo que tarda en pasar sería la unidad geocronométrica.

4.2.- EDADES RELATIVAS

El establecimiento de las edades relativas se hace aplicando los principios fundamentales de la Estratigrafía (capítulo 1) y ordenando todos los materiales que conforman el registro estratigráfico de más antiguos a más modernos.

La primera idea fundamental, en cuanto al tiempo geológico se refiere, es que una superficie de estratificación es una superficie isócrona, esto es de igualdad de tiempo, como ya estableció Steno en su principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos. Una superficie de estratificación que pueda ser seguida en largas distancias constituye un excelente criterio de correlación (ver capítulo 1), ya que delimita dos intervalos de tiempo sucesivos. En la práctica una superficie de estratificación concreta raramente puede ser observada, de manera continua, en largas distancias en el campo, debido, en unos casos, a estar cubierta por suelos o por materiales más modernos y, en otros, a estar afectada por estructuras (pliegues o fallas) que hace que pierda su continuidad lateral. En las regiones con capas horizontales, con escasa vegetación y con la mejor calidad de observación una superficie de estratificación puede seguirse excepcionalmente una decena de kilómetros. En perfiles sísmicos los niveles reflectantes observados en los mismos son superficies de estratificación y se pueden seguir en algunos casos hasta un centenar de kilómetros.

4.2.1.- Superposición de estratos

El principio de la superposición de estratos permite, en su aplicación más elemental, la ordenación de dos estratos, o conjuntos de estratos, consecutivos de manera que el más bajo es el más antiguo. Su aplicación exige tener las debidas precauciones (ver capítulo 9) ya que en materiales deformados pueden cometerse errores. El mismo principio permite la ordenación temporal (en tiempo relativo de más antiguo a más moderno) de todos los materiales que afloran en una región o de los que se detectan por debajo de la superficie mediante técnicas de geología del subsuelo.

Una sección estratigráfica local es justamente una representación gráfica de los materiales que afloran en una región, colocados en el mismo orden en el que tuvo lugar su depósito (fig. 4.1). La ordenación temporal se hace según tiempo relativo, ya que en ningún caso se tiene cifras numéricas de la valoración del tiempo.

4.2.2.- Ordenación temporal con los fósiles

El "principio de la sucesión faunística o de la correlación" de Smith estableció un interesante criterio de ordenación temporal (tiempo relativo) de amplia escala mediante los fósiles. El fenómeno de la evolución biológica es un proceso no repetible, ya que

cada especie ha vivido en el pasado durante un intervalo de tiempo concreto y nunca vuelve a aparecer. A partir de la distribución de las diferentes especies de fósiles en el registro estratigráfico y delimitan unidades (volúmenes de estratos) con características propias (unidades bioestratigráficas) que representan intervalos de tiempo sucesivos, reconocibles en otras secciones estratigráficas.

ORDENACIÓN TEMPORAL MEDIANTE FÓSILES

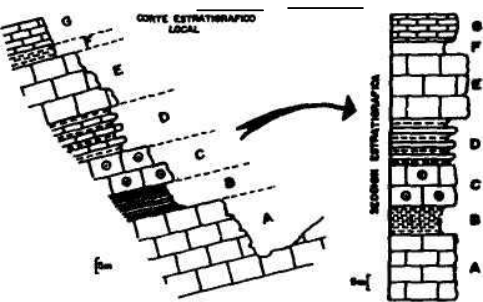


Figura 4.1.- Gráfico en el que se muestra la aplicación de criterios de edades relativas en materiales estratificados que afloran en un corte concreto. Leyenda: A, B, C, D, E, F y G: unidades formadas por conjuntos de estratos con características afines (unidades litoestratigráficas); a, b,...,p, intervalo de presencia de diferentes fósiles; T, V, W, X, Y y Z: Conjuntos de estratos caracterizados por su contenido fósil (Unidades bioestratigráficas) diferenciables en la sección estratigrafía. B1, B2, B3, B4 y B5.- Unidades bioestratigráfica con referencia temporal a nivel mundial.

En la escala de tiempo geológico, en la que raramente se delimitan intervalos de tiempo inferiores a los 100.000 años (Kauff-man, 1988), la aparición de una especie es considerada como isócrona a nivel mundial. Por tanto la presencia de un fósil en unos materiales concretos constituye un criterio de correlación (comparación en tiempo) a grandes distancias que permite establecer divisiones de tiempo relativo de extensión mundial. Las unidades bioestratigráficas seleccionadas constituyen unidades de valor de tiempo relativo reconocibles a nivel regional y en muchos casos, además, global.

4.2.3.- La escala de tiempo geológico relativo

Tomando como base la sucesión de especies del registro estrati-gráfico se puede establecer una división del tiempo geológico, en tiempos relativos, de aplicación en toda la Tierra para materiales desde el Cámbrico hasta nuestros días y con un alto grado de precisión ya que se pueden diferenciar un elevado número de divisiones consecutivas.

Las primeras divisiones de tiempo relativo se establecieron en el siglo XVII (Moro, Arduino, Lehmann, Werner) y consistían en separar grandes conjuntos de materiales con diferentes grado de deformación y diferentes litología. Así se definieron ios materiales correspondientes a las diferentes eras y progresivamente se fueron estableciendo subdivisiones dentro de ellos.

A lo largo del siglo XIX, cuando no se disponían de valoraciones de tiempo absoluto, se fue elaborando la escala mundial de tiempo relativo que es la sección estratigráfica idealizada en la que se superponen los diferentes grupos de estratos, caracterizados por sus fósiles, desde los más antiguos a los más modernos, independientemente de la localidad geográfica en la que afloren.

Para su elaboración se siguen simultáneamente tres criterios: el principio de la superposición, el reconocimiento de las asociaciones fosilíferas sucesivas y la existencia de discordancias o de cambios litológicos bruscos. Mediante el primero se elaboran las secciones estratigráficas locales, en las que al estudiar su contenido fosilífero se obtienen visiones parciales de la distribución de los organismos en el tiempo. Mediante el segundo se pretende aunar los datos de todas las secciones estratigráficas locales de manera se pueda reconstruir la distribución temporal ideal de los diferentes fósiles. Las dificultades de la elaboración de esta escala estriban en que el registro estratigráfico, con mucha frecuencia, es incompleto de manera que se pueden considerar consecutivos dos grupos de estratos, con sus fósiles correspondientes, y sin embargo mediar entre ellos una interrupción sedimentaria, incluso importante. Mediante el tercero se pretendía que los límites entre unidades coincidiesen con intervalos cortos de tiempo en los que ocurrieron deformaciones tectónicas (límites de ciclos orogénicos) o con momentos de cambios generalizados de la sedimentación.

A la división en eras le sigue la subdivisión de las mismas y la definición de los sistemas (y períodos) dentro de cada era. Cada intervalo de tiempo fue definido con un nombre generalmente alusivo a la localidad donde aflora los materiales que sirven de referencia (p. ej. Devónico del condado de Devon, Jurásico de las montañas del Jura) mientras que en otros casos es alusivo a un tipo de roca (p. ej. Cretácico de creta, Carbonífero de carbón, etc.) y en otros alusivos a su posición temporal (p.ej. Paleógeno y Neógeno, divisiones del Terciario). Dentro de cada uno de los sistemas se establecieron divisiones de orden menor y se definieron durante el siglo XIX gran parte de los pisos de la escala estratigráfica de referencia mundial, de uso en la actualidad, también llamada escala de tiempo geológico (Harland *et al.*, 1990). Los nombres de los pisos son casi exclusivamente referidos a la localidad donde se definieron (p.ej. Bathoniense de la localidad de Bath, Inglaterra; Barremiense en la localidad de Bárreme, Francia; etc.). Una excepción es el Ti-

thoniense (o Tithónico) que se define con respecto a unas facies y no a una localidad.

Se llega al final del siglo XIX con una escala de tiempo geológico relativo muy detallada, en la que se reconocían más de 50 intervalos de tiempo sucesivos, y sin embargo se seguía teniendo una idea pintoresca del valor del tiempo absoluto. Esta escala de tiempo geológico relativo, ya muy detallada, era modificada permanentemente a medida que se conocían materiales no representados en ella. Esto ocurría, en especial, al estudiar regiones nuevas, fuera de los países donde se definieron la mayoría de los pisos y encontrarse materiales que contenían asociaciones de fósiles intercaladas entre dos que se habían considerado consecutivas anteriormente. El amplio conocimiento regional y la multiplicidad de los estudios de fósiles hacen que esto ocurra cada vez con menos frecuencia.

4.3.- EDADES ABSOLUTAS

La *edad absoluta* de una roca es la medida del tiempo transcurrido desde su formación hasta nuestros días, expresada en años y sus múltiplos. Cuando se habla de edad absoluta de la Tierra se refiere a la edad de la formación de la Tierra como planeta dentro del sistema solar, la cual siempre será obviamente anterior a la edad de la roca más antigua conocida. Cuando las medidas se expresan en millones de años no es necesario tomar un punto de referencia reciente para iniciar la cuenta. Sin embargo para medidas recientes (centenas o miles de años) se recurre como en la Arqueología a una fecha de referencia, concretamente al año 1950, indicándose con la expresión B.P. (*befare present*) que la cifra dada está contada desde esta fecha hacia atrás.

4.3.1.- Primeros intentos de dataciones

Los primeros intentos de datación absoluta son cálculos sobre la edad de la Tierra, y no medidas directas la edad de rocas concretas.

Cuando en nuestros días se lee que el obispo Ussher calculó, hacia mediados del siglo XVII, que la Tierra fue creada el año 4004 antes de J.C, el 25 de octubre a las 9 de la mañana, causa cierta hilaridad. Sin embargo, como analiza Hallam (1985), dicho cálculo realizado a partir de la interpretación de documentos antiguos, en especial del sistema de calendario astronómico, fue hecho con el máximo rigor en su época (a partir de un amplio conocimiento de lenguas, de historia y de astronomía). Se basaba en la suposición de que la existencia de la Tierra era coetánea con la existencia del hombre. El resultado no es más que una prueba del grado de ignorancia que sobre la edad de la Tierra y de las rocas que la forman se tenía en los albores de la Geología como ciencia.

A lo largo del siglo XVIII se sigue admitiendo de manera generalizada una cifra del orden de los 6.000 años para la edad de la Tie-

rra. Buffon hacia el final del mismo siglo propuso una edad de 75.000 años, cifra que desde la perspectiva actual es ridícula, pero que en su tiempo significaba un aumento considerable. Buffon se basó para su cálculo en la evidencia del calor interno y midiendo el índice de enfriamiento partiendo de una supuesta masa en fusión permanente.

A partir del final de la controversia catastrofismo-uniformismo (1830-1840) empezaron a realizarse las primeras estimaciones con la nueva filosofía uniformista y la metodología del actualismo. Darwin (1859) al referirse al libro de Lyell (*Principles of Geology*) dice "*..quien no acepte cuan incomprensiblemente inmensos han sido los periodos de tiempo pasado, ya puede cerrar este libro.*". Algunos autores de esta época critican la frase de Lyell en la que se dice que en la historia de la Tierra "no encontramos huellas de un principio" por interpretar que se refería a un tiempo ilimitado. El propio Lyell, en la décima edición del citado libro, publicada en 1868, hacía una estimación de la edad de los materiales del Cámbrico que cifraba en 240 Ma a partir de unas consideraciones teóricas sobre la duración de las "revoluciones" en las que tuvieron lugar el cambio de la totalidad de las especies en tiempos pasados.

Entre 1860 y 1870 William Thomson (Lord Kelvin), profesor de Filosofía Natural de la Universidad de Glasgow, y una figura relevante de la Física, desarrolló una teoría según la cual en la Tierra hay una disminución progresiva de la temperatura, desde una inicial semejante a la de la fusión o solidificación de las rocas hasta la actual; Kelvin midió este descenso de temperatura y estimó que la edad de la Tierra era de 100 Ma. Las ideas de Kelvin, que actualmente no se mantienen, tuvieron una influencia enorme hasta los primeros años del siglo XX y más concretamente hasta que la puesta a punto de las técnicas radiométricas acabaron con todos los intentos previos de datación.

Desde 1860 hasta 1910 se publicaron diferentes estimaciones de la edad de la Tierra basadas todas ellas en estimaciones del espesor total del registro sedimentario (sumando los espesores máximos de cada intervalo de tiempo) y medidas de la tasa de sedimentación. Eicher (1976) presenta una tabla con una veintena de datos obtenidos por diferentes autores de este intervalo de tiempo y llama la atención sobre cómo la mayoría de las cifras se acercan consciente o inconscientemente a la cifra que propuso Kelvin (100 Ma). Algunos autores se separan de la cifra anterior y llegan a plantear cifras muy superiores, del orden del millar de millones de años.

Otra peculiar teoría aplicada para estimar la edad de la Tierra es la de la salinidad cambiante de los océanos, en la que se considera que originariamente de agua dulce. Esta teoría fue inicialmente propuesta por Halley a principios del siglo XVIII y desarrollada por Joly a final del siglo XIX. Este autor partía de la idea de que la tasa de aporte de sodio a través de los ríos al mar ha sido constante, de manera que midiendo dicha tasa y la salinidad del mar actual calcu-

ló el tiempo que haría que el mar era de agua dulce, estimando que la edad de la Tierra era de 90-100 Ma.

En definitiva al inicio del siglo XX la edad estimada para la Tierra por la mayoría de los científicos era del orden de los 100 Ma, aunque incluso había científicos que seguían admitiendo edades muy inferiores, del orden de las propuestas por Buffon (75.000 años).

4.3.2.- Métodos radiométricos

La controversia sobre la edad de la Tierra (Hallam, 1985, cap. 4) acabó con la utilización de las técnicas radiométricas que permitieron dataciones de rocas y por tanto de fenómenos geológicos ocurridos en el pasado. Este avance en el campo de la Geología vino como consecuencia de un avance en otras ciencias y por tanto como una aportación interdisciplinaria.

En el decenio situado a caballo del cambio del siglo (1895-1905) científicos del máximo prestigio en los campos de la Física y la Química, entre ellos Becquerel, el matrimonio Curie, Strutt, Rutt-herford y Soddy, descubrieron el fenómeno de la radioactividad y reconocieron que en la naturaleza hay formas inestables de elementos químicos (isótopos radioactivos) que están en continua desintegración emitiendo radioactividad y cambiando hacia formas de menor energía.

Muy poco tiempo después Boltwood (1907) descubrió que el plomo se asociaba a los materiales de uranio, y lo consideró como su producto de desintegración. Este autor observó que la relación entre los dos elementos (uranio/plomo) era igual para rocas de la misma edad mientras que variaba en rocas de distintas edades, con lo que pensó que podría servir para determinar la edad de una roca. Calculó en el laboratorio, con las técnicas disponibles, de manera simple la velocidad de desintegración y calculó el tiempo del inicio del proceso de desintegración, que hacía coincidir con la edad de la roca. Este autor suministro las nueve primeras dataciones radiométricas de rocas, todas ellas del Paleozoico y del Precámbrico (ver tabla en Eicher, 1976, pag. 18). Los valores obtenidos (desde 410 a 2.200 Ma) son sorprendentemente coincidentes con los medidos sobre los mismos materiales en tiempos recientes con las técnicas instrumentales mucho más desarrolladas.

A pesar de este éxito, visto con la perspectiva histórica, Boltwood dejó esta línea de investigación y fue Strutt quien la siguió en su laboratorio del Imperial College de Londres aunque con un método basado en el helio, cuyo resultados no fueron tan brillantes. Un discípulo de Strutt, llamado Arthur Holmes (1890-1965), puso a punto la técnica del uranio/plomo y determinó la edad de numerosas rocas, situándolas en su posición estratigráfica de la escala de tiempo relativo, publicando (Holmes, 1913) la primera tabla de tiempo geológico relativo con valores de edades absolutas en varios de sus límites. La publicación del artículo de Barrell (1917) que incluye una nueva

tabla de edades en millones de años, marca el final de la controversia sobre la edad de la Tierra, de manera que a partir de este momento y hasta la actualidad se consideran, de manera generalizada, como únicos métodos fiables de medida de edades absolutas los métodos radiométricos. La edad de la roca más antigua conocida es de unos 3.600-3.800 Ma. La edad de la Tierra obviamente es superior, y diferentes cálculos efectuados a partir de numerosos muestras, incluidas algunas de meteoritos, estiman en 4.600 Ma (ver argumentación en Anguita, 1988), con lo que todas las estimaciones realizadas por los diferentes autores en el siglo precedente pasan a ser meros datos curiosos en la historia de la ciencia.

4.3.2.1.- Fundamentos

Los elementos químicos en la naturaleza se pueden presentar bajo tres formas diferentes, todas ellas con el mismo número de protones, pero con variaciones en el número de neutrones. La primera forma es la más usual del elemento químico en cuestión, generalmente significando más del 95-99% del total, del mismo. La segunda forma, siempre minoritaria, contiene un número diferente de neutrones pero se trata de una forma estable (isótopos estables) que permanece si cambio a lo largo del tiempo. Finalmente, la tercera, la que interesa para las técnicas radiométricas, es otra forma del elemento, con distintos neutrones, pero inestable que está en continuo cambio desde su formación: son los isótopos radiactivos. Por ejemplo en el carbono la forma mayoritaria es el carbono-12, un isótopo estable es el carbono-13 y un isótopo radiactivo es el carbono-14.

Las técnicas radiométricas se basan, en primer lugar, en la idea que un isótopo radioactivo inicia su desintegración en el momento de formación de la roca. Este hecho es claro en rocas ígneas en las que el inicio de la desintegración coincide con la solidificación de la roca. En algunas rocas sedimentarias muy recientes hay elementos radioactivos (C-14, U-234 o Th-230) cuya desintegración se inició en el momento que dejó de estar en contacto con la atmósfera o la hidrosfera, o sea, desde la sedimentación.

La segunda idea básica es que la desintegración del isótopo radioactivo es irreversible siguiendo una ecuación exponencial ($dP/dt = -\lambda P$) en la que cantidad de elementos P (padre) durante el tiempo t, mientras que λ es el índice de proporcionalidad propio de cada elemento. Esta ecuación implica que velocidades de desintegración son constantes para cada uno de los elementos radioactivos y que tienen magnitudes absolutas muy diferentes para cada uno de ellos. De una manera gráfica la relación de elementos padre (P) a elementos hijo (H) resultantes de la desintegración se indica en la figura 4.2. En ella se constata que a medida que pasa el tiempo las variaciones en los contenidos de isótopos radioactivos son cada vez menores, por lo que la fiabilidad del método es cada vez menor con el tiempo.

mentos radioactivos que se utilizan en las técnicas radiométricas. El período de aplicación de cada método usualmente es de a 5-6 veces la duración de este período.

La determinación de la edad absoluta de una roca, también llamada edad radiométrica o edad isotópica, se hace mediante la aplicación de la fórmula siguiente: $t = 1/\lambda \times \log_n (1 + H/P)$. En la que t es el tiempo a medir, λ la constante antes aludida, P el número de átomos del elemento padre que quedan en la roca (o mineral) y H el número de átomos del elemento hijo que hay en la misma. Las cantidades P y H son las que se miden en cada muestra, mientras que la constante lambda se conoce previamente para cada método.

4.3.2.2.- Métodos más usuales

Una descripción detallada de los diferentes métodos radiométricos se puede encontrar en Eicher (1976), Faure (1986), Anguita (1988) y Prothero (1989). En la actualidad, son tres los métodos más usuales de datación radiométrica aplicables a rocas de cualquier edad, cuyo fundamento y posibilidades de aplicación se resumen a continuación.

Método Potásico-Argón

Se trata de un método que se puede aplicar sobre una roca volcánica, bien en muestra total bien sobre algunos de sus minerales (moscovita, biotita, hornblenda, glauconita, etc). El potásico es uno de los ocho elementos más abundantes de la corteza terrestre y un 0,4% del mismo corresponde a ^{40}K radiactivo. La desintegración del mismo suministra un 11% de ^{40}Ar y un 89% de ^{40}Ca , al tiempo que emite partículas β . La medida del calcio (como elemento hijo) no es posible por ser un elemento muy abundante en las rocas y por tanto lo que se mide es el ^{40}Ar .

Método Rubidio-Estroncio

Es un método aplicable a diversos minerales como la moscovita, biotita, lepidota, microclina o glauconita de rocas ígneas o metamórficas. En el caso de las rocas ígneas data la edad de la solidificación, por tanto de la roca, mientras que en las rocas metamórficas data la última etapa de metamorfismo. El rubidio es un elemento poco común en la corteza terrestre, pero un 28% del mismo corresponde al isótopo radiactivo ^{87}Rb . Aparece como elemento traza en los minerales antes citados y se descompone dando como elemento hijo ^{87}Sr , emitiendo partículas β .

Método Uranio-Thorio-Plomo

Especialmente aplicable a rocas ígneas, entre ellas las graníti-

cas, con minerales de circón, los cuales contienen alrededor del 0,1% de uranio. Se ha aplicado con éxito a muestras totales de rocas lunares. El método comprende varios procedimientos relacionados con las cadenas de desintegración de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th que tienen como elementos finales ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb , respectivamente, emitiendo en todos los casos partículas α .

Métodos radiométricos especiales para materiales cuaternarios

Los métodos anteriores apenas se pueden aplicar, con cierta precisión, al intervalo de tiempo más reciente, concretamente al último millón de años. Un método utilizado con mucha frecuencia para materiales del Cuaternario es el del Carbono-14 que se aplica especialmente sobre la materia orgánica de los sedimentos. El ^{14}C es un isótopo radioactivo que aparece en las plantas y animales vivos, cuya desintegración se inicia cuando el organismo muere. El método tiene una limitación temporal muy importante ya que solamente se puede aplicar para los últimos 35.000 años, con lo que se trata de un método de uso en Arqueología y en el estudio de los procesos de sedimentación actual. Las mayores dificultades de datación absoluta corresponden al intervalo de los 35.000 años hasta el millón de años. Para determinar la edad absoluta en testigos de pistón tomados en los centro de los océanos, en los que usualmente se cortan los sedimentos del último millón de años, se han utilizado los métodos del Thorio-230/Protactinio-231 y Uranio-234/Thorio 230/Radio-226, ambos aplicables en muestras de roca total de sedimentos de mares profundos. Los elementos radioactivos proceden del agua del mar y comienzan su desintegración cuando quedan aislados de la masa de agua oceánica, o sea, cuando se depositan.

4.3.2.3.- Limitaciones

La principal limitación de los métodos radiométricos para determinar edad absolutas en rocas sedimentarias estriba, esencialmente, en que las medidas sólo se pueden realizar en rocas ígneas, datándose la fecha de solidificación de un plutón o de una colada volcánica. Solamente en algunos métodos de aplicación exclusiva en materiales cuaternarios se pueden realizar determinaciones directamente sobre material sedimentario.

Con el fin de superar esta importante limitación es necesario estudiar con el máximo detalle áreas donde se relacionen rocas ígneas y rocas sedimentarias, datando las primeras y estableciendo la equivalencia con los fenómenos que queden representados en el registro estratigráfico, para de este modo poder pasar los datos de edades absolutas a la escala de edades relativas.

Además de esta grave limitación hay otras dos limitaciones que conviene considerar. La primera de ellas es que han podido ocurrir modificaciones de las composiciones isotópicas originarias, debidas

a procesos de reactivación como el metamorfismo, que producen un "rejuvenecimiento" de la edad de la muestra, con lo que los resultados obtenidos pueden ser erróneos. Otra posible causa de modificación de la composición isotópica original es la producida por la meteorización por lo que hay que cuidar al máximo que las muestras que se tomen no presenten signos de alteración.

La segunda limitación son las propias limitaciones instrumentales del método que de una parte exigen el uso de equipo complejos y costosos y de otra conllevan un margen de error en la medida a veces considerable (del 1 a 5%). Este margen de error es superior al centenar de millones de años en el Precámbrico, del orden de la decena de millones de años en el Paleozoico y algo menos en el Mesozoico. Así por ejemplo, entre dos muestras cuyas dataciones de 190 ± 10 Ma y 185 ± 10 Ma no se podrá decir cual es la más moderna y cual la más antigua.

En definitiva cuando se habla de técnicas radiométricas no se trata de un método simple consistente en un pequeño equipo instrumental que se lleva al campo y que nos mida directamente la edad de una roca sedimentaria, sino que se trata de técnicas de laboratorio muy complejas, que exigen equipos instrumentales muy sofisticados y un alto costo de mantenimiento, aplicables esencialmente a rocas ígneas no alteradas.

4.3.3.- Método de datación basado en las huellas de fisión

La desintegración espontánea (fisión espontánea) de algunos elementos radioactivos (^{238}U , ^{235}U , ^{232}U) produce núcleos más pequeños (núcleos hijo). Estos últimos se agitan como proyectiles y producen en los minerales unas huellas lineales a las que se llama trazas de fisión.

El ^{238}U es el elemento de mayor interés en la actualidad para efectuar medidas de edades absolutas por trazas de fisión. Los minerales ricos en este elemento, como el circón, el apatito, el granate, la epidota o el vidrio volcánico, quedan dañados por el efecto del bombardeo que sufren desde dentro al "fisionarse espontáneamente en dos núcleos cuyas masas son 96 y 140, que viajan en direcciones opuestas a través de la estructura cristalina, arrancando electrones de átomos próximos" (Anguita, 1988). Las trazas lineales que ocasionan se pueden observar al microscopio tras una ataque de la lámina delgada con ácido fluorhídrico que las ensancha hasta hacerlas visibles. La datación de la roca se obtiene midiendo la cantidad de huellas de fisión por unidad de superficie y dividiendo por la concentración en uranio en el mineral. Una descripción detallada del fundamento se tiene en Prothero (1989).

No se trata de un método radiométrico propiamente dicho, ya que no se mide la relación entre elemento padre y elemento hijo. Es un método que ha suministrado excelentes resultados en la datación de rocas volcánicas del Cuaternario y del Neógeno.

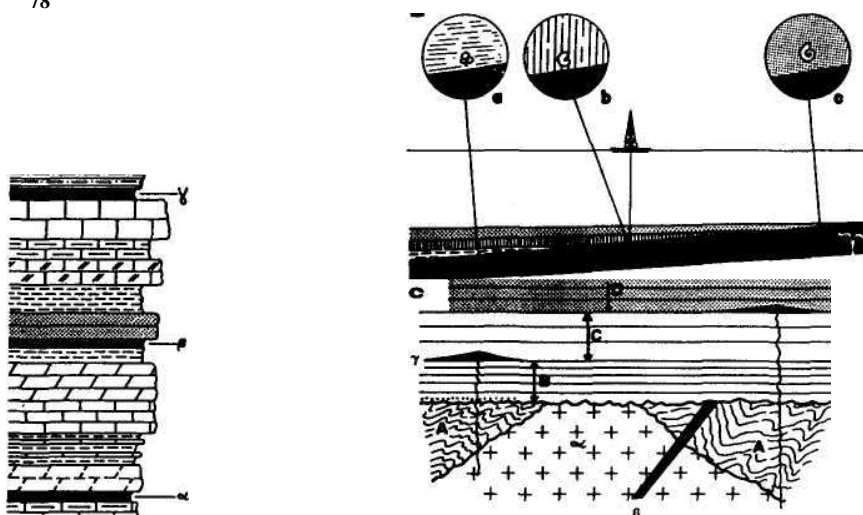
4.4.- CALIBRACIÓN DE LA ESCALA DE TIEMPO GEOLÓGICO

Como ya se ha dicho, la escala de tiempo relativo incluye los intervalos sucesivos en los que se divide el tiempo geológico basados en el contenido en fósiles (unidades bio- y crono-estratigráficas). Se llama *calibración* a la datación de los límites cronoestratigráficos en términos de edades expresados en años o sus múltiplos. Una calibración ideal sería la que se pudiera hacer midiendo las edades absolutas en todos los cortes tipo en los que han sido establecidas y definidas las diferentes unidades cronoestratigráficas. Sin embargo en la mayoría de los casos ello no es posible ya que es necesario la presencia de rocas ígneas relacionadas con los materiales sedimentarios. Las dataciones disponibles para cada uno de los límites cronoestratigráficos están distribuidas por muy diferentes localidades geográficas.

4.4.1.- Métodos para el paso de edades absolutas a edades relativas

El método más simple es el de dataciones de coladas volcánicas intercaladas entre rocas estratificadas (fig. 4.3A). La edad obtenida en la roca volcánica será más reciente que la de los materiales infra-yacentes y más antigua que los materiales suprayacentes. Cuando los materiales sedimentarios no tienen fósiles el dato tiene un valor local, ya que solo sirve para ordenar en el tiempo los materiales, como ocurre de modo generalizado para los materiales del Precámbrico. Por el contrario, si ambos materiales, infrayacente y suprayacente, tienen fósiles el dato pasa a tener un valor mucho mayor, ya que la edad obtenida puede ser correlacionada con las unidades de edades relativas diferenciadas por los fósiles, que son correlacionables a larga distancia. Así por ejemplo si un límite cronoestratigráfico concreto está basado en la aparición de un organismo determinado, si en cualquier parte del mundo se data dicho límite por existir en el alguna colada volcánica el dato tiene valor mundial. Obviamente hay que tomar todas las precauciones posibles, con el fin de evitar que haya errores de la datación, como las debidas a modificaciones posteriores de la composición isotópica ocasionadas por anomalías térmicas. Con el fin de tener la mayor fiabilidad de un calibrado es conveniente disponer de un número lo más elevado posible de dataciones del límite cronoestratigráfico, a ser posible de áreas distantes entre si.

Uno de los lugares donde más precisión se puede obtener en la calibración de escalas de tiempo son los antiguos fondos submarinos formados en las dorsales. De acuerdo con el mecanismo fijado por la Tectónica Global cuando por la cresta de una dorsal sale un material ígneo al contacto con el agua del océano solidifica formando nuevo fondo oceánico, sobre el cual comienza inmediatamente la sedimentación de material marino pelágico, con organismos que



Edades (>: más antiguo que.): A > a > H > B >>> C > f > I)

Figura 4.3.- Calibración de la escala de edades relativas mediante la inclusión de datos de edades absolutas. A.- Calibración a partir de datos obtenidos en coladas volcánicas intercaladas en secciones estratigráficas fosilíferas. Los intervalos de edades relativas (a, b, c, d, e, f) son calibrados con las edades absolutas de las dataciones de las coladas intercaladas (a, (3 y y). B.- Calibración de edades absolutas y relativas en materiales sedimentarios localizados directamente sobre corteza oceánica; las edades absolutas medidas en la roca ígnea (en negro) se corresponden con las edades relativas determinadas por los fósiles en el material suprayacente. C- Calibración de edades relativas (Unidades A, B, C y D) con las edades absolutas medidas en intrusiones de rocas plutónicas (a), filones hidrotermales ((3) y coladas volcánicas (5 y y). Explicación dentro de la figura.

pueden fosilizan De acuerdo con ello, cuando se perfora en cualquier punto del océano, y se atraviesa la totalidad de los sedimentos, la edad de los sedimentos más bajos (datablee por fósiles) y la del fondo oceánico basáltico infrayacente (datablee radiométrica-mente) será la misma (fig. 4.3B). Se puede establecer una calibración muy detallada entre las escalas de tiempo relativo basadas en organismos marinos (foraminíferos, nannoplancton o radiolarios), la edad absoluta del fondo oceánico e incluso la escala magnetoestratigráfica (ver capítulo 13). Hay una importante limitación, relacionada con el movimiento horizontal del fondo oceánico y la sub-ducción del mismo en las fosas, de manera que la corteza oceánica más antigua bajo los fondos de los océanos actuales es del Jurásico superior. Para el intervalo de tiempo comprendido entre esta edad y la actualidad la precisión de la calibración de la escala es mucho mayor que para tiempos anteriores.

Las dataciones de rocas plutónicas permiten obtener una información mucho menos precisa. En efecto cuando se data una masa plutónica solamente podremos decir que su edad será posterior a la de la roca en la que intruye y más moderna que las rocas que la cubran, o que se alimenten de trozos de la misma (fig. 4.3C). En muchos casos la diferencia de edad entre ambos conjuntos de rocas estratificadas (encajante y fosilizante) es muy grande y la edad obtenida es solamente un fecha dentro de este largo intervalo de tiempo, sin que se disponga de criterios para ajustarlo mejor.

4.4.2.- Escala calibrada de tiempo geológico

Como se dijo anteriormente Holmes (1913) y Barrell (1917) publicaron las primeras tablas de tiempo geológico relativo a las que se habían añadido los valores de edades absolutas de los principales límites. A estas primeras tablas le suceden muchas más cada vez más perfectas ya que cada vez se disponen de mayor número de datos y se perfeccionan y diversifican las técnicas de datación. La escala calibrada de tiempo geológico es la escala de tiempos relativos a la que se han añadido los valores numéricos más precisos disponibles en cada momento. Esta escala establece la equivalencia entre edades relativas y edades absolutas, lo que resulta del máximo interés por la correlación de datos. Con un ejemplo se entenderá mejor: si en la escala de tiempo relativo se delimitan intervalos sucesivos limitados por el contenido en fósiles (p.ej. Luteciense) y conocemos la edad absoluta del inicio (49 Ma) y del final (42 Ma) de dicho intervalo de tiempo establecida en cualquier lugar del mundo, la presencia de los fósiles característicos de dicho intervalo indicarán unas edades absolutas concretas (entre 49 y 42 Ma), ya que se parte del principio de la isocronía de los límites establecidos por fósiles.

No hay una tabla de tiempo geológico calibrado de aceptación general, de manera que al comparar unas con otras, incluso recientes, con frecuencia se constatan diferencias apreciables en algunas de las cifras. Ello tiene una explicación lógica ya que toda tabla calibrada no es más que una propuesta de acercamiento a la escala real y está elaborada con todos los datos disponibles hasta ese momento, algunos de los cuales pueden tener errores. Sin embargo las diferencias numéricas para un valor concreto entre las distintas tablas publicadas recientemente apenas suponen variaciones del 5% del valor numérico atribuido al material o límite stratigráfico, y en muchos casos son aún menores. Por ejemplo el límite Priaboniense-Rupeliense en la tabla de Cowie y Bassett (1989) se cifra en 36,5 Ma, en la de Haq *et al.* (1988) en 36 Ma y en la de Harland *et al.* (1990) en 35,4 Ma. En un segundo ejemplo las diferencias son mayores, así el límite Hauteriviense-Barremiense en la tabla de Cowie y Bassett (1989) se cifra en 116 Ma, en la de Haq *et al.* (1988) en 116,5 Ma, mientras que en la de Harland *et al.* (1990) es

mayor: 131,8 Ma. Se puede decir, por tanto, que se dispone de una tabla de tiempo geológico calibrado bastante precisa en su conjunto, aunque se mantengan diferencias en detalles.

En las figuras 4.4 y 4.5 se reproducen unas escalas de tiempo geológico calibradas elaboradas a partir de diferentes publicaciones muy recientes tanto de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (Cowie y Bassett, 1989), como del grupo de investigadores de la empresa Exxon (Haq *et al.*, 1988) y de la Universidad de Cambridge (Harland *et al.*, 1990). En las mismas figuras se indican los márgenes de error de cada medida, en valores absolutos, expresados en millones de años.

En la elaboración de la figura 4.4, para el intervalo de tiempo comprendido entre el Jurásico y nuestros días, cuando las variaciones de cifras son muy pequeñas, se ha dado preferencia a la escala calibrada de Haq *et al.* (1988), ya que dicha escala contiene además las curvas de cambios del nivel del mar de las que se tratará en próximos capítulos. Con el fin de evitar contradicciones en este libro, al usar edades relativas calibradas con edades absolutas siempre que se expresarán con respecto a esta escala, incluso al aludir a ejemplos en los que los autores de procedencia hayan usado escalas diferentes.

4.4.3.- Magnitud del tiempo geológico

Se planteaba al inicio de este capítulo que la magnitud de la escala de tiempo geológico era una de las dificultades mayores en los estudios geológicos. Se termina haciendo unas consideraciones acerca de las magnitudes antes citadas y que se reflejan en las figuras 4.4. y 4.5.

El registro estratigráfico representa un intervalo de tiempo muy largo que alcanza varios miles de millones de años. Se trata del reflejo de la sedimentación en tiempos pasados, la cual se ha podido realizar con tasas de sedimentación similares a las actuales (medibles en mm/ka).

Con el fin de intentar comprender mejor la escala de tiempo absoluto en su dimensión real, y en especial los valores relativos, con frecuencia se recurre a compararla con un intervalo de tiempo más conocido como es el año. Eicher (1976) hace una interesante comparación al hacer equivaler la edad de la Tierra (4.600 Ma) a un año y establecer todas las fechas más significativas dentro de dicho año, del siguiente modo:

- 1.- La edad de la Tierra lógicamente se fija en el inicio del día 1 de Enero.
- 2.- Las rocas más antiguas conocidas serían de mediados de Marzo.
- 3.- Los primeros indicios de vida en la Tierra aparecerían en los mares en Mayo.

SERIE
(época)

PIACENZIENSE

ZANCUENSE

MESSINIENSE

TORTONIENSE

SERRAVALLIENSE

LANGHIENSE

BURDIGALIENSE

AQUITANIENSE

CHATTIENSE

RUPELIENSE

PRIABONIENSE

BARTONIENSE

LUTECIENSE

YPRESIENSE

THANETIENSE

DANIENSE

MAASTRICHIENSE

CAMPANIENSE

SANTONIENSE

CONIACIENSE

TURONIENSE

CENOMANIENSE

ALBIENSE

APTIENSE

BARREMIENSE

HAUTERIVIENSE

VALANGINIENSE

BERRIASIENSE

TITHONIENSE

KIMMERIDGIENSE

OXFORDIENSE

CALLOVIENSE

BATHONIENSE

BAJOCIENSE

AALeniENSE

TOARCIENSE

PLIENSBACHIENSE

SINEMURIENSE

HETTANGIENSE

RHAETIENSE

NORIENSE

CARNIENSE

LADINIENSE

ANISIENSE

3 pitón

tí

Snk

Arg

Figura 4.5.- Escala de tiempo geológico calibrada correspondiente al Paleozoico elaborada a partir de datos de Harland et al. (1990) y Cowie y Bassett (1989).

5.- El máximo desarrollo de las plantas terrestres (del Carbonífero) acaeció hacia final de Noviembre.

6.- Los Dinosaurios poblaron la superficie de la Tierra desde mediados de Diciembre y desaparecieron (final del Cretácico) el 26 de Diciembre.

7.- Los homínidos aparecieron sobre la Tierra en la tarde del 31 de Diciembre.

8.- La retirada de los grandes glaciares que cubrían gran parte de Europa en el Cuaternario habría ocurrido 1 minuto y 15 segundos antes del fin de año.

9.- El Imperio romano habría iniciado su auge 10 segundos antes del fin del año y finalizado 5 segundos después.

10.- El descubrimiento de América por Cristóbal Colón habría sido 3 segundos antes de la medianoche.

11.- Hutton habría emitido su teoría del actualismo un segundo antes de finalizar el año. La comparación anterior permitirá comprender mejor la escala de tiempo geológico y valorar el enorme grado de dificultad que conlleva el manejo de una escala de tiempo de estas dimensiones.

5

MÉTODOS DE ESTUDIO DE LAS ROCAS ESTRATIFICADAS

5.1.- Métodos de campo

5.1.1.- Establecimiento de unidades litoestratigráficas 5.1.1.1.-

Reconocimiento de litología y color 5.1.1.2.- Reconocimiento de texturas

5.1.1.3.- Reconocimiento de las características de la estratificación 5.1.1.4.-

Reconocimiento de estructuras sedimentarias de

ordenamiento interno 5.1.1.5.- Reconocimiento de estructuras

sedimentarias de las

superficies de estratificación 5.1.1.6.- Reconocimiento de estructuras

sedimentarias de

deformación

5.1.1.7- Macrofósiles y microfósiles 5.1.1.8.- Estructuras orgánicas

5.1.1.9.- Estructuras diagenéticas 5.1.2.- Levantamiento de secciones

estratigráficas 5.1.3.- Representaciones gráficas

5.2.- Métodos de laboratorio

5.2.1- Análisis de composición y textura

5.2.2.- Métodos geoquímicos

5.3.- Métodos sísmicos

5.3.1 - Fundamento

5.3.2- Sísmica de reflexión de multicanal

5.3.3- Sísmica de reflexión de alta resolución

5.4.- Métodos de sondeos y diagráfias

5.4.1.- Sondeos mecánicos

5.4.1.1.- Esquema de funcionamiento

5.4.1.2- Datos geológicos que se obtienen 5.4.2.- Diagráfias

y su interpretación

5.4.2.1.-Fundamento

5.4.2.2.- Datos que se obtienen 5.4.3.- Coordinación con los

datos sísmicos. 5.5.- Métodos propios de las Geociencias Marinas

5.5.1.- Buques oceanográficos 5.5.2.- Sondeos marinos profundos

n el estudio de las rocas estratificadas, del que se ocupa la Estratigrafía, se aplican diferentes metodologías, complementarias unas de otras. La metodología básica es la de observación en el campo, la cual no necesita grandes equipos instrumentales, lo que facilita que pueda ser realizada por cualquier geólogo con un mínimo de formación y entrenamiento.

Una metodología complementaria la constituye el conjunto de técnicas de laboratorio aplicables a las muestras tomadas en el campo (o a las obtenidas en sondeos) y que implica diferentes grados de dificultad, según los objetivos pretendidos, desde la observación al microscopio de una muestra al estudio de la misma con equipos instrumentales de alta precisión (p.ej. equipos de microanálisis o magnetómetros).

Hay otras metodologías (sísmica, sondeos y diagrfías) que necesitan la utilización de equipos instrumentales muy complejos y costosos, normalmente no disponibles por grupos de investigación básica. Son utilizadas, fundamentalmente, por las empresas petrolíferas, o en algunas otras investigaciones de carácter aplicado. Los datos de estas investigaciones aplicadas quedan a disposición de la comunidad científica para su utilización, cuando dejan de ser confidenciales. Estas técnicas de geología de subsuelo se utilizan, excepcionalmente, en algunos proyectos de investigación multinacionales fuertemente dotados con fondos estatales de los países más ricos, entre ellos el *Global Geoscience Transects Project* que tiene como misión hacer perfiles sísmicos profundos que atraviesen los continentes.

Otras técnicas, usadas en las Geociencias Marinas suministran datos de mucho valor para los estudios estratigráficos, tanto de los propios materiales cortados en los sondeos marinos, como para poder interpretar fenómenos observados en materiales marinos pelágicos que afloran en los continentes, al comparar los resultados y con ello aplicar el principio del actualismo o uniformismo. Los proyectos internacionales de investigación de los fondos oceánicos el *Ocean Drilling Program* (ODP) y su predecesor *Deep-Sea Drilling Project* (DSDP), que se dedican a la realización de sondeos marinos profundos con fines científicos, han suministrado informaciones muy importantes, que han constituido uno de los pilares básicos en los que se ha basado el desarrollo de la Estratigrafía en los últimos años.

Las diferentes técnicas son complementarias entre si y nunca

excluyentes. Así los estudios sobre el terreno son los que mejor informan sobre las facies, los aspectos sedimentológicos y el contenido fosilífero. Las técnicas del subsuelo informan detalladamente sobre las geometrías de los cuerpos de rocas estratificadas y su relación de concordancia o discordancia. Por su parte las técnicas de laboratorio informan sobre los aspectos geoquímicos.

5.1.- MÉTODOS DE CAMPO

Constituyen los métodos básicos de trabajo en la Estratigrafía y consisten en la observación sobre el terreno, ayudada con el uso de pequeños equipos instrumentales (martillo, lupa, brújula, instrumentos de medida, etc.). Estos métodos tienen como objetivos básicos: el reconocimiento de los materiales, toma de datos y de muestras para su interpretación genética, así como la organización de todo el conjunto de depósitos en unidades estratigráficas. Especial interés tiene el reconocimiento de las relaciones geométricas y temporales entre estas unidades y la comparación (correlación) con materiales de otras localidades. De la calidad de esta toma de datos depende la fiabilidad de toda interpretación posterior.

5.1.1.- Establecimiento de unidades litoestratigráficas

El método de estudio más elemental, pero también el más importante, es el de la observación directa en el campo de las características de los materiales estratificados. Las primeras observaciones consisten en el reconocimiento de los diferentes tipos de rocas que afloran en una región y de su posición relativa (ordenamiento lateral y vertical).

El orden habitual de obtención de datos sobre la ordenación de las rocas estratificadas es el siguiente: 1º.- Estudio de la sucesión estratigráfica de un afloramiento, que implica la ordenación de los materiales mediante la aplicación del principio de la superposición. 2º.- Estudio de afloramientos cercanos que permitan ver si los materiales mantienen sus características litológicas y geométricas o por el contrario ocurren cambios laterales.

A partir de estas observaciones se pueden delimitar las unidades litoestratigráficas, que son conjuntos de estratos con características afines y diferenciables de los conjuntos de estratos infrayacentes y suprayacentes (véase capítulo 8). En cada una de las unidades interesa conocer con detalle las características de sus materiales (litología, color, texturas, estructuras sedimentarias, propiedades de la estratificación, contenido fosilífero, etc.), geometría (especialmente sus espesores) y su distribución espacial o cartográfica.

5.1.1.1.- Reconocimiento de litología y color

En el campo los diferentes tipos de rocas se reconocen por comparación visual, generalmente con la ayuda de una lupa, con las

rocas sedimentarias ya conocidas. Esta diferenciación se complementa con los estudios de laboratorio de las muestras, lo que permite precisar y, en su caso, modificar, las estimaciones visuales y aplicar las clasificaciones. En los cortes geológicos y secciones estratigráficas cada tipo de litología se representa con un tipo de trama (fig. 5.1). La mayoría de las tramas tienen líneas paralelas las cuales siempre se dibujan, en cortes o secciones estratigráficas, paralelas a la estratificación, indicando su posición. Estas tramas no son generalmente utilizadas en la cartografía geológica, donde cada tipo de material se suele representar con un color.

Las rocas más abundantes (lutitas, arenitas y rocas carbonatadas) son fácilmente diferenciables a simple vista por un geólogo con un mínimo de experiencia. Las diferencias dentro de ellas (p.ej. entre una caliza y una dolomía o entre una arenisca arcósica o una subcuarzosa) son más complejas y se hace necesario el uso de técnicas de laboratorio.

Entre las rocas minoritarias unas son más fácilmente reconoci-

bles en el campo que otras. Entre las de fácil reconocimiento están: las ruditas, el carbón (en cualquiera de sus variantes), el yeso, la sal gema, el sílex, etc. Entre las que presentan más dificultades de reconocimiento están las lateritas y bauxitas, algunas evaporitas, algunos fosfatos, etc. que pueden ser confundidas visualmente con otras rocas.

La descripción más objetiva del color de una roca (color en corte fresco) es la que se hace por comparación con una clave gráfica, como las tablas de Munsen, introducidas inicialmente en el campo de la Edafología y usadas ocasionalmente en Estratigrafía y Sedi-mentología. Cuando se describe un color con estas claves se indica que es igual, o la más parecido posible, a uno de los colores de dicha escala.

5.1.1.2.- Reconocimiento de texturas

El elemento textural más importante de las rocas detríticas es el tamaño de grano. En el campo la estimación del tamaño medio de grano se hace por medición directa (en el caso de las ruditas) o por comparación visual (o con lupa) con tablas de tamaños conocidos (fig. 5.2) en las arenitas y limolitas. Se ha demostrado reiteradamente que los errores cometidos con estas técnicas de comparación visual son escasos para un mismo observador. Por otra parte en el estudio de las rocas sedimentarias detríticas es más interesante (para conocer sus características e interpretar su génesis) disponer de muchos datos obtenidos con rapidez aunque con un ligero margen de error, que de pocos datos bastante más precisos pero obtenidos mucho más lentamente. Así, por ejemplo, para la interpretación

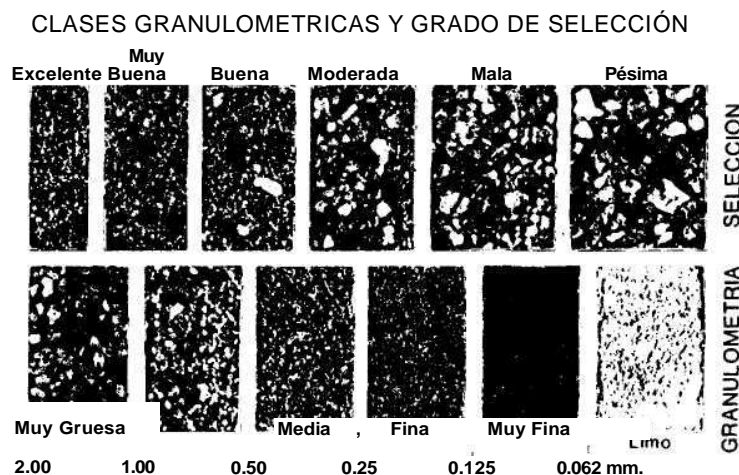


Figura 5.2.- Escala gráfica para la estimación del tamaño medio de grano y la selección de las arenitas y limolitas por comparación genética de los materiales detríticos es mucho más útil disponer de una estimación de las variaciones laterales y verticales del tamaño de grano, que de unas medidas muy precisas de dicho tamaño obtenidas de manera laboriosa sobre muestras que pudieran ser poco representativas del conjunto.

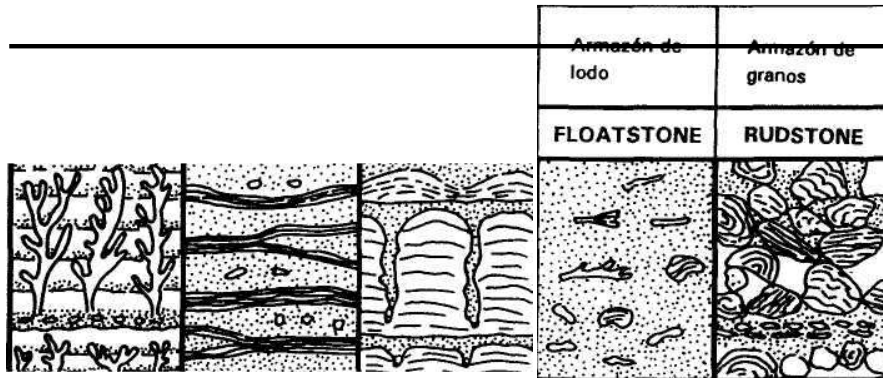
Otro aspecto textural de interés en las rocas detríticas es la forma del grano (esfericidad y redondeamiento) que igualmente se estiman por comparación visual con tablas patrón (ver: Tucker, 1988). La selección en las areniscas y limolitas se estima por comparación con una tabla de referencia (fig. 5.2) en la que se ilustran materiales con una selección desde excelente (con tamaño muy semejantes) a pésima (con gran variedad de tamaño de grano). La fábrica en rocas detríticas de grano grueso y medio tiene, igualmente, gran interés para la interpretación genética, en especial la relación trama/matriz. Se diferencian dos tipos texturales: los granoso-portados en los que los granos están en contactos unos con otros formando el armazón de las rocas y los que tienen soporte de matriz, en los cuales los cantos están incluidos en el seno de una matriz lutítica.

En rocas carbonatadas la observación con la lupa es imprescindible y permite diferenciar los tipos texturales de clasificación de Dunham (1962), *mudstone*, *wackestone*, *packstone*, *grainstone* y *boundstone* (fig. 5.3) que son tipos genéticos al estar formados en medios con diferentes condiciones energéticas. En el caso concreto de las calizas arrecifales se establece una clasificación bastante simple que puede ser aplicada directamente en el campo (fig. 5.4)

Textura original visible					ft P
Textura original inorgánica				Textura original formada por crecimiento orgánico	
Con matriz calcárea micrítica (partículas de tamaño limo y arcilla)			Armazón de granos sin matriz		
Armazón de lodo		Armazón de granos con matriz			
< 10% de granos	> 10% de granos				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	CRISTAUNAS

Figura 5.3.- Clasificación de Dunham (1962) para las rocas carbonatadas.

con organismos que actúan de pantalla



BAFFLESTONE

>10% de granos de más de 2 mm

Figura 5.4.- Clasificación textural de las calizas arrecifales de Embry y Klevan (1971), completada por James (1984).

5.1.1.3.- Reconocimiento de las características de la estratificación

En cada unidad litoestratigráfica, el primer aspecto que se considera es si se trata de un material homogéneo o de uno formado por varios términos litológicos o texturales que se repiten ordenadamente. En todos los casos interesa conocer las características de las superficies de estratificación que pueden ser erosivas o no, planas o irregulares, graduales o bruscas, etc. Igualmente hay que estudiar la geometría de los estratos diferenciando los tabulares, los lenticulares, los irregulares, etc.

Las características de la estratificación se ponen de manifiesto con técnicas de representación gráficas de cortes amplios, como puede ser los de las paredes de cauces de ríos encajados. En estos casos se recurre a dibujos a mano alzada, a gráficos levantados a escala con mediciones diversas y, con frecuencia, a dibujos realizados sobre fotografías murales tomadas desde puntos lejanos y completados con la observación detallada en "el terreno".

Estos dibujos muestran la geometría de los cuerpos sedimentarios de manera análoga a como la podría mostrar un perfil sísmico. Miall (1984) llama "arquitectura estratigráfica" a la expresión gráfica de la geometría de los cuerpos de rocas estratificadas. La reconstrucción de la arquitectura estratigráfica en gráficos a escala es una de las técnicas más interesantes en el estudio genético de las facies aluviales, ya que permiten conocer con precisión el

medio sedimentario y la parte concreta del mismo al que pertenecen los depósitos.

5.1.1.4.- Reconocimiento de estructuras sedimentarias de ordenamiento interno

Dentro de los estratos caben dos posibilidades: que se trate de un material homogéneo o heterogéneo sin ordenación interna (masivo) o por el contrario que presente estructuras de ordenamiento interno. Cada uno de estos tipos de estructuras se representan de acuerdo con una clave de signos (fig. 5.5). Entre las más significativas se pueden diferenciar: laminación paralela u ondulada, laminación y estratificación cruzada (fig. 5.6A), granoclasificación (ordenación por tamaños del material detrítico dentro de un estrato), imbricación de cantos (orientación selectiva de los cantos), estructura lenticular (cuerpos arenosos lenticulares de espesor centimétrico en el seno de lutitas), estructuras *flaser* (cuerpos curvos de lutitas de espesor centimétrico o milimétrico en el seno de arenitas) y la nodulización (dispositivo de ciertas calizas formadas en su conjunto por nodulos calizos).

Hay estructuras de ordenamiento interno que son el reflejo, dentro del estrato, de ciertas estructuras visibles en el techo del mismo. Se trata de los *ripples*, bien de corrientes (*current ripples*) bien de olas (*wave ripples*).

Todos estos tipos de estructuras tienen un significado genético, por lo que interesa constatar su presencia en los diferentes niveles.

Se remite al lector interesado a varios libros en los que se incluye una extensa información gráfica de estructuras sedimentarias: Pettijohn y Potter (1964), Conybeare y Crook (1968), Ricchi-Lucchi (1970) y Reineck y Singh (1973, 1980).

5.1.1.5.- Reconocimiento de estructuras sedimentarias de las superficies de estratificación

En las superficies de estratificación (techo y muro) se presentan, con una relativa frecuencia, estructuras de origen físico (no orgánico) que se detectan por entrantes o salientes de una geometría definida, en dichas superficies.

En el techo de los estratos se pueden encontrar: a) *ripples* bien de corrientes o de olas; b) grietas de desecación, formadas por la insolación de un material lodoso; y c) superficies erosivas de diferente geometría y rango. Con carácter más excepcional en materiales antiguos se pueden encontrar impresiones de gotas de lluvia, huellas de cristales de sal, marcas del desplazamiento del agua por el viento y hasta impresiones de espuma.

En el muro de los estratos son mucho más frecuentes las estructuras, en especial en el muro de niveles de areniscas (o calcarenitas) localizados inmediatamente encima de niveles lutíticos o margosos.

Clave de signos para estructuras sedimentarias

Estructuras sedimentarias de ordenamiento	interno
laminación paralela	granoclasificación normal
laminación ondulada	granoclasificación inversa
laminación cruzada	estratificación lenticular
estratificación cruzada	estratificación ondulada
planar	estratificación <i>flaser</i>
estratificación cruzada en surco	imbricación de cantos
<i>herrnngbone hummocky</i>	
Estructuras sedimentarias de las superficies	de estratificación
<i>Flute casts</i>	grietas de desecación
<i>Crescent marks</i>	superficie de omisión
<i>Groove casts</i>	superficie endurecida
<i>Bounce casts</i>	{ <i>hardground</i> } superficie karstificada
<i>Prod casts</i>	superficie erosionada
<i>Chevron casts</i>	<i>ripp/es</i> de corrientes $\zeta^*t=0^{\wedge}$
<i>Skip casts</i>	<i>ripp/es</i> de olas
<i>Brush casts</i>	

Estructuras sedimentarias de deformación

zr calcos de carga (*load casts*) C7 areniscas almohadilladas / diques clásticos 5
slumping & rudita intraformacional Estructuras orgánicas y diagenéticas

0		Biotu rbaci
esm.		Lami nació n de
	00	Estro matol itos
•U-		Perfo raccio nes
	8	
	U	Exca vacio nes
-o		Pista s
		Pisad as
i		Rizoc recio nes
		<i>Chon drite</i> s
V		estilo litos
a		crista lesud
o		e fenes tras

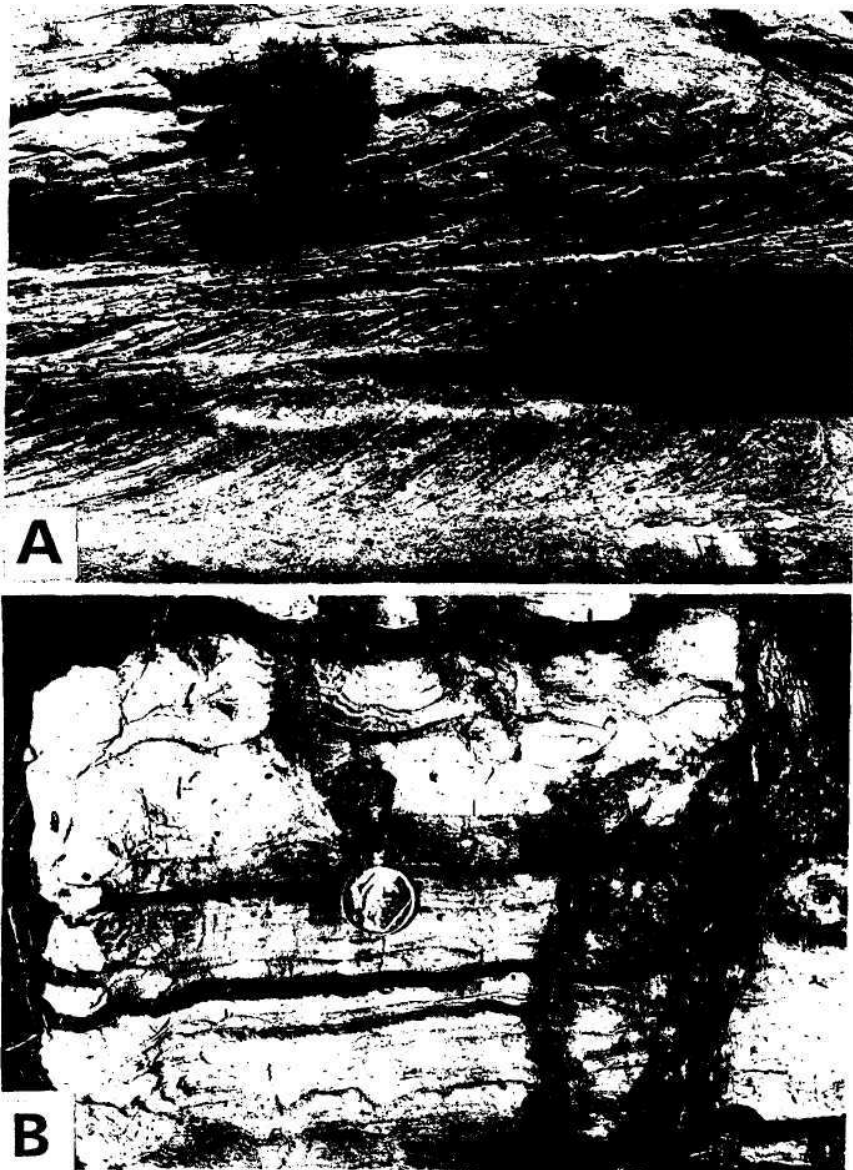


Figura 5.6.- Fotografías de campo de estructuras sedimentarias. A.- Estratificaciones cruzadas planares. B.- Laminación de algas y estructura estromatolítica.

La acción erosiva de las corrientes de tracción producen, de manera directa, los *scour marks* (*flute casts* y *crescent marks*) y de manera indirecta, a través de objetos transportados, los *tool marks* (entre ellos: *groove casts*, *bounce casts*, *prod casts* y *chevron casts*) que se

presentan en el muro de los estratos areniscosos como salientes. Excepcionalmente se pueden conservar estas estructuras también en el techo de los estratos lutíticos infrayacente, pero en este caso se trata de moldes (*marks*) excavados en ellos. Mayoritariamente estas estructuras son el relleno de las cavidades erosivas que producirían las corrientes sobre un fondo lodoso (lutítico) que se conservan selectivamente en el muro del estrato suprayacente por ser más coherente y que se observan con mayor facilidad debido a la erosión del material lutítico o margoso infrayacente menos coherente. Cada uno de los tipos de estructuras sedimentarias se representan en las secciones y perfiles estratigráficos de acuerdo con una clave de signos (fig. 5.5).

Una amplia documentación fotográfica de estas estructuras y una detallada información sobre sus características y génesis se puede encontrar en: Pettijohn y Potter (1966), Corrales *et al.* (1977), Potter y Pettijohn (1977), Fairbridge y Bourgois (1978), Reineck y Singh (1976, 1980), Ricci-Lucchi (1970, 1981) y Alien (1985).

Todas estas estructuras constituyen excelentes criterios de polaridad vertical, que permiten diferenciar techo y muro de un estrato y con ello usar correctamente el principio de la superposición. También pueden ser usadas como criterios de polaridad lateral, que permiten medir la dirección de las corrientes durante el depósito (paleocorrientes). Sobre estas dos aplicaciones se tratará en el capítulo 9.

5.1.1.6.- Reconocimiento de estructuras sedimentarias de deformación

Las estructuras sedimentarias de deformación se originan inmediatamente después del depósito de los materiales, por lo que se puede decir que son penecontemporáneas de la sedimentación o sin-sedimentarias. Los tres tipos principales de estructuras son:

a) Estructuras de carga, incluyendo los calcos de carga (*load casts*) localizados en el muro de estratos y las areniscas almohadadas, que corresponden a estratos que han perdido su continuidad lateral.

b) Estructuras de escape de agua, producidas por salidas ascendentes de agua intersticial en los estratos, que dentro de ellos ocasionan geometrías diversas, entre ellas *dish* y *convolute laminations* (fig. 5.7A), según que la estructura previa fuese una laminación horizontal o cruzada, respectivamente. En la parte superior de los estratos se pueden encontrar pilares que son conductos de salida ascendente de material arenoso fluidificado. En el techo de los estratos se forman volcanes de arena, diques de arena o diques clásicos, estos últimos penetrando en los estratos suprayacentes.

c) Estructuras de deslizamiento que incluyen a los olistostromas, los *slumps* (fig. 5.7B), las ruditas intraformacionales, las estructuras contorsionadas y las fallas sinsedimentarias.

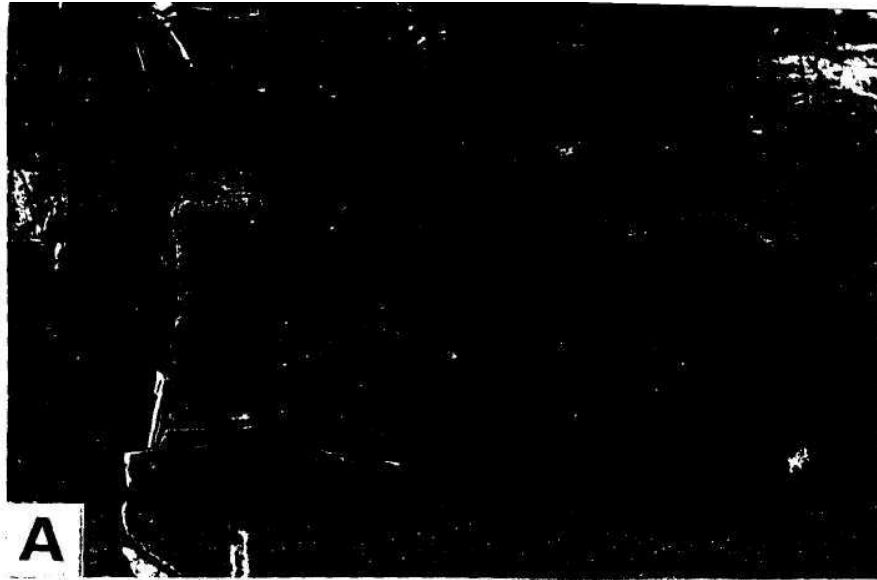


Figura 5.7.- Fotografías de campo de estructuras sedimentarias. A.- *Convolute lamination*.
B.- Estructura *slump* de escala decamétrica.

Los signos convencionales de cada uno de estos tipos de estructuras se representan en la clave de signos de la figura 5.5. Para una

información detallada de sus características y génesis, así como para ilustraciones sobre las mismas, se remite al lector a: Pettijohn y Potter (1966), Potter y Pettijohn (1977), Corrales *et al.* (1977), Fair-bridge y Bourgois (1978), Reineck y Singh (1976. 1980) y Ricci-Lucchi(1970, 1981).

5.1.1.7.- *Macrofósiles y microjasiles*

La toma de muestras para el estudio paleontológico se realiza con diferente metodología según el tamaño de los fósiles. Para el estudio de los macrofósiles (tamaño superior al cm) se intenta en el campo la extracción de fósiles, picando la roca con martillo y cincel, de todos los niveles estratigráficos (estrato o grupo de estratos) posibles con el fin de llegar a tener las mayores precisiones bioestratigráficas. Los métodos paleontológicos consisten en la separación y limpieza de los fósiles para su posterior estudio.

En el caso de que los macrofósiles presenten una orientación selectiva será interesante hacer medidas de dicha orientación y expresarlas en un diagrama circular o rosa de los vientos con el fin de ver su representatividad estadística y facilitar su interpretación.

Para el estudio de microfósiles en rocas blandas disgregables en agua se toman muestras para levigar cuyo tamaño es muy diferente según los tipos de microorganismos; en el caso de nannoplancton basta con muestras de algunos gramos para la obtención de frotis en los que se estudian; en el caso de los foraminíferos, ostrácodos o radiolarios se necesitan muestras del orden de un kilogramo; mientras que en el caso de microvertebrados (roedores) las muestras de material continental deben ser de centenares de kilogramos. En el laboratorio se procede a la separación de los microfósiles por un técnica de levigado, que consiste en la tamización de la roca, después de tenerla en agua algún tiempo para disgregarla, de manera que los microfósiles queden concentrados en el tamiz y puedan ser extraídos manualmente, con el uso de la lupa.

Para el estudio de microfósiles en rocas duras (normalmente rocas carbonatadas) se recurre a la toma de muestras grandes para proceder al estudio mediante lámina delgada de secciones orientadas que faciliten observar los rasgos morfológicos más característicos que permitan su clasificación y reconocimiento. En el caso de los grandes foraminíferos se toman muestras de organismos aislados de diferentes niveles estratigráficos para posteriormente proceder al estudio de cortes seriados en ellos, que faciliten su clasificación.

Los diferentes tipos de fósiles presentes en una sección estratigráfica se representan de acuerdo con una clave de signos (fig. 5.8). Con el fin de tener unos signos con la mayor aceptación posible se han adoptado todas las que incluye la tabla de signos que ha editado la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona y que suministra en hojas de signos transferibles, lo que facilita enormemente su uso. Como en el caso de las estructuras anteriormente descritas

CLAVE DE SIGNOS PARA FÓSILES

<D Fauna en general MACROFOSILES	Flora en general MICROFOSILES
4 Algas (en general)	B Algas coralináceas
Q> Ammonites	n Algas dasycladáceas
>= Arqueociátidos	Algas verdes-azules (cianofíceas)
~*z? Belemnites	Briozoos
V Briozoos (colonias)	® Calciesferas
"V Braquiópodos	Caráceas
rl Cirrípedos	o Cocolitos
© Corales aislados	Conodontos
<o& Corales coloniales	® Oiatomeas
O Corales (hexacoralaríos)	T Dinoflagelados
© Corales (tetracoralaríos)	A Espículas de esponjas
® Crinoides	Filamentos
ñ Dientes de mamíferos	A Foraminíferos bentónicos (en general)
<* Equnidos	<s> Alveolinas
A Esponjas	<n> Asilinas
ffl Estromatopóridos	-o- Discociclinas
© Gasterópodos continentales	Fusulinas
h> Gasterópodos marinos	® Miliólidos
f Graptolites	O Nummulites
s» Lamelibranquios (en general)	Operculinas
<? Moluscos (en general)	« Orbitoides
@ Nautiloideos	A Orbitolinas
JP* Ortocerátidos	A Foraminíferos planctónicos
tz* Ostreidos	Nannoplancton calizo
<£>i Peces	g Ostrácodos
i Raices	Q Polen y esporas
\ Rudistas	Q Radiolarios
8? Serpúlidos	¿= Saccocomidae
<S* Trilobites	Tentaculites
1 Vertebrados	n Tintínidos

Figura 5.8.- Clave de signos de los diferentes fósiles para su utilización en secciones estratigráficas y otras representaciones estratigráficas detalladas. Se ha utilizado como base la clave de Símbolos Geológicos, editadas en hojas trans-feribles por el Servicio de Cartografía y Dibujo de la Universidad de Barcelona en 1993.

cuando sean de una abundancia media se utilizarán los signos simples, mientras que si se trata de una presencia escasa se pondrán dentro de un paréntesis y son muy abundantes se envolverán en un círculo.

5.1.1.8.- Estructuras orgánicas

Dentro de ellas se distinguen dos grandes grupos genéticos: las debidas a organismos constructores de rocas (mallas de algas y estromatolitos, fig. 5.6B) y las huellas de actividad orgánica de los sedimentos y rocas sedimentarias. El estudio de las primeras facilita una información muy valiosa sobre las condiciones sedimentarias, tales como limpieza del agua, batimetría, salinidad del agua, paleo-latitud, ubicación en relación con la líneas de costas, etc.

Las estructuras orgánicas, debidas a la actividad orgánica inmediatamente posterior a la sedimentación, están presentes en la mayor parte de los sedimentos. En su estudio es necesario diferenciar los tipos de estructuras presentes y cuantificar la intensidad de la actividad de destrucción de las estructuras precedentes (bioturbación). El estudio sistemático de las huellas de actividad orgánica proporciona datos interesantes para la interpretación genética de los materiales que las contienen. Los signos convencionales de cada uno de estos tipos de estructuras orgánicas se representan en la clave de signos de la figura 5.5.

En algunos casos el análisis detallado de las estructuras orgánicas sirve para valorar el carácter continuo o discontinuo de la sedimentación (García-Ramos *et al.*, 1989). Igualmente pueden informar sobre la batimetría, la salinidad, la energía del medio, la tasa de sedimentación, etc.

Se remite al lector interesado a algunos libros o artículos (Seila-cher, 1966, 1974; Freid, 1975; Crimes y Harper, 1977; Basan, 1978; García-Ramos *et al.*, 1989) en los que se incluyen tanto interpretaciones genéticas de las estructuras como abundantes ilustraciones de cada tipo de estructuras.

5.1.1.9.- Estructuras diagenéticas

Son varios los tipos de estructuras diagenéticas cuya presencia merece ser destacada en el reconocimiento de las unidades litoestratigráficas. Entre ellas merecen especial atención las estructuras de presión-disolución, destacando los estilolitos, presentes en rocas carbonatadas. Otros tipos de interés son las concreciones, los agregados cristalinos, los nodulos, las geodas, las venas, las superficies de corrosión, etc. Los signos convencionales de cada uno de estos tipos de estructuras diagenéticas se representan en la clave de signos de la figura 5.5. En algunos de estos signos no solamente se indican las estructuras sino que también se indica el material que las constituye (p.ej. nodulos de pirita).

$f b <$
 $< tu 2.$

En algunos libros relativamente recientes (Larsen y Chillingar, 1979; Ricci-Lucchi, 1980; Flügel, 1982; Tucker y Wright, 1990) se incluyen numerosas ilustraciones de los diferentes tipos de estructuras diagenéticas y detalladas discusiones acerca de la génesis de cada uno de los tipos. A ellos se remite al lector interesado.

5.1.2.- Levantamiento de secciones estratigráficas

Como ya se afirmaba en el capítulo 2, la sección estratigráfica es una de las representaciones gráficas más característica de la Estratigrafía y, por tanto, la metodología de su levantamiento es una de las metodologías más propiamente estratigráficas. Normalmente el levantamiento de secciones estratigráficas se coordina (y frecuentemente se precede) con el levantamiento de un mapa geológico, con la elaboración de cortes geológicos y esquemas a escala directamente sobre el terreno o sobre fotografías murales que muestren la geometría de los materiales estratificados.

Para el correcto levantamiento de una sección estratigráfica es muy conveniente conocer la distribución areal de las diferentes unidades litoestratigráficas, previamente identificadas. Para ello se utiliza la técnica de cartografía geológica que consiste en representar sobre un mapa topográfico de escala detallada (p. ej. 1:25.000), o una fotografía aérea del mayor detalle posible, la distribución superficial de cada una de las unidades. En el mapa se diferencian los contactos concordantes, los discordantes y los mecánicos (de fallas o cabalgamientos). La medida sistemática de dirección y buzamiento de las capas y su representación en el mapa complementa la información necesaria para elaborar cortes geológicos que muestren la estructura de los materiales.

Cuando se dispone de un mapa geológico detallado se puede seleccionar el corte o los cortes en los que se puede levantar mejor la sección estratigráfica. El corte ideal es aquel en el que estuviesen representadas todas las unidades, donde la calidad de observación sea buena y donde los contactos entre unidades sean concordantes. Como esto no ocurre casi nunca, con frecuencia la sección estratigráfica es necesario levantarla en varios cortes parciales, pasándose de uno al siguiente continuando en el campo una superficie de estratificación claramente visible, para de este modo evitar áreas de mala observación o afectadas por fracturas.

Las secciones estratigráficas se expresan en un gráfico (ver fig. 2.5) a escala en que se representen todas las unidades reconocidas en el área, ordenadas temporalmente de más antigua a más moderna. La escala utilizada en una sección estratigráfica varía según los objetivos que se pretendan en el trabajo. Así para un conocimiento geológico regional, en secciones estratigráficas sintéticas, es suficiente una escala 1:10.000 a 1.5.000; esta es, por ejemplo, la escala de las secciones estratigráficas que acompañan a los mapas geológicos oficiales de los diferentes países. Los levantamientos de seccio-

nes estratigráficas locales se suelen hacer en una gama de escalas que varía desde 1:1.000 hasta 1:100, aunque a veces para algunos segmentos seleccionados se recurre a levantamientos de perfiles de mucho detalle (1:10) que pueden ser de gran interés para algunas de las interpretaciones sedimentológicas.

En el levantamiento de las secciones estratigráficas una medida fundamental es el espesor de las unidades litoestratigráficas. Esta medida se realiza usualmente mediante medidas parciales de los estratos y conjuntos de estratos que forman la unidad. Las medidas realizadas en los casos más simples son de espesor total de la unidad, mientras que en otros casos, de estudios más detallados, se miden los espesores de todos los estratos que la forman, para poder hacer estudios estadísticos de los mismos (p. ej. espesor medio en cada sector, etc.) y deducir dispositivos geométricos dominantes (estratoecientes o estratodecipientes). Al mismo tiempo que se miden los espesores se observan las características litológicas y texturales, con lo que en rocas detríticas se pueden reconocer dispositivos texturales granocipientes o granodecipientes, superpuestos o no a los anteriores.

El caso más simple de levantamiento de una sección estratigráfica y de medida de espesores es el que se realiza en áreas con capas horizontales. En este área se cumple rigurosamente el principio de la superposición por lo que para ver los materiales más antiguos hay que ir al punto topográficamente más bajo de la región. A partir de ahí se inicia el levantamiento y medida de espesores (fig. 5.9a). Esta medida se puede realizar con un altímetro de precisión o con cinta métrica, en este último caso haciendo la medida con la cinta completamente vertical. La llamada "vara de Jacob" es un bastón de 1,5 m de altura (o ajustada a la medida que convenga al observador) con un tubo perpendicular en su extremo superior que facilita la medida en pendientes suaves, ya que la medida se hace en segmentos de 1,5 m y por el tubo se mira para situar exactamente el punto donde colocar el bastón para iniciar la siguiente medida (fig. 5.9b).

En los levantamientos de secciones estratigráficas en áreas de capas plegadas la medida de espesores presenta más dificultades. La primera se resuelve colocando el instrumento de medida (cinta métrica o vara de Jacob) perpendicularmente a las superficies de estratificación (fig. 5.9c). Controlando la dirección y el buzamiento con medidas constantes y usando la vara de Jacob (fig. 5.9d) tras hacer la medida un punto P se mira por el tubo perpendicular para localizar el punto Q en el que se debe colocar la vara para seguir la medida, operación que se repite sistemáticamente. Las medidas parciales del espesor de los estratos que posibilitan calcular la potencia de las unidades litoestratigráficas (x, y, z, de la fig. 5.9c) se contrastan con medidas del espesor total hecha a partir de la distancia real de dos puntos situados en una línea de máxima pendiente del estrato (perpendicular a la dirección) uno de ellos en el muro (A de la fig. 5.9c,e) y el otro en el techo (B de las mismas figuras). Para calcular

el espesor real (A-C) es necesario conocer el buzamiento (a, de la fig. 5.9e) y la inclinación de la línea A-B (8 de la misma figura). La resolución se hace trigonométricamente [$A-C = A-B \times \text{seno}(\alpha + B)$] o gráficamente (fig. 5.9e) con un dibujo a escala.

Para medidas de alta precisión se recurre a levantamientos topográficos simultáneos, con teodolitos, que permitan calcular los

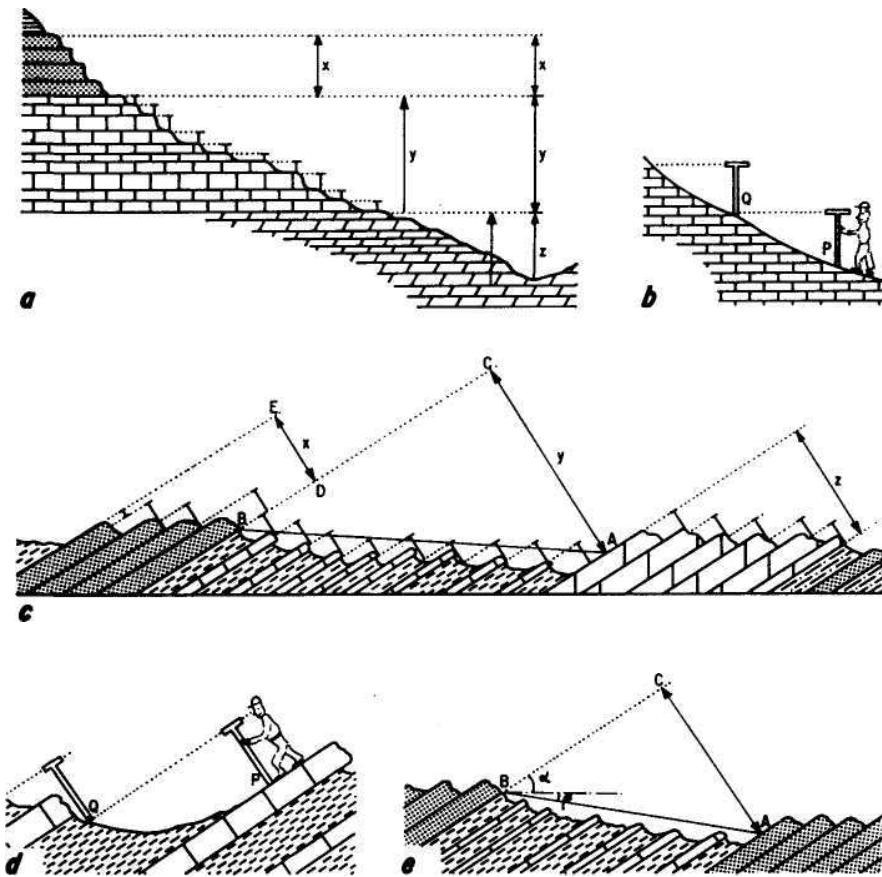


Figura 5.9.- Medida del espesor de los estratos y las unidades estratigráficas. a.-Medida en materiales horizontales (x, y, z: unidades litoestratigráficas). b.-Detalle de la medida con la vara de Jacob en capas horizontales (P,Q, lotes de 1,5 m que es la altura de la vara), c.-Medida de los espesores de unidades estratigráficas en materiales inclinados, mediante medidas parciales sucesivas. La potencia de una unidad (y) se obtiene sumando todas las medidas parciales que darían el segmento A-C. d.- Medida con la vara de Jacob en capas inclinadas (P,Q, lotes de 1,5 m que es la altura de la vara), e.- Medida del espesor conjunto de una unidad; el espesor (A-C) se obtiene a partir de la distancia A-B (puntos A y B situados sobre la línea de máxima pendiente de los estratos) y los ángulos α (buzamiento) y B (ángulo de la línea A-B con respecto a la horizontal).

espesores con el mínimo de error. Los espesores se obtienen mediante métodos trigonométricos a partir de los datos topográficos y las medidas de dirección y buzamiento.

5.1.3.- Representaciones gráficas

Los datos obtenidos en el levantamiento de una sección estrati-gráfica y el estudio de sus muestras se representan en un gráfico (ver capítulo 11) que consta de las siguientes partes:

- a) Columna litológica donde se representan, a la escala seleccionada, todos los estratos y/o unidades litoestratigráficas diferenciadas, con su trama litológica (fig. 5.1) ordenadas de más antigua (debajo) a más moderna (arriba).
- b) Indicación exacta de la posición de cada muestra tomada, sobre la columna anterior. En la práctica es conveniente marcar en el campo los puntos de toma de muestras por si fuese necesario volver a muestrearlo en una siguiente fase de estudio.
- c) Datos texturales que usualmente se presentan en una nueva columna paralela, a la litológica, con anchura variable según el tamaño de grano (en rocas detríticas) y el tipo textural (en rocas carbonatadas), de manera que los cambios graduales y bruscos de textura se observen con facilidad.
- d) Datos de estructuras sedimentarias primarias tanto las de ordenamiento interno, las de la superficie de estratificación como las de deformación según claves de signos convencionales (fig. 5.5.). Igualmente se presta atención a las estructuras sedimentarias de origen orgánico (pistas y galerías) y las estructuras diagenéticas.
- e) Datos relativos a la presencia y abundancia de los fósiles en las diferentes unidades y partes de las mismas. Se utilizan claves de signos convencionales para cada tipo de organismo (fig. 5.8) y se indica la abundancia estableciendo un mínimo de tres rangos (raro, frecuente, muy abundante).

Para cada sección estratigráfica es necesario indicar con precisión la posición del corte donde se ha levantado. Para ello se pueden dar las coordenadas exactas del techo y del muro de la sección y, además, se puede acompañar un croquis, mapa o fotografía (aérea o de campo) que facilite el acceso al corte a cualquier persona interesada. En el caso que el afloramiento haya sido estudiado previamente y denominado con un nombre concreto, debe respetarse dicha nomenclatura.

A estos datos descriptivos de la sección estratigráfica, todos ellos obtenidos en la fase inicial, se pueden añadir, en los gráficos definitivos de secciones estratigráficas, los resultados de los estudios de fósiles con las consiguientes dataciones y los datos sobre composición (p.ej. % CO_3Ca) o texturales obtenidos en los estudios de laboratorio. Igualmente se pueden adjuntar los resultados de las

investigaciones sedimentológicas, con lo que se incluyen datos interpretativos (medios sedimentarios).

A la metodología gráfica de elaboración y presentación de secciones estratigráficas se va a dedicar un capítulo monográfico de este libro (capítulo 11).

5.2.- MÉTODOS DE LABORATORIO

Las muestras de rocas tomadas durante el levantamiento de secciones estratigráficas, o las obtenidas en un sondeo, pueden ser objeto de estudios detallados en el laboratorio. Las técnicas que se utilizan son muy diversas y dependen de los objetivos que se pretendan en el estudio. Conviene plantearse previamente los objetivos (p.ej. conocer en detalle la composición química, o el contenido en elementos traza, etc.) y seleccionar la técnica más adecuada, que será la que con menor dificultad y costo suministre datos con una fiabilidad aceptable. Concretamente, cuando se toma una muestra debe conocerse previamente qué datos pretendemos obtener con ella y mediante qué técnicas, ya que ello condicionará la elección de la muestra y la manera de extraerla.

Una técnica de laboratorio, que no se abordará aquí, es la de medida de las propiedades magnéticas de las rocas (declinación y orientación magnética de los minerales magnéticos) sobre la que se tratará monográficamente en el capítulo 13.

Tampoco se tratará aquí sobre las técnicas de estudio en el laboratorio de los microfósiles y macrofósiles ya que ellas son llevadas a cabo por paleontólogos especialistas en cada uno de los diferentes grupos o taxones.

5.2.1.- Análisis de composición y textura

Para conocer con precisión la litología de una roca es claramente insuficiente la estimación visual hecha sobre el campo, a la que se aludía anteriormente, y es preciso analizar su composición y su textura. Para una información detallada y actualizada de los métodos de estudio de las rocas sedimentarias se remite al lector interesado al libro de Tucker (1988) y las referencias bibliográficas contenidas en el mismo.

El estudio microscópico de láminas delgadas, a veces ayudado con técnicas de tinción, constituye uno de los métodos más usuales para conocer la composición mineralógica y la textura de las rocas. Concretamente constituye la técnica básica en el estudio de las rocas carbonatadas y de las areniscas, que son dos de las rocas sedimentarias más frecuentes.

En el caso de las rocas detríticas de tamaño medio (arenitas) y grueso (ruditas) es importante conocer la relación entre la trama y la matriz lutítica. Cuando se trata de rocas poco consolidadas se usa un tamiz de 1/16 mm de luz de malla y por peso de las fracciones

que queden por encima y por debajo del mismo, tras su tamización, se conoce la relación trama/matriz. Para rocas compactadas la medida se hace sobre láminas delgadas con estimaciones de porcentajes visuales o con el manejo del contador de puntos. En las arenitas se analiza, mediante microscopía y técnicas de tinción de feldespatos, la composición de la trama y más concretamente la abundancia de cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas, ya que son los criterios de clasificación de las mismas.

En las rocas detríticas de grano fino (lutitas), que son las rocas más abundantes, los estudios de laboratorio son muy específicos y con frecuencia se usan solamente en estudios muy especializados, ya que desde el punto de vista sedimentario su interpretación, con gran frecuencia, se basa en la de las rocas asociadas más que en el estudio específico de ellas. Un primer aspecto es el tamaño de grano para separar los limos de las arcillas. En los limos y limolitas se estudia microscópicamente la composición de la trama como en las arenitas. En las arcillas se puede analizar la composición mineralógica mediante difracción de rayos X y análisis térmico diferencial lo que permite el reconocimiento y estimación de abundancia de los componentes mayoritarios.

En el caso de las rocas carbonatadas los estudios de laboratorio de una parte consisten en el análisis químico (mediante técnicas muy diversas) que midan el contenido en Mg. Con ello se conocerá si se trata de calizas bajas magnesianas (menos del 4% de CO_3Mg en moles), calizas magnesianas (4-16%) o dolomías (>16%). De otra parte consisten en el estudio textural mediante microscopía, con medidas de abundancia de los diferentes aloquímicos, que facilita la utilización de las clasificaciones usuales (p.ej. Folk, 1962).

En rocas mixtas entre lutitas y calizas (lutitas margosa, margas, calizas margosas) interesa conocer la abundancia relativa de carbonatos y de residuo insoluble, para lo que se realizan técnicas de análisis químico rápido mediante calcímetros, carbonímetros o con valoraciones.

Para los otros tipos de rocas sedimentarias, que son todas ellas minoritarias, las técnicas utilizadas son diversas, desde el análisis químico (para evaporitas) al estudio microscópico (para rocas silíceas).

El uso de la microscopía electrónica de barrido, con equipo Edax, es una técnica complementaria de uso cada vez más frecuente en el reconocimiento de granos minerales constituyentes de diferentes tipo de rocas.

5.2.2.- Métodos geoquímicos

En las rocas sedimentarias dos aspectos geoquímicos tienen su mayor interés, por cuanto pueden ser los que suministren una información más valiosa para la interpretación genética. De una parte es el contenido en isótopos estables y de otra los contenidos en elementos traza.

La composición isotópica de mayor interés en las rocas sedimentarias es la de isótopos estables del oxígeno (^{18}O) y carbono (^{13}C) y su determinación se hace mediante espectrometría de masas como se detallará en el capítulo 14.

Los contenidos en elementos traza se miden con de diferentes técnicas físicas de microanálisis químico, como son: espectrofotometría de llama, absorción atómica nuclear, fluorescencia de rayos X, etc. que miden los contenidos en diferentes elementos traza, como Sr, Mg, Mn, Ba, etc. en partes por millón (ver detalles en Tucker, 1988). El contenido en materia orgánica de las rocas sedimentarias se conoce a través de técnicas de pirólisis como el Rock-Eval (Verheyen *et al*, 1984).

5.3.- MÉTODOS SÍSMICOS

Pertenecen a la categoría más amplia de los métodos geofísicos. En Estratigrafía se utiliza, casi exclusivamente, uno de ellos, el llamado *sísmica de reflexión*. Consiste en la emisión, recepción y registro, desde superficie, de ondas acústicas con características de frecuencia, amplitud y forma ajustadas a la penetración y a la resolución que se deseen obtener. Los registros se obtienen bajo diferentes formatos (gráfico, magnético, digital) y proporcionan información acerca de las propiedades físicas y la estructura (o geometría) de los materiales del subsuelo, mostrando además las profundidades a las que se encuentran las superficies que separan materiales de distintas características sísmicas que constituyen niveles en los que se reflejan las ondas. Estas superficies son discontinuidades "sensibles" a las características de las ondas acústicas empleadas en cada caso. Las profundidades de estas superficies se obtienen midiendo automáticamente los tiempos empleados por las ondas en su camino de ida y vuelta desde el momento de la emisión inicial hasta la recepción y registro finales, de las ondas reflejadas en ellas. Los perfiles de sísmica de reflexión tienen una escala vertical en tiempos, la cual solamente puede ser transformada en distancias o espesores si se conocen debidamente las velocidades de propagación de las ondas primarias (ondas P) en los distintos materiales atravesados.

En los últimos quince años las técnicas de sísmica de reflexión han pasado de ser una herramienta de trabajo casi exclusiva de los técnicos de empresas petrolíferas (usada confidencialmente) a ser un método de trabajo usual en la comunidad científica general. Ello se ha debido a la libre disponibilidad por parte de esta comunidad científica de numerosos perfiles sísmicos. Desde la generalización en el uso del método, la importancia de los datos proporcionados por sísmica de reflexión ha sido, en general, muy grande puesto que facilita el conocimiento de las geometrías de las rocas estratificadas no aflorantes, lo cual es imprescindible tanto en el estudio científico de una cuenca como en el aplicado de localización en profundidad de recursos minerales y energéticos.

Un hito en la extensión de las técnicas interpretativas y la aplicación estratigráfica de la sísmica de reflexión lo constituyó, en el año 1977, la publicación del libro *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*, cuyo editor fue Payton. Esta obra fue precedida, no obstante, por algunos artículos, que representaban aspectos revolucionarios en la interpretación de perfiles sísmicos (Sheriff, 1976). El hecho evidente es que desde la fecha citada se ha desarrollado un cuerpo de doctrina acerca de las geometrías y los caracteres de las reflexiones observadas en perfiles sísmicos, conocida usualmente como *Estratigrafía Sísmica* y, más recientemente, como Estratigrafía sismosecuencial o Sísmoestratigrafía (Vail *et al.*, 1977a,b,c; Montadert, 1982; Davis, 1984; Bally, 1987; Cross y Las-senger, 1988) que ha provocado una verdadera renovación conceptual en el campo de la Estratigrafía. Cross y Lassenger (1988) llegaron a decir que "la Estratigrafía sísmica ha iniciado una revolución en el análisis estratigráfico tan profunda como la que causó, en su día, la Tectónica Global o de placas".

Numerosos conceptos de la Estratigrafía Sísmica están siendo, desde hace unos años, objeto de unos intensos debates y en muchos casos de redefinición, y de una no menos intensa crítica, cosa por otra parte esperable dada la generalización en su uso por parte de la comunidad científica (Miall, 1986, 1992; Chistie-Blick, 1991; Tip-per, 1993).

5.3.1.- Fundamento

La sísmica de reflexión se basa en el principio de la reflexión de las ondas acústicas en las superficies que separan medios con densidades suficientemente contrastadas. Dado que la impedancia acústica de un medio es el producto de su densidad por la velocidad de propagación de las ondas en el mismo, cuanto mayor sea el contraste de impedancia acústica entre dos medios, mayor será la reflexión que se produzca en la superficie que los separa. Se habla, en este caso, de un coeficiente de reflexión mayor o menor el cual, por decirlo sencillamente, está ligado con la facilidad de detectar las distintas superficies para cada una de las frecuencias empleadas. A mayor coeficiente de reflexión o, si se prefiere, a mayor contraste de impedancia acústica, mayor será la intensidad (amplitud) de la reflexión producida.

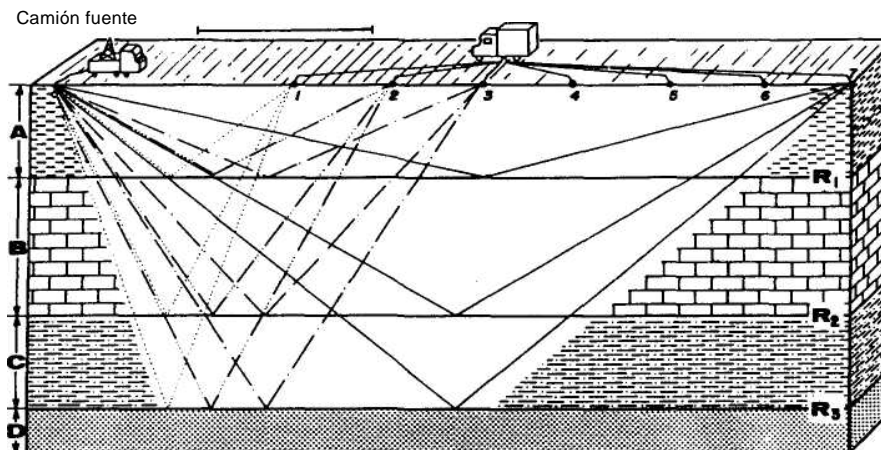
Las superficies reflectantes se comportan entonces como espejos a los que usualmente se les llaman *reflectores*. Debe quedar claro que ni un contacto entre estratos diferenciados es asimilable directamente a un reflector, ni una sucesión de reflectores es un reflejo de la estratificación litológica de una unidad del subsuelo. La percepción física de la estructura y las características de las rocas parten de fundamentos físicos distintos y, por tanto, su apreciación ha de ser forzosamente distinta. En un caso se trata de una observación visual directa, en afloramiento o testigo de sondeo, mientras que en

el otro se trata de una observación geofísica indirecta.

La obtención de un perfil sísmico de reflexión se esquematiza en la figura 5.10 para un caso simple de capas horizontales en las que hay tres superficies reflectoras (R_1 , R_2 y R_3), de separación de unidades estratigráficas (A, B, C y D). Consiste en un equipo (camión fuente) que provoca, en un punto O, un sismo artificial mediante una explosión o una vibración. En una línea recta, que contiene al punto anterior, se colocan un conjunto de geófonos (sismógrafos) a distancias iguales en los que se miden los tiempos de llegada de las diferentes ondas. Los datos de los distintos geófonos son recogidos en el camión laboratorio. En el primero de los geófonos (1 de la fig. 5.10) se obtiene un sismograma en el que se mide intensidad en función del tiempo. La primera onda registrada es la que llega directamente desde el punto de explosión, que lo hace con una diferencia de tiempo T_1 , con respecto al origen (momento de la explosión) directamente proporcional a la distancia entre los dos puntos (0 y 1 de la figura 5.10) e inversamente proporcional a la velocidad de propagación del material A. La segunda onda registrada es la reflejada en la superficie R, que llega con una diferencia de tiempo T_2 , directamente proporcional al espesor de la unidad A e inversamente proporcional a la velocidad de propagación del material A. La tercera y cuarta ondas que llegan son las reflejadas en las superficies R_2 y R_3 , y lo hacen con unas diferencias de tiempo T_3 y T_4 que dependen del espesor de las unidades B y C, respectivamente, y de las velocidades de propagación de las ondas elásticas en las mismas. En todos los casos conociendo las velocidades de propagación de las ondas elásticas se puede calcular el espesor.

En los geófonos más distantes (2, 3, 4, 5, 6, 7,...) se recibirán todas las ondas anteriores con un cierto retraso debido a la mayor distancia. Analizando las diferencias de tiempo igualmente se puede medir la inclinación de las superficies reflectantes, con lo que se obtiene uno de los datos más valiosos del perfil sísmico, como es la dirección y el buzamiento de las capas.

Todos los datos de los geófonos son recogidos en el camión laboratorio y se graban en cintas magnéticas, las cuales son posteriormente procesadas en laboratorios especializados en la miniaturización electrónica, con un tratamiento informático complejo, que suministra un gráfico (perfil sísmico). Los avances de estas técnicas de procesamiento han posibilitado la elaboración de perfiles de gran detalle e incluso reinterpretación, con un nuevo procesado de los datos, de campañas de prospección sísmica antiguas cuyos resultados, con la tecnología disponible en su época, fueron confusos. En la actualidad se disponen de programas de procesado interactivos (como el Promax) que permiten la visualización instantánea y en movimiento, en pantalla, de los efectos que los distintos tratamientos (filtrado, apilamiento, desconvolución, migración, etc.) tienen sobre los datos brutos registrados en la banda magnética original.



Camión laboratorio

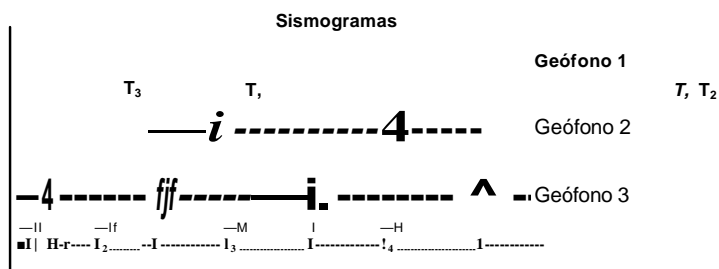


Figura 5.10.- Gráfico donde se explica el funcionamiento de un equipo de sismica de reflexión. En el camión fuente se produce la explosión y en los geófonos (1,2,3,4,5,6,7,...) se registran los sismogramas correspondientes, que son transmitidos al camión laboratorio. Explicación en el texto.

La obtención de perfiles de sismica de reflexión en el mar y, en general, en cuerpos de agua suficientemente profundos y extensos, se efectúa desde buques en movimiento. Ello representa una enorme ventaja respecto al trabajo en tierra, puesto que la fuente, las sargas de hidrófonos y las unidades de registro se desplazan solidariamente con el buque. La programación de una campaña de perfiles sísmicos en el mar implica el trazado de una tela de araña o malla que se pueda realizar en intervalos de tiempo relativamente cortos, ya que el buque va continuamente emitiendo y registrando. En tierra el desplazamiento continuo no es posible y los frecuentes cambios en las ubicaciones de las líneas de geófonos son lentas y costosas.

Otra ventaja adicional del trabajo en el mar es la supresión natural de las ondas de cizalla u ondas S, las cuales no se propagan en medios líquidos. De este modo, tales ondas no interfieren (lo que si ocurre en tierra) en el registro de las ondas P, que son realmente las únicas que interesan a los fines de la investigación.

En mar, los sistemas de emisión (fuentes) y recepción se arrastran, decalados, a unos pocos metros de la superficie del agua, por

no

popa de la embarcación, la cual se suele desplazar a una velocidad moderada (generalmente, entre 4 y 6 nudos). La adquisición de datos difiere sensiblemente según se efectúe en monocanal o en multicanal; en el segundo caso, se aplica la técnica del CDP (*com-mon depth point* o punto común en profundidad) para la adición de las recepciones correspondientes a un mismo punto del subsuelo ("punto común") y que han entrado por distintas series de hidrófonos (normalmente, en número de 96).

En los últimos años, los sistemas de emisión-recepción sumergidos en profundidad (en inglés *deep-tow*), que son arrastrados próximos al fondo marino, han alcanzado un notable desarrollo, especialmente en lo que se refiere a la sísmica de alta resolución (definición del orden de 1 m y penetración de decenas a unos pocos miles de metros bajo el fondo marino). Con estos sistemas se consiguen minimizar las pérdidas por dispersión y absorción en la masa de agua y en el subsuelo, y mejorar la direccionalidad de la emisión y recepción, con la consiguiente mejora en la calidad de los registros.

Otros sistemas de muy alta resolución, como la *Bottom Parametric Source* (BPS), de Bentech Subsea, permiten obtener registros a velocidad de crucero (más de 10 nudos), con la evidente optimización de los tiempos de navegación que ello representa y el consiguiente ahorro de costos en la obtención de los perfiles.

Un tema que conviene destacar es la exageración vertical de los perfiles sísmicos en su representación gráfica. La escala vertical está, en general, exagerada varias veces con respecto a la horizontal. Y ello es así porque de lo contrario los perfiles se convertirían en documentos extraordinariamente largos (distancias recorridas por el buque) y aplanados (distancias en penetración vertical) y, por tanto, inmanejables. El predominio de la dimensión horizontal (decenas a centenas de kilómetros reales recorridos) respecto a la vertical (desde metros a pocos kilómetros de penetración en el subsuelo) debe ser, pues, corregida. De ahí, una de las razones de la exageración de la escala vertical de los perfiles sísmicos.

Dicha exageración vertical conlleva, evidentemente, una distorsión, más o menos grande de las geometrías reales de los reflectores, magnificándose las relaciones angulares entre los mismos. Ello, lejos de representar un problema para la investigación, es una gran ayuda para detectar, por ejemplo, acuñaamientos y discontinuidades estratigráficas de bajo ángulo, pero con un importante significado regional, que de otro modo podrían pasar desapercibidas. Las geometrías reales deben ser, pues, restituidas "a posteriori" a partir del conocimiento de las velocidades de propagación de las ondas en los niveles del subsuelo. No es, por tanto, admisible una interpretación directa, en términos exclusivamente geométricos, de perfiles sísmicos brutos.

La escala vertical de un perfil sísmico no se expresa en unidades de longitud, sino en segundos y milisegundos que corresponden a los tiempos dobles (ida y vuelta de la onda). Ello permite comparar

unos perfiles con otros, independientemente de las profundidades en metros a las que se encuentren los reflectores. Dado que la velocidad de propagación de las ondas P en el agua del mar (V_p) es de, aproximadamente, 1 km/s (tiempos dobles) el cálculo de la profundidad del agua real se efectúa multiplicando el tiempo medido, en segundos, por 0,75 (1,5 km/2). En la misma línea de razonamiento, un segundo en la escala vertical solo equivaldría a un kilómetro si la V_p de los materiales vale 2 km/s, puesto que al tratarse de tiempos dobles $2 \text{ km.s}^{-1} / 2\text{s} = 1 \text{ km}$.

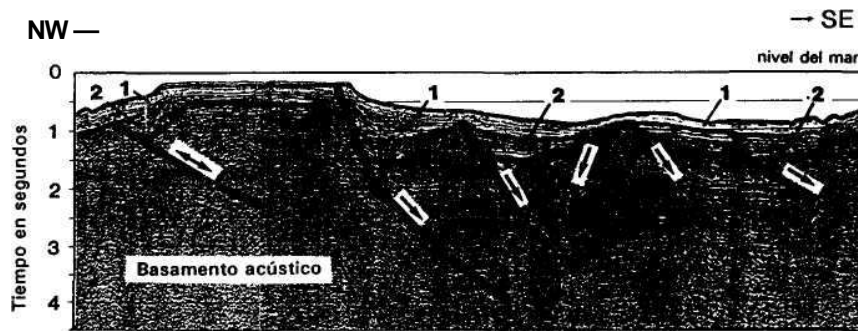
De la misma forma que las variaciones verticales y laterales de litofacies son muy frecuentes en la naturaleza, igualmente lo son las variaciones en las velocidades verticales y horizontales de la V_p en los materiales del subsuelo. Muchas de estas variaciones son "continuas" e introducen en los perfiles sísmicos una serie de dispositivos como levantamientos (en inglés: *pulí ups*), hundimientos (en inglés: *pulí downs*), terminaciones monoclinales, ondulaciones, adelgazamientos y engrosamientos que es necesario identificar y discriminar en el proceso de tratamiento e interpretación.

5.3.2.- Sísmica de reflexión de multicanal

El sistema de emisión y recepción de ondas acústicas en varios canales es conocido como "Sísmica de reflexión de multicanal". En general, este tipo de sísmica era el empleado en las exploraciones de hidrocarburos, por las enormes posibilidades que ofrecía la adición de registros correspondientes a cada uno de los puntos insonificados, así como su tratamiento y mejora posterior en la relación señal/ruido. Se conseguían así, calidades más que aceptables para profundidades de penetración respetables, del orden de varios kilómetros bajo la superficie del terreno. Esta elevada penetración repercutía en una merma de la resolución (en general, inferior a los 50 m) de los registros, la cual quedaba compensada por la capacidad de detección de las estructuras susceptibles de contener hidrocarburos. En las figuras 5.11 y 5.12 se reproducen dos perfiles sísmicos de multicanal donde se puede constatar el grado de información que se puede obtener.

El ideal de la exploración de sísmica de reflexión es obtener una penetración máxima con una resolución óptima. Ello, por razones no sólo tecnológicas, sino también físicas, no es posible por lo que la mejora de la penetración siempre va en detrimento de la resolución. No obstante, con fuentes modernas, como el *miniflexihoc* se consigue una notable mejora de la relación penetración/resolución, línea en la que se han efectuado enormes progresos en los últimos años.

La sísmica de multicanal ha traspasado en numerosos países esa frontera invisible que separa el mundo de la industria del ámbito puramente científico y académico, y hoy en día numerosos grupos de investigadores utilizan sistemas de multicanal bien de gran pene-



Depósitos postorogénicos

Depósitos sinorogénicos

20

1 km

Figura 5.11.- Ejemplo de sismica de multicanal, con gran penetración, correspondiente al mar balear (según Fontboté *et al.*, 1990)

tración (como los de la industria petrolera) bien de alta resolución. La asociación clásica entre los conceptos de penetración-multicanal y alta resolución-monocanal es cada vez menos cierta. Además, ha ido aumentando el número de grupos investigadores con capacidad de obtener sus propios perfiles sísmicos, reduciéndose así su dependencia respecto a otras fuentes de datos, a menudo reacias a proporcionarlos, como las compañías petrolíferas.

Las legislaciones de muchos países obligan a poner a disposición general los perfiles sísmicos realizados por empresas petrolíferas al cabo de un cierto tiempo de uso reservado para sus fines o cuando terminan la prospección en un área y la abandonan. Los bancos de datos de perfiles sísmicos tienen un gran interés ya que permiten el acceso a esta información a los investigadores de universidades y centros de investigación, anteriormente limitada en su utilización a los geólogos de empresas petrolíferas en régimen de confidencialidad. Todo ello hace que en la actualidad la información de los perfiles sísmicos, reciente o antiguos, constituya una herramienta de trabajo usual en la investigación estratigráfica, en especial en el análisis de cuencas.

5.3.3.- Sísmica de reflexión de alta resolución

Si bien es cierto que entre lo que se suele entender como sismica de multicanal y sismica de alta resolución (HR, de *high resolu-*

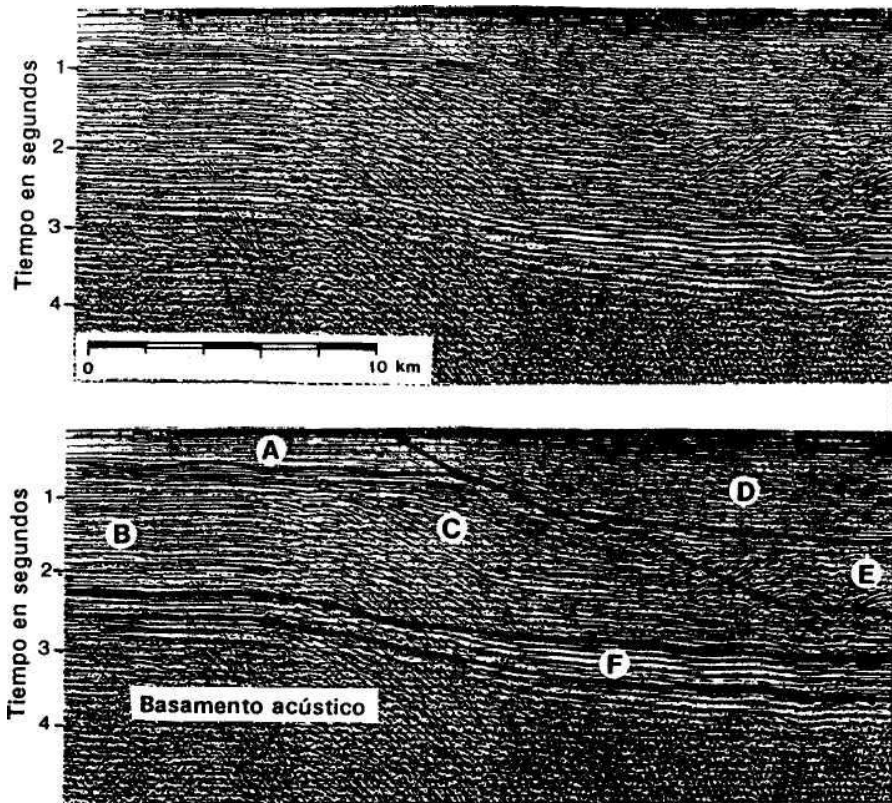


Figura 5.12.- Ejemplo de sísmica de multicanal, correspondiente a un fragmento de un perfil sísmico de Bally (1983). En la parte superior se reproduce el perfil no interpretado. En la parte inferior se hace una interpretación, en la que se diferencian seis unidades iitosísmicas (A, B, C, D, E y F), además del basamento acústico.

tion) hay una gama continua de variaciones de la relación penetración-resolución, podría también decirse que ambas ocupan extremos opuestos del espectro. La sísmica HR se utiliza tanto en tierra como en el mar, para la detección de estructuras y cuerpos someros y semiprofundos. La profundidad de penetración de las ondas varía desde pocos centenares de metros a algunos kilómetros.

La información que suministra la sísmica HR es de gran interés tanto en la Geología Aplicada como en la Sedimentología y la Estratigrafía de alta resolución. Las industrias del petróleo y de la ingeniería marítima se valen sistemáticamente de la sísmica de alta resolución para efectuar los estudios previos al emplazamiento de torres, captaciones, cables, tuberías, áreas de dragado para generación de playas y de estructuras de todo tipo en el lecho marino.

La sísmica HR puede proporcionar informaciones muy valiosas

sobre las características mecánicas de los fondos marinos. Igualmente el análisis litosísmico informa sobre la geometría de los cuerpos estratiformes de interés a escala métrica o decamétrica.

El instrumental que se emplea es, con las excepciones ya aludidas, más ligero y menos sofisticado que el habitual de la sísmica de multicanal de gran penetración. Va desde el clásico martillo con sismógrafo, hasta los sistemas de multicanal de alta resolución empleados en las Geociencias marinas. Sobre su aplicación en el mar ya se trató en el apartado 5.3.1.

En la figura 5.13 se reproduce un perfil sísmico de alta resolución (Alonso *et al.*, 1989) donde se puede ver el grado de información estratigráfica obtenida, y se puede comparar con la información de la sísmica de multicanal (figs. 5.11 y 5.12). Son dos técnicas que suministran informaciones que se complementan y que, por tanto, lo ideal sería, en cada caso, el uso de ambas coordinadamente.

5.4.- MÉTODOS DE SONDEOS Y DIAGRAFIAS

Se trata de dos técnicas de Geología de subsuelo que son complementarias y que se aplican regularmente en la prospección del petróleo y que proporcionan una valiosísima información sobre los materiales del subsuelo. Son muy numerosos los sondeos que se hacen cada año en diferentes regiones. En unos casos se trata de sondeos poco profundos (unas decenas o algunas centenas de metros) como los de la prospección de aguas subterráneas, mientras que en otros se trata de sondeos profundos (algunos miles de metros), como los de la prospección petrolífera. Modernamente se realizan sondeos profundos con fines comerciales, encaminados a la localización de rocas almacén para residuos, para conocer la posible energía geotérmica o para la prospección de otras materias primas minerales.

Los sondeos permiten el acceso, mediante un equipo de perforación, a niveles diversos del subsuelo y, con ello, obtener muestras sólidas de las rocas que se atraviesan. Las diagrafas son técnicas geofísicas que se aplican sobre las paredes del sondeo y que complementan, de una manera muy importante, la información obtenida por los sondeos.

5.4.1.- Sondeos mecánicos

Un sondeo mecánico es un orificio vertical hecho en la superficie de la tierra que permite acceder y muestrear los materiales del subsuelo. De las diversas técnicas de sondeo, en Estratigrafía, tienen interés casi exclusivamente los sondeos de rotación, técnica usual en la prospección petrolífera, que permiten hacer perforaciones profundas, que en muchos casos atraviesan toda la cobertera de rocas estratificadas.

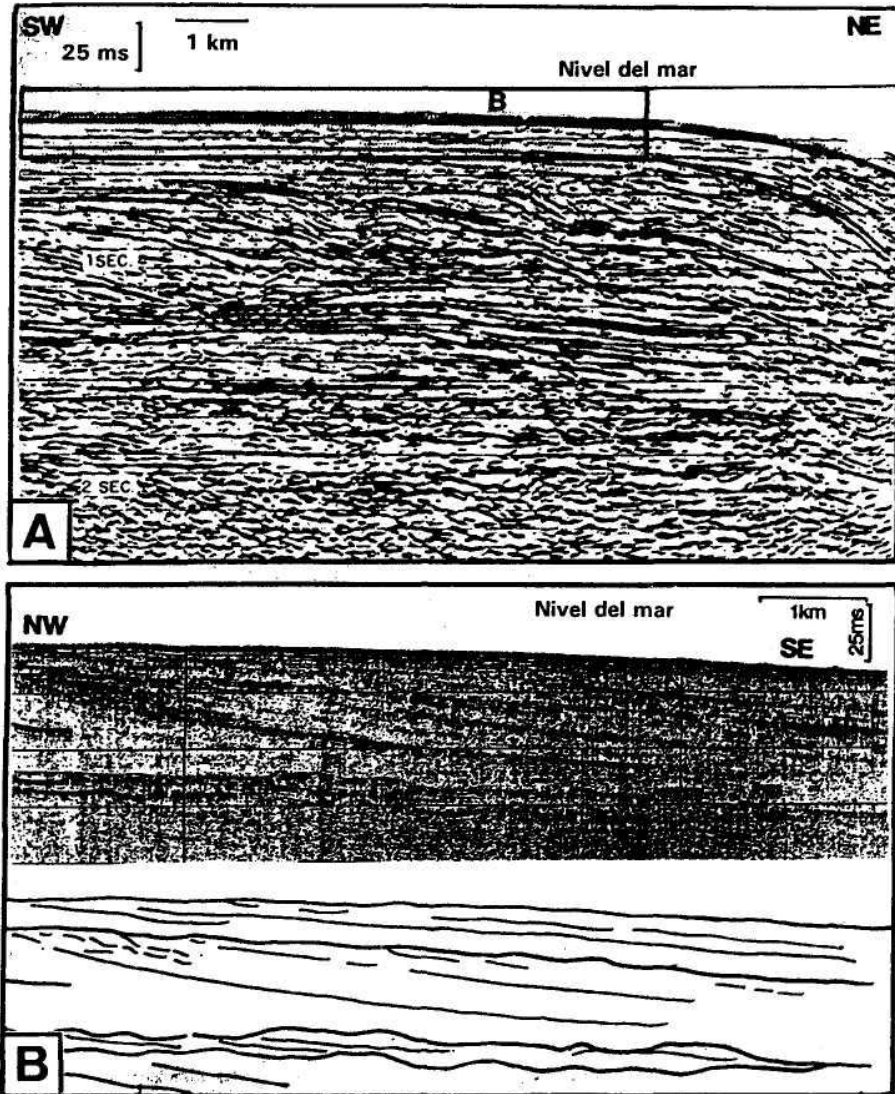


Figura 5.13.- Ejemplo de sísmica de alta resolución, tomado de Alonso *et al.* (1989), en el que se comparan las dos técnicas, multicanal y alta resolución. Ambos perfiles corresponden a la plataforma del delta del Ebro. En la figura superior se tiene un perfil de multicanal que llega hasta unos 2,5 km mientras que en la figura inferior se tiene un perfil sísmico de alta resolución para los términos más superficiales (unos 100 m de profundidad), con el correspondiente esquema interpretativo. El recuadro en A indica la sección reproducida en B.

5.4.1.1.- Esquema de funcionamiento

Un equipo instrumental de un sondeo de rotación consta de una torre en cuyo extremo superior hay un juego de poleas (poleas fijas) unido con cables de longitud variable a otro juego de poleas (poleas viajeras), del que cuelga el equipo de perforación (sarta) compuesto por la cabeza de inyección, *kelly* (primer tubo cuya sección es cuadrada o estriada, para que permita transmitir la rotación), el conjunto de tubos (varillas) y el trépano (fig. 5.14A.c). El trépano es la herramienta que produce la perforación de las rocas, mediante la combinación de un movimiento de rotación transmitido desde el

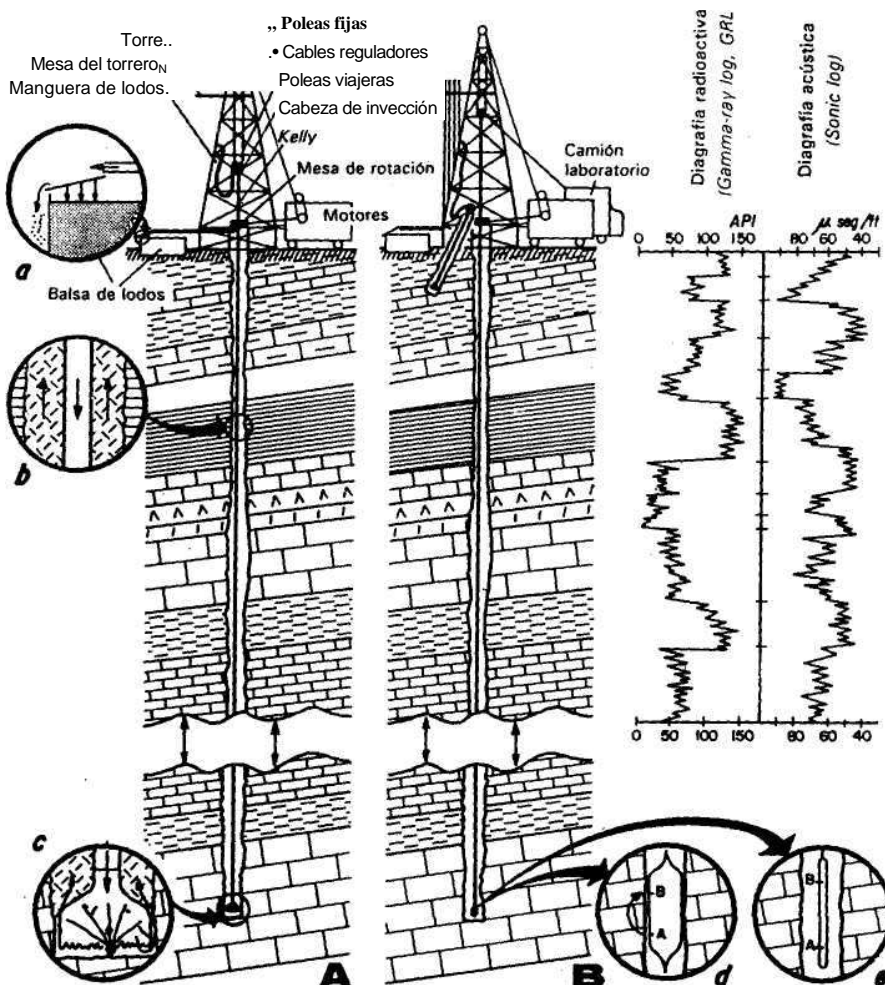


Figura 5.14.- Esquema de funcionamiento de un sondeo mecánico (A) y de la obtención de diagráfia (B). Explicación en el texto.

equipo motor a través de la mesa de rotación y la *kelly* a toda la sarta y de la presión parcial de la sarta en el fondo, controlada por las distancia entre los dos juegos de poleas y la tensión de los cables que los unen.

La mayoría de los sondeos realizados por de la industria petrolífera se realizan utilizando como trépano un tricono (fig. 5.14A.c), constituido por tres pinas dentadas cónicas que pueden girar sobre sus propios ejes y que actúa triturando la roca. En este proceso de perforación juega un papel esencial el lodo, formado por un líquido viscoso pero poco denso (p.ej. agua con bentonita) que circula permanentemente durante la perforación. El lodo es inyectado a presión a través de la cabeza de inyección para que circule en sentido descendente por el interior de la tubería de perforación (fig. 5.14A.b) hasta llegar al tricono, el cual tiene unos orificios por el que sale a fuerte presión, con lo que lubrica y refrigera la perforación. El lodo continúa su circulación y asciende entre las paredes del sondeo y la tubería arrastrando las partículas trituradas de la roca (en inglés *cut-tings*), las cuales se separan del lodo con un tamiz (fig. 5.14a), de manera que el lodo pasa a través de él y cae en la balsa de lodos para seguir en el circuito, mientras que las partículas sólidas quedan sobre el tamiz.

El otro tipo de trépano que se usa en sondeos de rotación es la corona de diamantes, o equivalentes fabricadas con aleaciones especiales, que permite la obtención de un cilindro de unos 10 cm de diámetro de la roca atravesada. Para la toma de un testigo se saca toda la sarta y se cambia el tricono por un tubo sacatestigos de doble pared, que termina en la corona de diamantes. El lodo circula en sentido descendente a través de la doble pared del tubo y sale inyectado por pequeños orificios en la corona, ascendiendo entre las paredes del pozo y las tuberías. Esta técnica de perforación es mucho más lenta y costosa que la del tricono por lo que en sondeos petrolíferos de exploración se aplica exclusivamente en los tramos de posible interés petrolífero, mientras que en sondeos de explotación normalmente no se usa nunca. Con el fin de tener un orden de magnitud relativa se puede decir que el coste medio de un metro de sondeo realizado con tricono es del orden de la décima parte que el efectuado con corona de diamantes, diferencia que se hace mayor a medida que es más profundo el sondeo. En algunos proyectos de investigación pura o aplicada, como algunas campañas oceanográficas o algunos sondeos en tierra de proyectos muy especiales, se hacen sondeos con testigo continuo que facilitan una información mucho más completa.

5.4.1.2.- *Datos geológicos que se obtienen*

Los datos geológicos obtenidos por los sondeos serán muy diferentes según el tipo de trépano utilizado en la perforación.

Cuando se perfora con tricono las muestras obtenidas son de

roca triturada (*cuttings*) de las que se puede deducir la litología, en especial la composición, mientras que sobre la textura la información es escasa y sobre estructuras sedimentarias nula. Sistemáticamente en todas las muestras se analiza su contenido en carbonatos mediante calcimetrías o carbometrías, con ataque previo con ácido. En el residuo insoluble se estudian al microscopio sus componentes minerales mayoritarios. Igualmente en estas muestras se puede estudiar su contenido en microfósiles, lo que facilitará su correlación y datación.

Cuando se perfora con corona de diamantes la información obtenida es mucho más valiosa, aunque también mucho más costosa. A partir de los testigos podemos conocer con todo detalle la litología y la textura de las rocas cortadas, aplicando las técnicas de campo y laboratorio anteriormente descritas. Las estructuras sedimentarias pueden, en parte, ser reconocidas en un testigo, en especial las de ordenamiento interno. En un testigo también se conoce el valor del buzamiento de los estratos (no la dirección) con lo que se puede hacer la transformación de espesores aparentes en la vertical a espesores reales.

Con los datos obtenidos en un sondeo se elabora una columna litológica de los materiales cortados en el mismo. Para poder transformar esta columna en una sección estratigráfica hay que introducir las siguientes variantes:

a) Ajustar las profundidades de los cambios litológicos, deducidas con los *cuttings*, con los datos de velocidad de perforación, evitando errores posibles debidos a los retrasos en la subida de los materiales arrastrados por el lodo o a caídas de material de las paredes del pozo que se mezclen con los que ascienden desde el fondo.

b) Cambiar la escala vertical, ya que salvo en capas horizontales, en el resto de los casos las diferencias de profundidades de corte en el sondeo son espesores aparentes en la vertical, cuyos valores son siempre mayores que los espesores reales. Para hacer esta reducción hay que conocer el valor del buzamiento a lo largo del sondeo, el cual se puede medir en los testigos. En sondeos con tricono es más difícil este ajuste al no disponer de datos fiables de buzamiento, por lo que usualmente se hace después de aplicar las diagrfías en las que se mide la dirección y el buzamiento de las capas con bastante precisión. Cuando en un sondeo se hayan producido desviaciones sobre la vertical hay que introducir nuevas correcciones, para pasar correctamente los valores obtenidos en el sondeo a espesores reales.

c) Añadir a la descripción visual de los materiales (*cuttings* o testigo, según el caso) los datos del estudio de composición química y mineralógica, del análisis textural y del estudio micropaleontológico de los materiales, los cuales complementan su conocimiento y facilitarán su interpretación genética.

d) Analizar con detalle la geometría de las capas en el subsuelo

con perfiles sísmicos (cuando se disponga de ellos) y comparar con secciones estratigráficas cercanas, con el fin de evitar que sean considerados como consecutivos materiales separados por fallas. Los posibles errores que se pueden cometer son que algunos materiales no se corten en el sondeo y no se consideren en la sección estrati-gráfica (caso de las fallas normales), o que algunos se corten dos veces y sean considerados diferentes (caso de fallas inversas).

Las secciones estratigráficas elaboradas mediante sondeos mecánicos (usualmente completados con las diagráfias) tienen un enorme interés en el estudio de las cuencas sedimentarias ya que facilitan el registro estratigráfico de los materiales no aflorantes. En algunos casos se trata de la única fuente de información, ya que los materiales no afloran en superficie.

5.4.2.- Diagráfias y su interpretación

Las diagráfias (en inglés *well logs* o *wireline well logs*) son métodos geofísicos aplicables a las paredes de un sondeo, generalmente antes de su entubación, que complementan de manera muy importante la información geológica suministrada por las muestras obtenidas en el mismo. Se trata de una técnica muy usual en la investigación petrolífera, que fue puesta a punto hacia el año 1930 y que progresivamente se ha ido mejorando en su tecnología y, consecuentemente, en la calidad y fiabilidad de los datos obtenidos. En la prospección petrolífera, en sondeos cercanos a otro anterior a veces se prescinde de la toma de muestras, ya que se confía totalmente en poder comparar, con el máximo detalle, los materiales cortados en el nuevo sondeo con los del antiguo, mediante las diagráfias. Entre dos sondeos cercanos las diagráfias constituyen, normalmente, la técnica de correlación con mayor precisión y fiabilidad.

5.4.2.1.- Fundamento

Una diagráfia es el registro continuo en función de la profundidad de las variaciones de una propiedad física de las rocas atravesadas por un sondeo. Muy esquemáticamente, consiste en la medida sobre las paredes del sondeo de algunas propiedades físicas, tales como: conductividad o resistividad al paso de una corriente eléctrica, radioactividad, velocidad de propagación de ondas sonoras, etc. Para ello se introduce hasta el fondo del sondeo (sin entubar) una sonda, o equipo de medida, conectado con la superficie mediante un cable y realizando mediciones continuas de la propiedad física seleccionada al mismo tiempo que se asciende (fig. 5.14B). Se utilizan dos tipos de sondas: la más simple es una que va suspendida por un cable y que se coloca en el centro del pozo (fig. 5.14B.e) y la otra más compleja es aquella en la que una vez introducida la sonda en el fondo del pozo se abre un dispositivo flexible de manera que

el receptor y emisor de ondas (A y B, respectivamente, de las figuras 5.14B.d y e) van apoyados sobre las propias paredes ganando fiabilidad en la medida.

No constituye un objetivo de este libro el explicar detalladamente el fundamento de las diferentes técnicas de diagráfías. Para una puesta al día de los diferentes métodos, y de su fundamentos, se remite al lector interesado a los libros especializados (Serra, 1972, 1984, 1985, 1986a,b; Rider, 1986, 1991; Doveton, 1986). Aquí solamente se van a realizar unas consideraciones globales sobre el fundamento de aquellas técnicas que suministran datos estratigráficos más valiosos.

Las diagráfías eléctricas, en especial la de potencial espontáneo (SP) y la de resistividad (R), son de las primeras técnicas que se utilizaron. La de potencial espontáneo consiste en la medida de la diferencia de potencial entre un electrodo fijo en la superficie y otro móvil dentro del sondeo. Se mide en milivoltios (mV). Los datos que suministra son esencialmente sobre la porosidad y permeabilidad de las rocas atravesadas en el sondeo. En los métodos de resistividad se mide la resistencia al paso de una corriente eléctrica entre dos puntos de la pared de un sondeo. Las medidas se hacen en ohmios/metro y existen diversas modalidades según el tipo de sonda. Las rocas con mayor resistividad son las más compactas que tienen valores de 1.000 a 10.000 ohm-m, mientras que las de menor resistividad (mayor conductividad) son las más porosas, cuyos valores varían de 0,5 a 200 ohm-m.

Las diagráfías de radioactividad natural (*gamma-ray logs*) son otra de las técnicas clásicas y consiste en medir con un escintilómetro la radioactividad (en unidades API) emitida por las diferentes rocas atravesadas en el sondeo. La radioactividad de cada nivel de roca está regulada por su contenido en isótopos radioactivos que son los que emiten de manera espontánea los rayos gamma. Estos elementos pertenecen a las familias de potasio (^{40}K), del torio (^{232}Th) y del uranio (^{238}Tl y ^{235}Tl). Esta técnica tiene especial interés en la detección de niveles guía que dan lugar a anomalías ("picos") de radioactividad, como sería el caso de niveles de escaso espesor de cenizas volcánicas isócronos en amplios sectores de una cuenca. Igualmente tienen interés en la detección de niveles de radioactividad anómala (p.ej. fosfatos, evaporitas potásicas, arcosas, etc.) no reconocibles a simple vista y que pueden utilizarse como criterio de correlación.

Las diagráfías acústicas (*sonic logs*) empezaron a utilizarse hacia finales de los años 60 y han alcanzado un gran desarrollo. Consisten en la medida del tiempo que tarda una onda sonora en atravesar una distancia fija: la comprendida entre el emisor y el receptor, ambos situados en la sonda que se introduce en el sondeo. Se puede medir en milisegundos por metro, aunque más usualmente se expresa en milisegundos por pie ($\mu\text{s}/\text{ft}$). La velocidad de propagación de las ondas sonoras de un material, que es inversamente proporcional al tiempo necesario para atravesar una distancia fija

en la misma, depende de la litología, grado de compactación, textura y estructuras, por lo que esta diagráfia puede dar una información muy valiosa sobre la profundidad a la que se localizan los cambios litológicos, texturales o de estructuras sedimentarias en las rocas cortadas por el sondeo.

El calibre es una diagráfia muy simple que, cuando se utilizan sondas con brazos flexibles (fig. 5.14B.d), se realiza simultáneamente a alguna de las anteriores y que consiste simplemente en la medida del diámetro del sondeo y valor que es necesario conocer para la correcta evaluación de otras diagrafías. Los sondeos presentan diámetros iguales al del trépano (tricono o corona) que se utiliza, superiores debidos a desprendimientos de materiales de las paredes o inferiores debido a la formación de costras en la paredes.

Con el fin de evitar desprendimientos hay que hacer entubaciones periódicas de los sondeos, continuando después la perforación con diámetro progresivamente menor. Inmediatamente antes de cada entubación se hacen la diagrafías del trozo de sondeo que se vaya a entubar.

Además de los tipos de diagrafías descritos, hay numerosos más como: neutrónica, densidad, temperatura, etc. (ver Sena, 1984; Rider, 1986) cuya utilidad fundamental es reconocer la cantidad y calidad de fluidos presentes en las rocas, lo que tiene la máxima importancia en la prospección petrolífera, pero escasa a nivel estra-tigráfico.

La combinación de varios métodos (p.ej. potencial espontáneo, resistividad, radioactividad natural y acústico) junto con la descripción litológica del sondeo proporcionan una valiosa información sobre las características de los materiales. En muchos casos es posible observar sobre las diagrafías ciertos rasgos de indudable interés en el análisis estratigráfico y sedimentológico de las secciones estratigráficas y en el análisis de la cuenca (Jurado, 1989), los cuales no son detectables con los reconocimientos litológicos usuales de campo. Un ejemplo sería la presencia de anomalías de tipo radioactivo reconocibles en diferentes sondeos de una misma cuenca.

Existen algunas técnicas de diagrafías muy sofisticadas que permiten medidas específicas de gran interés. Entre ellas se quiere destacar el buzómetro (*dipmeter*) que mide la dirección y buzamiento de las capas a lo largo de todo el sondeo. Básicamente consiste en una sonda con cuatro (o seis) brazos situados en el plano horizontal y orientados según los puntos cardinales y que emiten y reciben una corriente eléctrica y permiten obtener registros de microresistividad. Cuando las capas atravesadas son horizontales el recorrido de las cuatro ondas es igual (fig. 5.15A) y los valores de registro de microresistividad también iguales. Si las capas están inclinadas los valores registrados en cada brazo (a,b,c,d, de la fig. 5.15B) serán diferentes. El análisis comparativo de los cuatro registros, mediante programas informáticos complejos, informa sobre la posición espacial de los estratos, expresada con los valores de la dirección y del buzamiento.

Un gráfico usual es el mostrado en la fig. 5.15C en el que hay medidas cada 2-10 metros y en las que se detectan cambios de buzamiento como los relacionados con discordancias. Cada medida se expresa con un pequeño círculo del que sale un segmento que indica hacia donde se hunde la capa, ya que es la línea de máxima pendiente en sentido descendente desde el círculo hacia fuera.

Modernamente se disponen de equipos muy complejos que per-

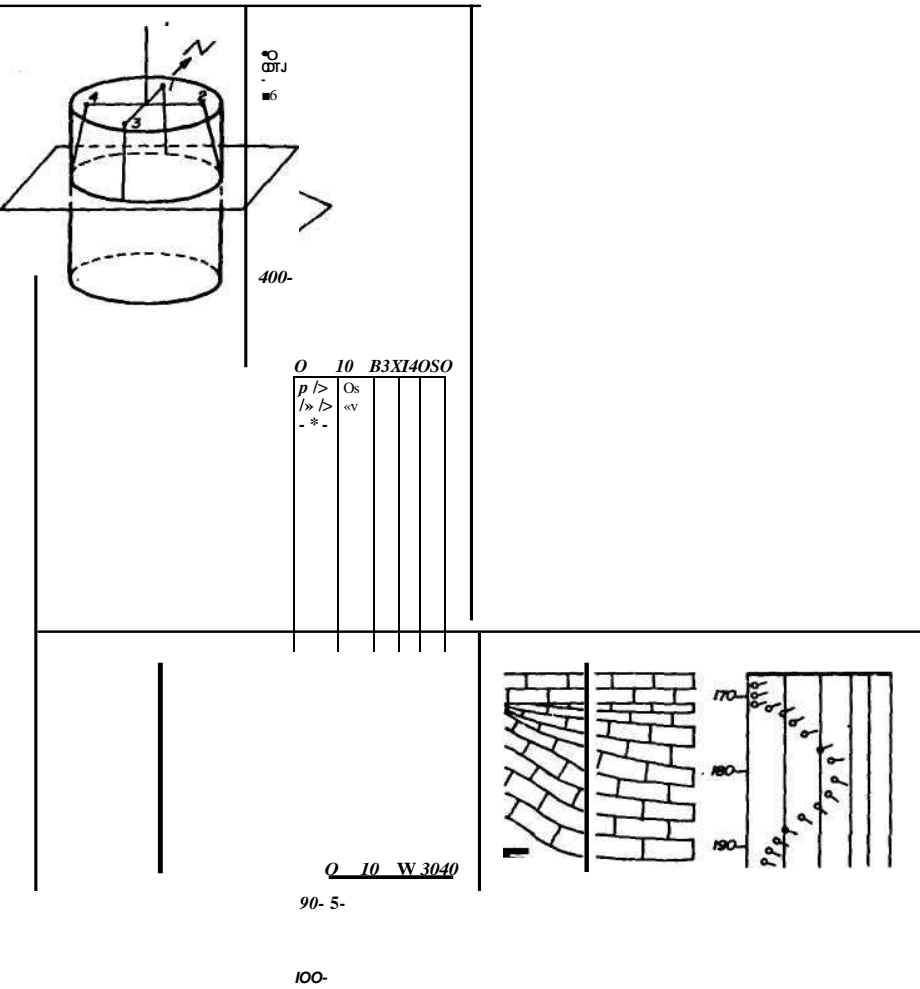


Figura 5.15.- Medida del buzamiento de los estratos cortados en un sondeo, mediante diagráfias (*dipmeter*). Explicación en el texto.

miten no solo conocer la dirección y buzamiento de la estratificación sino que incluso informan de la geometría interna dentro de los estratos. Se trata de métodos con un mayor grado de resolución en los que las medidas se hacen a intervalos milimétricos y centi-métricos y en los que se pueden detectar geometrías especiales como estratos cruzados (fig. 5.15D) o acuñamientos de capas (fig. 5.15E). Incluso se aplican algunos métodos con una resolución decimétrica o centimétrica para conocer dispositivos geométricos de detalle de materiales que sirvan para reconocimiento de medios sedimentarios.

5.4.2.2.- Datos que se obtienen

La composición de la roca se obtiene generalmente mediante las diagráfias acústicas, densidad, neutrónica y radioactividad natural. A partir del uso combinado de varias diagráfias se han definido las

características de cada tipo litológico, a las que se les llama *electrofacies* (Serra, 1972). Existen programas informáticos que facilitan este reconocimiento que continuamente se van perfeccionando por las propias compañías que se ocupan de la elaboración de la diagrfías.

Las profundidades de los cambios litológicos, que en los sondeos mecánicos podrían quedar algo imprecisas, se ajustan hasta niveles del orden del decímetro con las diagrfías. Estos niveles de cambios litológicos constituyen el mejor criterio de correlación (comparación) con una alta precisión entre sondeos próximos. El uso de las diagrfías como técnica de correlación se limita a sondeos cercanos y siempre de una misma cuenca, de manera que hubiese continuidad lateral de los materiales. En estos casos, con frecuencia constituyen el método de correlación más fiable y más preciso.

La textura de la roca, en especial la porosidad, son medidas a partir de las diagrfías de potencial espontáneo, acústicas, neutrónicas, densidad y resistividad. Las estructuras sedimentarias primarias son más difícilmente detectables, aunque los métodos de medidas de *dip-meter* de alta precisión facilitan el reconocimiento de estructuras que impliquen cambios geométricos. Alteraciones diagenéticas, en especial la cementación, pueden ser detectadas por los métodos acústicos.

En la figura 5.14 se presenta un ejemplo idealizado de unas diagrfías realizadas sobre un sondeo y en el que se expresan los valores más usuales de cada litología, tomados de los ejemplos de los libros y monografías del tema, correspondientes a dos de las diagrfías más características, la de radioactividad natural y la acústica. En ellas, por ejemplo los niveles lutíticos presentan los valores máximos en radioactividad (del orden de 150 unidades API) y medios en velocidad de propagación de ondas acústicas (60-80 milisegundos por pie), mientras que los niveles arenosos presentan valores mínimos de radioactividad y máximos de velocidad de propagación de ondas.

En las diagrfías se puede constatar que los cambios litológicos quedan claramente marcados por las tendencias de crecimiento o disminución de los valores en las mismas. El estudio de estas tendencias es de gran interés para hacer comparaciones entre sondeos. Por su parte en la figura 5.16 se reproduce un gráfico de Aracil y Vilas (1988) en el que se establece la correlación entre dos sondeos, mediante el uso de las tendencias de cambios de los valores en diferentes diagrfías.

La velocidad de propagación de las ondas, necesaria para transformar la escala vertical de los perfiles sísmicos de reflexión, de segundos a metros, se puede obtener con el uso combinado de la diagrfía acústica y la de densidad.

5.4.3.- Coordinación con los datos sísmicos

Como anteriormente se decía los datos sísmicos suministran una información sobre la geometría de los materiales del subsuelo, cuya escala vertical viene expresada en tiempos, lo que tardan las ondas

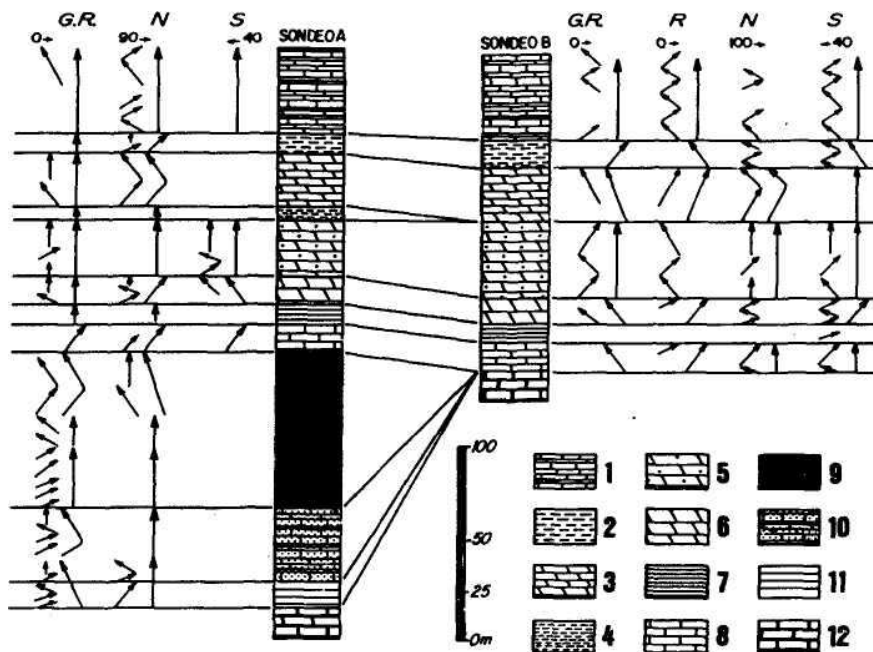
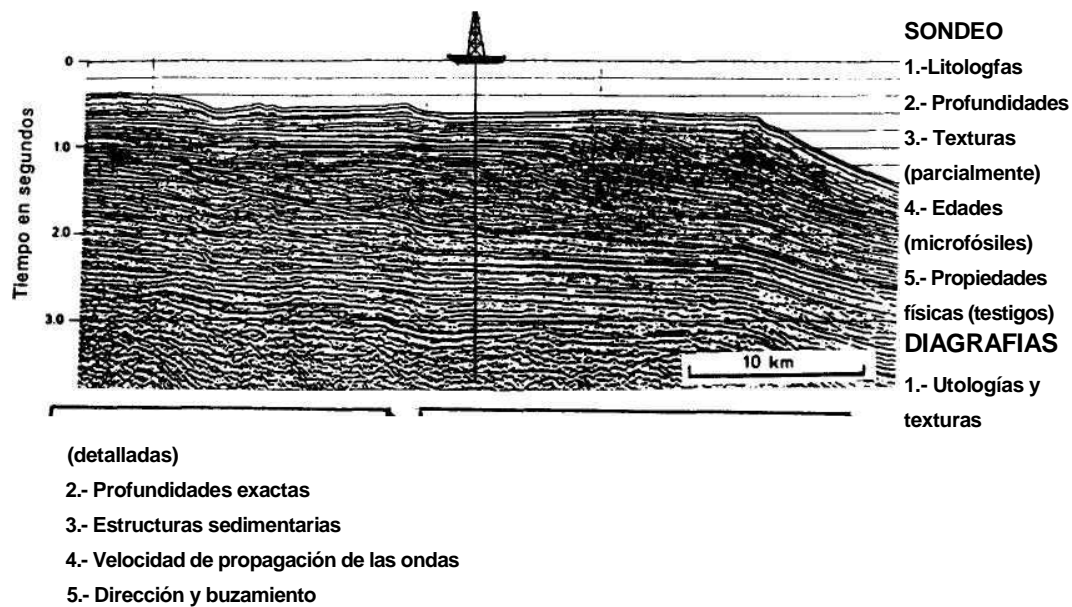


Figura 5.16.- Ejemplo de comparación (correlación) entre dos secciones estrati-gráficas del Cretácico superior obtenidas en sendos sondeos (A y B) en la Cordillera Ibérica meridional, entre Albacete y Valencia, mediante las tendencias mostradas por los valores de las diferentes diagrfías (según Aracil y Vilas, 1988). Leyenda: 1.- Formación calizas y brechas calcáreas de la S* de Utiel (Senoniense, pro parte). 2.- Formación margas de Alarcón. 3.- Formación dolomías de la Ciudad Encantada. 4.- Formación calizas y margas de Casa Medina. 5.- Formación dolomías tableadas de Villa de Vés. 6.- Formación dolomías de Alatoz (Cenomaniense inferior-medio). 7.- Formación margas de Chera. 8.- Miembro de calizas de la Bituerca. 9.- Formación arenas de Utrillas 10.- Miembro calizas de Malacara. 11.- Formación arcillas de Con-treras (Cretácico inferior continental). 12.- Substrato Jurásico.

en atravesar paquetes de rocas. Para transformar los tiempos en espesores es necesario conocer la velocidad de propagación de las ondas en los diferentes materiales. Por otra parte los sondeos (y diagrfías) permiten conocer con detalle la sección estratigráfica (potencia, litología, textura, fósiles, edad, estructuras sedimentarias, etc.) lo que permite interpretar geológicamente los datos puramente geométricos de un perfil sísmico (fig. 5.17).

Los datos puntuales de un sondeo, debidamente ubicado, pueden ser extendidos a las áreas adyacentes. En la figura 5.18 se muestra un ejemplo de aplicación. En él la información de geometrías de paquete de estratos con escala vertical no real por estar expresada en segundos (de tiempo de recorrido de las ondas elásticas) se pueden corregir a valores reales de escalas verticales en metros y se

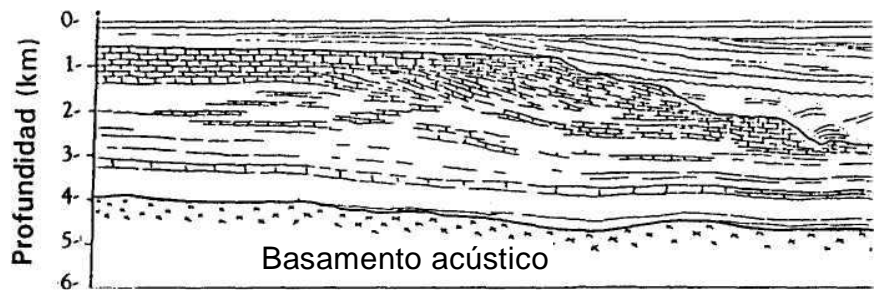
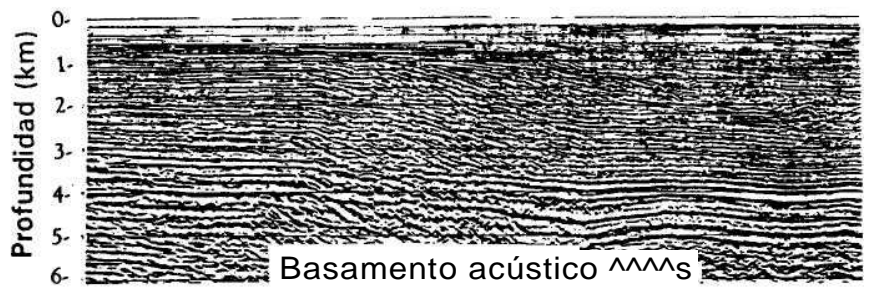
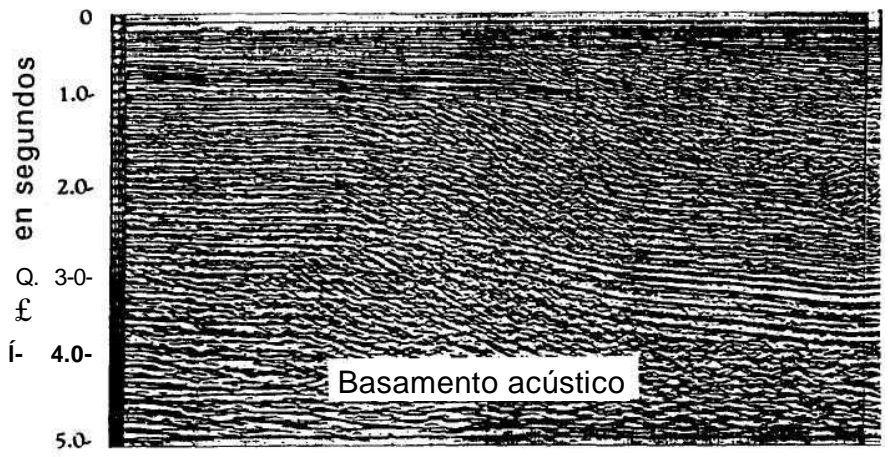


INTERPRETACIÓN CONJUNTA

- 1.- Espesor real de cada unidad litosísmica
- 2.- Geometría de las diferentes unidades
- 3.- Ordenación relativa de las unidades
- 4.- Litología y edad de cada unidad
- 5.- Génesis de cada unidad

Figura 5.17.- Coordinación entre las principales técnicas de geología de subsuelo para el conocimiento de la naturaleza y geometría de las unidades estratigráficas que no afloran en superficie en una región concreta.

pueden delimitar las diferentes unidades litoestratigráficas (separadas por el tipo de roca) y de edad (deducidas a partir de los fósiles). El caso ideal de aplicación coordinada de perfiles sísmicos y sondeos (y diagráfias) es aquel en el que se realizan numerosos perfiles sísmicos según una malla densa que cubre una parte de una cuenca sedimentaria y en el que se realiza al menos un sondeo en uno de los nudos de la malla. De este modo los datos del sondeo, en regiones de estructuras simples, pueden extenderse con un alto grado de fiabilidad a toda la región. La posibilidad de extender los datos se reduce drásticamente cuando los materiales presentan una estructura compleja. La mayoría de las prospecciones petrolíferas se hacen en regiones de estructuras simples (p.ej. anticlinales o domos)



5.18.- Ejemplos de paso de perfil sísmico con escala vertical en segundos, a otro perfil sísmico con la escala vertical transformada en kilómetros a partir de los datos de velocidad de propagación de las ondas sísmicas en cada unidad litosísmica y, finalmente, a un esquema interpretativo (datos de Bally, 1983)

suaves) y en ellas se pretende conocer con el máximo detalle la geometría de los materiales que rellenan una cuenca, ya que ello facilita y condiciona la localización de la trampa petrolífera. Por ello la información obtenida en los estudios de geología del subsuelo durante campañas de prospección petrolífera han sido utilizados con mucha frecuencia para apoyar los avances doctrinales de la Estratigrafía.

5.5.- MÉTODOS PROPIOS DE LAS GEOSCIENCIAS MARINAS

Las Geociencias Marinas han aportado datos muy valiosos a la Estratigrafía y merecen un comentario especial en este capítulo dedicado a la metodología de estudio en esta ciencia. Sus métodos son una importantísima fuente de información desde la primera expedición oceanográfica realizada, la del Challenger (1872-1876), hasta los programas internacionales de investigación de los últimos años. Los métodos son utilizados en investigaciones básicas, sin una aplicación inmediata, y en investigaciones de aplicación inmediata, en especial, de prospección petrolífera.

5.5.1.- Buques oceanográficos

No sólo los países desarrollados, sino incluso muchos países en vías de desarrollo, disponen de buques oceanográficos capacitados para efectuar tareas de investigación en Geociencias Marinas. Estos buques cubren un amplio espectro de potencialidades, que va desde los modestos buques

dedicados a trabajos costeros ligeros hasta los grandes buques oceanográficos y los buques perforadores de las principales potencias.

Un buque oceanográfico moderno, para lo cual podría tomarse como referencia el BIO HESPERIDES, de nacionalidad española, está preparado para medir las propiedades físicas de campo natural (como la gravimetría y el magnetismo) de las cuencas marinas, para efectuar perfilajes batimétricos de multihaz, para obtener perfiles sísmicos de distintas resoluciones y penetraciones, así como para muestrear sedimentos y rocas, todo ello a lo largo de campañas que pueden prolongarse varios meses.

Las muestras de rocas y sedimentos semi-consolidados y gruesos se obtienen preferentemente con dragas de arrastre, sacatestigos de roca y sacatestigos de vibración (*yibrocores*). Los sedimentos blandos son muestreados desde la superficie con diferentes tipos de dragas ligeras y sacatestigos: de pistón, de caja, de gravedad y de tipo múltiple. Los testigos de pistón (en inglés *cores*) son, generalmente, los de mayor interés estratigráfico. Miden varios metros, o incluso unas decenas de metros, de longitud y tienen un diámetro de 5 a 10 cm.

El intervalo cronoestratigráfico muestreado con un testigo de pistón depende directamente de la tasa de sedimentación del lugar donde se tome. Así, con una tasa de 1 mm/1000 años, propias de cuencas oceánicas, en un testigo de pistón fácilmente se puede

obtener el registro de los últimos 5 millones de años. En márgenes continentales, y en general en áreas con tasa de sedimentación elevada, el registro del testigo de pistón se limita a las primeras decenas o centenas de miles de años anteriores al momento actual.

Además de los grandes buques perforadores propios de la industria petrolera y de grandes programas de investigación internacionales (DSDP, ODP) merecen mención aparte los buques perforadores de capacidad media, como el franco-europeo NEREIS, cuya entrada en servicio puede ser simultánea a la aparición de este libro. Este tipo de barco permite obtener testigos continuos de los primeros centenares de metros de la columna sedimentaria submarina.

La investigación en Geociencias Marinas de interés para la Estratigrafía efectuada desde embarcaciones, se completa actualmente con técnicas tales como la altimetría satelitaria, que proporciona imágenes del lecho marino a partir de la deformación que este induce en la superficie media de las aguas o la observación directa desde sumergibles operados remotamente o tripulados.

5.5.2.- Sondeos marinos profundos

En Geociencias Marinas, la sísmica de reflexión y los sondeos suelen ir coordinados, antecediendo la primera a los segundos. Los sondeos se realizan desde plataformas fijas al fondo en mares someros (menos de 150-200 m de profundidad) o desde buques con posicionamiento dinámico a mayores profundidades. Los sondeos realizados en campañas de prospección petrolífera en las partes más externas de los márgenes continentales pasivos, actuales, ha suministrado una valiosísima información sobre la naturaleza, la geometría y las relaciones verticales y laterales entre los diferentes materiales que se han depositados en ellos y que no han sufrido deformaciones, lo que ha contribuido al gran desarrollo moderno de la Estratigrafía.

En el último decenio se han realizado sondeos de prospección petrolífera desde buques con posicionamiento dinámico (fig. 5.19), lo que hace unos años era impensable, al no estar desarrollada la técnica para la posible extracción sin riesgos de escapes, con lo que el campo de información se ha ampliado a las partes más profundas de los márgenes continentales actuales.

Dos grandes proyectos de investigación, el *Deep-Sea Drilling Project* (DSDP), llevado a cabo desde 1970 a 1985, y la continuación del mismo, el *Ocean Drilling Program* (ODP), iniciado en 1987, han tenido y tienen como finalidad la realización de sondeos de testigo continuo en fondos marinos en los puntos que la comunidad científica internacional proponga como más interesantes desde el punto puramente científico. Los testigos de estos sondeos son estudiados por especialistas de diferentes países bajo todos los

puntos de vista posibles (litología, geoquímica, micropaleontología, etc). Los resultados de estos proyectos han sido y son del máximo interés en diversas ramas de la Geología, entre ellas la Estratigrafía.

El conjunto de los océanos ha sido objeto de perforaciones en el

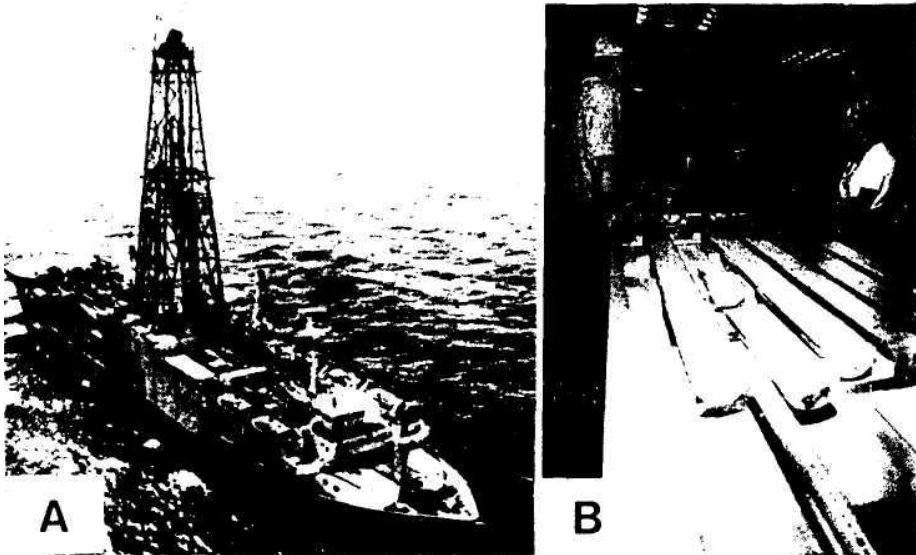


Figura 5.19.- Buque oceanográfico del *Ocean Drilling Program* (ODP). A.- Vista general del buque utilizado por este proyecto (barco SEDCO/BP 471). B.-Detalle de los testigos obtenidos en la perforación.

marco de estos proyectos internacionales (DSDP y ODP). En la figura 5.20 se marca la posición de los realizados en el Atlántico y parte del Pacífico en los 10 primeros años de estos proyectos. En las publicaciones científicas periódicas de dichos proyectos (editadas por el gobierno de los Estados Unidos) se incluyen mapas actualizados de la localización de todos los sondeos marinos realizados hasta la fecha de edición del libro.

A estos grandes proyectos internacionales hay que unir las investigaciones oceanográficas realizadas en diversas áreas seleccionadas por su interés científico o estratégico, auspiciadas y financiadas por los fondos de investigación de diferentes gobiernos, como las que se realizan recientemente en los mares adyacentes a la Antártida.

- 6.1.- El término facies en Estratigrafía
- 6.2.- Concepto de facies
 - 6.2.1.- Facies en su acepción abstracta
 - 6.2.1.1.- facies descriptivas
 - 6.2.1.2.- Facies con referencia cronoestratigráfica
 - 6.2.2.- Facies en su acepción concreta
 - 6.2.3.- Tendencia actual de uso del término facies
- 6.3.- Tipos de facies
 - 6.3.1 - Litofacies, biofacies y microfacies
 - 6.3.2.- Electrofacies y facies sísmicas
- 6.4.- Clasificaciones de las facies
 - 6.4.1.- Facies detríticas fluviales
 - 6.4.2.- Facies detríticas turbidíticas
 - 6.4.3.- Facies carbonatadas
- 6.5.- Facies y unidades estratigráficas
 - 6.5.1.- Litofacies-biofacies, litotopo-biotopo y unidades estratigráficas
 - 6.5.2.- Facies, asociación de facies, elemento deposicional y sistema deposicional.

El término *facies* ha sido utilizado en diferentes ciencias geológicas como en la Petrología (p.ej. "facies de esquistos verdes") o no geológicas como la Ecología (para el aspecto ecológico de un habitat). En este capítulo se tratará, exclusivamente, sobre dicho término en la Estratigrafía y en Sedimentología, ciencias en las que, además de ser un término muy común, se usa para denominar a un concepto de gran interés.

6.1.- EL TERMINO FACIES EN ESTRATIGRAFÍA

En los albores de la Geología como Ciencia, y más concretamente hacia la segunda mitad del siglo XVII Steno, utilizó el término para aludir al aspecto externo de las rocas. El término fue formalmente introducido en la nomenclatura geológica por Gressly (1838), bastante antes de la individualización de la Estratigrafía como ciencia. La palabra procede del latín *faciā* (*facies*) y se utiliza el término *facies* tanto para el singular como el plural y se escribe con la misma ortografía en numerosos idiomas (español, francés, inglés, italiano, etc.). Se aludía con dicho término al aspecto general de las rocas o conjunto de propiedades que las definen. Con el tiempo el término se ha aplicado, además, a los materiales que presentan un aspecto general, diferente de los que le rodean.

El término *facies* se diferencia claramente de los términos medio sedimentario y unidad estratigráfica, ya que responden a tres conceptos diferentes. El primero de ellos (*facies*) se refiere a un conjunto de características (o a los materiales que las presentan), por lo que se trata de un concepto carente de dimensiones (acepción referida a las propiedades) o referido a volúmenes de materiales, de rango menor (escala métrica), caracterizados por dichas propiedades (acepción referida a los materiales). Los otros dos términos (medio sedimentario y unidad estratigráfica) tienen dimensiones, en un caso referidas a un área concreta y en el otro a un volumen determinado. El medio sedimentario alude un área (dos dimensiones) donde tuvo lugar el depósito de unos materiales (generalmente de *facies* diversas) en un tiempo pasado y es aplicable igualmente a las áreas actuales con depósito. Sus dimensiones en la horizontal son muy cambiantes desde centenas de metros (p.ej. un lago pequeño) a millares de kilómetros (medio marino pelágico). La unidad estratigráfica es el volumen (tres dimensiones) que ocupan los

materiales con igualdad de litología, contenido fosífero o edad. Este volumen es muy cambiante de unas unidades a otras, pero normalmente supera la escala decamétrica en el espesor y la kilométrica en la horizontal. En una unidad estratigráfica están presentes materiales de diferentes medios sedimentarios y de facies diversas.

El reconocimiento de las facies de los materiales, que afloran en una región, o los que se cortan en un sondeo, constituye el primer objetivo de cualquier trabajo estratigráfico (ver gráfico de la fig. 1.1). En un sentido aún más amplio, en la interpretación de un perfil sísmico la delimitación de materiales diferentes se hace a partir de los rasgos que muestran (p. ej. geometrías y densidad de los reflectores) que serán las distintas facies sísmicas. Del mismo modo se puede aplicar el término facies a las partes diferenciables en una diagráfia, que muestren rasgos semejantes.

6.2.- CONCEPTO DE FACIES

El concepto de facies en Estratigrafía y en Sedimentología lo introdujo formalmente Gressly (1838) para denominar a "la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica" (según la traducción de Teichert, 1958), o sea, para definir el "aspecto" de cada grupo de rocas.

Desde la definición originaria de Gressly (1838) han tenido lugar numerosas discusiones en torno al uso y significado del término facies, introduciéndose un cierto grado de confusión alrededor del mismo hasta el punto de utilizarse con diversas acepciones, algunas de ellas doctrinalmente diferentes. En algunos casos el término facies se ha usado con una sola acepción doctrinal (*acepción abstracta*), la que corresponde a un conjunto de propiedades (por tanto carente de dimensiones) que caracterizan a unos materiales estratificados, o sea, con el mismo sentido con el que fue utilizado originariamente. En otros casos, cada vez más frecuentes, se utiliza para denominar a un volumen de materiales caracterizados por unas propiedades y, por tanto, que si tiene dimensiones (*acepción concreta*).

Sea cual sea la acepción utilizada, la definición de facies debe ser totalmente objetiva y debe basarse en los datos obtenidos en el campo al observar las rocas, como afirma Walker (1984). En dicha observación es necesario combinar los datos geométricos (espesor y forma de los estratos) y los relativos a las propias rocas (litología, textura, estructuras sedimentarias, fósiles, color, etc.) destacando aquellos que sean más representativos de su génesis.

Dado que el "aspecto" de los materiales (o los materiales con "aspecto" similar) está controlado por las condiciones genéticas el término facies con mucha frecuencia se ha utilizado, también, para denominar las características genéticas que reinaron durante el depósito de unos materiales. En la bibliografía estratigráfica, incluso reciente, se pueden leer expresiones como: facies lacustres, facies fluviales, facies pelágicas, facies turbidíticas, etc. términos que alu-

den a las propiedades que caracterizan a los materiales y permiten atribuirlos a depósitos en los medios indicados. Rat (1978) llega a decir que en la actualidad no tiene sentido el uso del término facies sin una implicación genética. Sin embargo, diferentes autores (Selley, 1976, 1982; Middleton, 1978; Readina, 1978, 1986; Walker, 1979, 1984; Hallam, 1981; Arche, 1989b) han insistido en que este tipo de uso interpretativo introduce un peligroso factor de subjetividad en el concepto de facies y que por tanto debe ser evitado.

Siguiendo a estos últimos autores, en este libro se evitará el uso del término facies en sentido genético de manera que se usará exclusivamente para denominar al conjunto de propiedades que definen a unos materiales (acepción abstracta) o a los materiales con dichas características (acepción concreta) pero en todo caso basado en criterios totalmente objetivos. Se pretende con ello, diferenciar en un estudio estratigráfico lo que sean datos objetivos que definen unos materiales, los cuales siempre permanecerán, de las interpretaciones genéticas que se hagan a partir de ellos, que pueden ser cambiantes a lo largo del tiempo. Así por ejemplo, la distinción de una facies de "caliza micrítica de 50 cm de espesor, con laminación paralela y con miliólidos y gasterópodos", será un dato objetivo, mientras que su atribución a un medio sedimentario concreto será interpretativo.

Con el planteamiento anterior, el reconocimiento de las facies constituye la herramienta básica del estudio estratigráfico y sedi-mentológico y la fuente de información en la que se puede basar cualquier tipo de interpretación posterior.

6.2.1.- Facies en su acepción abstracta

La facies de una roca estratificada, en un sentido abstracto, es el "conjunto de características litológicas (composición, textura y estructuras sedimentarias) y paleontológicas que definen a dicha roca y permiten su diferenciación de las demás".

Teichert (1958) efectuó una valiosa recopilación de las diferentes concepciones del término facies, en sentido abstracto, y lo define como "la suma de las características litológicas y paleontológicas de una roca sedimentaria, a partir de las cuales puede ser deducido su origen y el ambiente de su formación"

Reguant (1971) hizo una revisión muy detallada del uso del término facies en Estratigrafía a lo largo del tiempo y por muy diversos autores, y diferencia dentro de una acepción abstracta, acepciones de rango menor como son: la descriptiva y la que conlleva una connotación cronoestratigráfica.

6.2.1.1.- Facies descriptivas

Corresponde exactamente al uso originario del término definido por Gressly ya que se refieren al aspecto externo del estrato o con-

junto de estratos. La definición de las facies descriptivas debe hacerse a partir de los rasgos observables en las mismas (litología, textura, color, estructuras sedimentarias, geometría, fósiles), destacando aquellos que puedan ser más útiles para una posterior interpretación genética. Los términos *isópicas* y *heterópicas* se han utilizado para aludir a rocas sedimentarias con facies semejantes y diferentes, respectivamente.

En unos casos los aspectos descriptivos en los que se basa la definición son cualitativos como el tipo de roca dominante, tipo de fósil dominante, color más representativo, etc. En la bibliografía geológica reciente se pueden encontrar numerosos ejemplos de esta utilización del término facies, como son por ejemplo: calizas de alveolinas, margas con yesos, alternancia rítmica de calizas y margas, etc. Los nombres de las facies aluden al aspecto en el que se base su definición (p. ej. facies de calizas micríticas con rizolitos).

En otros casos los aspectos descriptivos se cuantifican de manera que las facies se delimitan por conjuntos de valores para una medida concreta. Una de las cuantificaciones más usuales es la de la abundancia de los componentes (p. ej. % de carbonatos, % de arenitas y/o % de lutitas). Otra cuantificación frecuente es la expresión numérica de los espesores relativos de dos componentes; así por ejemplo en una alternancia rítmica de areniscas y lutitas puede ser la expresión numérica de la relación: espesor de areniscas/espesor de lutitas.

6.2.1.2.- *Facies con referencia cronoestratigráfica*

Se trata de una utilización específica del término facies para aspectos descriptivos (que implican rasgos genéticos) pero aplicables a materiales con una edad determinada. En algunos casos los términos utilizados son los de antiguos pisos actualmente eliminados de la escala cronoestratigráfica por estar definidos en materiales continentales, como por ejemplo: facies Keuper (arcillas y evaporitas del Triásico superior), facies Purbeck (calizas lacustres del Jurásico terminal y Cretácico basal), facies Weald (arcillas del Cretácico inferior), facies Garumn (arcillas y areniscas rojas del Cretácico superior), etc. En otros casos, se trata de facies que se presentan en áreas muy extensas dentro de un mismo intervalo cronoestratigráfico. Ejemplos de este tipo son: las facies Culm (arcillas y areniscas del Carbonífero inferior), las facies Griotte (calizas nodulosas con Goniatites del Paleozoico) y las facies Ammonítico Rosso (calizas nodulosas con Ammonites). En todos los casos se trata de materiales de una edad similar (no necesariamente igual) con litofacies y biofacies muy similares que permiten ser reconocidas en áreas muy alejadas entre sí.

6.2.2.- **Facies en su acepción concreta**

La segunda acepción doctrinal del término facies es aquella en la que su uso se hace refiriéndose a un "cuerpo de roca" caracterizado

por una combinación particular de litología, texturas, estructuras sedimentarias (físicas y biológicas), geometría, distribución de paleocorrientes, contenido fosilífero y color. La delimitación de este "cuerpo de roca" se hace a partir de los cambios en esa combinación de propiedades, de manera que dicho cuerpo queda delimitado por encima, por debajo y lateralmente por otros diferentes. Se trata de una concepción muy distinta de la anterior, ya que se refiere a un volumen determinado de materiales y no a una idea abstracta (conjunto de propiedades) como en la acepción anterior.

Posiblemente fue Moore (1949) quien por primera vez aplicó este tipo de acepción y definió las facies como "una parte arealmente restringida de una determinada unidad estratigráfica que muestra características marcadamente diferentes de aquellas que muestran las otras partes de la misma unidad". Años después Selley (1970) siguiendo una línea de pensamiento semejante definió las facies como "un conjunto de rocas sedimentarias que puede ser definido y separado de otros por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles".

Más recientemente, Reading (1986) define: "Una facies es un cuerpo rocoso con unas características específicas. Allí donde las rocas sedimentarias pueden ser tocadas (manipuladas) directamente en el afloramiento o a partir de testigos de sondeos, las facies se definen en función del color, la estratificación, la composición, la textura, los fósiles y las estructuras sedimentarias".

Por su parte, Bosellini *et al.* (1989) llevan al extremo la utilización de esta acepción y utilizan el término *facies* para "la unidad deposicional fundamental y la de menor rango". Para estos autores las facies son cuerpos sedimentarios de un espesor métrico, constituido por uno o varios grupos de estratos y caracterizados sus rasgos litológicos (composición y textura) y estratigráficos (espesor y geometría de estratos, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero).

6.2.3.- Tendencia actual de uso del término facies

Las dos acepciones del término facies, la abstracta sin referencia a materiales y la concreta referida a materiales, son conceptualmente diferentes, pero muestran una cierta afinidad. En efecto, el término facies usado como la unidad de rango inferior (de escala métrica) de las unidades deposicionales corresponde a un cuerpo rocoso (grupo de estratos) delimitado por sus propiedades. La escala de uso en ambos casos es la misma y la diferencia doctrinal estriba en usar el término facies para las propiedades descriptivas (por tanto carente de dimensiones) o para el cuerpo rocoso formado por materiales con las mismas propiedades.

Las escuelas anglosajonas (Middleton, 1978; Walker, 1984b; Reading, 1986; Walker y James, 1992; entre otros) optan mayoritariamente por la acepción concreta, y se refieren con el término



Figura 6.1.- Ejemplos de microfácies. A.- Calizas de fusulinas [*Fusulinidae* (*Qua-sifusulina*), Carbonífero superior]. Medio marino somero. Escala: x 10. B.-Calizas de orbitolinas [*Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *cónica* (D'ARCHIAX), Cenomaniense inferior]. Medio marino somero. Escala: x 50.

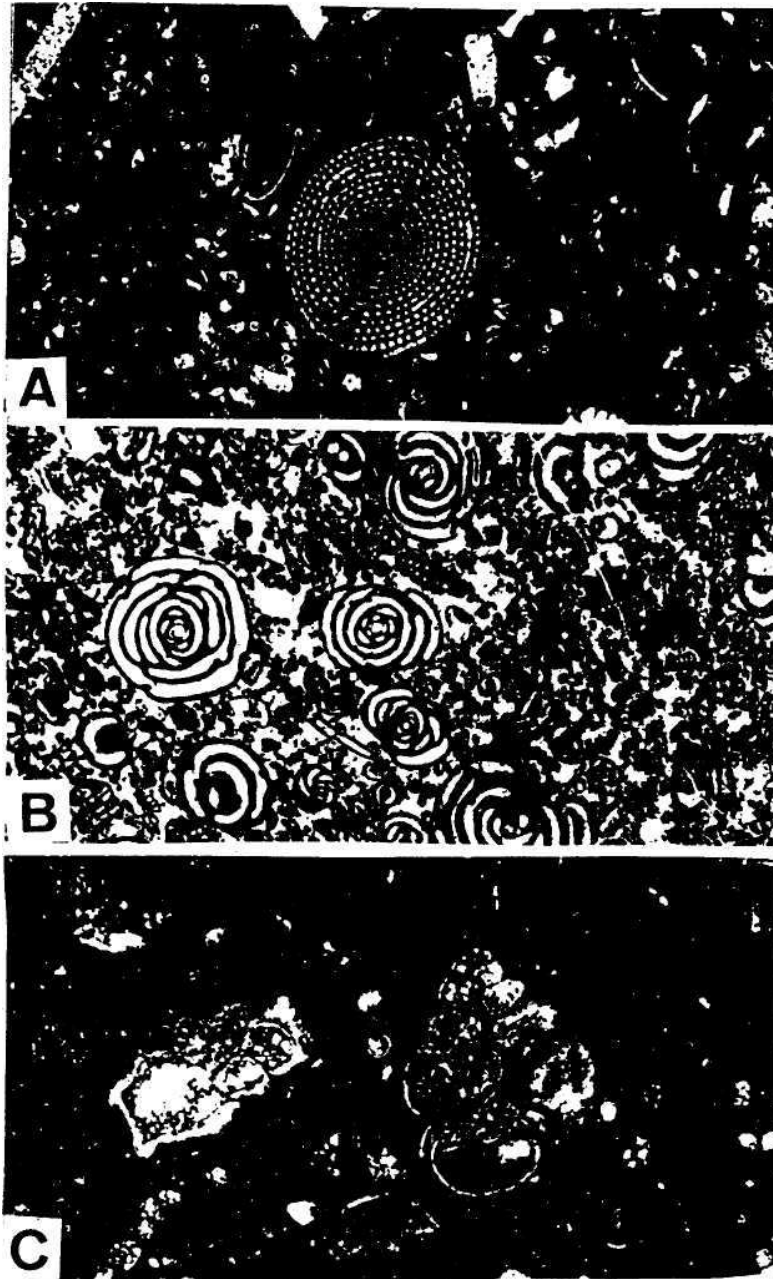


Figura 6.2.- Ejemplos de microfacies. A.- Micrita con alveolinas (*Prædveolina simplex* REICHEL, Cenomaniense inferior. Medio marino de plataforma. Escala: x 20. B.- Caliza con miliolidos (*Pseudonummolocutina*, Cenomaniense). Medio marino de plataforma somera, con circulación de aguas restringida. Escala: x 20. C.- Micritas con foraminíferos planctónicos (*Globotruncani-dae* y *Heterohelix*, Maastrichtiense). Medio marino pelágico. Escala: x 80.

facies a cuerpos de rocas. En este libro, como en el Glosario de Geología (Bates y Jackson, 1987), se consideran igualmente correctas ambas acepciones pero, en la línea de los autores anglosajones, se recomienda el uso preferente de la segunda, ya que es la tendencia actual en las escuelas de mayor prestigio científico en esta ciencia.

6.3.- TIPOS DE FACIES

Dado que son diversos los aspectos monográficos que se pueden observar en las rocas (o conjuntos de rocas) se puede hablar de varios tipos de facies. Se usan términos restrictivos del tipo de propiedades (litofacies y biofacies) o de la escala de observación (microfacies). Modernamente el uso del término facies se ha extendido también a los conjuntos de rocas diferenciables por sus propiedades medidas en diagráfiás (electrofacies) o en perfiles sísmicos (facies sísmicas).

6.3.1.- Litofacies, biofacies y microfacies

El término *litofacies* se usa para aludir exclusivamente a los aspectos litológicos (no los paleontológicos) de un conjunto de estratos y correlativamente para las condiciones físico-químicas (no biológicas) que reinaron durante el depósito. Así, por ejemplo, se puede hablar de una litofacies de "calizas oolíticas", o de "areniscas glauconíticas", etc. El término *biofacies* es el complementario ya que se refiere a los aspectos paleontológicos (no los litológicos) y a las condiciones biológicas reinantes durante el depósito. Ejemplos de biofacies pueden ser "facies de gasterópodos", "facies de carófitas", "facies de radiolarios", etc. Obviamente la suma de la litofacies y la biofacies de unos materiales es simplemente la facies de los mismos. Hallam (1981) considera innecesario hacer la división de facies en lito- y bio-facies, ya que los fósiles forman parte de la roca, hasta el punto de considerar sinónimos los términos facies y litofacies, y no usar el de biofacies.

El término *microfacies* es un término introducido en la nomenclatura estratigráfica desde el mundo de la Geología del Petróleo para denominar al conjunto de características litológicas y paleontológicas observables al microscopio en lámina delgada y, correlativamente, a las condiciones genéticas que controlaron su depósito. Usualmente el concepto se hace extensivo a las características observadas en superficies pulidas mediante lupa o a las observadas en réplicas de acetato. El estudio de las microfacies ha alcanzado una gran importancia (p.ej. ver Flügel, 1982) ya que de una parte facilita la comparación entre los materiales atravesados en un sondeo y los que afloran en superficie y de otra parte permite tener una visión de algunos aspectos no visibles sin el microscopio (o lupa) que facilitan el reconocimiento e interpretación genética, tales como

elementos texturales de escala pequeña (p.ej. *pellels*) o microfósiles (p. ej. algas dasycladáceas). En numerosas ocasiones las microfácies permiten diferenciaciones de materiales más interesantes desde el punto de vista genético que las que se pueden establecer mediante la observación directa en el campo (facies), con lo que es muy interesante el estudio coordinado de las facies y las microfácies. En las figuras 6.1, 6.2 y 6.3 se representan varios ejemplos de microfácies características.

El término *nannofacies* se usa para denominar el conjunto de características observables mediante el microscopio electrónico de barrido. Esta escala de observación en la mayoría de los casos resulta de menos interés que la del microscopio óptico por lo que su uso en Estratigrafía es bastante menos interesante que el de la microfácies. Otro término que ha sido utilizado en la nomenclatura de facies es el de *tectofacies*, con el que se han denominado a conjuntos de materiales depositados bajo unas mismas condiciones tectónicas (preorogénicas, sinorogénicas, postorogénicas). Este término apenas se usa actualmente ya que es poco práctico, puesto que su reconocimiento implica un estudio y una interpretación previas muy detalladas.

6.3.2.- Electrofacies y facies sísmicas

En los materiales del subsuelo pueden igualmente reconocerse sus características, aunque en este caso se base en los datos obtenidos por las diagráfías o en los perfiles sísmicos.

El término *electrofacies* ha sido introducido por Serra (1972) y matizado por Serra y Abbott (1980) quienes lo define como "el conjunto de las respuestas de las diagráfías que caracterizan un estrato y permiten que este pueda ser diferenciado de los otros que le rodean". Para la caracterización de las electrofacies se han desarrollado gráficos que consisten en representaciones combinadas de los valores de las diferentes diagráfías. Uno de los más usuales es el de la "tela de araña" que consiste en una representación radial de los valores de cada una de las técnicas de diagráfías (figura 6.4), que usándose con la misma disposición y escala gráfica permite comparaciones conjuntas de los valores entre materiales de diferentes sondeos dentro de una misma cuenca. Las electrofacies facilitan el reconocimiento de materiales de diferentes litofacies y que se depositaron bajo condiciones sedimentarias diferentes, aunque en muchos casos las alteraciones diagenéticas dificulten esta interpretación.

El término de *facies sísmica* se utiliza para denominar al conjunto de propiedades observables en un perfil sísmico para un estrato o conjunto de estratos. Estas propiedades son: configuración, amplitud, frecuencia, continuidad, velocidad del intervalo, etc. y permiten delimitar diferentes tipos de materiales. Las facies sísmicas vienen controladas por las litofacies de los materiales y espe-

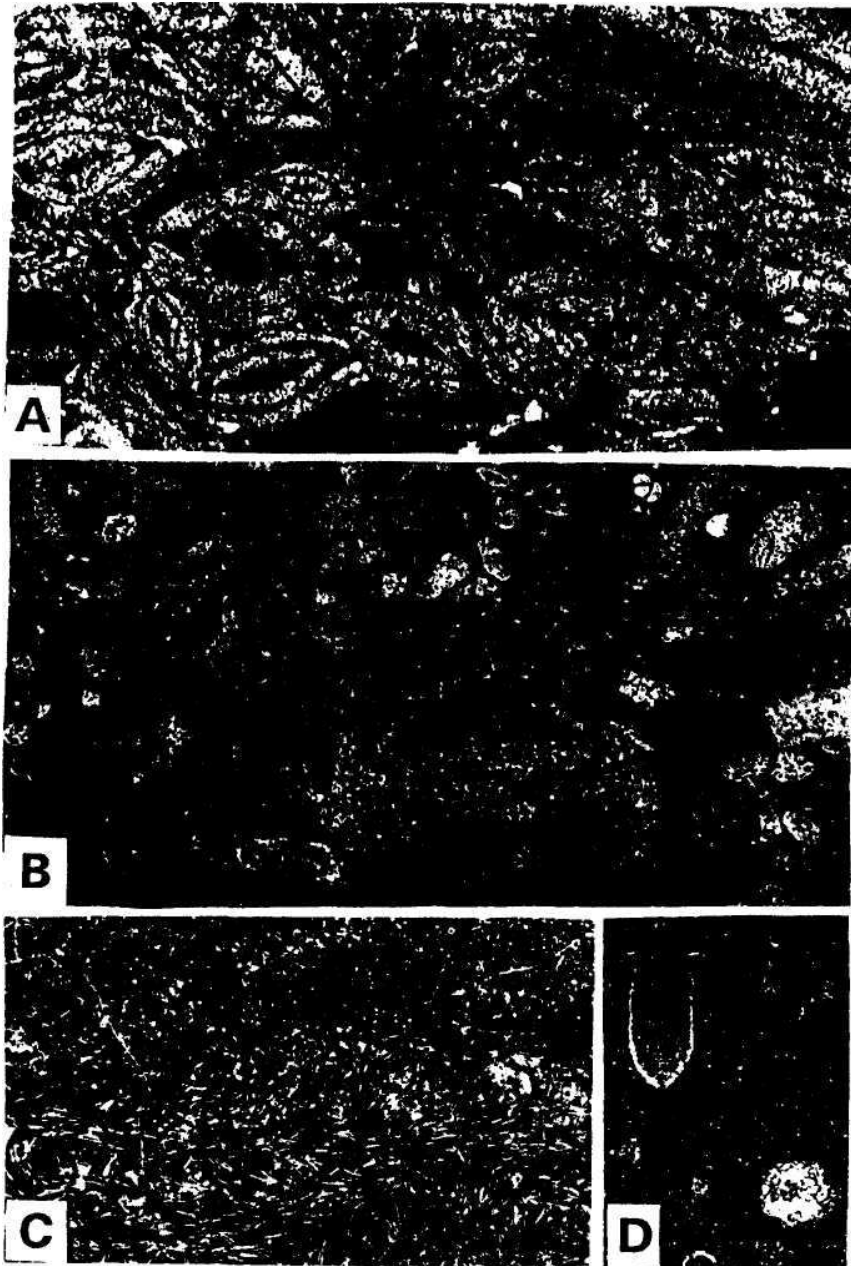


Figura 6.3.- Ejemplos de microfacies. A.- Calizas de nummulites. Eoceno. Medio marino somero de alta energía. Escala: x 15. B.- Caliza de lituólidos [*Anchis-pirocyclina lusitanica* (EGGER), Berriasiense], medio marino somero. Escala: x 15. C.- Calizas micrítica con "filamentos" (Jurásico medio). Medio marino pelágico. Escala: x 20. D.- Caliza micrítica con tintinidos [*Calpinellopsis sim-plex* (COLOM), Berriasiense). Medio marino pelágico. Escala: x 100.

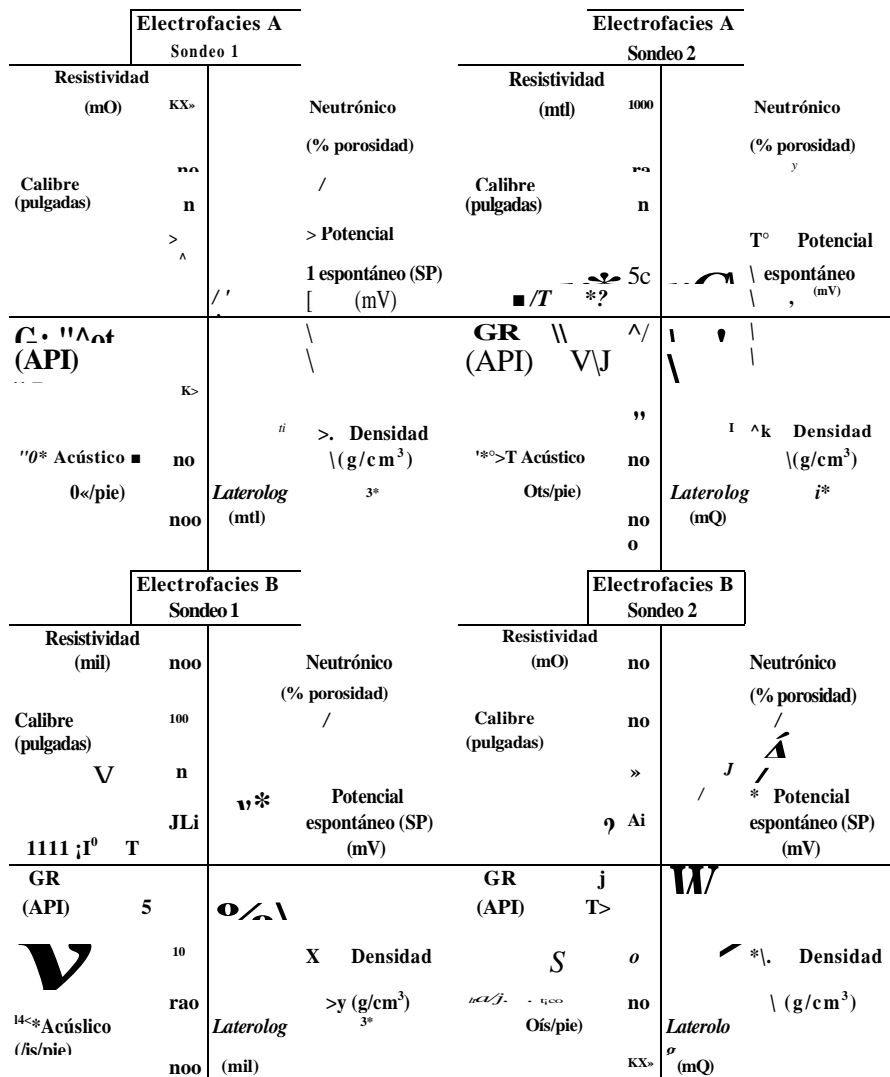


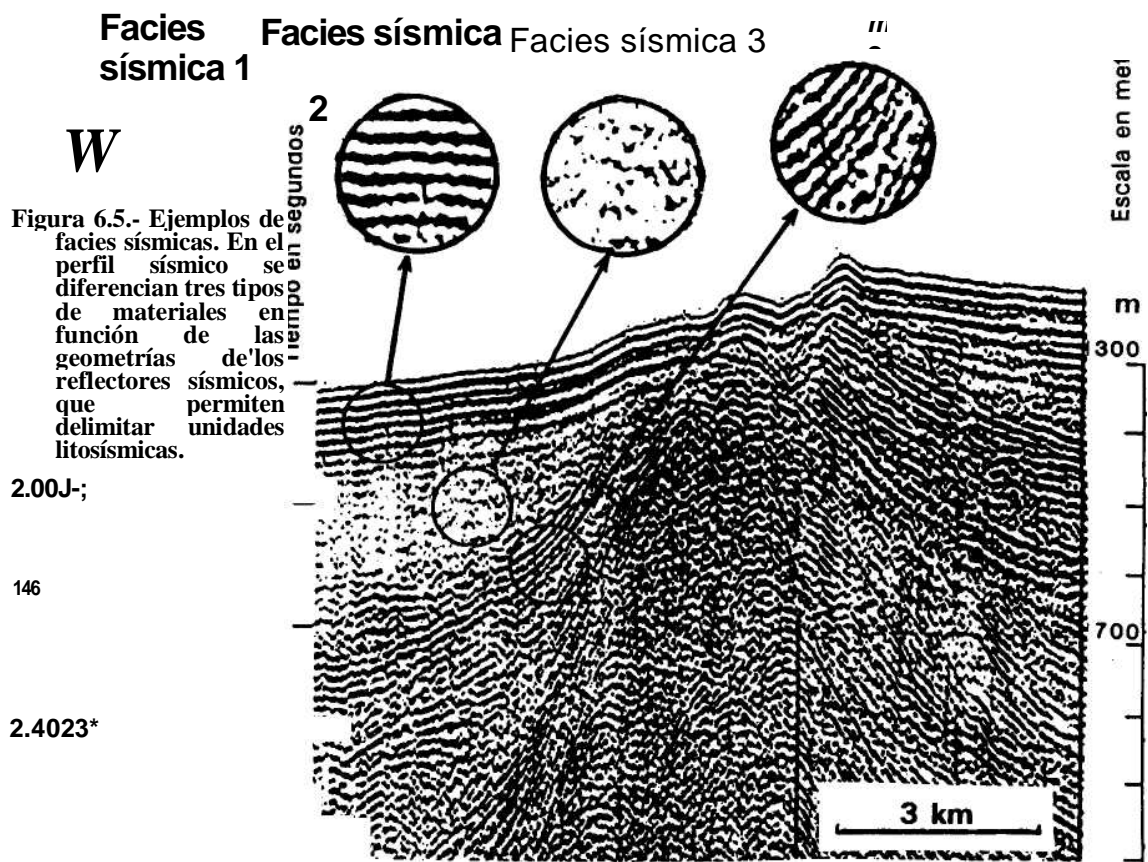
Figura 6.4.- Modo gráfico de expresión de las electrofacies según Serra y Abbot (1982). Cada una de las "telas de araña" expresan las electrofacies de unos materiales, que son la expresión gráfica de los valores correspondientes a ocho técnicas diferentes de diagrfías. En todos las ilustraciones la disposición de los datos de cada técnica es idéntica y las escalas utilizadas son las mismas lo que facilita la comparación gráfica. Se pueden observar la semejanza entre las electrofacies A de los sondeos 1 y 2, y la diferencia neta entre ella y la electrofacies B, de ambos sondeos.

cialmente por las geometrías de las superficies de estratificación, espesor de estratos y por la litología. El volumen ocupado por los

materiales de una misma facies sísmica es lo que se llama *unidad Uto sísmica*. La delimitación de las unidades litosísmicas es uno de los objetivos inmediatos de cualquier interpretación de un perfil sísmico, desde el punto de vista estratigráfico. En la figura 6.5 se representa un ejemplo de perfil sísmico en el que se han marcado varios tipos de facies sísmicas.

6.4.- CLASIFICACIONES DE LAS FACIES

La delimitación de las facies y el estudio de sus asociaciones (sobre las que se tratará en el capítulo siguiente) constituyen dos aspectos fundamentales del análisis sedimentológico y del estratigráfico, ya que son una herramienta fundamental para la interpretación genética de materiales antiguos por comparación con los actuales, aplicando el principio del uniformismo y el método actualista.



Las facies se pueden clasificar estableciendo lotes con características (litológicas y estratigráficas) diferentes, que lógicamente tendrán un significado genético distinto. No es una clasificación de rocas ya que en ella se tiene en cuenta, además de la litología (composición, textura, color) otros rasgos como: las estructuras sedimentarias, la geometría y espesor de los estratos, el contenido fosilífero e incluso las tendencias de evolución vertical de ciertos caracteres (p.ej. aumento de tamaño de grano hacia el techo). Cada tipo de facies vendrá caracterizado por un conjunto de propiedades de los materiales, de las cuales se puede deducir su significado genético. En estas clasificaciones usualmente cada tipo de facies se denomina con una letra o una sigla. Existen algunas propuestas de clasificación de facies normalizadas, algunas de ellas bastante usadas, mientras que otras lo son menos, que constituyen, o pueden constituir, una herramienta de trabajo muy útil.

Las clasificaciones más utilizadas son, lógicamente, las de las facies más abundantes: las detríticas (tanto en materiales fluviales como en turbidíticos) y las carbonatadas, sobre las que se trata a continuación.

6.4.1.- Facies detríticas fluviales

Para el estudio de los medios fluviales, actuales y antiguos, Miall (1978) propuso una clasificación de facies que ha sido utilizada muy frecuentemente por autores más recientes. Esta clasificación (tabla 6.1) se basa en el tamaño de grano, diferenciando facies de ruditas (con sigla G), de arenitas (con sigla S) y de lutitas (con sigla F) y dentro de ellas diferentes litofacies (p. ej. Gms, Gm, Gt, Gp) en función del tipo de estratificación, estructuras sedimentarias y textura, que responden a unas características genéticas concretas en medios fluviales.

Miall (1978) estableció un significado genético para cada uno de estos tipos de facies, el cual en algunos casos ha sido matizado por autores posteriores, debido al uso generalizado de la propia clasificación. La significación genética mayoritariamente de cada tipo de facies es: **Gms:** Depósitos de *debris flows*. **Gm:** barras longitudinales, depósitos de fondo de canal (*lag*) y otros tipos de barras de gravas incluidos los *point bars*. **Gt:** casi siempre son rellenos de canales, en la mayoría de los casos pequeños. **Gp:** barras liguoides o crecimientos deltaicos desde antiguas barras. **St:** dunas subacuáticas (régimen de flujo bajo). **Sp:** barras transversales liguoides y *sand waves*. **Sr:** *ripples* (régimen de flujo bajo). **Sh, Se y Ss:** flujo de capas planas. **SI:** Rellenos de cavidades erosivas (*scours*). **Fl:** depósitos de llanuras de inundación o de desbordamiento. **Fsc:** depósitos de marismas. **Fcf:** depósitos de charcas de marismas. **Fm:** depósitos de desbordamiento. **Fe:** nivel lutítico infrayacente a un nivel de carbón. Estos términos se completan en la clasificación originaria con dos, que no se han incluido en la tabla 6.1, P que usa

el autor para los carbonates con caracteres edáficos, que pueden ser incluidos en las clasificaciones de facies carbonatadas, y C para los carbones y lodos carbonosos de medios palustres, que tampoco son facies detríticas, propiamente dichas.

Tabla 6.1.- Clasificación de las facies detríticas fluviales de Miall (1978). Se han excluido los términos P y C de la clasificación original del autor por no referirse a facies detríticas.

CLASIFICACIÓN DE LAS FACIES DETRÍTICAS FLUVIALES (según Miall, 1978).

Código	Litofacies	Estructuras sedimentaria
Gms	grava masiva, con soporte de matriz	no tiene
Gm	grava masiva o algo estratificadas	estratificación horizontal e imbricación.
Gt	grava estratificada	estratificación cruzada en artesa (<i>trough</i>).
Gp	grava estratificada	estratificación cruzada planar.
St	areniscas, a veces con cantos	estratificación cruzada en artesa (<i>trough</i>).
Sp	areniscas, a veces con cantos	estratificación cruzada planar.
Sr	areniscas	<i>ripples</i> de diversos tipos.
Sh	areniscas	laminación horizontal, <i>parting lineation</i> .
SI	arenisca fina	estratificación cruzada de bajo ángulo (<10°).
Se	niveles erosivos con cantos blandos	a veces estratificación cruzada, poco marcada.
Ss	areniscas, a veces con cantos	estratificación cruzada paralela a la base erosiva.
Fl	limos, arenisca, arcillas	laminación fina, <i>ripples</i> muy pequeños.
Fsc	limos, arcillas	laminada o masiva.
Fcf	lmitas	masiva, gasterópodos de agua dulce.
Fm	limos, arcillas	masiva, grietas de desecación.
Fr	limos, arcillas	raíces y restos vegetales.

6.4.2.- Facies detríticas turbidíticas

En el estudio de facies detríticas turbidíticas se han planteado diferentes clasificaciones de facies de las que se ha seleccionado (fig. 6.6) la de Ghibaudo (1992), que recoge las ideas de otros autores anteriores como Mutti, Ricci-Lucchi, Normark y Pickering, aunque introduce una nomenclatura muy diferente. En las clasificaciones previas (Mutti y Ricci-Lucchi, 1972, 1978; Walker, 1978; Pickering *et al.*, 1986, 1989) se usa una clasificación de facies, en las que cada tipo se denomina con una letra mayúscula desde la A a la F, con subíndices (por ej. B₁, B₂) que progresivamente se ha ido haciendo más compleja, de manera que en las últimas versiones (Pickering *et al.*, 1986, 1989) se llegan a utilizar dobles subíndices (p.ej. A_{2.8}, C_{2.2}, D_{2.3}) etc) lo que obliga a una memorización, para su utilización.

En la clasificación de Ghibaudo (1992) se diferencian trece tipos de facies definidos por letras mayúsculas y definidos en función de la litología. Las facies son G (grava), GS (alternancia de arenas y gravas), GyS (arenas con cantos), S (arenas), SM (alternancia de arenas y lutitas, con dominio de arenas), MS (idem. con dominio de lutitas), TM (alternancia limo-lutita, con dominio del limo), MT (idem. con dominio de la lutita), M (lutita), MyS (arenas lutíticas), SyM (lutitas arenosas), MyG (gravas lutíticas) y GyM (lutitas con cantos).

Dentro de cada tipo de facies se delimitan diferentes "subfacies" basándose, especialmente en las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno y se denominan con prefijos en letras minúsculas, con los que se expresan las estructuras sedimentarias más significativas. Estos prefijos son: m.- masivo; g.- granoclasificación; q.-estructuras de escapes de agua; s.- estratificación plana; x.- estratificación cruzada; l.- laminación; t.- estratificación fina (*thin-bedded*); r.- *ripples* superficiales. Por ejemplo dentro de la facies S (arenosa) se diferencian varias subfacies, entre ellas xS (subfacies arenosas con estratificación cruzada), gxS (subfacies arenosas con granoclasificación y con estratificación cruzada), gslS (subfacies arenosas con granoclasificación, estratificación plana y laminación) y mS (subfacies arenas masivas).

El autor (Ghibaudo, 1992) establece la equivalencia de las facies y subfacies de su clasificación con las de otras anteriores e interpreta la génesis de cada uno de los tipos, en especial los procesos de transporte y los deposicionales.

6.4.3.- Facies carbonatadas

No existe una clasificación de uso general de facies carbonatadas, análoga a la de Miall para las detríticas fluviales. Dos intentos de clasificación se han realizado aunque no han sido muy seguidos por autores posteriores. Se trata de la clasificación de "microfacies estándar" de Wilson (1975) que se basa en ideas previas de Flügel (1972) y que completa este mismo autor (Flügel, 1982). Estas clasificaciones pretenden diferenciar los tipos más frecuentes de microfacies en carbonatos, y establecen 24 tipos de microfacies estándar que denominan SMF-1 a SMF-24 y que Flügel (1982) agrupa para su interpretación genética en nueve "zonas" de facies (FZ1 a FZ9) que corresponden a las distintas áreas con depósito carbonatado desde las lagunas costeras al medio marino pelágico. **En este libro se propone una clasificación de facies carbonatadas basada en las clasificaciones texturales de Dunham (1962)** para las calizas en general y Embry y Klovan (1971) para las calizas arrecifales. Para la elaboración de esta clasificación se han tenido en cuenta todos los criterios utilizados por Wilson (1975) y Flügel (1982) de manera que todos los tipos de microfacies estándar son considerados, y para cada caso concreto se indica su equivalencia.

Tabla 6.2.- Clasificación de las facies carbonatadas propuesta en este libro, basa en las clasificaciones de Wilson (1975), Flügel (1982) y Tucker y Wright (1990).

CLASIFICACIÓN DE LAS FACIES CARBONATADAS

M	<i>mudstone.</i>
Mh	<i>mudstone</i> azoica homogénea y no laminada (=SMF-23).
Mn	<i>mudstone</i> arcilloso oscuro y espíenlas de esponjas (=SMF-1).
Mp	<i>mudstone</i> con microfósiles pelágicos (foraminíferos y/o radiolarios) (=SMF-3).
Me	<i>mudstone</i> con carófitas.
Mf	<i>mudstone</i> con "filamentos".
Mb	<i>mudstone</i> microbioclástico con pellets (=SMF-2).
Mili	<i>mudstone</i> con miliólidos.
Mfe	<i>mudstone</i> con textura fenestral (=SMF-19, parcialmente).
Ms	<i>mudstone</i> estromatolítico (=SMF-20).
Msp	<i>mudstone</i> de esponjas (=SMF-21).
Mon	<i>mudstone</i> con oncolitos (=SMF-22, parcialmente).
Mr	<i>mudstone</i> con rizolitos.
Mbu	<i>mudstone</i> con bioturbación.
W	<i>wackestone.</i>
Wf	<i>wackestone</i> con fósiles bien conservados (=SMF-8).
Wb	<i>wackestone</i> bioclástica (organismos diversos) (=SMF-9).
Wo	<i>wackestone</i> con grandes oncoloides (=SMF-22).
Wfe	<i>wackestone</i> con textura fenestral (=SMF-19, parcialmente).
Wp	<i>wackestone</i> con microfósiles pelágicos (foraminíferos y/o radiolarios) (=SMF-3).
Won	<i>wackestone</i> con bioclastos con envolturas oncolíticas (=SMF-10, parcialmente).
P	<i>packstone.</i>
Pr	<i>packstone</i> con bioclastos arrecifales (=SMF-5, parcialmente).
Pon	<i>packstone</i> con bioclastos con envolturas oncolíticas (=SMF-10, parcialmente).
G	<i>grainstone.</i>
Gb	<i>grainstone</i> con abundantes bioclastos (lumaquela) (=SMF-12, parcialmente).
Gr	<i>grainstone</i> con bioclastos arrecifales (=SMF-5, parcialmente).
Gb	<i>grainstone</i> con bioclastos que tienen envolturas oncolíticas (=SMF-11).
Go	<i>grainstone</i> oolíticos (=SMF-15).
Gon	<i>grainstone</i> con oncolitos (=SMF-13).
Ga	<i>grainstone</i> con granos agregados (<i>grapestone</i>) (=SMF-17).
Gp	<i>grainstone</i> con pellets (=SMF-16).
Gd	<i>grainstone</i> con dasycladáceas (=SMF-18, parcialmente).
Gf	<i>grainstone</i> con foraminíferos bentónicos (=SMF-18, parcialmente).
Gr	<i>grainstone</i> con abundantes crinoides.
BO	<i>bounstone.</i> sin diferenciar.
BA	<i>bafflestone</i> (=SMF-7, parcialmente).
BI	<i>bindstone</i> (=SMF-7, parcialmente).
FR	<i>framestone</i> (=SMF-7, parcialmente).
FL	<i>floatstone</i> (=SMF-5, parcialmente).
RU	<i>rundstone</i> (=SMF-6 y SMF-24).
B	Brecha calcárea.
Bi	Brecha de cantos planos (= SMF-24, parcialmente).
B ₂	Brecha con cantos negros.
B ₃	Depósito de <i>lag</i> , con cantos redondeados (=SMF-14).
B ₄	Rudita calcárea intraformacional (=SMF-24, parcialmente).
B ₅	Microbrecha con granuloclasificación (=SMF-4).
C	Calcarenita.
Cb	Calcarenita bioclástica.
Ma	Margas azoicas.
MI	Margas con fauna planctónica.
M2	Alternancia de margas y calizas con fósiles marinos.
M3	Calizas margosas.
M4	Alternancia de margas y calizas con fósiles lacustres.

Entre paréntesis (SMF-1 a SMF-24) se indica la microfacies estándar de la clasificación de Wilson (1975) a la que se corresponde, en su caso, cada uno de los tipos de facies.

En la clasificación propuesta cada tipo de facies tiene una letra mayúscula alusiva al tipo textural (M.- *mudstone*, W.- *wackestone*, R.- *packstone*, G.- *grainstone*), mientras que para los diferentes tipos de calizas arrecifales se usa doble letra alusiva al tipo textural (BA.- *bafflestone*, BL.- *bindstone*, FR.- *framestone*, FL.- *floatstone*, RU.- *Rudstone*) y para rocas afines se usan de nuevo iniciales (B.- brechas, M.- margas, C- calcarenita). En la interpretación genética de cada tipo de facies se pueden utilizar todos los criterios de Wilson (1975) y Flügel (1982), que matizan y completan Tucker y Wright (1990), ya que se incluyen todos los tipos genéticos de dicha clasificación. Se incluyen otros tipos genéticos como son: Me: *mudstone* con carófitas (lacustres); Mm: *mudstone* con miliólidos (*lagoon*); Mf: *mudstone* con "filamentos"; Mr: *mudstone* con rizolitos (paleo-suelos o calcretas); Gr: *grainstone* con abundantes crinoides (plataforma marina somera de alta energía); B,: Brecha de cantos planos (medios maréales), B₂: Brecha con cantos negros (medios adyacentes a relieves emergidos); Cb: Calcarenita bioclástica (marino somero de elevada energía). M2: Alternancia de margas y calizas con fósiles marinos (marinos alejado de costas).

6.5.- FACIES, MEDIOS SEDIMENTARIOS Y UNIDADES ESTRATIGRAFÍAS

Utilizando el término facies en cualquiera de las dos acepciones (abstracta o concreta) se trata siempre de un concepto muy diferente del de unidad estratigráfica, tanto de la unidad estratigráfica "informal" (volumen de rocas con características similares) o de la unidad estratigráfica formal, cuyo establecimiento regulan las normativas internacionales de nomenclatura estratigráfica (CNE, 1961; GEI, 1980; NASC, 1983).

Una unidad estratigráfica es un volumen de rocas representable en un mapa geológico y diferenciado de los que les rodean por sus características o por su edad. Cuando la delimitación se hace basándose en las litofacies se tienen las *unidades litoestratigráficas*, que serían los volúmenes diferenciados en el conjunto de las rocas sedimentarias por sus características litológicas. Si la delimitación se hace por la biofacies se delimitan las *unidades bioestratigráficas*, que serán los conjuntos de materiales estratificados delimitados por su contenido fosilífero. En la nomenclatura estratigráfica se delimita un tercer tipo de unidad estratigráfica (las *unidades cronoestratigráficas*) que serían los volúmenes de rocas formados durante un intervalo de tiempo definido y delimitadas por superficies isócronas. El término unidad estratigráfica igualmente se hace extensivo, como se detallará en el capítulo 19, a volúmenes de rocas estratificadas diferenciados por otras propiedades, como son las propiedades magnéticas (unidades magnetoestratigráficas) o las geoquímicas (unidades quimioestratigráficas).

La diferencia conceptual entre unidad estratigráfica y facies en

su acepción abstracta es muy clara. Las facies carecen de dimensiones, ya que se refieren a unas propiedades, lo que contrasta con los conceptos de medio sedimentario (bidimensional) y unidad estrati-gráfica (tridimensional).

El concepto de facies en su acepción concreta, referida a materiales, es también muy diferente del concepto de unidad estratigráfica. Esta diferencia puede resultar más difícil de entender y de explicar ya que ambos se refieren a materiales. Sin embargo, las diferencias conceptuales siguen siendo claras y se pueden resumir en los siguientes puntos:

a.- Las unidades estratigráficas son divisiones del conjunto de las rocas estratificadas de manera que la totalidad de unidades diferenciables, encajadas unas con otras, constituiría el volumen total de rocas estratificadas a manera de un enorme puzzle. Por el contrario el término facies, referido a materiales, alude a cuerpos sedimentarios (estratos o grupos de estratos) diferenciables en una sección estratigráfica o en afloramiento donde se vean las relaciones laterales en el que se pueda elaborar un panel de facies (ver capítulo 7) pero no pretenden ser divisiones del conjunto de los materiales estratificados.

b.- Las escalas de las unidades estratigráficas y de las facies son muy diferentes. Las unidades estratigráficas tienen, normalmente, espesores de decenas o centenas de metros (a veces incluso el kilómetro) y extensiones de decenas o centenas de kilómetros (a veces mucho mayores). Las facies son cuerpos de roca de espesor del orden del metro diferenciables en una parte local de una unidad. La dimensión horizontal de una facies determinada tiene escaso interés y lo que interesa conocer en su estudio es la relación vertical y lateral entre diferentes tipos de facies para delimitar unidades deposicionales de rango mayor.

c.- El interés del establecimiento de unidades estratigráficas consiste, de manera fundamental, en ordenar temporalmente a los materiales estratificados de una cuenca sedimentaria o del conjunto de la Tierra. El interés básico del reconocimiento de las facies consiste en definir, de manera objetiva, los materiales a partir de una visión integral de sus propiedades, que permita reconstruir su distribución vertical y lateral, como paso previo a una interpretación genética.

En definitiva, todos los tipos de unidades estratigráficas corresponden a volúmenes de materiales, por tanto, son tridimensionales, mientras que las facies se refieren a las propiedades de los materiales (y carecen de dimensiones) o a los cuerpos rocosos en pequeños volúmenes (escala métrica) que presentan estas propiedades. Las unidades estratigráficas usualmente tienen escalas decamétricas o hectométricas en la vertical, y pueden ser representadas en un mapa geológico.

6.5.1.- Litofacies-biofacies, litotopo-biotopo y unidades estratigráficas

Cuando se usa el término *litofacies* para las propiedades litológicas de unas rocas estratificadas (por tanto sin dimensiones) y el término *unidad litoestratigráfica* para los volúmenes cartografiables ocupados por materiales con igual litofacies, resulta necesario tener un concepto que aluda a áreas donde se depositan actualmente, o se depositaron en un tiempo pasado concreto, materiales con las mismas litofacies. El término es el de *litotopo*, con el que se define a "un área de un medio sedimentario, esencialmente uniforme en sus características físico-químicas". Se trata por tanto de un término bidimensional que alude a áreas concretas medibles, dentro de un medio sedimentario, para intervalos de tiempo seleccionados.

De manera semejante a los términos anteriores, se usan los conceptos de biofacies para nombrar las propiedades paleontológicas de unos materiales (sin dimensiones) reflejo de unas condiciones biológicas reinantes, el de *biotopo* para las áreas (dos dimensiones) ocupadas por materiales con la misma *biofacies* para un momento de tiempo determinado y el de *unidad bioestratigráfica* para el volumen (tres dimensiones) ocupado por materiales con la misma biofacies.

6.5.2.- Facies, asociación de facies, elemento deposicional y sistema deposicional.

En la metodología estratigráfica moderna se denominan *unidades deposicionales* a los conjuntos de materiales depositados bajo unas condiciones genéticas semejantes. Estas unidades no se incluyen en la clasificación de unidades de los códigos o guías estratigráficas, pero son consideradas la herramienta de trabajo fundamental en la reconstrucción genética de las rocas sedimentarias.

Bosellini *et al.* (1989) incluyen entre las unidades deposicionales las facies, como la unidad de rango menor. Consisten, como ya se ha dicho, en un cuerpo sedimentario de escala métrica compuesto por uno o más grupos de estratos (fig. 6.7). Dentro de una facies (en su acepción concreta) se pueden, por tanto, diferenciar estratos y dentro de ellas láminas.

El rango inmediatamente superior a la facies es la *asociación de facies* que consiste en la combinación de dos o más facies genéticamente relacionadas. A la expresión vertical de esta asociación de facies se le llama *secuencia de facies*. Una secuencia de facies suele tener espesores del orden de algunos metros y es la expresión de la sedimentación en una parte muy concreta de un medio sedimentario (p.ej. barra de desembocadura) dentro de un frente deltaico (fig. 6.7).

Las asociaciones de facies, por su parte, se pueden agrupar en unidades deposicionales de rango mayor, como son: el *elemento*

deposicional conjunto de dos o más asociaciones de facies de materiales depositados en una misma parte amplia y significativa de un medio sedimentario (p.ej. frente deltaico) y el *sistema deposicional* es el conjunto de materiales depositados en el delta (p. ej. sistema deltaico). Los sistemas deposicionales pueden agruparse en unidades de rango mayor, delimitadas por discontinuidades, que son las unidades genéticas (entre ellas las secuencias deposicionales) sobre las que se tratará en el capítulo 21.

En la figura 6.7 se reproduce un gráfico de Bosellini *et al.* (1989) en el que se muestran la jerarquización de las unidades deposicionales, desde la secuencia deposicional a las facies, y la subdivisiones de éstas en estratos y láminas.

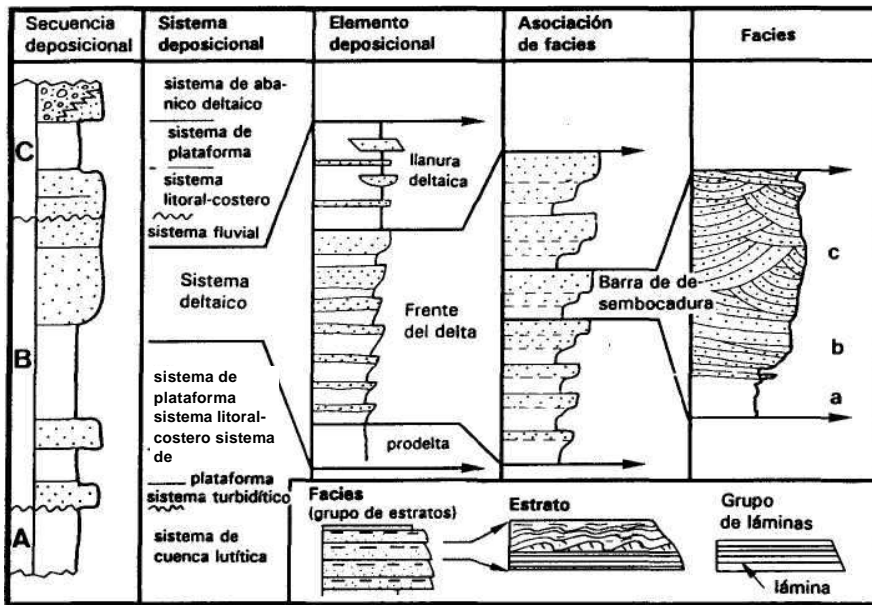


Figura 6.7.- Gráfico en el que se muestra la relación del concepto de facies (en su acepción concreta) con los términos de rango mayor y rango menor (según Bosellini *et al.*, 1989).

7

ASOCIACIONES DE FACIES

- 7.1.- Distribución areal y temporal de las facies
 - 7.1.1.- Cambios verticales de facies
 - 7.1.2.- Cambios laterales de facies
 - 7.1.3.- Cambios oblicuos de facies
- 7.2.- La ley o regla de Walther
- 7.3.- Secuencias de facies
 - 7.3.1.- Secuencia elemental
 - 7.3.2.- Diagramas de relación de facies
 - 7.3.3.- Tipos de secuencias de facies
 - 7.3.4.- Paneles de facies
- 7.4.- Modelos de facies y ejemplos de asociaciones de facies
 - 7.4.1.- Ejemplos de asociaciones de facies fluviales
 - 7.4.2.- Ejemplos de asociaciones de facies lacustres
 - 7.4.3.- Ejemplos de asociaciones de facies costeras terrígenas
 - 7.4.4.- Ejemplos de asociaciones de facies de llanuras de mareas terrígenas
 - 7.4.5.- Ejemplos de asociaciones de facies evaporíticas marinas
 - 7.4.6.- Ejemplos de asociaciones de facies de plataformas y llanuras de mareas carbonatadas
 - 7.4.7.- Ejemplos de asociaciones de facies turbidíticas

Definido en el capítulo anterior el concepto de facies se tratará, en éste, sobre las variaciones que presenta, en cualquier dirección, una facies determinada y sobre los factores que regulan dichos cambios. El estudio de los cambios de facies y el establecimiento de las asociaciones de facies constituye la herramienta fundamental para la caracterización de los ambientes de formación de las rocas sedimentarias antiguas, de diferentes edades, por comparación con los medios actuales.

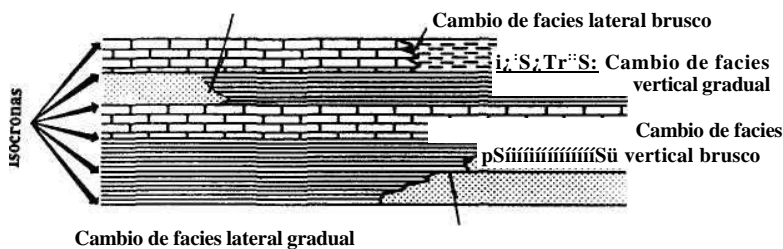
Se llama "*asociación de facies*" a la distribución ordenada de varias facies elementales, genéticamente relacionadas. Una asociación de facies debe cumplir dos condiciones: 1^a.- Que se trate de facies que se encuentren juntas, y 2^a.- Que estén genéticamente (ambientalmente) relacionadas entre sí. Al estudiar secciones estra-tigráficas detalladas, las asociaciones de facies se reconocen a partir de su expresión vertical, a la que se llama *secuencia de facies* o *secuencia elemental*, la cual consiste en un módulo formado por la superposición vertical de dos o más facies genéticamente relacionadas que se repite periódicamente.

Una facies individual puede tener poco valor en una interpretación genética, sin embargo el análisis de las asociaciones de facies y secuencias de facies permite la reconstrucción de la historia sedimentaria de unos materiales. Mientras que una facies concreta es generalmente poco significativa de un medio sedimentario, una asociación de facies (o su expresión vertical, la secuencia de facies) refleja la actividad de un proceso de un determinado medio sedimentario, lo que puede llegar a ser un excelente criterio de diagnóstico del medio, en materiales antiguos.

7.1.- DISTRIBUCIÓN AREAL Y TEMPORAL DE LAS FACIES

Toda facies determinada tiene unos límites definidos, en el espacio (arealmente) y en el tiempo (cronoestratigráficamente) cuyas dimensiones pueden ser extraordinariamente diferentes de unos casos a otros. Arealmente los límites de una litofacies son los límites del litotopo y los de las biofacies los del biotopo, los cuales presentan extensiones muy variables; en definitiva la extensión areal de unas facies viene regulada por la superficie que ocupase el sector del medio sedimentario, con características homogéneas, en el

que tuvo lugar su depósito. En cuanto a la relación con el tiempo resulta fundamental conocer la posición de las diferentes facies con respecto a las líneas de igualdad de tiempo (isócronas), las cuales están representadas en los estratos por las propias superficies depo-sicionales (fig. 7.1).



Cambio de facies oblicuo

Figura 7.1.- Tipos de cambios de facies.

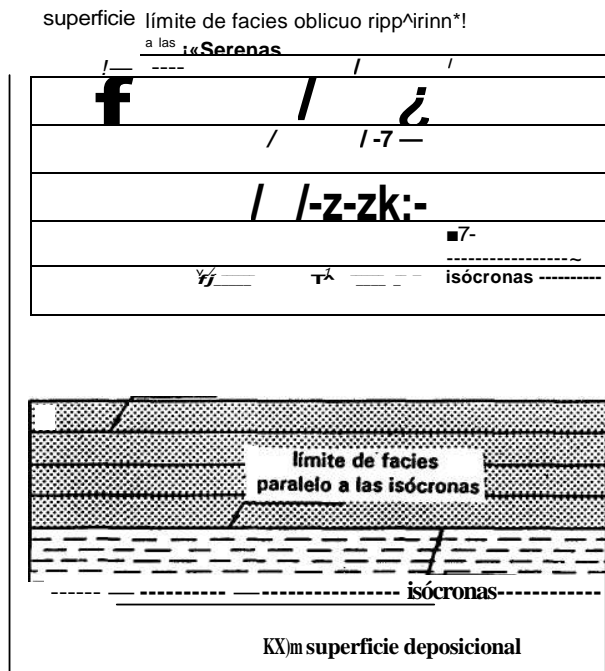
De acuerdo con la posición de los cambios de facies con respecto a las superficies de estratificación se pueden diferenciar tres tipos: a.- *cambios laterales de facies* son aquellos que ocurren entre dos facies comprendidas entre dos líneas isócronas y por tanto marcan el paso de una facies a otra coetánea (fig. 7.1). La superficie de cambio es perpendicular a las superficies deposicionales. b.- *cambios verticales de facies* son aquellos que separan dos facies depositadas en intervalos de tiempo sucesivos y en las que su límite es una superficie deposicional (figs. 7.1 y 7.2A). c.- *cambios oblicuos de facies* son aquellos en los que tienen lugar, simultáneamente cambios de facies laterales y verticales, de manera que hay una banda que en su conjunto es oblicua a las líneas isócronas (fig. 7.2B), en la que tiene lugar el paso de una facies a otras.

De ellos, los cambios oblicuos, que son bastantes frecuentes, son los que regulan las asociaciones de facies, por lo que tienen un gran interés en la interpretación genética de las rocas sedimentarias.

Para cada uno de los tipos de cambios de facies, y más concretamente cuando se refieren a cambios de litofacies, se puede hablar, a su vez, de cambios bruscos y graduales. En los cambios bruscos los dos materiales de diferente litofacies se separan por una superficie muy neta. En los cambios de facies graduales el paso de un material a otro se hace a través de un sector con características litológicas intermedias.

7.1.1.- Cambios verticales de facies

Los cambios verticales de facies son los que provocan la superposición de materiales de diferentes propiedades (litología y/o diferente contenido fosilífero). Las dos facies están separadas por una superficie deposicional (o superficie de estratificación), que se



B

1-10km

Figura 7.2.- Figura original de Bosellini *et al.* (1989) en la que se muestra gráficamente la relación entre los cambios de facies y las líneas isócronas.

puede considerar como una **superficie isócrona**. Cuando se habla de cambio vertical de facies se alude a la relación entre dos facies depositadas una después que otra, sin que haya mediado una interrupción sedimentaria medible entre ambos depósitos.

Los cambios verticales de facies (especialmente referidos a lito-facies) pueden ser de dos tipos muy diferentes: bruscos y graduales. En los cambios verticales bruscos entre las dos facies media una superficie muy neta de cambio, reconocible en el campo, coincidente con una superficie de estratificación neta y fácilmente detectable con técnicas de geología del subsuelo (sísmica y diagráfías). Por el contrario en los cambios verticales de facies graduales el paso de una facies a otra se hace de manera que hay una banda (contacto difuso), paralela a la estratificación, en la que se pasa de una facies a la otra de una manera progresiva.

Genéticamente, cada uno de los tipos, tiene un significado muy claro y diferente: un cambio brusco de litofacies se debe a un cambio radical y rápido de las condiciones sedimentarias, mientras que el cambio gradual indica que el paso de unas condiciones genéticas a otras se efectuó muy lentamente. Existen numerosos ejemplos de facies (y de estratos) en los que el muro es neto y el techo difuso,

indicando un depósito que se inició bruscamente y que terminó mucho más gradualmente. Un excelente ejemplo de este tipo de facies (y de estratos) lo constituyen los depósitos de corrientes de turbidez que presentan muros muy netos (con un cambio textural muy brusco con respecto al material infrayacente) y techos graduales, en los que se pasa poco a poco al material suprayacente.

7.1.2.- Cambios laterales de facies

Para un momento determinado del depósito (el actual o cualquiera del pasado) toda facies definida ocupa un área concreta (lito-topo en el caso que se refiera a litofacies y biotopo cuando alude a biofacies) con unas dimensiones determinadas que pueden ser medidas. Los límites de los litotopos (y biotopos) pueden ser de dos tipos: con otro litotopo (o biotopo) o con un área sin depósito. En el primer caso una facies pasa a otra, mediante un cambio lateral de litofacies. En el segundo, por el contrario, se trata de un acuñaamiento, en el que una facies lateralmente no tiene representación por no haber tenido lugar depósito coetáneo.

Los cambios laterales de facies (en especial los de litofacies) pueden ser *bruscos* de manera que a partir de una línea neta los materiales tengan litofacies totalmente diferentes o *graduales* de manera que exista una franja de transición gradual entre los dos tipos de litofacies. Cuando se estudian las relaciones laterales de dos unidades litoestratigráficas yuxtapuestas se aplican también, aunque evidentemente a mayor escala, estos conceptos de cambio brusco y gradual.

Genéticamente cada uno de estos subtipos del cambio lateral tiene su significado. Los cambios laterales bruscos reflejan usualmente los límites entre medios sedimentarios diferentes o entre sectores diferentes dentro de un mismo medio, pero con condiciones sedimentarias muy distintas. Los cambios graduales indican, por el contrario, sectores dentro de un mismo medio sedimentario en los que ocurrían cambios muy graduales de las condiciones de sedimentación.

7.1.3.- Cambios oblicuos de facies

Uno de los aspectos más interesantes del estudio de los cambios de facies es la relación de los mismos con respecto a las líneas isócronas. Como ya se dijo, la manera más simple de reconocer estas líneas isócronas consiste en considerar las superficies deposicionales como tales. El cambio oblicuo de facies se caracteriza por el paso lateral y vertical, simultáneamente, de una facies a otra, el cual ocurre en una franja o sector que corta oblicuamente a dichas superficies isócronas (fig. 7.2B).

La diferenciación de un cambio oblicuo de facies en la práctica, con gran frecuencia, resulta compleja ya que a pequeña escala, en

un afloramiento concreto, los cambios verticales de facies observados parecen cambios coincidentes con líneas isócronas (o superficies de estratificación). Para detectar un cambio oblicuo de facies es necesario observar claramente sus relaciones geométricas en superficies con buenas condiciones de observación que muestren en amplias extensiones las superficies de estratificación y la distribución de las facies. En la figura 7.2, original de Bosellini *et al.* (1989), se representa un orden de magnitud que facilita comprender esta idea, ya que se indica como el cambio oblicuo para un paquete de 5 metros de espesor de materiales se puede realizar a través de una franja de varias decenas de metros de anchura, por lo que para su observación es necesario disponer de cortes naturales amplios de un centenar de metros, como pueden ser las paredes de ríos encajados. En estos cortes de buena calidad de observación se elaboran paneles de facies (sobre los que se tratará después) en los que se realiza la escala vertical lo que facilitará el detectar y el mostrar gráficamente la posición de los cambios oblicuos de facies.

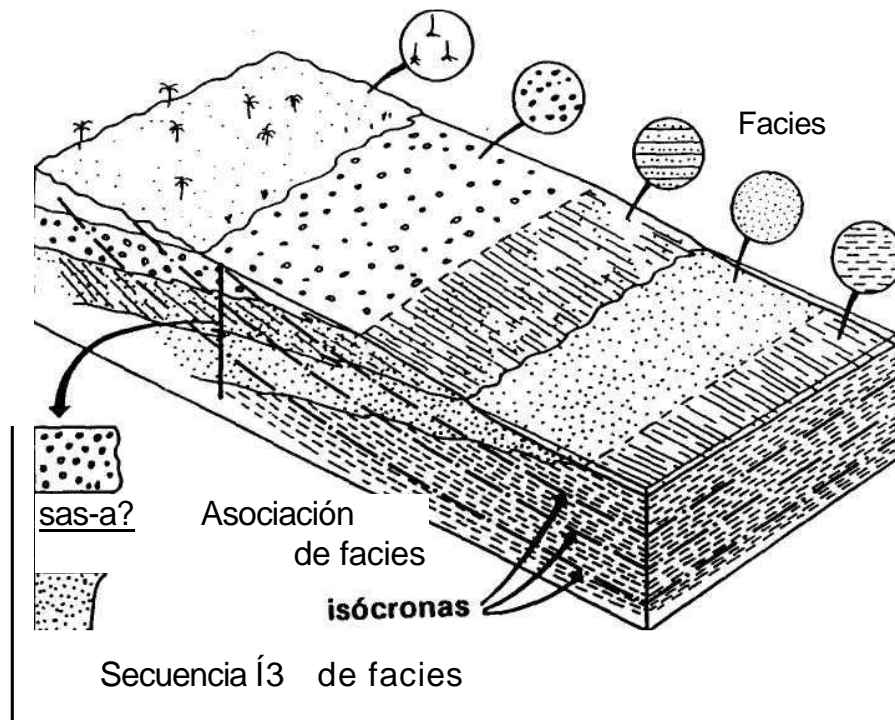
Cuando no se dispone de cortes naturales de gran calidad de observación, hay que recurrir a las más diferentes estrategias para llegar a valorar la existencia de cambios oblicuos de facies. Una de ellas consiste en la comparación detallada de numerosas secciones estratigráficas de sectores cercanos y de las que se dispongan de un minucioso control de edad, basado en criterios diversos (fósiles, paleomagnetismo, niveles guía, etc.). En el caso de los perfiles sísmicos recuérdese que cada superficie reflectante se puede considerar como una superficie isócrona, con lo que se facilita el reconocimiento de estos cambios oblicuos de facies al poder relacionar los límites de unidades litosísmicas y los niveles reflectantes. Los cambios oblicuos de facies serían aquellos en los que las facies sísmicas tienen límites oblicuos a las superficies reflectantes.

7.2.- LA LEY O REGLA DE WALTHER

Desde los primeros estudios de las rocas estratificadas llamó la atención la interrelación entre los cambios laterales y verticales de facies, y, más concretamente, **lo que se acaba de describir con el nombre de cambios oblicuos de facies.** Por otra parte se fue constatando, que dentro de un medio sedimentario, para un momento determinado (superficie actual en medios recientes y superficie deposicional de tiempos pasados) las facies se distribuyen superficialmente con un orden o polaridad determinada, regulada por las condiciones genéticas reinantes. Por otra parte se ha demostrado reiteradamente que la posición que ocupaba cada una de las facies ha cambiado a lo largo del tiempo debido a modificaciones del medio (cambios en los aportes, cambios en la subsidencia, cambios del nivel del mar, etc.), lo que ha provocado que facies que un momento estaban adyacentes, pudieran llegar a colocarse una encima de otra.

Walther (1893-94), antes de que la Estratigrafía se individualizara como ciencia, ya emitió un principio que es conocido usualmente como la "ley de Walther" que regula esta relación. **La ley de Walther es una expresión del concepto general de polaridad sedimentaria antes aludido y se refiere, exclusivamente, a las asociaciones de facies en las que no medien discontinuidades estratigráficas y para materiales dentro de una misma región y genéticamente relacionados. Plantea que en esas condiciones con gran frecuencia "las facies que se encuentran superpuestas se encuentran también yuxtapuestas con la misma ordenación".** Este principio, emitido hace un siglo, pasó desapercibido en el trabajo geológico y estratigráfico hasta los años sesenta, en los que hay que destacar la aportación de Shaw (1964) quien planteó unas ideas semejantes, reconociendo en su libro que Walther ya las había propuesto al final del siglo anterior. Fue Middleton (1973) quien la bautizó con el nombre "Ley de Walther" en honor de su autor. Hallam (1981) prefiere llamarlo "regla" de Walther, ya que según dicho autor las leyes son de la Física, mientras que en Geología solamente hay reglas o normas.

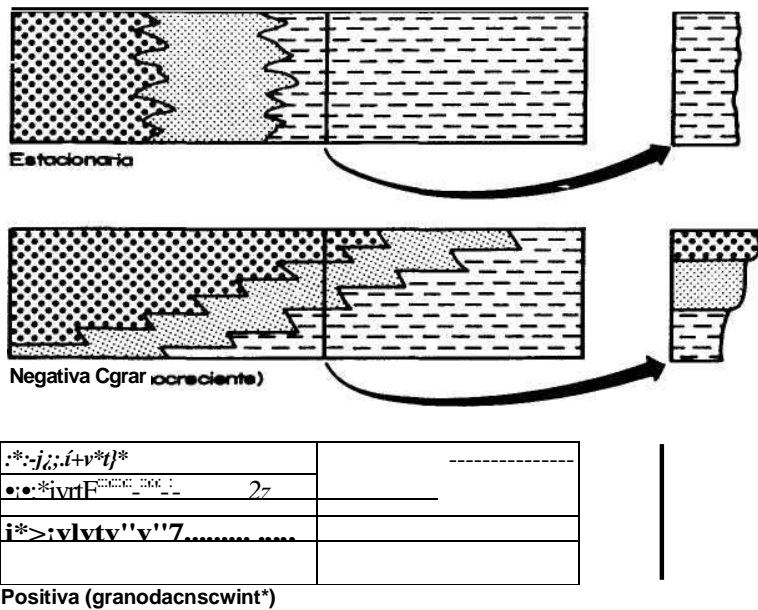
De acuerdo con esta ley (o regla) cuando tienen lugar cambios oblicuos, las facies se presentan ordenadas simultáneamente en sen-



tido lateral y vertical, de manera que las facies en la actualidad se encuentran yuxtapuestas se disponen, además, superpuestas formando una "asociación de facies", que en la vertical se refleja en una "secuencia de facies". En la figura 7.3 se representa un caso idealizado de aplicación de la ley de Walther a la relación tridimensional de facies en medios costeros en los que se diferencian cinco litotopos cuya posición cambia con el tiempo, ya que tienden a desplazarse hacia el mar. Para cada una de las isócronas marcadas los límites entre las distintas facies cambian con respecto a la precedente de manera que se producen cambios oblicuos de facies entre los diferentes tipos. Haciendo un sondeo en las áreas más próximas se cortarían las mismas facies y en el mismo orden que al desplazarse desde el punto del sondeo hacia las partes más distales de la cuenca. Aplicada esta idea en el estudio de medios actuales al realizar sondeos de algunas decenas de metros de profundidad con mucha frecuencia se cortan todas (a veces incluso repetidamente) las facies que se observan en la actualidad una al lado de la otra. Así por ejemplo sondeando en la zona supramareal de una llanura de mareas, con mucha probabilidad se cortarían materiales de las zonas supra-, inter- y submareal, formando secuencias de facies, en las que el orden es el mismo que el que muestran actualmente en la horizontal. Cada secuencia de facies será el reflejo de un cambio de las condiciones que rigen la sedimentación en un intervalo de tiempo concreto.

Como se indica gráficamente tanto en la figura 7.3 como en la 7.4, la relación tridimensional de las facies es la asociación de facies y la expresión vertical de la misma es la secuencia de facies.

Años después de la emisión de esta ley (o regla) se conocen muy bien las condiciones en las que se cumple. Se trata, especialmente, de medios sedimentarios en los que se diferencien diversos sectores con distintas facies (litotopos, cuando se refieren a las lito-facies) y cuyos límites sean graduales. En estos medios para que los límites entre los diferentes litotopos permanezcan en una misma posición es necesario que para cada intervalo de tiempo el volumen de aportes sea exactamente igual a la acomodación (volumen de hueco dejado por la subida relativa del nivel del mar capaz de recibir sedimentos) con lo que se tendría una distribución homogénea de las facies o una *secuencia estacionaria* (fig. 7.4). Esto ocurre en la naturaleza raramente, de manera que lo frecuente es que los aportes sean mayores que la acomodación con lo que se tendría una *secuencia granocreciente o negativa* (fig. 7.4) ya que los litotopos más proximales tiendan a desplazarse hacia el interior de la cuenca y colocarse sobre los más distales, o lo contrario, que la acomodación supere a los aportes con lo que los litotopos más distales se colocan sobre los más proximales dando una *secuencia positiva o secuencia granodecreciente* (fig. 7.4). Los términos negativo y positivo, utilizados como sinónimos de granocreciente y granodecreciente, respectivamente, fueron introducidos en la nomenclatura



ASOCIACIONES DE FACES

- [urinH] *Margas marinas*
- [horizontal line] *Aranas y limos costaras y marinas someras Conglomerados y arenas fluviales*
- [dotted]

Figura 7.4.- Figura original de Bosellini *et al.* (1989) en la que se muestra gráficamente la relación entre facies, asociaciones de facies y secuencias de facies. En las secuencias negativas (granocrecientes) y las positivas (granodecrecientes) se cumple la Ley de Walther.

estratigráfica por Lombard (1956) y se siguen utilizando con las acepciones originales. Al estudio específico de las secuencias, incluyendo su reconocimiento, su distribución vertical y su interpretación se le denomina *análisis secuencial* (Lombard, 1956; Delfaud, 1972). Este análisis secuencial constituye una de las herramientas más utilizadas en los estudios sedimentológicos, hasta el punto que la interpretación de medios sedimentarios antiguos se hace, en la mayoría de los casos, comparando las secuencias deducidas en los medios actuales (o recientes) con las establecidas en los materiales antiguos. Este análisis secuencial se realiza usualmente durante el levantamiento de secciones estratigráficas detalladas (ver capítulo 11).

Los cambios bruscos que afectan a un medio sedimentario (o conjunto de medios) pueden romper el equilibrio entre los factores

que controlan la sedimentación y quedar marcados en superficies de discontinuidad en las que no se cumple la ley de Walther. Con gran frecuencia en los medios sedimentarios antiguos se tienen intervalos superpuestos en los que se cumple la ley de Walther separados por superficies de cambio brusco en la que se vuelve a condiciones similares a las iniciales.

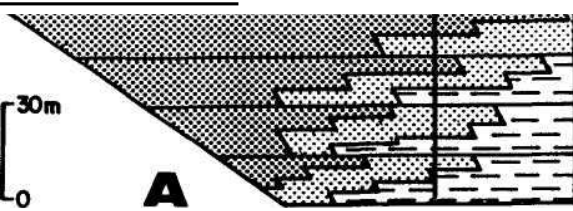
En la figura 7.5 se presentan tres conjuntos de cuatro asociaciones de facies superpuestas en las que dentro de cada una de ellas se cumple la ley de Walther de manera que las facies costeras se colocan sobre las marinas (secuencias de somerización). Las superficies de separación de cada asociación de facies con la suprayacente indica una etapa de profundización rápida (en la que evidentemente no se cumple la ley de Walther) y que se debe a un cambio brusco del nivel relativo del mar, ocasionado por una subida real del nivel del mar (subida eustática) o una bajada del fondo ocasionada por una subsidencia brusca. Los tres conjuntos representados son los resultantes según las variaciones entre el aporte sedimentario neto (volumen sedimentario acumulado en una zona marginal de una cuenca) y el volumen de espacio libre originado por un levantamiento relativo del nivel del mar que pueda ser ocupado por los sedimentos (acomodación). Cuando los aportes superan al volumen dejado por el levantamiento relativo del mar, al final de cada asociación de facies, la línea de costas tiende a migrar hacia el interior de la cuenca marina con lo que se tiene una *evolución regresiva* (fig. 7.5A). Cuando entre ambos hay equilibrio los finales de las asociaciones de facies son coincidentes y se tienen una *evolución estacionaria* (fig. 7.5B). Mientras que si los aportes son inferiores al volumen dejado por el levantamiento relativo del nivel del mar la línea de costas al final de cada asociación de facies tiende a desplazarse hacia el continente con lo que se tiene una *evolución transgresiva* (fig. 7.5C). A los conceptos de transgresión y regresión y al estudio de los cambios relativos del nivel del mar se dedica el capítulo 20 de este libro.

Concretamente en los medios deltaicos dominan los episodios en los que los aportes superan a la acomodación, de manera que los ambientes más continentales (llanura deltaica y frente deltaico) migran sobre los más marinos (prodelta). Los diferentes episodios están separados entre sí por superficies que jalonan una profundización brusca del medio, ocasionada por incrementos episódicos de la subsidencia, generalmente acompañada por una interrupción del proceso de escasa duración, y que separan dos intervalos de sedimentación en los que los materiales se disponen cumpliendo la ley de Walther (Fig. 7.6). Las unidades litoestratigráficas que resultan de estos intervalos de sedimentación son de escala decamétrica o hectométrica en la vertical y de escala kilométrica en la horizontal.

A escala aún mayor también se cumple la ley de Walther. En la figura 7.7 se reproduce un ejemplo en el que cuatro unidades litoestratigráficas de más de un centenar de kilómetros de longitud y

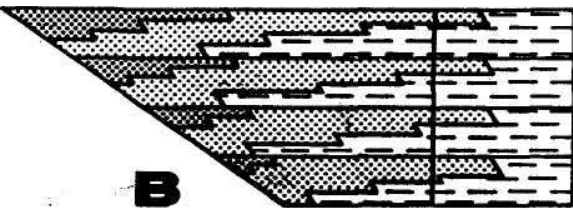
varios centenares de metros de potencia se relacionan lateral y vertical mente de acuerdo con la citada ley. Corresponde a materiales del Kimmeridgiense-Hauteriviense de la cuenca de Neuquén en Argentina y la geometría de las unidades y sus relaciones, litologías y edades detalladas se conocen a partir de perfiles sísmicos y de numerosos sondeos. Los materiales que se superponen de muro a techo son: depósitos de cuenca, depósitos de plataforma, depósitos

Aportes > levantamiento relativo del nivel del mar



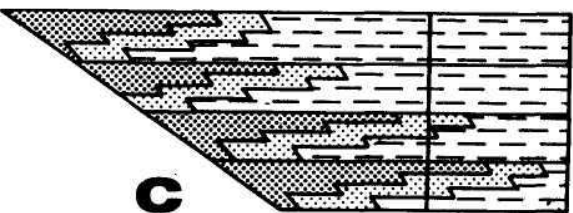
EVOLUCIÓN REGRESIVA

Aportes = levantamiento relativo del nivel del mar



EVOLUCIÓN ESTACIONARIA

Aportes < levantamiento relativo del nivel del mar



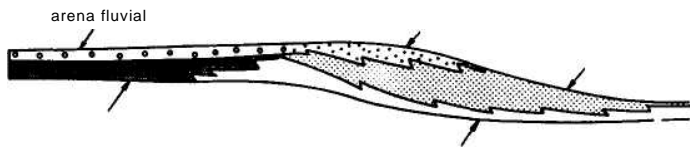
EVOLUCIÓN TRANSGRESIVA

**I Sedimentos de I llanura costera
Sedimentos marinos someros**

Elementos deposicionales (litotopos)



FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES lutita y arena fina de la llanura deltaica inferior (localmente: lignitos o niveles de playa)

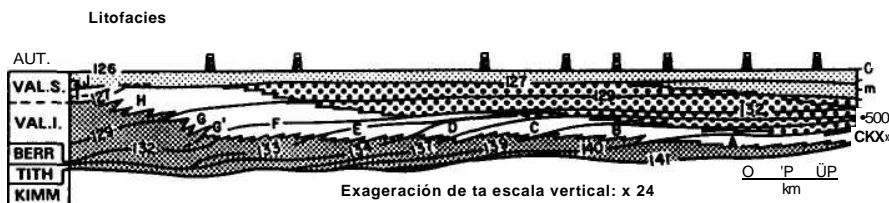


arena de barra de desembocadura proximal
arena y limo de barra de desembocadura distal
lutita marina
superficie de interrupción sedimentaria

Figura 7.6.- Ejemplo de aplicación de la Ley de Walther en un delta progradante. En cada episodio de progradación las facies yuxtapuestas (A: llanura deltaica; B: frente del delta y prodelta; C: plataforma marina) se superponen. Original de Bosellini *et al.* (1989)

marinos marginales y depósitos continentales-costeros, se encuentran igualmente yuxtapuestos, con la misma ordenación, desde el NW hacia el SE (ver por ejemplo isócrona 127 Ma). En conjunto corresponde a un depósito en un borde de un continente en el que durante un intervalo de 15 millones de años (desde hace 141 a 126 Ma B.P.) la línea de costas ha migrado desde el SE hacia el NW más de un centenar de kilómetros, dando una evolución regresiva (la línea de costa avanza hacia el mar).

A NW
A' SE



Depósitos continentales y costeros

Depósitos marinos marginales

7.3.- SECUENCIAS DE FACIES

Como ya se ha dicho, con el nombre de *secuencia de facies* se denomina a la sucesión vertical que refleja la ordenación temporal de las facies en dispositivos sedimentarios e intervalos de tiempo en los que se cumple la ley (o regla) de Walther. Las secuencias de facies son la expresión en la vertical de las asociaciones de facies (figs. 7.3 y 7.4).

7.3.1.- Secuencia elemental o secuencia de facies

Se define como "*secuencia elemental*" o "*secuencia de facies*" al módulo formado por dos o más facies que se repiten ordenadamente en una sección estratigráfica. Se utilizan estos términos (secuencia elemental o secuencia de facies) como términos que sirvan en el trabajo normal de campo y que faciliten el estudio de las ordenaciones de las facies. Por ello se llama *secuencia de primer orden* a la secuencia de orden menor diferenciable en una asociación de facies. Cuando las secuencias de primer orden se pueden asociar en grupos de dos o más por su afinidad de facies, se definen las *secuencias de segundo orden*, las cuales a su vez se pueden asociar en secuencias de orden mayor, utilizando la jerarquización desde la escala elemental (primer orden) normalmente de un orden decimétrico a métrico a escalas progresivamente ascendentes (varios metros o decenas de metros).

La técnica utilizada para diferenciar las secuencias de facies en una sección estratigráfica es la denominada *análisis secuencial*, introducida y desarrollada ampliamente por Lombard (1956). Esta técnica consiste en un sistema simple de representación gráfica en la que se van mostrando la distribución vertical de las facies, ordenadas de mayor a menor energía del medio, que en caso de los materiales detríticos es de mayor a menor tamaño medio de grano. Se define como *secuencia tipo* a la secuencia elemental, virtual o real, que se repite en una sucesión estratigráfica y que comprende a todas las facies presentes en el orden en el que aparecen en una sección estratigráfica. Lombard (1956) definió como *secuencias positivas* (fig. 7.4) aquellas en las que hacia el techo se disponen las facies de energía cada vez menor y como *secuencias negativas* (fig. 7.4) las que pasan hacia el techo a facies de mayor energía. Estos términos descriptivos siguen usándose en la actualidad con idéntico significado, aunque cada vez más tienden a ser sustituidos por términos alusivos a la evolución textural (p.ej. secuencia granocrecientes) o la evolución genética (p.ej. secuencias de somerización).

7.3.2.- Diagramas de relación de facies

Las relaciones de facies pueden ser estudiadas por otras técnicas más complejas que el análisis secuencial. Diferentes autores (Cant y

Walker, 1976; Walker, 1984a) han utilizado los diagramas de facies que son representaciones gráficas en tela de araña en las que se indican las relaciones entre todas las facies posibles.

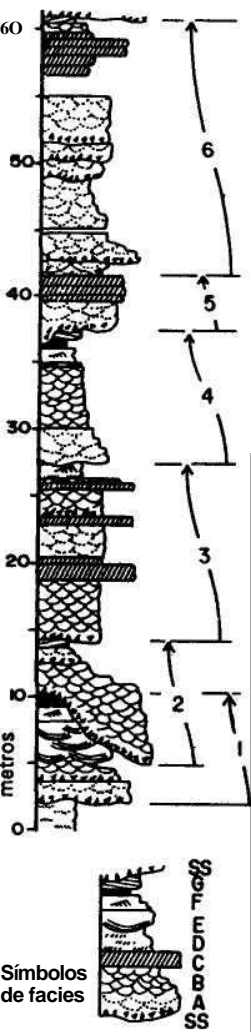
Esta técnica ha sido completada por un análisis estadístico de multivariable que marca la probabilidad de tránsito de unas facies a otras y muestra las tendencias más frecuentes. Algunos autores aplican el método de las cadenas de Markov con el fin de obtener una mayor fiabilidad de los resultados (ver Miall, 1984).

En todos los casos se trata de definir las facies individuales representadas en una unidad y después establecer la probabilidad de relación entre todas ellas, deduciendo con ello las relaciones más frecuentes expresadas numéricamente. Aplicando la misma metodología a materiales de medios sedimentarios recientes se obtienen patrones de referencia que puedan servir para la interpretación genética de materiales antiguos.

En la figura 7.8 se reproduce una figura original de Cant y Walker (1976) correspondiente a depósitos de ríos trenzados del Devónico en Quebec (Canadá), que ha sido reproducida en múltiples libros posteriores, y en la que se expresa gráficamente el concepto de diagrama de relación de facies. Para una sección estratigráfica real de materiales detríticos en la que se delimitan varias secuencias decamétricas (del 1 al 6 en la figura) se elabora el diagrama de relación de facies. Para ello inicialmente se elabora una secuencia ideal (de muro a techo: SS, A, B, C, D, E, F, G), cuya clave de facies individuales se detalla al pie de la figura. A partir de la sección estratigráfica medida (de la que solo se representa una parte) se establecen las relaciones de facies observadas indicando con flechas las relaciones entre cada dos tipos de facies (la punta de la flecha señala la facies superpuesta) y diferenciando los cambios bruscos (línea continua) y los graduales (línea discontinua), con lo que se construye la "tela de araña". Entre dos facies pueden existir cuatro tipos de relación: que se superpongan una a otra de diferente manera (A sobre B y B sobre A) y, en cada caso, que el paso sea gradual o brusco. En la siguiente parte de la figura se expresa gráfica y numéricamente la probabilidad binomial de relación aleatoria entre cada dos tipos de facies, a partir de datos de tablas numéricas que se encuentran en el trabajo original (Cant y Walker, 1976) o los posteriores (Walker, 1984; Reading, 1986b). Finalmente en el recuadro inferior se indican las relaciones preferentes de facies no aleatorias y la interpretación de las facies y asociaciones de facies elaborada por los citados autores, en la que se diferencian los depósitos de fondo de canal (SS), los del interior del canal (B,C,E), lo^c. de barra (D) y los de acreción vertical en llanuras de inundación (F-G).

7.3.3.- Tipos de secuencias de facies

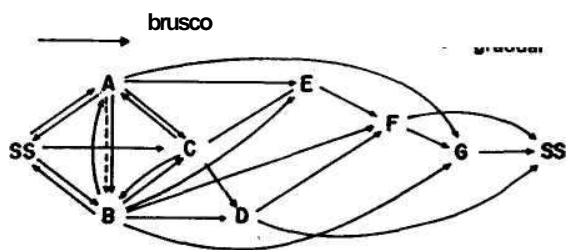
El análisis de secuencias de facies, en diferentes casos reales, permite diferenciar varios tipos simples de secuencias elementales de facies.



DIAGRAMAS DE ASOCIACIÓN DE FACIES

Canty Walker, 1976; Walker, 1984; Harper, 1984

RELACIONES DE FACIES OBSERVADAS



PROBABILIDAD BINOMIAL DE RELACIÓN

0,0002

1202

10/D461

$\frac{0,0002}{6}$

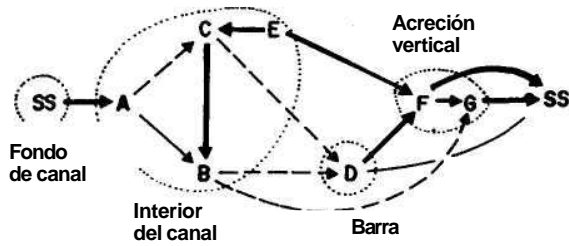


Figura 7.8.- Ejemplo de diagrama de relación de facies en "tela de araña" propuesto por Cant y Walker (1974) y completado por Walker (1984). La sección estratigráfica, reproducida parcialmente, corresponde a materiales predominantemente areniscosos del Devónico de Quebec (Canadá). Facies: SS.-Superficies erosivas. A.- Areniscas con estratificación cruzada en surco poco definidas. B.- ídem, bien definidas. C.- Areniscas con estratificación cruzada tabular de gran escala. D.- ídem, pequeña escala. E.- Areniscas de rellenos de canales menores. F.- Lutitas y areniscas finas con laminación cruzada en surco. G.- Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo. Explicación en el texto.

- Secuencias granocrecientes (*coarsening-upward sequences*).-Son aquellas en las que hacia el techo de la secuencia se localizan ordenadamente materiales de facies detríticas más gruesas (figs. 7.4

y 7.9B). El tamaño medio del grano de los materiales crece desde muro a techo. En secuencias totalmente detríticas equivalen a las secuencias negativas de Lombard (1956).

- Secuencias granodecrecientes (*fining-upward sequences*).- Son aquellas en las que hacia el techo de la secuencia se localizan ordenadamente materiales de facies detríticas más finas (figs. 7.4 y 7.9A). El tamaño medio del grano de los materiales decrece desde muro a techo. En secuencias totalmente detríticas equivalen a las secuencias positivas de Lombard (1956).

- Secuencias de somerización (*shallowing-upward sequences*).- Son aquellas en las que hacia el techo de la secuencia se localizan ordenadamente materiales de medios más someros terminando usualmente con episodios de emersión (fig. 7.9C). Se aplican tanto a medios marinos como medios lacustres, siempre que dispongan de datos de batimetría, al menos relativos que demuestren una progresiva reducción de profundidad. En medios marinos carbonatados con desarrollo de barras oolíticas (*oolite shoals*) se han definido las secuencias de progradación de barras (*shoaling sequences* de Gawthorpe y Gutteridge, 1990) para definir secuencias de somerización de energía creciente que se inician con un intervalo agradante y terminan con los depósitos progradantes de barras oolíticas.

- Secuencias de profundización (*deepening-upward sequences*).- Son aquellas en las que hacia el techo de la secuencia se disponen materiales progresivamente más profundos. Se aplican tanto a medios marinos como lacustres, siempre que dispongan de datos de batimetría, al menos relativos (fig. 7.9D).

A estos términos relativos a secuencias elementales se pueden unir los ya relacionados (capítulo 2) de ordenación de espesores de los estratos o de las propias secuencias elementales, como son las secuencias estratocrecientes (*thickening-upward sequences*), estratodecrecientes (*thinning-upward sequences*) y en haces, que se ilustraban en la figura 2.4. Los términos grano-creciente/granodecreciente y estratocreciente/estratodecreciente se utilizan simultáneamente, y no están necesariamente interrelacionados, de manera que pueden existir las cuatro combinaciones posibles:

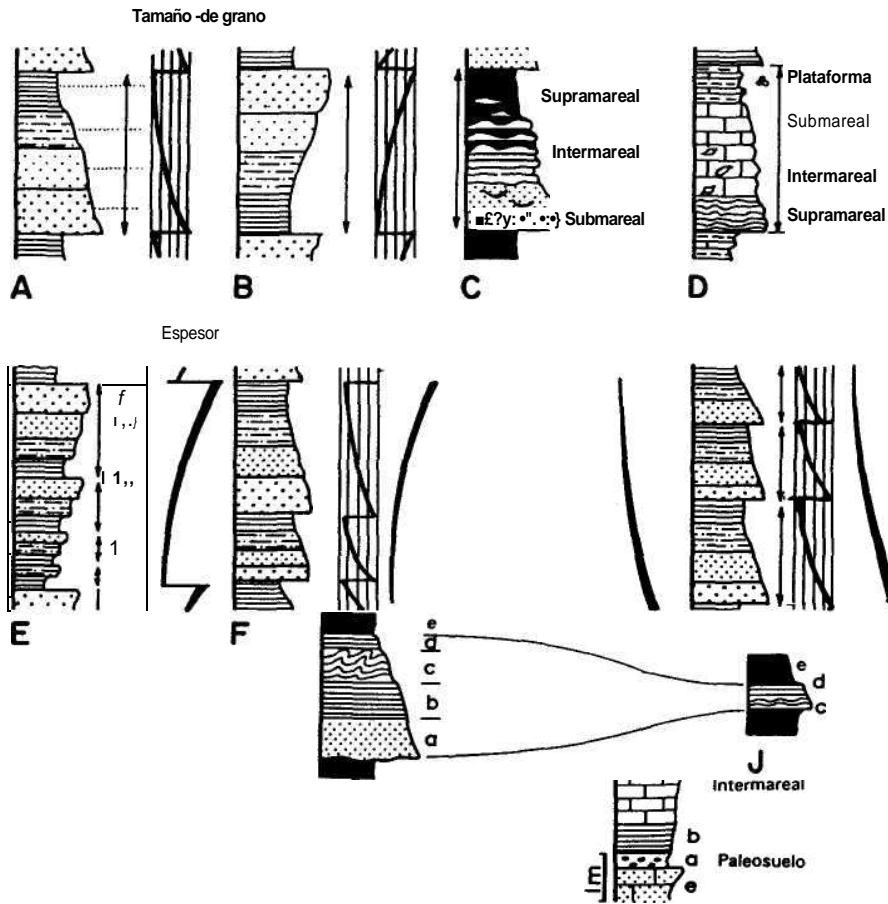
a.- "secuencias granocrecientes y estratocrecientes" (*coarsening and thickening-upward sequences*) en las que hacia el techo aumenta el tamaño medio de grano y aumenta el espesor de los estratos individuales (fig. 7.9E).

b.- "secuencias granodecrecientes y estratocrecientes" (*fining and thickening-upward sequences*) que son menos frecuentes y en ellas hacia el techo disminuye el tamaño de grano y aumenta el grosor de los estratos (fig. 7.9F).

c.- "secuencias granocrecientes y estratodecrecientes" (*coarsening and thinning-upward sequences*) en las que hacia el techo

aumenta el tamaño medio de grano y disminuye el espesor de los estratos (fig. 7.9G).

d.- "secuencias granodecipientes y estratodecipientes" (*fining and thinning-upward sequences*), bastante frecuentes, en las que hacia el techo disminuye tanto el tamaño medio de grano como el espesor de los estratos (fig. 7.9H).



I
L

Algunos tipos de secuencias elementales de facies han sido definidos con nombres propios. Un ejemplo es la "*secuencia de Bouma*", definida para materiales turbidíticos y que en la actualidad se le denomina con el nombre del autor que la definió por primera vez (Bouma, 1962). En la figura 7.91 se representa una secuencia de Bouma, reconocibles en niveles turbidíticos. Se trata de secuencias granodecrecientes, normalmente de escala decimétrica o métrica, y en la que diferencian cinco intervalos: a.- masivo o granoclasificación. b.- laminación paralela, c.- *ripples* de corrientes y/o *convolute lamination*. d.- laminación paralela, e.- lutita o pelita. En la figura 7.9J se representa una secuencia de Bouma incompleta en la que faltan los términos basales (a y b) y disminuye sustancialmente el espesor, correspondiente a partes más alejadas del área de procedencia de las corrientes de turbidez. En la figura 7.10 se reproduce parcialmente, y simplificada, una figura de Einsele (1992) en la que se muestra gráficamente la evolución lateral de niveles turbidíticos en los que en las partes más proximales presentan la secuencia de Bouma completa y en las partes más distales la secuencia se presenta incompleta faltando los intervalos inferiores.

Otro ejemplo de secuencia de facies con nombre propio es la "*secuencia (o ciclo) Loferítica*" (alusivo a un nombre local de los Alpes Austríacos) que define una secuencia de profundización (fig. 7.9K), de escala decamétrica, en materiales de plataforma marina somera, reconocida inicialmente en materiales del Triásico alpino (Fischer, 1964).

7.3.4.- Paneles de facies

Una técnica de gran interés para el reconocimiento y representación de las asociaciones de facies es la elaboración de paneles de facies. Con este nombre se denominan a las representaciones reales (a escala) de las relaciones de diferentes facies en un sector relativamente amplio. Para elaborar un panel de facies es necesario disponer de afloramientos con unas excelentes condiciones de observación. En unos casos se elaboran a partir de la observación de paredes naturales verticales (p.ej. cauces de ríos encajados, acantilados, etc.) ayudada con el uso de fotografías murales elaboradas desde puntos alejados, que faciliten el dibujo de las relaciones geométricas de las distintas facies o asociaciones de facies presentes. En otros casos se elaboran con la ayuda de las fotografías aéreas de regiones con excelentes condiciones de observación que permitan el seguimiento de algunas superficies deposicionales a larga distancia.

En los paneles de facies usualmente se realiza la escala vertical con respecto a la horizontal, con lo que se consigue, simultáneamente, que se vean mejor los cambios oblicuos de facies y que se parezca más a un gráfico elaborado a partir de un perfil sísmico,

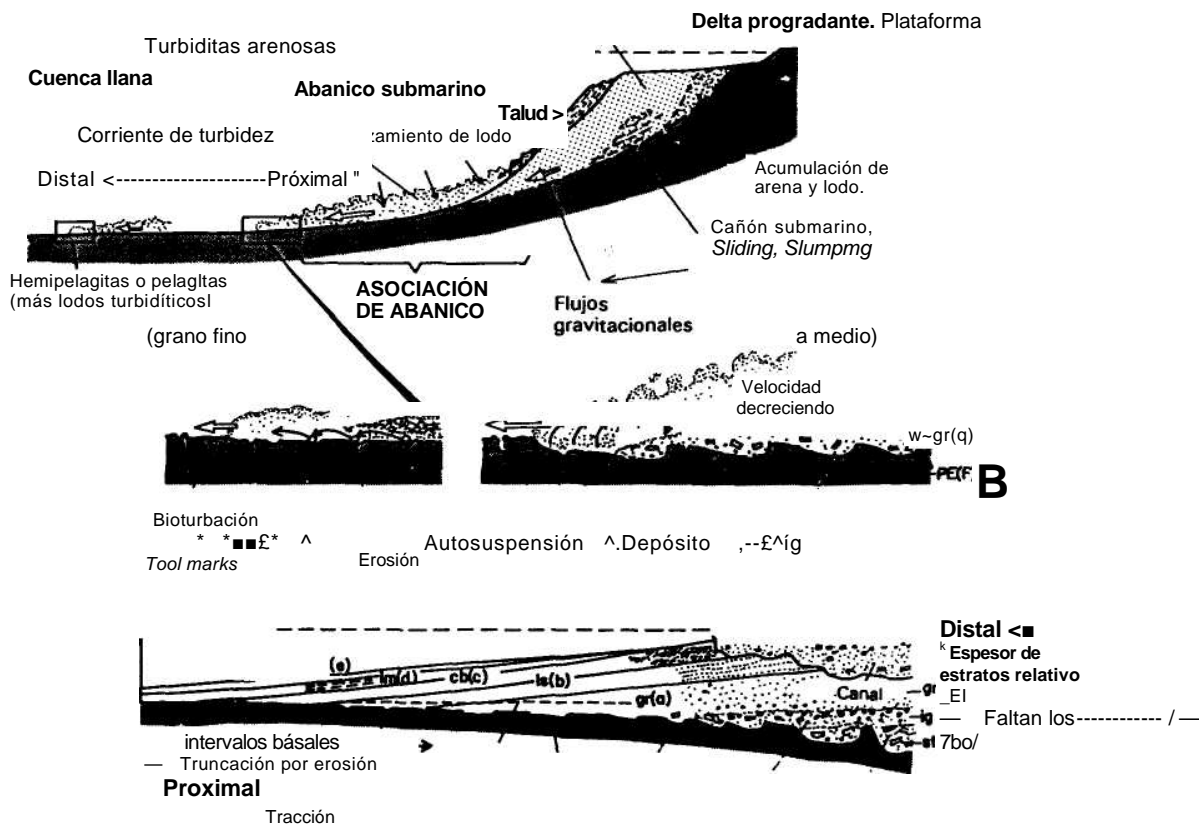


Figura 7.10.- La secuencia de Bouma en materiales turbidíticos. Modelo conceptual de la generación de las secuencias turbidíticas, simplificado de Einsele (1992). A.- Localización de las facies turbidíticas más frecuentes en los fondos marinos actuales. B.- Turbiditas distales con muro no erosivo y secuencia de Bouma incompleta (faltan los intervalos inferiores). C.- Turbiditas próximas con la secuencia de Bouma completa, con sus cinco intervalos a (masivo o granoclasificación), b (laminación), c (*ripples* de corrientes y *convolute lamination*), d (laminación) y e (lutita o pelita). D.- Evolución lateral de la secuencia de Bouma en una capa de turbiditas desde las partes más proximales a las más distales. En C y D las siglas tienen el siguiente significado: PE(e).- depósito de lutita (pelita). Lm(d).- intervalo d con laminación. ls(b).- intervalo b con laminación. gr(a).- intervalo a con granoclasificación. gr.-granoclasificación normal, ig.-granoclasificación inversa, st.- estructuras sedimentarias debidas a corrientes de tracción.

con los que normalmente se comparan para hacer interpretaciones. En la figura 7.11 se reproduce un ejemplo de panel de facies (original de Robles y Valles, 1984) en el que se pueden observar múltiples sectores en los que se cumple la ley de Walther, así como algunas superficies (las que separan megasecuencias) que rompen esta tendencia y marcan momentos de ruptura de las condiciones sedimentarias.

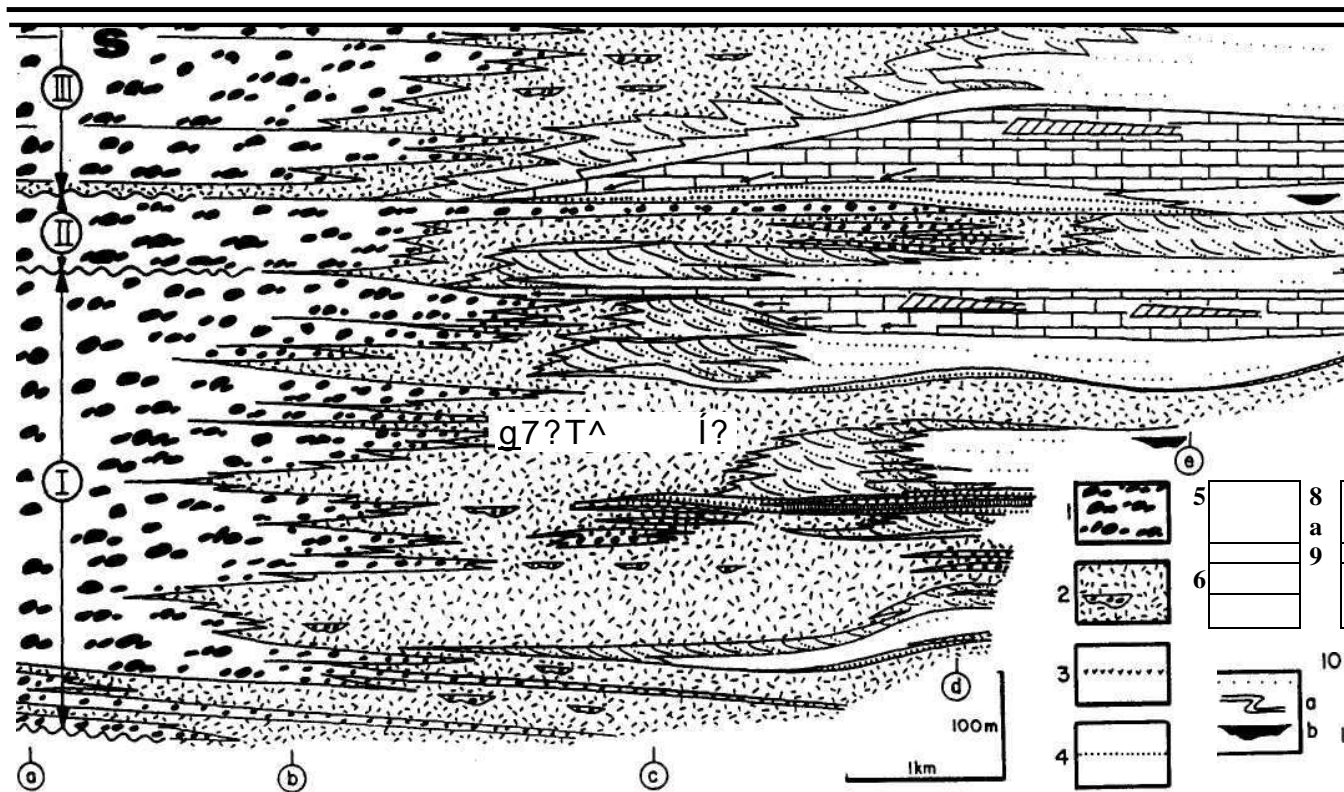


Figura 7.11.- Ejemplo de panel de facies, tomado de Robles y Valles (1984), y correspondiente al abanico deltaico de Montserrat, en la cuenca central catalana. Obsérvese cómo la escala vertical está exagerada con respecto a la horizontal, unas 7 veces. Las asociaciones de facies presentes se interpretan de la siguiente manera: 1.- Núcleo aluvial. 2.- Orla aluvial de Montserrat. 3.- Orla aluvial de Sant Llorenç. 4.- Playas. 5.- Lóbulos deltaicos de Montserrat. 6.- Barras deltaicas de Sant Llorenç. 7.- Talud deltaico y prodelta (a.- *slumps*; b.- relleno de *gullies*). 8.- Plataforma carbonatada (a.- banco de Nummulites). 9.- Direcció del recubrimiento expansivo. 10.- Discordancia angular sintectónica. 11.- Macrosecuencias deposicionales (I, II, III). Las letras dentro de círculos indican las secciones estratigrafías (a.- Collbató; b.- Monasterio de Montserrat; c.- Monistrol; d.- La Bauma; e.- Torrent de l'Abadall; f.- Riera de Marganell).

7.4.- MODELOS DE FACIES Y EJEMPLOS DE ASOCIACIONES DE FACIES

El nombre de "modelo de facies" ha sido introducido en la bibliografía geológica por Walker (1979) y matizado posteriormente por Miall (1984), Walker (1984) y Reading (1986). Se trata simplemente de utilizar en la nomenclatura estratigráfica y sedimentológica el concepto general de modelo que establece el método científico. Más concretamente se trata de aplicar la metodología actualista para poder llegar a conocer, a partir de los medios sedimentarios actuales, las asociaciones de facies que los caracterizan y que permiten reconocerlos en materiales antiguos. Aunque el nombre (modelo de facies) es reciente la idea que va detrás de él es muy antigua ya que se trata de la propia aplicación de la ley de Walther a la interpretación de los materiales antiguos.

Muy diferentes modelos de facies han sido propuestos para cada uno de los medios sedimentarios. En algunos casos los modelos son de aplicación a sectores concretos diferenciables dentro de un mismo medio sedimentario. Los modelos, en la mayoría de los casos se elaboran a partir de los datos de medios actuales, pero se contrastan con los datos de materiales depositados en medios equivalentes antiguos, con lo que se sintetiza el conjunto de características distintivas del medio o sector en cuestión. En otros casos los modelos se basan en las asociaciones de facies de materiales antiguos de la que se deduce su relación lateral con lo que se hace su interpretación. La acumulación de datos procedentes del estudio de nuevos medios sedimentarios actuales y de materiales antiguos de diferentes edades y localidades hacen que los modelos se vayan diversificando, modificando y matizando de manera permanente.

Una información muy detallada de estos modelos se puede encontrar en los libros más recientes de Sedimentología (Selley, 1970, 1976; Reineck y Singh, 1980; Ricci-Lucchi, 1980; Leeder, 1982; Walker, 1984; Reading, 1986; Arche, 1989a; Tucker y Wright, 1990; Chamley, 1990). En las revistas de la especialidad y en monografías recientes es frecuente encontrar discusiones sobre la validez de los modelos y propuestas de modelos alternativos. A continuación se van a presentar diferentes ejemplos de asociaciones y secuencias de facies correspondientes a depósitos de medios sedimentarios diversos. La interpretación genética de cada uno de ellos se realiza por comparación con los modelos de facies establecidos.

El objetivo principal de este apartado consiste en explicar como se utilizan estos modelos de facies en el trabajo sedimentológico y no la explicación de los modelos. No se incluyen ejemplos de asociaciones de facies de algunos medios sedimentarios, debido a que las asociaciones y secuencias de facies sean menos significativas. Así, por ejemplo, no se incluyen ejemplos de los medios pelágicos desprovistos de turbiditas, ya que en ellos los litotopos son muy extensos y uniformes, por lo que la aplicación de la ley de Walther es prácticamente

imposible. Tampoco se incluyen ejemplos de asociaciones de facies de depósitos deltaicos, aunque por una razón muy diferente. Un delta es un medio sedimentario muy complejo y de unas dimensiones muy grandes, en el que coexisten medios fluviales, lacustres, palustres, costeros y marinos someros, cada uno de ellos caracterizado por sus asociaciones (y secuencias) de facies de escala métrica o decamétrica. La reconstrucción de un medio deltaico antiguo se hace a partir del estudio de la ciclicidad de gran escala, de la distribución areal relativa de las distintas facies y asociaciones de facies y del contexto paleogeográfico (ver por ejemplo: Elliott, 1986a; Arche, 1989d).

7.4.1.- Ejemplos de asociaciones de facies aluviales

Dentro de los medios aluviales hay una gran diversidad desde los abanicos aluviales a los ríos con diferentes grados de sinusoidad (trenzados a meandriformes), y desde los de climas fríos a climas tropicales. Consecuencia de ello existe una gran diversidad de modelos de facies aplicables a cada tipo de medio o a partes del mismo. Revisiones recientes sobre la sedimentación fluvial se pueden encontrar en: Collison (1986), Ramos (1989a,b), Marzo (1989), Colombo (1989) y Miall (1990). No entra dentro de los objetivos de este libro la exposición o discusión de dichos modelos, sino simplemente se pretende dar algunos ejemplos que muestren la metodología de estudio de las asociaciones de facies y su interpretación mediante la comparación con dichos modelos.

El primero de los ejemplos seleccionados corresponde a un trabajo de García-Gil y Sopena (1987) en el que al estudiar los materiales del Triásico medio de la provincia de Soria, concretamente en la subunidad (J-3) dentro de la Formación areniscas y lutitas de Jubera, reconocen siete asociaciones de facies diferentes (fig. 7.12). La asociación primera se caracteriza por una secuencia de facies de 1,5 m de espesor, que se inicia con una superficie erosiva (Se) con cantos blandos (F), le siguen areniscas de grano medio (a veces fino) con estratificación cruzada en surco (St) y termina con una nueva superficie erosiva (fig. 7.12.1) y los autores citados la interpretan por comparación con los modelos más frecuentes de la bibliografía especializada como depósitos de canales relativamente profundos. La asociación segunda se caracteriza por una secuencia de facies de 2,5 m de espesor, que se inicia igual que el tipo anterior (Se+F+St) pero que tiene dos términos más uno de arenas finas con laminación paralela (Sh) y otro final de lutitas con bioturbación (fig. 7.12.2) y que los autores interpretan como depósitos de canales laterales someros. La tercera (fig. 7.12.3) es una secuencia granocreciente, al contrario que todas las demás y formada por arenas de aspecto masivo (SM), seguida de arenas con cantos y estratificación cruzada planar (Sp) y que termina con areniscas con estratificación cruzada en surco (St), que se interpreta (García-Gil y Sopena, 1987) como depósitos de barras. Las asociaciones y secuencias 4, 6 y 7 (de la fig. 7.12) tienen varios metros

de espesor y se inician por superficies erosivas (Se) y están constituidas por arenas con cantos y estratificación cruzada planar (Sp), arenas con estratificación cruzada en surco (St), arenas finas con laminación paralela (Sh) y/o arenas con diferentes tipos de *ripples* (Sr); en dos de ellas hay un término final de lutitas. Los tres tipos son interpretados por los autores citados como depósitos en zonas de crecimiento de barras mayores. Finalmente el tipo 5 (fig. 7.12.5) está constituido predominantemente por lutitas y se puede atribuir a llanuras de inundación por comparación con los diferentes modelos de facies.

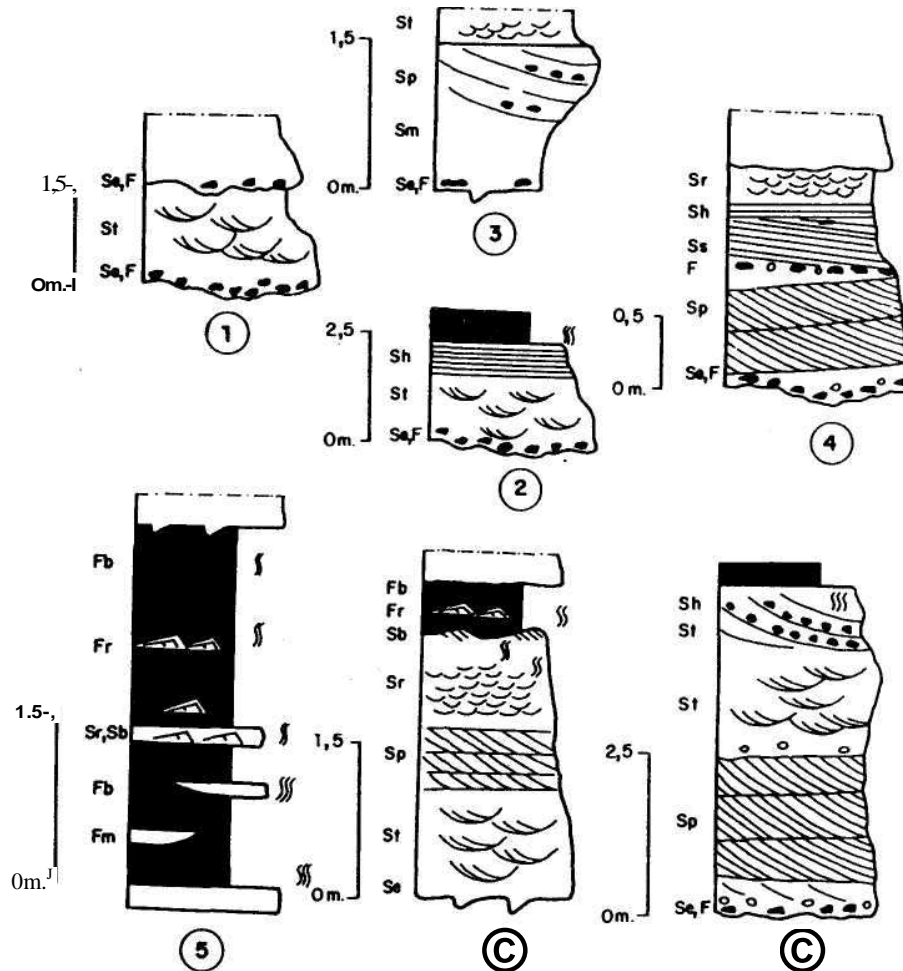


Figura 7.12.- Ejemplos de asociaciones de facies fluviales reconocidos en la Formación areniscas y lutitas de Jubera del Triásico medio de la provincia de Soria (según: García-Gil y Sopena, 1987). Las siglas corresponden al código de facies de Miall que se reproducía en la tabla 6.1. La interpretación genética de cada uno de los siete tipos de asociaciones y secuencias de facies realizada por comparación con los modelos de facies se detalla en el texto.

S
W
-
N
E

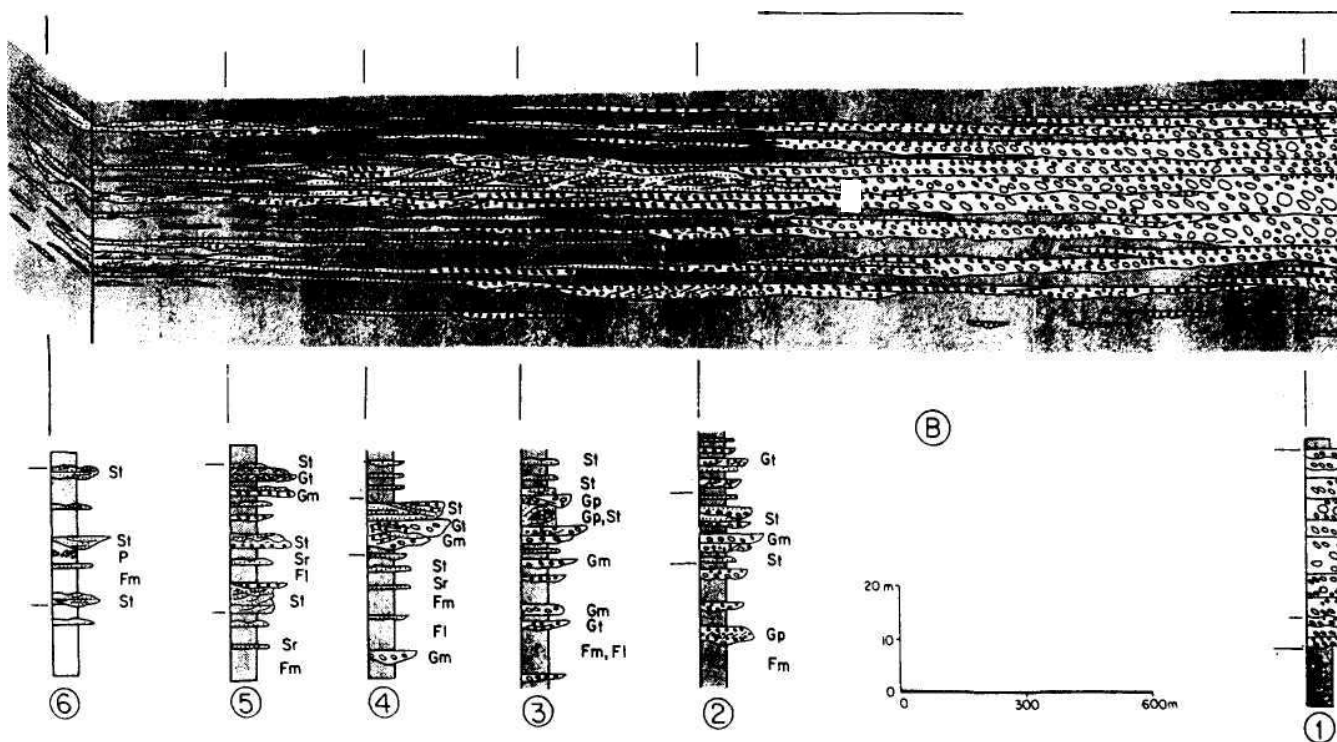


Figura 7.13.- Ejemplo de panel de facies, elaborado para materiales del Paleógeno del borde SE de la cuenca del Ebro (Cabrera *et al.*, 1985), en el que se muestra la evolución lateral de los depósitos de abanke aluvial. Los números dentro de un círculo indican las secciones estratigráficas. Las facies se indican con las siglas de la clasificación de Miall.

El segundo ejemplo elegido procede de un trabajo de Cabrera *et al.* (1985) en el que se estudian los depósitos aluviales del Paleógeno del borde sureste de la Depresión del Ebro y en el que se proponen algunos ejemplos de asociaciones de facies que han sido incluso considerados como modelos de facies en trabajos posteriores (Colombo, 1989). En la figura 7.13 se representa, en un panel de facies, la geometría de los cuerpos sedimentarios, formados por materiales conglomeráticos (facies Gm, Gp, Gt) y areniscos (Facies St, Sr, SI), correspondientes a depósitos de un abanico aluvial, en el que pasa desde las partes más proximales a la más distales en una distancia de 3 km. Se ha seleccionado la sección estratigráfica propuesta para los depósitos de pie interno del abanico (fig. 7.14), de varias decenas de metros de espesor, constituida por lutitas con intercalaciones de arenitas y ruditas, representadas con anchura variable según el diámetro medio (se incluye escala de 10 a 40 cm para las ruditas). Para tres intervalos seleccionados se presentan las asociaciones de facies (B, C y D de la fig. 7.14). Las interpretaciones genéticas de cada asociación de facies se detallan al pie de la figura.

7.4.2.- Ejemplos de asociaciones de facies lacustres

Los medios lacustres, tanto actuales como antiguos, han sido tema preferente de investigación en los últimos años, lo que ha implicado la propuesta de numerosos modelos de facies para lagos de diferente tamaño, batimetría, clima y sistema de corrientes. Una revisión sobre estos conceptos y modelos de facies se puede encontrar en Alien y Collison (1986), Anadón (1989) y Anadón *et al.* (1991), a los que se remite al lector interesado. Como en el caso anterior solamente se van a dar algunos ejemplos de aplicación de la metodología del análisis de facies.

El primer ejemplo seleccionado procede de Martín-Chivelet (1992) y se refiere a materiales del Cretácico superior del Prebético en la provincia de Albacete y más concretamente a los lacustres-palustres (fig. 7.15) de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel definida por Vilas *et al.* (1982). El citado autor reconoce seis tipos de facies individuales (a, b, c, d, e, f) cuyas características e interpretación genética individual se detallan en la parte superior de la figura 7.15. La interpretación ambiental se realiza a partir de los datos de lito- y biofacies por comparación con los modelos de facies previamente establecidos. En la parte inferior de la figura se detallan los tres tipos (I, II, III) de asociaciones de facies que se presentan. En el primero (I de la fig. 7.15) la secuencia de facies se inicia con micritas masivas con carófitas, gasterópodos y ostrácodos (facies a), a las que siguen calizas laminadas (facies b) o paleosuelos (facies e) que indican etapas de desecación de un lago que ocasionalmente tuvo conexiones con el mar. El segundo tipo (II, de la figura 7.15) presenta una secuencia de facies que se inicia con

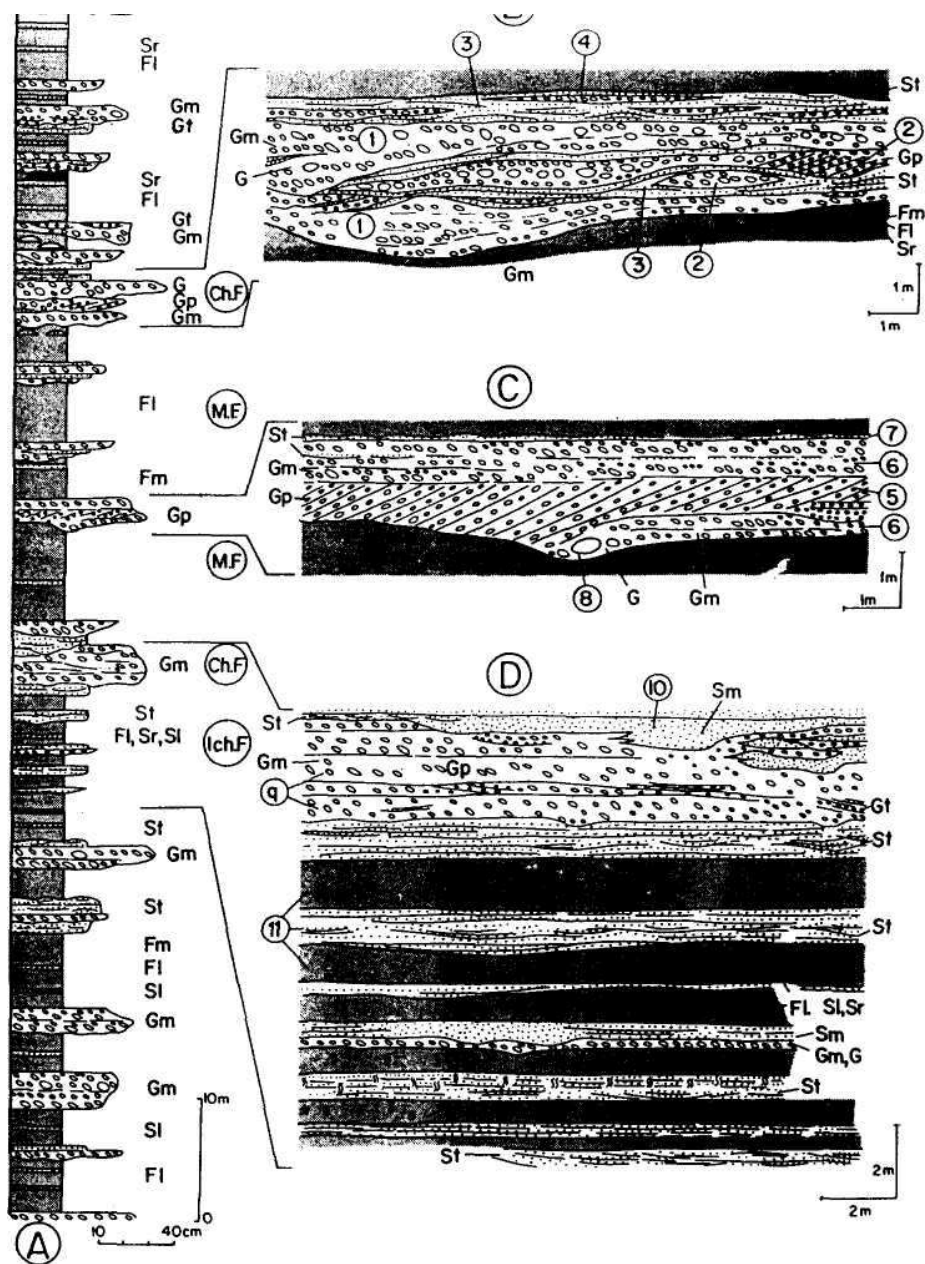


Figura 7.14.- Ejemplos de asociaciones de facies características del pie interno de un abanico aluvial reconocidas en los sistemas aluviales marginales del Paleógeno del borde SE de la cuenca del Ebro (Cabrera *et al.*, 1985). En todos los dibujos se usa la nomenclatura de facies de Miall, con algunas ligeras modificaciones introducidas por los autores. A.- Sección estratigráfica (es la número 2 de la figura 7.13). Chf: Facies canalizadas. Ich: Facies de intercanal. MF: Facies lutíticas. B.- Sistema de barras y de relleno de canal: 1) relleno multie-pisódico; 2) barras; 3) facies arenosas de dunas y rellenos entre barras, 4) rellenos menores de pequeños canales. C.- Relleno complejo de un canal: 5) barras transversales; 6) barras longitudinales; 7) areniscas de descenso de flujo; 8) depósitos de fondo. D.- Depósitos de canal y de intercanal: 9) barras y relleno de canal; 10) relleno de pequeños canales arenosos; 11) depósitos de intercanal (canales de orden muy pequeño, *crevasses*, etc).

las mismas facies que en la anterior (facies a) pero a la que siguen unas biopelmicitas bioturbadas (facies c), sobre las que se disponen paleosuelos (facies e) o niveles lumaquéllicos (facies d) que se interpreta como una secuencia de desecación pero con episodios de mayor energía que en la anterior. Finalmente el tercer tipo (III, de la figura 7.15) presenta una secuencia de facies con dos términos: uno lacustre (facies a) y otro palustre (facies f), que se interpreta como el depósito en lagos someros con episodios alternantes de muy desigual desarrollo de la vegetación posiblemente ligado con cambios de la salinidad del agua y/o clima.

El segundo ejemplo es de un atractivo modelo de facies (fig. 7.16) propuesto por Smith y Ashley (1985) y reproducido por Ein-sele (1992). Se trata del modelo de facies aplicable a los lagos ligados a los frentes de glaciares y en los que la corriente de agua que accede a él, durante la época estival, es la procedente de la fusión del hielo, mientras que en invierno el lago está helado. Las secuencias de facies tienen escalas muy diferentes desde un metro en las partes proximales del delta hasta las milimétricas de las varvas.

7.4.3.- Ejemplos de asociaciones de facies costeras terrígenas

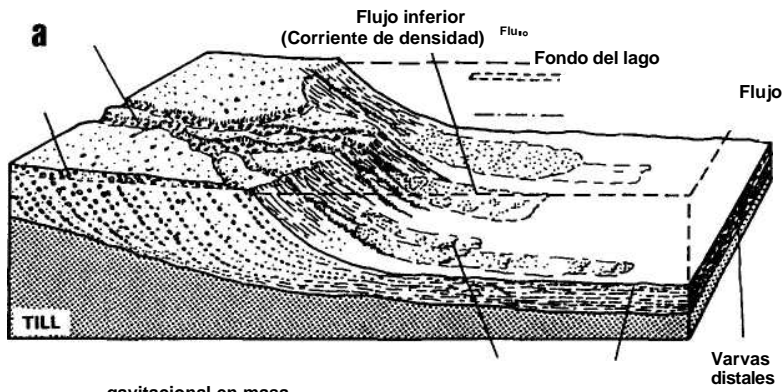
En los medios costeros siliciclásticos generalmente se cumple la ley de Walter y en ellos los cambios de la líneas de costas se reconocen por las asociaciones y secuencias de facies resultantes. Una visión actualizada de los modelos de facies propuestos para estos medios puede encontrarse en Reinson (1984), Elliott (1986b) y Dabrio (1989a).

El ejemplo seleccionado es el propuesto por Dabrio (1989b), elaborado a partir de uno previo de Dabrio *et al.* (1985), para materiales costeros miopliocenos de la cuenca de Sorbas (Almería). En este ejemplo (fig. 7.17) se presenta un sucesión estratigráfica sintética en la que se muestran las asociaciones de facies para un conjunto de unos 50 metros de espesor. En la secuencia estratocreciente inferior, hasta el metro 15, se tiene una secuencia regresiva en la que se pasa de términos basales de plataforma hasta los de *backshore* e isla barrera. El máximo transgresivo local se alcanza a los 22 m y coincide con el cambio de la secuencia granodecreciente a la granocreciente. A partir de él se inicia otra secuencia de somerización (hasta los 43 metros) ocasionada por la migración de la playa mar adentro.

7.4.4.- Ejemplos de asociaciones de facies de llanuras de mareas terrígenas

Los medios siliciclásticos costeros afectados por las mareas son otro de los casos donde se pueden contar con excelentes ejemplos de la aplicación de la ley de Walther. Los modelos propuestos para estos medios pueden ser consultados en revisiones recientes, como las de Johnson y Baldwin (1986) y Vilas (1989).

CORRIENTE DE AGUA PROCEDENTE DE LA FUSIÓN DEL HIELO



med. Fluj^o superior

gavitacional en masa

DELTA TIPO GILBERT

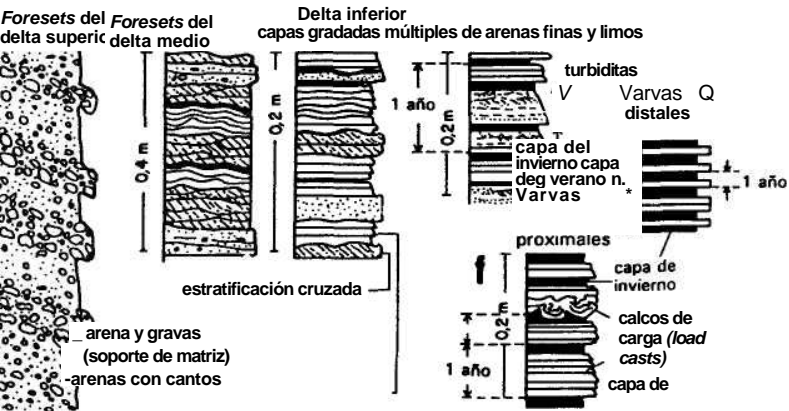
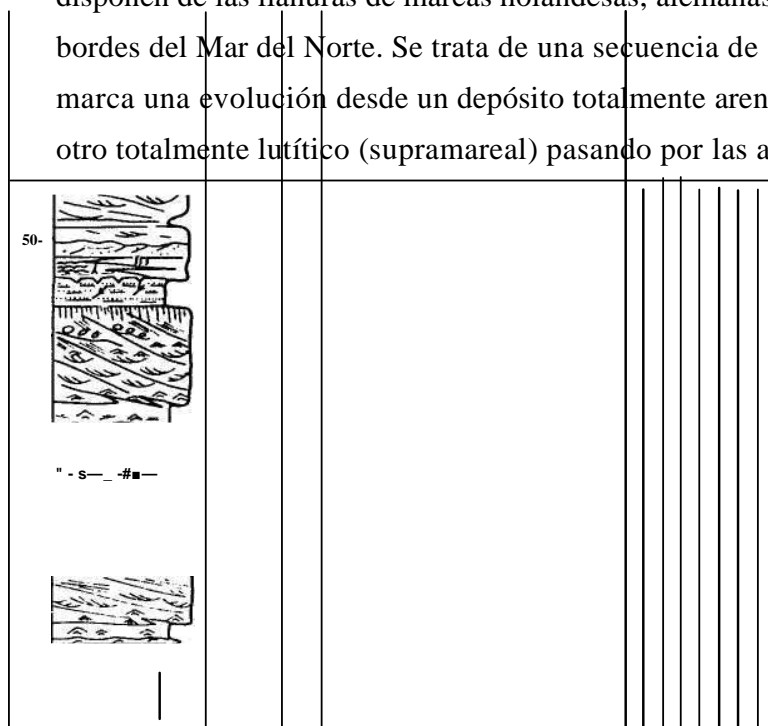


Figura 7.16.- Ejemplos de asociaciones de facies de un lago próximo al frente de un glaciar (según: Smith y Ashley, 1985). a.- Dispositivo geométrico de los materiales con desarrollo de un delta tipo Gilbert con un marcado cambio lateral de facies desde las partes altas a las bajas de los *foresets*. b, c y d.-Asociaciones de facies en las diferentes partes del delta, e.- depósitos de varvas con intercalaciones turbidíticas. f y g.- depósitos de varvas proximales y distales, respectivamente.

En la figura 7.18 se reproducen tres ejemplos de secuencias de facies correspondientes a estos medios. El primero de ellos es la secuencia ideal para las llanuras de mareas terrígenas basados en la ideas de Reineck y Singh (1980) y concretamente en los datos y las observaciones que dichos autores disponen de las llanuras de mareas holandesas, alemanas y danesas de los bordes del Mar del Norte. Se trata de una secuencia de somerización que marca una evolución desde un depósito totalmente arenoso (submareal) a otro totalmente lutítico (supramareal) pasando por las areniscas con **—lilil**



ABANICOS DE WASHOVER

MUD CRACKS, PISADAS OE AVES

BIOTURBACION POR CANGREJOS EROSIÓN PARCIAL DE BEACHROCK

ARENAS MICÁCEAS FINAS CON RIPPLES OE OSCILACIÓN Y CAPAS INTERCALADAS OE ARENISCAS LAMINADAS (CAPAS DE TEMPESTAD)

CONTACTOS GRADUALES

EROSIÓN Y GRAVAS ARCILLAS LAMINADAS

ARENISCA CALCÁREA Y GRAVAS

ARENAS MICÁCEAS CON RIPPLES Y ARENISCAS LAMINADAS (TEMPESTAD)

ARCILLAS MARGAS Y LIMOS MICÁCEOS LAMINADOS

Figura 7.17.- Modelo de facies de medios costeros terrígenos para los materiales miopliocénicos de Sorbas propuesto por Dabrio (1989) a partir de un modelo previo de Dabrio *et al.* (1985). Los triángulos de la derecha indican secuencias granocrecientes (triángulo con la base hacia arriba) y granodecrecientes (con la base hacia abajo). Explicación en el texto.

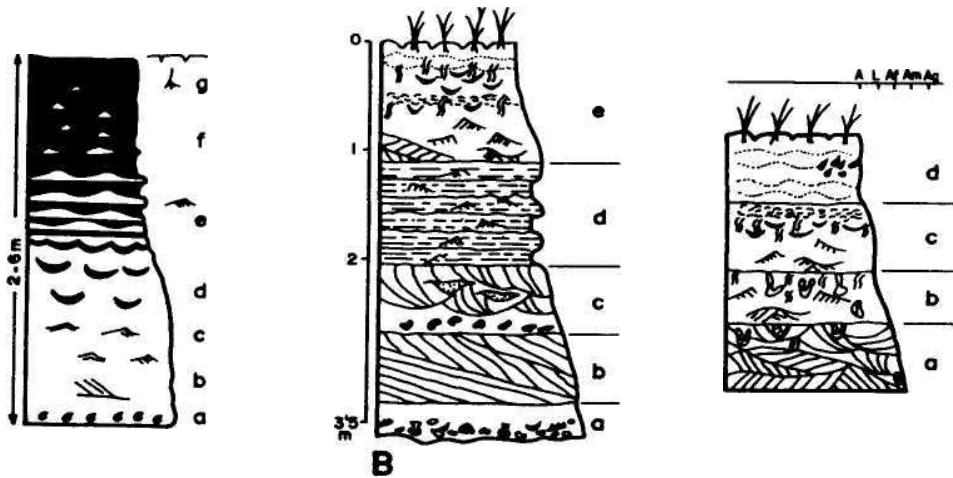
ser, alternancia de lutitas y areniscas con estratificación ondulada y lutitas con lentejones de areniscas. Este tipo de secuencias se desarrollan en llanuras de mareas terrígenas con mareas al menos de rango medio (mesomareal) en las que la diferencia desde los niveles de marea baja y alta es de 2 a 4 m, mayoritariamente, en las áreas de rango macromareal (más de 4 m). Las otras dos secuencias (figs. 7.18B,C) son las reconocidas por Vilas (1989) en medios maréales de las rías gallegas y en ellas se detallan, además de las litofacies, los tipos de pistas de organismos presentes en cada intervalo.

7.4.5.- Ejemplos de asociaciones de facies evaporíticas marinas

En los medios evaporíticos marinos usualmente se cumple la ley de Walther y las secuencias de facies se expresan, generalmente, en la superposición de diferentes tipos de evaporitas. Una revisión sobre los modelos de facies de estos medios se puede encontrar en Schreiber (1986) y Ortí (1989). Se han seleccionado dos ejemplos

I Lutitas|ZIAr«ras

Figura 7.18.- Secuencias de medios maréales terrígenos. A.- Modelo clásico de llanuras maréales terrígenas basado en las ideas de Reineck y Singh (1980). Facies: a.- nivel de acumulación de conchas de lamelibranquios, b.- arenas con estratificación cruzada (submareal). c.- arenas con *ripples* de corrientes y de olas (submareal). d.- arenas con *flaser* rellenos de lutitas (tránsito submareal-intermareal). e.- estratificación ondulada (intermareal). f.- lutitas con lentejo-nes de areniscas (tránsito intermareal-supramareal). g.- lutitas con rizocrecio-nes y ocasionalmente grietas de desecación (supramareal). B.- Modelo de secuencia de un margen del canal mareal basado en la ensenada de San Simón, Río de Vigo (Vilas, 1989). Facies: a.- depósitos de base de canal, b.- barras del centro de canal, c.- depósitos de derrame de canal y de llanura intermareal. e.-desarrollo de una llanura intermareal completa. C- Parte central de la llanura intermareal de la ensenada de San Simón, Río de Vigo (Vilas, 1989). Facies: a.- llanura arenosa con bioturbación de *Lanice*. b.- llanura costera interna con *Arenicola* y restos de bivalvos, c.- llanura de *Zostera*. d.- marisma salobre.



(fig. 7.19) ambos tomados de Ortí (1989) el cual se basa en modelos de autores anteriores.

El primer ejemplo (fig. 7.19a) es una adaptación de un modelo previo de Dronkert (1985) para evaporitas marinas del Messiniense de la cuenca de Sorbas (Almena). Se trata de una secuencia de varias decenas de metros en la que de muro a techo disminuye el tamaño de los cristales y que se interpreta como una secuencia de somerización. El segundo ejemplo (fig. 7.19b) es una modificación de un modelo previo de Vai y Ricci-Lucchi (1977) que se interpreta como una secuencia de somerización que se inicia con yesos seleníticos con más de 50 cm que pasan hacia el techo a cristales de tamaño milimétrico.

7.4.6.- Ejemplos de asociaciones de facies de plataformas y llanuras de mareas carbonatadas

Los depósitos de plataformas y llanuras de mareas carbonatadas antiguas son muy abundantes y por otra parte existen excelentes

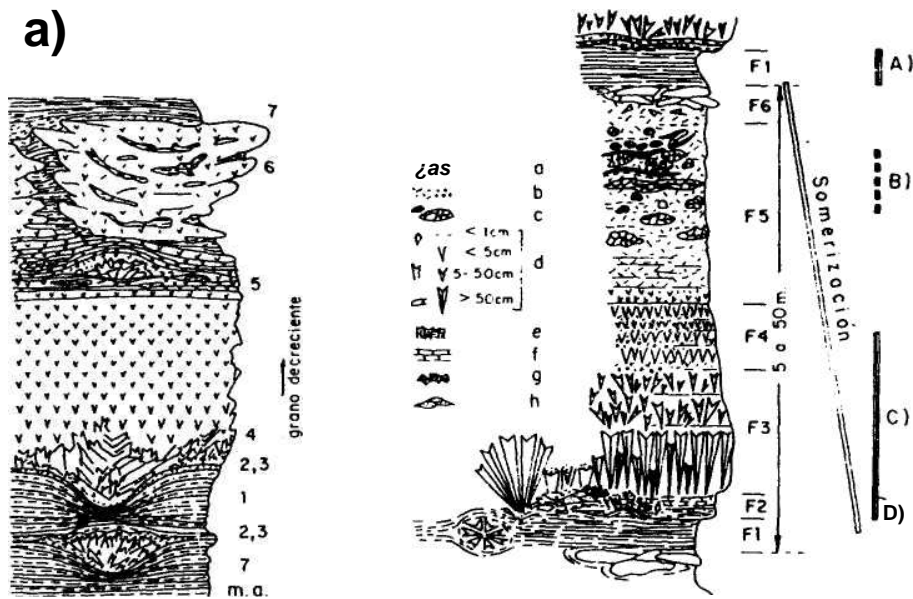


Figura 7.19.- Ejemplos de secuencias de facies en materiales evaporíticos marinos, a) Secuencia de facies de yesos del Messiniense de la cuenca de Sorbas (Almería, sur de España) en la que se diferencian siete asociaciones morfológicas (según: Ortí, 1989, a partir de una figura previa de Dronkert, 1985). Leyenda: 1.- alternancia de laminitas de yeso-carbonato-arcilla. 2.- conos de nucleación. 3.- cristales de yesos prismáticos orientados, subhorizontales. 4.- grandes maclas seleníticas subverticales. 5.- capas seleníticas clásticas, nodulos lenticulares geódcos y superficies de disolución. 6.- cristales seleníticos menores, maclas seleníticas curvadas. 7.- láminas alternantes de carbonato-limo-arcilla, b) Secuencia de facies para el Messiniense de los Apeninos septentrionales (según: Ortí, 1989, a partir de una figura previa de Vai y Ricci-Lucchi, 1977). Leyenda: F1.- lutitas bituminosas. F2.- calizas y selenitas estromatolíticos y brecha calcárea. F3.- yesos seleníticos masivos. F4.- yesos seleníticos bandeados. F5.- yeso nodular. F6.- yesos caóticos. Componentes: a.- grandes cristales seleníticos retrabajados. b.- arenas de yeso, o- nodulos y lenticulas de selenita, d.- yesos seleníticos autóctonos, e.- yesos selenítico estromatolítico-co. f.- caliza, g.- brecha calcárea, h.- yesoarenita con laminación cruzada. A: escamas de peces, larvas de insectos y madera. B.- tapices de algas (escasos), C- fantasmas de tapices algales. D.- tapices algales.

modelos actuales de estos medios, lo que ha facilitado la propuesta de modelos de facies. Revisiones recientes del tema se pueden encontrar en: Shinn (1983), James (1984), Mas y Alonso (1989) y Tucker y Wright (1990).

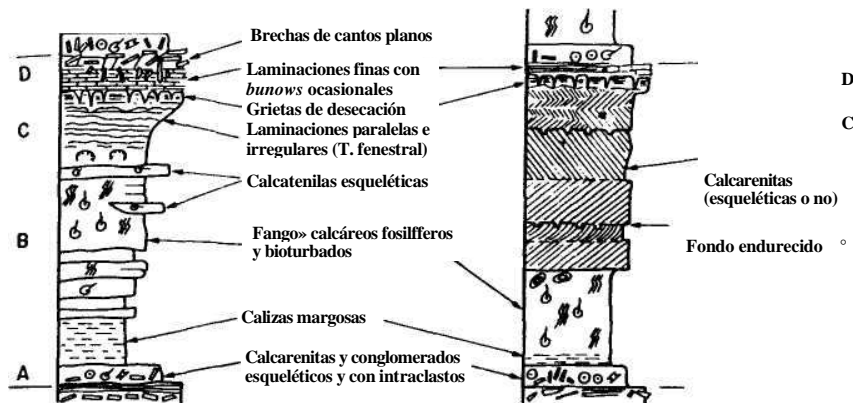
Uno de los rasgos más característicos de estos medios es la presencia de secuencias de somericación. En la figura 7.20 se reproducen cuatro modelos de asociaciones y secuencias de facies propuestos por Más y Alonso (1989) basándose en los modelos previos de James (1984). Las secuencias son de escala métrica a decamétrica y responden a cuatro tipos de áreas en función de las facies domi-

nantes: fangosas, calcareníticas, estromatolítica y arrecifal.

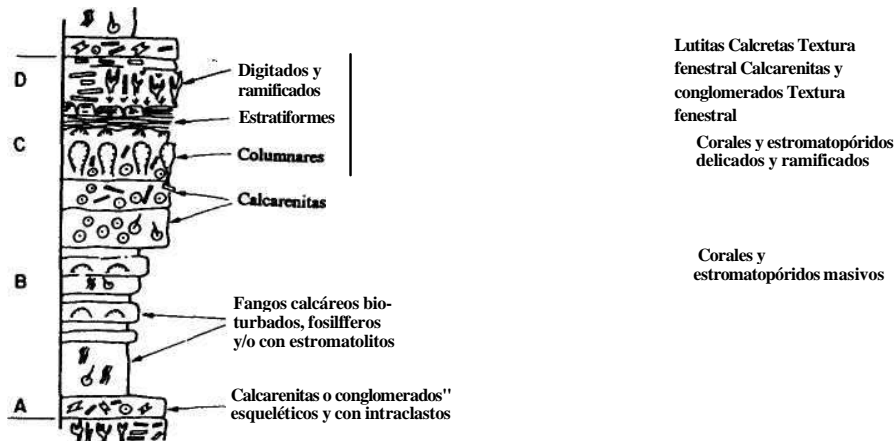
La secuencia de somerización fangosa se inicia con un término (A) formado por un nivel delgado de calcarenitas y conglomerados interpretado como un depósito transgresivo, al que le sigue un nuevo término (B) más potente que se inicia con margas y termina con fangos calcáreos (*mudstones*) en los que se van intercalando algunas calcarenitas fangosas (*wackestones*), que constituyen el tér-

SECUENCIA FANGOSA

SECUENCIA CALCARENITICA



SECUENCIA ESTROMATOLÍTICA



SECUENCIA ARRECIFAL (Biohémica o biostrómica)

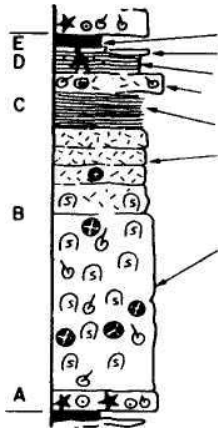


Figura 7.20.- Asociaciones de facies características de llanuras de mareas y plataformas marinas someras, carbonatadas (según: Mas y Alonso, 1989, basados en los modelos de James, 1984). Se presentan cuatro tipos de secuencias de somerización, denominados de acuerdo con los tipos de facies dominantes (micríticas, calcareníticas, estromatolíticas y arrecifales). Explicación en el texto.

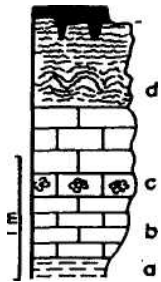
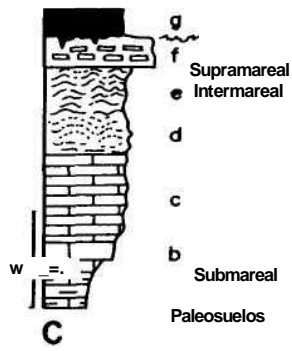
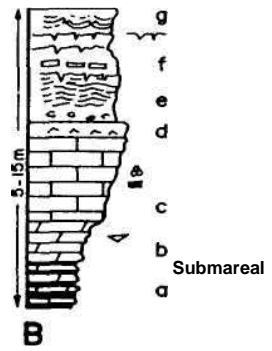
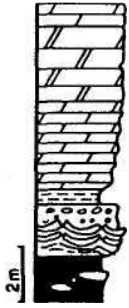
mino submareal. El término siguiente (C) es el intermareal y está constituido por calizas micríticas laminadas con texturas fenestrales y ocasionalmente grietas de desecación. Finalmente el intervalo D está constituido por micritas de laminación muy fina y uniforme, con abundantes grietas de desecación y con brechas de cantos planos, y representa el depósito supramareal.

La secuencia de somerización calcarenítica se inicia con un término (A) idéntico al de la secuencia anterior, seguido de un término (B) submareal, muy potente, formado por calcarenitas oolíticas o esqueléticas (bioclásticas) que presenta estratificaciones cruzadas planares (a veces con *herringbone*) y ocasionalmente superficies de fondos duros (*hardgrounds*). Los términos superiores son el C (intermareal) y D (supramareal) similares a los de la secuencia anterior.

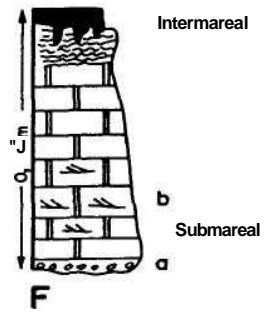
La secuencia de somerización estromatolítica comienza con un término (A) idéntico al de las secuencias anteriores, seguido de un término (B) submareal, potente, constituido por fangos calcáreos bioturbados y fosilíferos (a veces con *herringbone*) y ocasionalmente superficies de fondos duros (*hardgrounds*). Los términos superiores son el C (intermareal) y D (supramareal) similares a los de la secuencia anterior.

La secuencia arrecifal presenta un nivel basal (A) semejante a los de los otros tipos, al que sigue un potente intervalo submareal (B) en el que se muestran rasgos de somerización ya que se pasa, hacia el techo, de colonias masivas a otras ramificadas (más someras). Los términos C (intermareal) y D (supramareal) son similares a los de las secuencias anteriores, mientras que el término E es continental y se caracteriza por presentar calcretas y paleosuelos.

Ejemplos de secuencias de facies de materiales antiguos de diferentes edades y localidades se presentan en la figura 7.21. El primero de ellos es el único ejemplo de secuencia de profundización incluido en la figura y corresponde a una secuencia loferítica (fig. 7.21 A) descrita en materiales triásicos por Pérez-Arlucea (1987). Todos los demás ejemplos son de secuencias de somerización, que son los más abundantemente descritos en la bibliografía. Uno de ellos (fig. 7.21B) corresponde a secuencias de somerización de materiales triásicos en el sistema Ibérico descrito previamente por la misma autora (Pérez-Arlucea, 1987). El tercero (fig* 7.21C) son secuencias de somerización micríticas reconocidas por Calvet *et al.* (1990) en materiales del Triásico de los Catalánides. El siguiente (7.21D) corresponde a una secuencia de somerización descrita anteriormente en los materiales del Berriasiense del Prebético (facies Purbeck) por García-Hernández *et al.* (1979, 1981) y Jiménez de Cisneros y Vera (1993). Los dos últimos ejemplos seleccionados (figs. 7.21E,F) corresponde a secuencias de somerización de los materiales del Oxfordiense medio-superior (Fm. Aldealpozo) de la Cordillera Ibérica, descritas por Alonso y Mas (1989), una de ellas para materiales micríticos (fig. 7.21E) y otra para facies predominantemente calcareníticas (fig. 7.21F).



Intermareal



Submareal (lagoon)

Submareal

Supramareal

Intermareal

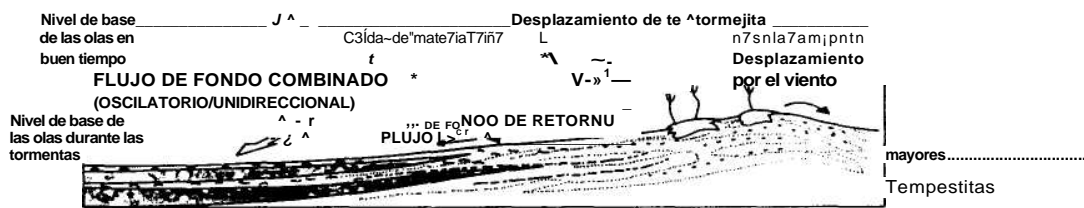
j Supramareal

Submareal

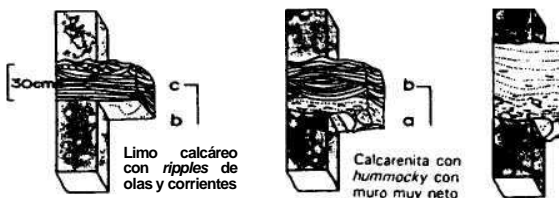
Figura 7.21.- Ejemplos de secuencias de somerización y de una de profundización, características de facies calcáreas de medios marinos someros. A.- Secuencia de profundización (de tipo Ioferítico) descrita en materiales triásicos por Pérez-Arlucea (1987). Facies: a.- lutitas yesíferas, b.- dolomías con estructuras *tepee*, c.- brecha dolomítica. d.- margas y margas dolomíticas con grietas de desecación, e.- dolomías con estratificación nodular con algunos pelecípodos y braquiópodos (*Ungula*), f.- dolomías nodulosas con bioturbación. g.- dolomías con gasterópodos, bivalvos y bioturbación. B.- Secuencia de somerización de materiales triásicos, según Pérez-Arlucea (1987,1991). Facies: a.- margas verdes con bivalvos, braquiópodos (lingúlidos) y *pellets*. b.- dolomías masivas con braquiópodos (lingúlidos). c.- dolomías (o calizas) con acumulaciones de conchas, d.- niveles con pseudomorfo de yeso y de anhidrita, e.- *mudstones* con laminaciones algales y grietas de desecación, f.- brechas de cantos planos, g.- dolomías con estructuras *tepee*, a veces con nodulos de origen edáfico. C.- Secuencia de somerización reconocida en materiales del Triásico de los Catalánides por Calvet *et al.* (1990). Facies: a.- margas, b.- *Wackestones* masivos, c.- *Wackestones* con laminación planar milimétrica, d.- *Wackestone* con laminación difusa y moldes de cristales de evaporitas, e.- *Wackestone* con domos estromatolíticos, f.- brechas calizas, g.- depósitos continentales, entre ellos calcretas. D.- Secuencia de somerización fangosa de materiales del Berriasiense del Prebetico (facies Purbeck), según García-Hernández *et al.* (1979) y Jiménez de Cisneros y Vera (1993). Facies: a.- margas, b.- calizas con lituólidos y algas dasycladáceas. c.- Calizas con miliólidos y textura fenestral. d.- estromatolitos. e.- laminación algal. f.- calcretas. E.- Secuencia de somerización fangosa reconocida en materiales del Oxfordiense medio-superior (Fm. Aldealpozo) de la Cordillera Ibérica por Alonso y Mas (1989). Facies: a.- brecha caliza, b.- mientas con gasterópodos, c.- micritas con oncolitos. d.- laminaciones de algas, e.- superficie de karstificación. F.- Secuencia de somerización en materiales calcareníticos del Oxfordiense medio-superior (Fm. Aldealpozo) de la Cordillera Ibérica, según Alonso y Mas (1989). Facies: a.- brecha caliza, b.- calcarenitas con estratificaciones cruzadas, c.- calcarenitas. d.- laminaciones de algas, e.- paleosuelos.

En los últimos años ha tomado un especial interés el estudio de las asociaciones de facies de plataformas afectadas por tormentas y que incluyen depósitos de tempestitas. Un modelo de asociación de facies interesante es el reproducido en la figura 7.22, original de Monaco (1992), basándose en modelos previos de Aigner (1985) y aplicable a medios con depósito de tempestitas carbonatadas. En él se incluyen tres modelos de secuencias de facies de tempestitas carbonatadas desde el más proximal al más distal, indicándose las texturas, los tipos de estructuras de ordenamiento interno y los tipos de pistas de organismos presentes.

ASOCIACIONES DE FACIES DE UNA RAMPA AFECTADA POR TORMENTAS



distal 4"



proximal

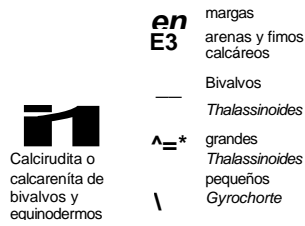


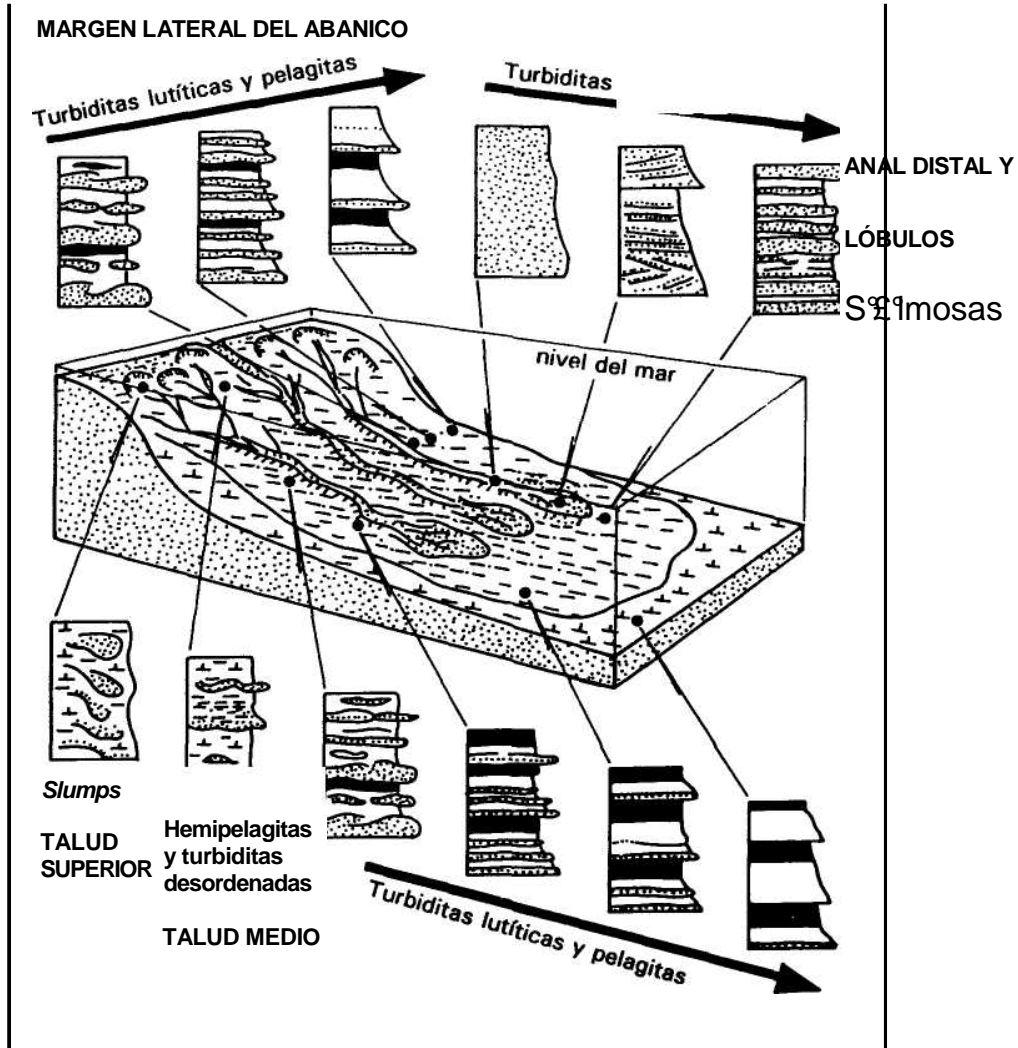
Figura 7.22.- Modelo conceptual de asociaciones de facies de una rampa carbonatada afectada por tormentas (según: Monaco, 1992, basado en Aigner, 1985) propuesto para materiales del Jurásico inferior de los Apeninos. Se expresa gráficamente la evolución lateral de las tempestitas desde las facies proximales constituidas exclusivamente por el intervalo a hasta las distales, de menor tamaño de grano y menor espesor, constituidas por los intervalos c y b. Se indican los tipos de pistas organismos y los tipos de bioclastos presentes.

7.4.7.- Ejemplos de asociaciones de facies turbidíticas

Han sido, posiblemente, de los medios más estudiados desde 1970 a 1980, decenio en el que se propusieron los principales modelos de facies, que han sido matizados y completados posteriormente. Para una puesta al día del tema se remite al lector a dos libros recientes: Pickering *et al.* (1989) y Mutti (1992). En estos libros se pueden observar desde los criterios más simples de reconocimiento de las facies turbidíticas (secuencia de Bouma antes citada) a los

modelos integrados de distribución areal y temporal de las turbiditas y facies asociadas en relación con los cambios del nivel del mar.

Un ejemplo de modelo de asociaciones de facies muy interesante es el que se reproduce en la figura 7.23, original de Stow y Piper

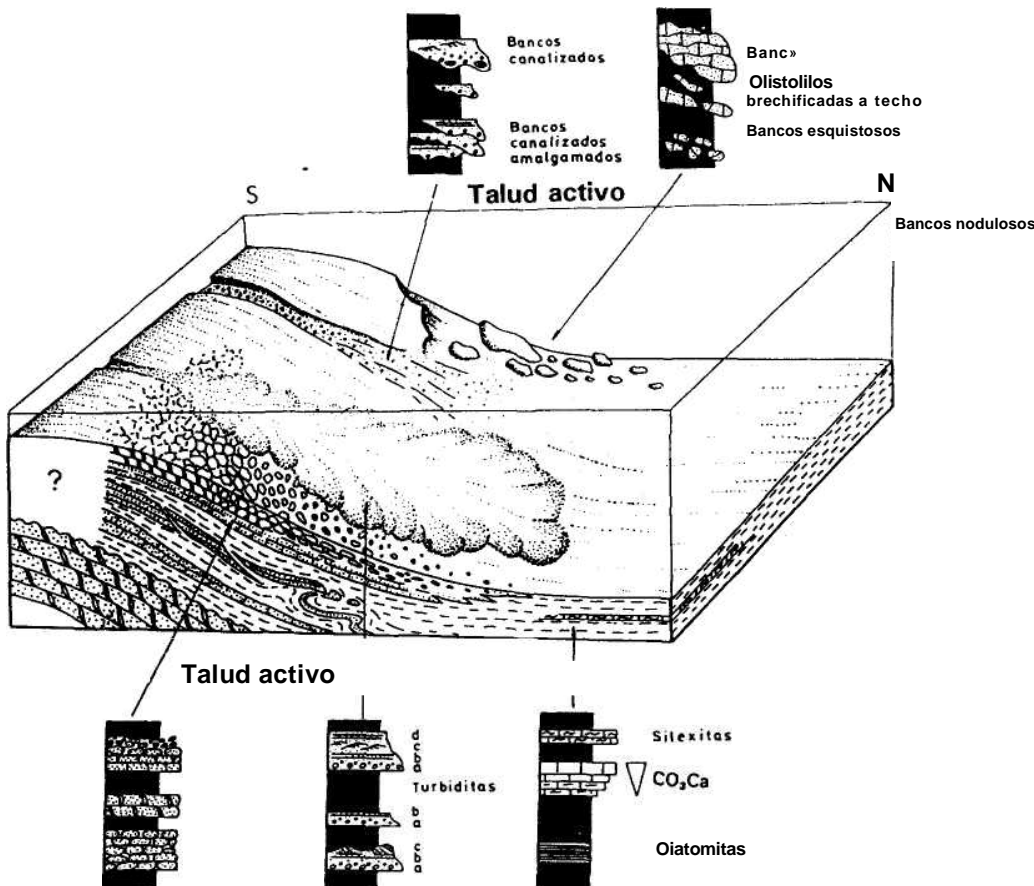


TALUD INFERIOR A LLANURA ABISAL

Figura 7.23.- Modelo de distribución de las facies turbidíticas en un abanico submarino profundo de grandes dimensiones, de acuerdo Stow y Piper (1984). En negro se marcan los depósitos hemipelágicos (no turbidíticos), mientras que en blanco se indican las lutitas turbidíticas. Con puntos se indican los depósitos de tamaño arena (a veces, además, de tamaño grava) depositados por corrientes de turbidez u otro tipo de flujos gravitacionales en masa, relacionados.

(1984). En este modelo se presentan las secuencias de facies características de las diferentes partes de un abanico submarino, desde los canales y lóbulos, a las partes marginales del mismo. Incluye, igualmente, las secuencias de facies de los depósitos de talud, desde la parte superior del mismo a la parte más distal, incluido su paso a la llanura submarina.

Como último ejemplo, en la figura 7.24 se reproduce un modelo propuesto por Soria (1993) para explicar los depósitos del Serravalloense en la provincia de Granada. En él se explican, en un contexto de talud, la presencia de depósitos turbidíticos (unos canalizados y otros no), depósitos olistostrómicos y finalmente los depósitos hemipelágicos en los que se intercalan todos los anteriores.



(sin escala)

Cuenca pelágica

Figura 7.24.- Ejemplos de asociaciones de facies en un talud con depósitos turbidíticos intercalados entre los hemipelágicos (Soria, 1993) propuesto para los materiales del Serravaliense de un sector de la provincia de Granada.

8

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

- 8.1.- Definición de unidades litoestratigráficas
 - 8.1.1.- Unidades litoestratigráficas formales e informales
 - 8.1.2.- La formación como unidad fundamental
 - 8.1.3.- Unidades litoestratigráficas de *rango* diferente
- 8.2.- Forma de las unidades litoestratigráficas
 - 8.2.1.- Geometrías deducidas a partir de datos de campo
 - 8.2.2.- Geometrías deducidas a partir de datos de subsuelo
 - 8.2.3.- Depocentro de una unidad
- 8.3.- Geometría de los estratos dentro de las unidades litoestratigráficas
 - 8.3.1.- Acreción vertical o agradación
 - 8.3.2.-Acreción frontal o progradación
 - 8.3.3-Acreción lateral
 - 8.3.4.- Morfologías de barra y de rellenos de canal
- 8.4.- Relaciones laterales de las unidades litoestratigráficas
 - 8.4.1.-Acuñamiento
 - 8.4.2.- Indentación
 - 8.4.3.- Cambio lateral gradual
- 8.5.- Relaciones verticales de las unidades litoestratigráficas
 - 8.5.1.- Características de las superficies de separación
 - 8.5.2.- Concordancia y discordancia
 - 8.5.3.- Significado genético de los diferentes tipos

En el capítulo 1 se planteaba que el objetivo inmediato de todo trabajo estratigráfico, después de conocer las facies, consistía en la delimitación de las unidades estratigráficas. Se adelantaba, en dicho capítulo, que una unidad litoestratigráfica es un volumen de rocas estratificadas delimitado por su litología. Por su parte en el capítulo de facies se insistía en marcar la diferencia entre litofacies (conjunto de propiedades), litotopo (áreas de misma litofacies, por tanto bidimensional) y unidad litoestratigráfica, volumen de rocas (tridimensional).

La unidad litoestratigráfica es la unidad estratigráfica práctica por excelencia, ya que es la más fácilmente reconocible en el campo. Su reconocimiento se basa en criterios objetivos observables, como son los límites de las diferentes litofacies. Las unidades litoestratigráficas son las unidades que se representan en los mapas geológicos, aunque en ellos se indique, además, su equivalencia con las unidades cronoestratigráficas. Igualmente es la unidad que con mayor facilidad se reconoce en los gráficos de geología de subsuelo, tanto sobre perfiles sísmicos como sobre diagráfias. Estas razones justifican que en este capítulo se trate monográficamente sobre estas unidades y se deje para un capítulo posterior la nomenclatura estratigráfica en su totalidad, en el que se tratará de nuevo, y muy brevemente, de estas unidades litoestratigráficas, y en el que se abordarán, especialmente, las otras unidades estratigráficas (bioestratigráficas, cronoestratigráficas, aloestratigráficas, magnetoestratigráficas, etc.) diferenciadas por criterios diferentes.

8.1.- DEFINICIÓN DE UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

De acuerdo con la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980) se define como unidad litoestratigráfica a un *"conjunto de estratos que constituyen una unidad, por estar compuesto predominantemente por un cierto tipo litológico o de una combinación de tipos litológicos, o por poseer otras características litológicas importantes en común, que sirvan para agrupar los estratos"*. Una unidad litoestratigráfica es, por tanto, un volumen reconocible de rocas, y diferenciable de los volúmenes que le rodean, por su litología (fig. 8.1). El requisito imprescindible de una unidad litoestratigráfica es que presente un grado importante de homogeneidad, que facilite su delimitación respecto a los volúmenes de rocas superpuestos (más

antiguos o más modernos) o yuxtapuestos (equivalentes en edad). Esta homogeneidad se refiere a las litologías en el conjunto de la unidad, aunque dentro de ella puede haber diversidad de litofacies de detalle que se repitan ordenadamente (p.ej. secuencias elementales detríticas granocrecientes, alternancia rítmica de calizas y margas, etc.)- Las unidades litoestratigráficas se basan exclusivamente en criterios de observación directa, no en interpretaciones genéticas, por lo que pueden considerarse como las unidades estratigráficas más objetivas y cuya delimitación implique los mínimos márgenes de error subjetivo.

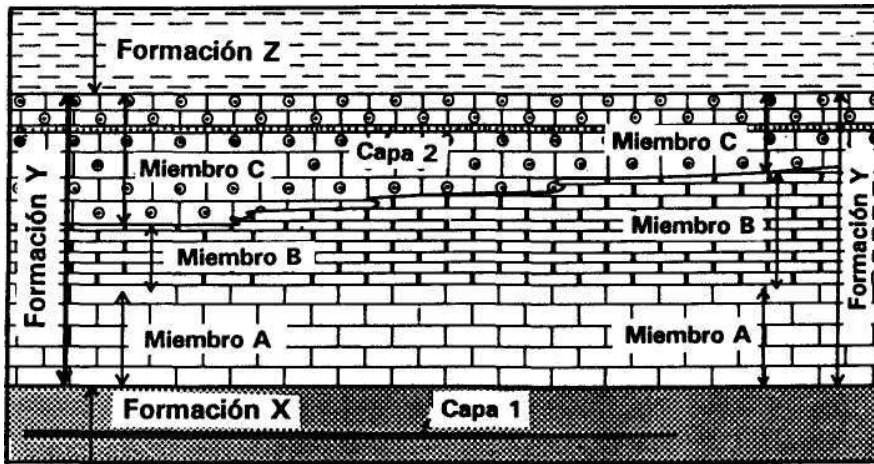


Figura 8.1.- Gráfico en el que se muestran los rangos de unidades litoestratigráficas. Se representan tres formaciones (X, Y, Z) y en una de ellas (Formación Y) se diferencian tres miembros (A, B, C). Se muestran dos ejemplos de capa: la capa 1 es una unidad litoestratigráfica de rango menor diferenciada directamente dentro de una formación, mientras que la capa 2 es una unidad, del menor rango, dentro de un miembro.

La extensión geográfica de las unidades litoestratigráficas viene determinada exclusivamente por la continuidad y extensión de sus características litológicas diagnósticas (GEI, 1980). A la hora de definir unidades litoestratigráficas se van a seleccionar los rasgos litológicos más característicos que faciliten la identificación en el campo o en el subsuelo.

8.1.1.- Unidades litoestratigráficas formales e informales

La nomenclatura estratigráfica prevé la utilización de estas unidades con carácter formal e informal. Con carácter formal implican la definición de acuerdo con unas normativas (CNE, 1961; GEI, 1980; NASC, 1983) establecidas por organismos internacionales y

rñ

que pretenden velar por la pureza de la nomenclatura, evitando errores graves cometidos en tiempos pasados en los que se llegó a utilizar una nomenclatura de difícil uso fuera de una región geográfica concreta.

Las "*unidades litoestratigráficas informales*" son los volúmenes de rocas que se delimitan en una región cuando se inicia su estudio, y en las que se agrupan conjuntos de estratos en función de sus litologías. Para definir o utilizar, en una región, unidades litoestratigráficas es necesario hacer un estudio detallado de la misma y delimitar los volúmenes de rocas (unidades informales) y después comparar con las unidades formales previamente definidas en sectores adyacentes para aplicar una nomenclatura correcta. Con el fin de diferenciar las unidades formales de las informales la guía (GEI, 1980) recomienda que el término que designa la unidad debe llevar mayúscula inicial en las formales y minúscula en las informales.

Algunos autores (p.ej. Krumbein y Sloss, 1963) utilizaron el término "*litosoma*" para las unidades litoestratigráficas en general, formales e informales. El uso de este término en la bibliografía geológica ha sido escaso debido a que se ha preferido usar simplemente el término *unidad litoestratigráfica*, evitando duplicidades de nomenclatura.

Para las unidades litoestratigráficas formales se usan los nombres establecidos en las normas internacionales (CNE, 1961; GEI, 1980; NASC, 1983) y cuyas características y modo de utilización se detallan a continuación.

8.1.2.- La formación como unidad fundamental

El Código de Nomenclatura Estratigráfica (CNE, 1961) y la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980) establecen como unidad fundamental dentro de las unidades litoestratigráficas formales a la *formación*. Se define "*como un conjunto de estratos de rango intermedio en la jerarquía de las unidades litoestratigráficas formales*". Las formaciones son las únicas unidades litoestratigráficas formales en las que es necesario dividir la columna estratigráfica completa. De este modo el conjunto de rocas estratificadas presentes en la corteza terrestre se dividirían en numerosísimas formaciones que encajarían entre ellas como un *puzzle* tridimensional de múltiples piezas.

En las normativas internacionales, no se establecen unos límites numéricos de espesor para definir formaciones, sino que se establece una norma laxa en la que se dice que una formación debe ser una unidad fácilmente representable en los mapas y cortes geológicos. Convencionalmente se considera que la escala del mapa pueda ser 1:50.000 a 1:25.000, por lo que dependiendo de la topografía y complejidad tectónica de una región podremos tener desde formaciones con pocos metros de espesor (capas horizontales y topografía muy suave) hasta otras con centenares de metros.

Una formación usualmente se va a denominar con tres términos:

el primero es la palabra Formación, el segundo es el alusivo a la litología (p.ej. Dolomías) y el tercero es la de la localidad geográfica en la que haya sido definida (p.ej. Formación Calizas de Bovalar, Formación Arenas de Utrillas, etc.). El nombre alusivo a la litología puede ser compuesto (p.ej. Formación Margas y calizas de Blesa, Formación Areniscas, arcillas y calizas de Castilfría, etc.). Igualmente es correcto, de acuerdo con las normativas de nomenclatura, usar solo dos términos el de Formación y el geográfico, no incluyendo el alusivo a la litología (p.ej. Formación Escucha, Formación Loriguilla, Formación Gavilán, etc.).

Toda formación para estar correctamente definida tiene que contar con un estratotipo o sección estratigráfica de referencia localizada necesariamente en la localidad geográfica de donde toma su nombre. En la definición se exigen otros requisitos que pretenden evitar la duplicidad de nombres. Igualmente se exige el establecimiento de su equivalencia con unidades cronoestratigráficas que facilite la utilización de la nomenclatura a personas que no han trabajado previamente en la región donde se define.

8.1.3.- Unidades litoestratigráficas de rango diferente

Las normativas internacionales de nomenclatura (CNE, 1961; GEI, 1980; NASC, 1983) establecen la posibilidad (no obligación) de poder agrupar las formaciones en lotes de dos o más que, siendo consecutivas, presenten litofacies, en su conjunto, diferentes de otros posibles conjuntos. Estas unidades de rango mayor que la formación son las que se llaman *grupos*. En los casos en los que se estime necesario usar una jerarquización más completa por encima de la formación se puede llegar a tres tipos de agrupaciones de formaciones que, de menor a mayor rango, son: subgrupos, grupos y supergrupos.

Cuando en una formación se puedan diferenciar dos o más partes, atendiendo a sus litofacies, se pueden establecer unidades litoestratigráficas de rango menor, las cuales reciben el nombre de *miembros* (fig. 8.1) La división de una formación concreta en miembros no es necesaria y solo se utiliza cuando los datos litoestratigráficos así lo aconsejen y con ello se logre un objetivo útil. Usualmente la nomenclatura de un miembro está compuesta por tres términos: en primer lugar la palabra miembro, en segundo un término alusivo a la litología y en tercero un nombre geográfico de referencia (Miembro calizas y margas de Calanda). En algunas formaciones en las que se divide sólo en dos miembros se habla, simplemente, de miembro inferior y miembro superior.

Finalmente dentro de una formación o en su caso de un miembro se pueden delimitar unidades litoestratigráficas de rango menor a las que se llama *capas*. Este término se aplica a estratos cuyo espesor puede variar desde un centímetro hasta pocos metros con características litológicas muy peculiares, fácilmente diferenciables (p.ej. capa de carbón, capa de óxidos de hierro, etc.). La delimita-

ción de capas no implica la división completa de la formación (o del miembro) en capas diferenciables, sino que se refieren exclusivamente a niveles muy concretos dentro de las unidades de rango mayor (fig. 8.1).

8.2.- FORMA DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

Los datos que se tratan en este epígrafe, como en todos los siguientes dentro de este capítulo, se refieren a todos los tipos de unidades litoestratigráficas, formales e informales, por tanto a todos los volúmenes de rocas estratificadas delimitados por sus litofacies.

8.2.1.- Geometrías deducidas a partir de datos de campo

Las unidades litoestratigráficas observadas en el campo presentan geometrías muy variadas. Para reconstruir la geometría de la unidad es necesario disponer de cortes con grandes dimensiones y buenas condiciones de observación. En el caso de unidades con gran continuidad lateral se tiene que recurrir a la correlación (comparación con otras secciones estratigráficas) para ampliar el ámbito de información y a partir de los datos de cada sección (espesor y naturaleza del techo y muro) deducir la geometría de la unidad. No hay ninguna unidad litoestratigráfica con continuidad global, por lo que todas las unidades, incluidas éstas, terminan lateralmente, por acuñamiento o por cambio lateral.

Analizando las posibles geometrías, a partir de la información de numerosos casos reales, se pueden establecer los siguientes tipos:

Unidades con techo y muro planos y paralelos.- Este tipo geométrico caracteriza unidades que mantienen su espesor en casi toda su extensión (fig. 8.2A). En función de la relación entre el espesor y la distancia máxima en la que se reconoce la unidad, Corrales *et al.* (1977) establecieron dos subtipos geométricos (laminares y tabulares) dentro de este tipo. Las *unidades laminares* son aquellas en las que la relación de distancia mayor y espesor es superior a 1000, por lo que la unidad deberá tener al menos diez kilómetros de extensión (o longitud mayor) por cada diez metros de espesor. Las *unidades tabulares* son aquellas en las que la relación entre longitud y espesor es inferior a 1000 y superior a 50; así, una unidad de 10 m de espesor deberá tener una longitud superior a 500 m y menor a 10 km. Son características de medios sedimentarios extensos y de fondo uniforme, como las plataformas marinas y los medios pelágicos.

Unidades con techo plano y muro irregular.- Se caracterizan por una manifiesta desigualdad geométrica entre techo y muro. El muro está marcado por un cambio brusco de facies, que implica erosión

previa de los materiales infrayacentes (fig. 8.2B). El techo por el contrario es plano y presenta un cambio de facies gradual. En unidades litoestratigráficas de pequeño rango, este tipo de geometría es bastante frecuente en medios fluviales, en los que alternan periodos con depósito con otros erosivos. Para unidades de gran rango son especialmente abundantes en los primeros rellenos sedimentarios de una cuenca, en la que la sedimentación se inicia sobre un relieve irregular.

Unidades con techo plano y muro convexo.- Son las llamadas *unidades lenticulares* o semilenticulares que se caracterizan por tener una escasa continuidad lateral (fig. 8.2C). La relación entre la longitud y el espesor es inferior a 50. Son frecuentes en depósitos en medios sedimentarios muy reducidos como lagos pequeños o charcas.

Unidades con variaciones laterales de espesor.- Bajo este epígrafe general se reúnen a aquellas unidades litoestratigráficas en las que lateralmente se tienen cambios notables de espesor y, más concretamente, en las que los espesores se dupliquen o tripliquen lateralmente. Un primer tipo son las unidades con forma de *cuña* es las que se observa un cambio lateral de espesor gradual, de manera que aumenta en un sentido y disminuye en el otro (fig. 8.2D); son frecuentes en los bordes de las cuencas sedimentarias donde los límites de la región subsidente quedan reflejados en depósitos que aumentan su espesor hacia el interior de la cuenca (sector subsidente) y disminuye hacia fuera (sector no subsidente). Un segundo tipo son las unidades con formas *irregulares* en las que la potencia varía de unos puntos a otros. Difieren de las de muro irregular, antes descritas, en el hecho de que en éstas el muro aparece como no erosivo (fig. 8.2E); son características de sectores de cuencas sedimentarias en las que la subsidencia ha sido diferente según los sectores y en los que la sedimentación tiene a compensar las desigualdades del fondo ocasionadas por esta subsidencia diferencial.

Unidades con formas especiales.- Se incluyen aquí todas las unidades litoestratigráficas observadas en el campo cuya geometría responde a formas especiales reconocibles. Un primer tipo, muy simple, es el de las unidades de *relleno de un paleocanal*, que se caracterizan por su escasa continuidad lateral en sección transversal, por un muro claramente erosivo, con importantes cambios de espesor y un relleno detrítico (fig. 8.2F). Un segundo tipo son las unidades con forma de *montículo*, con muro plano y techo convexo (fig. 8.2G) propias de crecimientos orgánicos (arrecifales). Un tercer tipo son las unidades con forma de *abanico* (fig. 8.2H), las cuales son fácilmente reconocibles en unidades de pequeño tamaño (decamétricas) y mucho más difíciles de reconocer cuando son de grandes dimensiones (kilométricas).

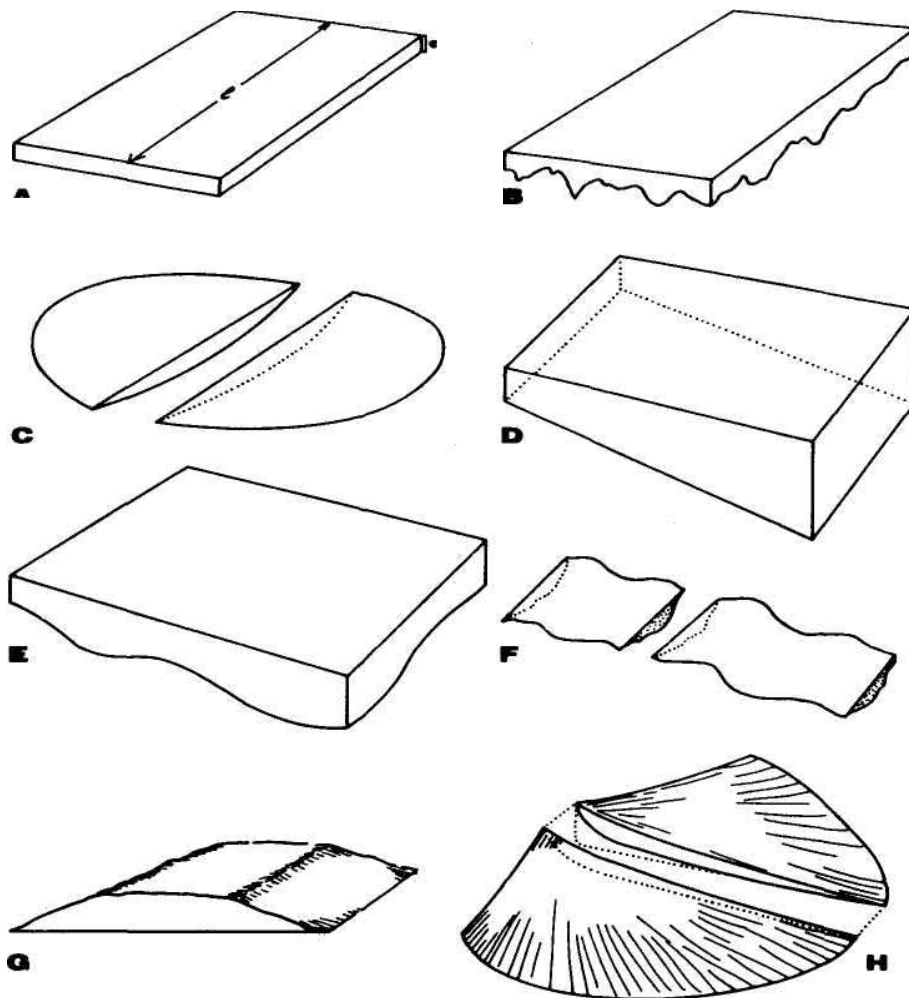


Figura 8.2.- Formas de las unidades litoestratigráficas, deducidas a partir de datos de campo. Explicación en el texto.

8.2.2.- Geometrías deducidas a partir de datos de subsuelo

El análisis de perfiles sísmicos permite reconocer con bastante precisión las geometrías de las *unidades litosísmicas*. Con este nombre se denominan a los volúmenes de materiales con rasgos sísmicos (facies sísmicas) semejante y que en gran parte se corresponden con unidades litoestratigráficas. En algún caso concreto una unidad litosísmica puede comprender más de una unidad litoestratigráfica con rasgos análogos. La mayor diferencia que presentan los perfiles sísmicos, con respecto a la observación en el campo, es que en ellos se tiene una mayor continuidad lateral de observación. Por

otra parte los perfiles sísmicos se representan sistemáticamente con la escala vertical bastante exagerada con respecto a la horizontal, con lo que se pueden ver geometrías que difícilmente se reconocen en el campo. Los principales tipos son los siguientes:

Unidades litosísmicas tabulares.- Se trata de unidades caracterizadas por tener el techo y el muro planos y paralelos (fig. 8.3A). Se asemejan a las observadas en el campo, anteriormente descritas.

Unidades litosísmicas en cuña.- Son aquellas en las que se observa un aumento progresivo de espesor hacia un sector determinado (fig. 8.3B). Se asemejan igualmente a las observadas en el campo, aunque en los perfiles sísmicos al aumentar la escala de observación y exagerar la escala vertical se reconocen con mayor facilidad.

Unidades litosísmicas sigmoidales.- Son formas de gran interés en la interpretación de perfiles sísmicos y que, usualmente, no se ven en el campo. Se trata de unidades de más de un kilómetro de longitud y varias decenas de metros de espesor, cuya forma recuerda la letra griega sigma, y muestran techo y muro escalonados, con un máximo espesor en el centro y reducción del mismo hacia los dos extremos (fig. 8.3C) hasta que se acunian. Son formas de unidades litosísmicas muy características de bordes de cuencas subsidentes en episodios de subida del nivel del mar.

Unidades litosísmicas oblicuas.- Corresponden a otro tipo de geometría difícilmente observable en el campo, que consisten en cuerpos geométricos con una geometría oblicua a la del fondo de la cuenca (fig. 8.3D). Son formas de unidades litosísmicas muy características de bordes de cuencas sedimentarias y de los intervalos en los que los aportes superan en volumen al "vaciado" dejado por propia subsidencia. Mitchum *et al.* (1977) diferenciaban dos tipos de unidades litosísmicas oblicuas: *tangenciales*, que muestran los reflectores con buzamiento decreciente hacia la parte donde su hun-

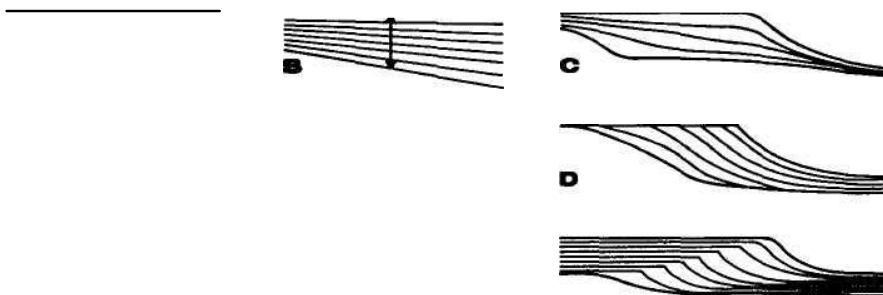


Figura 8.3.- Geometrías de unidades litosísmicas. Figura inspirada en otras de Mitchum *et al.* (1977). Explicación en el texto.

den (fig. 8.3D) y *paralelas* en las que el buzamiento es igual a lo largo de todo el reflector oblicuo. Con frecuencia se combinan los dos tipos últimos (sigmoidal y oblicuo) y se presenta el denominado *complejo sigmoidal-oblicuo* (fig. 8.3E).

Unidades litosísmicas caóticas.- Son aquellas unidades caracterizadas por carecer de una estructura interna, con reflectores caóticamente distribuidos, y por presentar geometrías globales con muro plano y techo convexo (fig. 8.3F) que lateralmente se acúan. Se relacionan genéticamente con grandes masas de materiales deslizados y redepositados, por procesos de *slump*.

Unidades litosísmicas con formas especiales.- Corresponden a todas aquellas formas con geometría diferentes a las anteriores y que pueden ser fácilmente reconocibles. Un tipo es el de los lóbulos, que en perfil sísmico presentan superficies convexas hacia el techo (fig. 8.3G) en las que los materiales suprayacentes cubren progresivamente el relieve. Otro tipo sería el de las unidades con clinofomas de tipo *hummocky* (fig. 8.3H) en las que se observan lóbulos que se interfieren. Otro tipo es el de los cuerpos arrecifales con muros planos y techos convexos que terminan lateralmente de forma brusca (fig. 8.3I)

8.2.3.- Depocentro de una unidad

Como se ha podido ver la geometría de las unidades litoestrati-gráficas es muy variable de unos casos a otros y entre los factores que varían está el espesor o potencia de la unidad. Se llama *depocentro* al área o lugar geográfico de una cuenca sedimentaria en el que se alcanzó el mayor volumen. Aplicado a una unidad litoestrati-gráfica concreta el depocentro es el área o lugar geográfico de la cuenca sedimentaria en el que dicha unidad alcanza el máximo espesor (fig. 8.4A). En la bibliografía geológica es posible encontrar el término depocentro con una acepción diferente: para denominar la posición geográfica de las facies más distales. Aquí se usa exclusivamente en la primera acepción, o sea, en su aspecto relacionado con el máximo espesor.

El término depocentro solamente es aplicable a unidades litoestrati-gráficas en la que haya cambios sensibles de espesor. Tiene un gran interés la reconstrucción de las posiciones relativas de los depo-centros de varias unidades litoestrati-gráficas consecutivas, o superpuestas, dentro de una misma cuenca sedimentaria. Se pueden dar cuatro posibilidades en cuanto a su posición relativa. En la primera los depocentros se superponen, de manera que el máximo espesor de las unidades permanece en la misma región durante un largo intervalo de tiempo (fig. 8.4B) indicando que el sector con el máximo de subsidencia permanece constante durante todo el tiempo del depósito. En la segunda los depocentros se desplazan, a lo largo del tiempo,

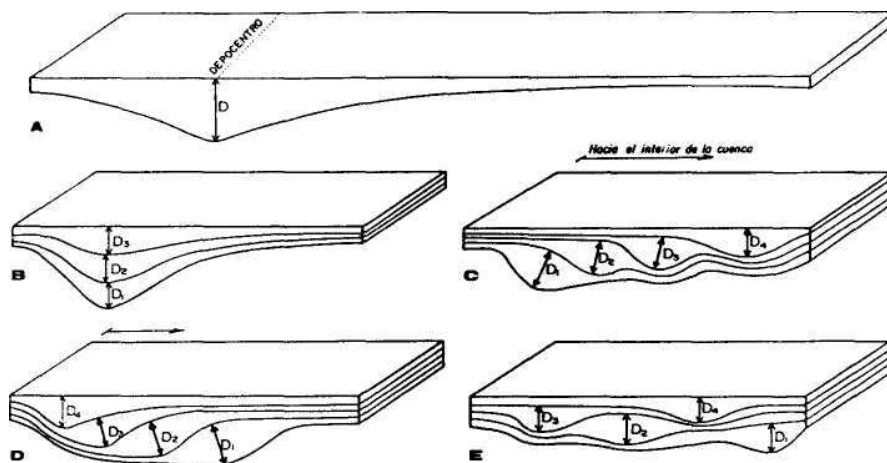


Figura 8.4.- Concepto de depocentro de una unidad litoestratigráfica y de las posibles relaciones de la posición de los depocentros en unidades superpuestas. A.- Depocentro en una unidad litoestratigráfica. B.- Unidades superpuestas con depocentros coincidentes. C.- Unidades superpuestas con depocentros desplazándose hacia el interior de la cuenca. D.- Unidades superpuestas con depocentros que se desplazan hacia fuera de la cuenca. E.- Unidades con depocentros no coincidentes ni dispuestos con una ordenación preferente.

hacia el interior de la cuenca sedimentaria (fig. 8.4C) indicando un desplazamiento progresivo del sector más subsidente hacia sectores más alejados del área fuente que tiende a ser tectónicamente más estable. En la tercera el desplazamiento de los mismos se realiza hacia el borde de la cuenca sedimentaria (fig. 8.4D) indicando que el sector más subsidente se desplaza progresivamente hacia las proximidades del área fuente que tiende a ser tectónicamente más inestable. En el cuarto tipo los depocentros de las unidades superpuestas varían de posición geográfica pero sin ningún orden definido (fig. 8.4E) indicando cambios de posición geográfica del sector más subsidente de la cuenca debido a modificaciones tectónicas locales.

El estudio de la posición de los depocentros de las diferentes unidades litoestratigráficas que constituyen el relleno sedimentario de una cuenca sedimentaria es uno de los objetivos del análisis de cuencas, ya que permite ver la distribución geométrica de las unidades, lo que facilita considerablemente el conocimiento de las relaciones entre el comportamiento tectónico (subsistencia, levantamiento tectónico, deformación) y la sedimentación a lo largo del tiempo.

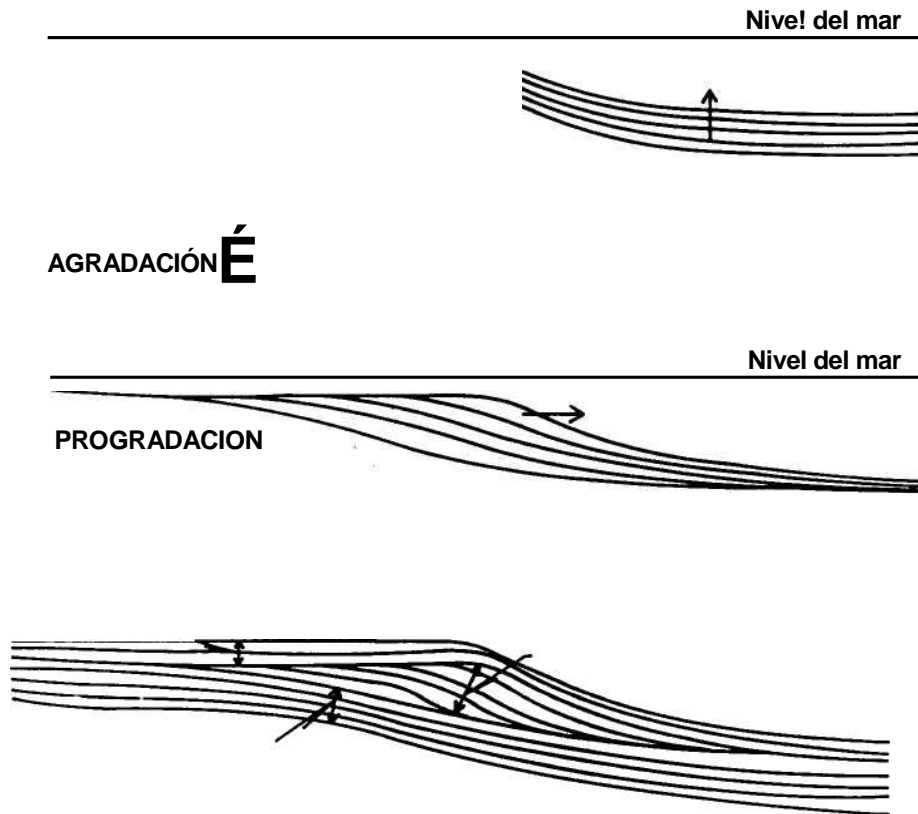
8.3.- GEOMETRÍA DE LOS ESTRATOS DENTRO DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Hasta ahora solamente se ha hablado de la geometría externa de las unidades litoestratigráficas, con unas breves y puntuales alusiones a las geometrías internas. Se aborda aquí, en detalle, el estudio

de la geometría de los estratos dentro de las unidades litoestratigráficas y, más concretamente, de la relación de la estratificación con las geometrías del techo y muro de la unidad. Estas geometrías reflejan procesos muy interesantes en la sedimentación y en el crecimiento gradual de un cuerpo sedimentario, que se conocen genéricamente con el nombre de *acreción*. Se explican, a continuación, los distintos tipos de geometrías directamente en relación con los procesos que los regulan, insistiendo en los criterios de observación en el campo (o de interpretación de perfiles sísmicos) que permitan su reconocimiento.

8.3.1.- Acreción vertical o agradación

La *acreción vertical* o *agradación* consiste en la superposición de capas horizontales (o subhorizontales) paralelas a las superficies límite (muro y techo) de las unidades litoestratigráficas. Se trata de la forma más usual de geometría interna de los estratos dentro de una unidad litoestratigráfica, en la que se cumplen los principios de la superposición y de la continuidad lateral y horizontalidad original. Tanto en observación de campo, como en perfiles sísmicos, se reconocen por presentar un conjunto de estratos, o de reflectores, paralelos entre sí y paralelos al muro de la formación (figs. 8.5 y 8.6).



8.3.2.- Acreción frontal o progradación

La *acreción frontal* o *progradación* es el proceso de crecimiento gradual de un cuerpo sedimentario en sentido frontal, hacia el interior de la cuenca, en el que se coloca una capa sobre otra dando un dispositivo sigmoidal u oblicuo (figs. 8.5 y 8.6), que no cumple el principio de la horizontalidad original. El avance de las capas que se van superponiendo se hace en el sentido del transporte. Se trata de una de las geometrías internas de unidades litoestratigráficas más interesantes para la interpretación de las mismas. Los dispositivos de progradación son visibles, especialmente, en perfiles sísmicos y, con menor frecuencia, en observación de campo, ya que la escala a los que se detectan mejor es la kilométrica. En observaciones puntuales

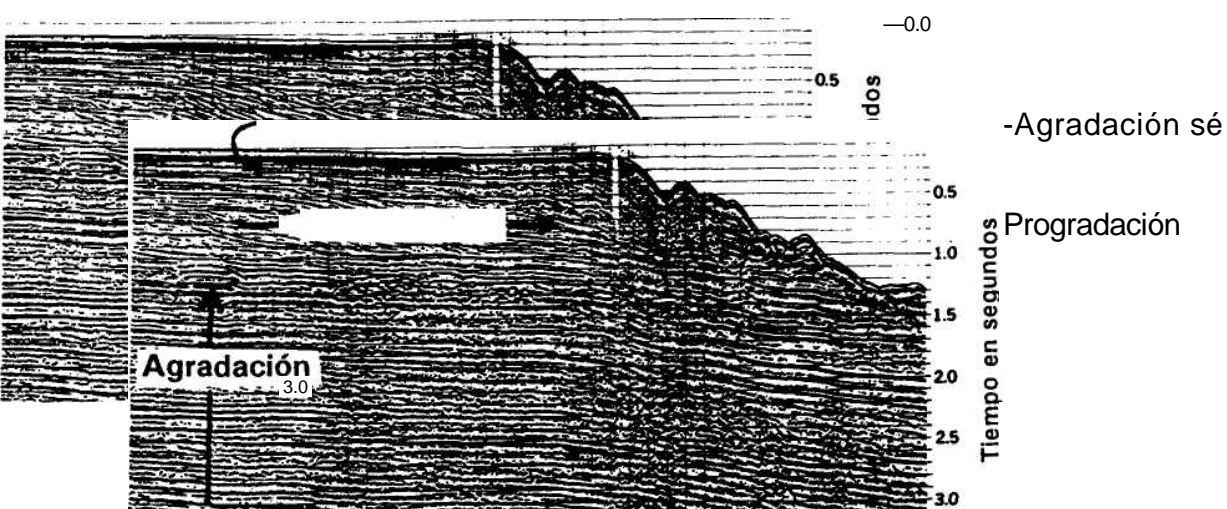


Figura 8.6.- Expresión en un perfil sísmico de los conceptos de agradación (acreción vertical) y progradación (acreción frontal). En la parte superior se reproduce un trozo de un perfil sísmico de Bally (1983) y en la parte inferior se marca sobre dicho perfil la posición de los cuerpos progradantes y agradantes.

de campo se pueden ver partes de unidades con dispositivos progradantes de escala decamétrica. Consisten en dispositivos de estratos oblicuos a la superficie basal de la unidad litoestratigráfica, en los que las capas presentan concavidad hacia el techo, lo que le permite diferenciarlo de los dispositivos de acreción lateral (fig. 8.6).

En perfiles sísmicos se pueden diferenciar dos tipos de unidades litosísmicas progradantes en función de la geometría de la unidad y la disposición de los reflectores (superficies de estratificación) dentro de ellas. Sangree y Widmier (1977) las definieron como: Unidades progradantes oblicuas y unidades progradantes sigmoidales (fig. 8.7), quienes las consideran como características de bordes de plataformas de alta y baja energía, respectivamente. Las *unidades progradantes oblicuas* (fig. 8.8) se caracterizan por una forma en cuña curva, con la concavidad hacia el techo, y con reflectores (estratos) oblicuos con inclinación máxima en las partes superiores que progresivamente disminuyen hacia abajo. Presentan geometrías similares a las que muestran las estratificaciones cruzadas, aunque corresponden a cuerpos sedimentarios de 50-70 metros de espesor. Los materiales suprayacentes se disponen cortando a los reflectores oblicuos. Las *unidades progradantes sigmoidales* (fig. 8.9) se caracterizan por la forma sigmoidal en las que los distintos reflectores tienen continuidad a lo largo de toda la unidad litosísmica, sin que haya un choque de capas en el techo.

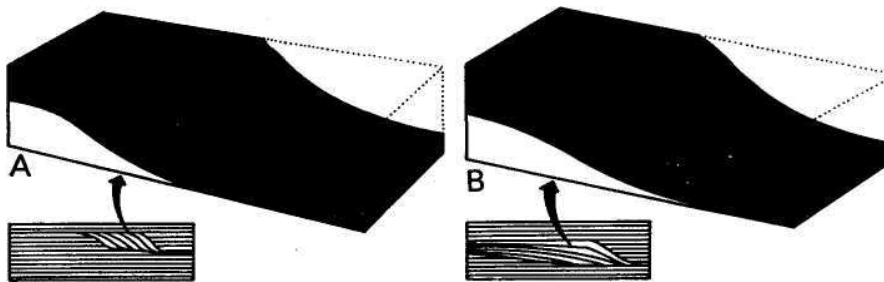


Figura 8.7.- Diferencia entre unidades progradantes oblicuas y tangenciales. A.-Unidad progradante oblicua (alta energía). B.- Unidad progradante tangencial (baja energía). Figura inspirada en otras de Sangree y Widmier (1977) y Mitchum *et al.* (1977).

8.3.3.- Acreción lateral

Se llama *acreción lateral* al proceso de crecimiento de estratos en sentido perpendicular a la dirección de la corriente. Tiene lugar especialmente en relación con los desplazamientos laterales de los cauces meandriformes fluviales o deltaicos. Se trata de geometrías visibles especialmente en observación de campo, ya que su escala es decamétrica o hectométrica. Bosellini *et al.* (1989) marcan una diferencia

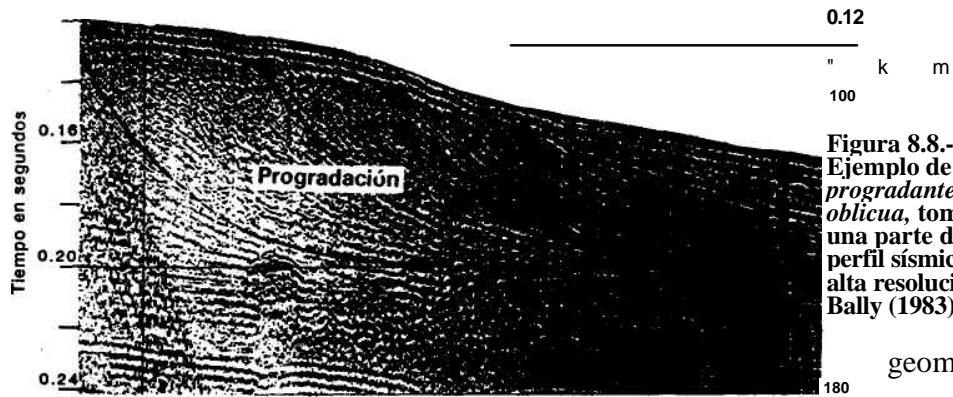


Figura 8.8.- Ejemplo de *unidad progradante oblicua*, tomado de una parte de un perfil sísmico de alta resolución de Bally (1983).

geométrica

clara entre los dispositivos propios de la acreción frontal por presentar una geometría de estratos convexa hacia el techo (fig. 8.10) con respecto a los de acreción lateral (cóncava hacia el techo).

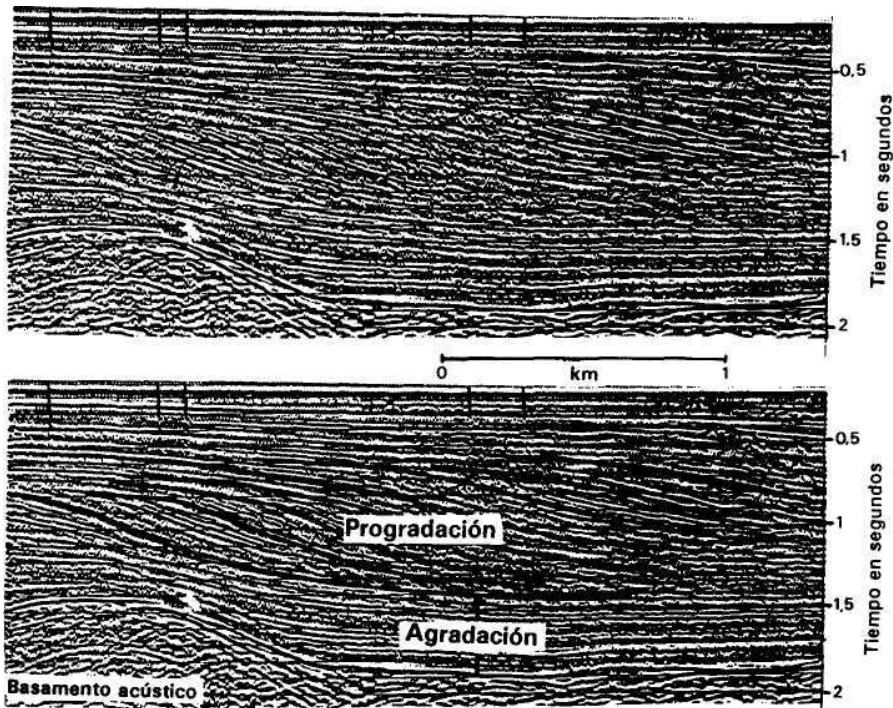
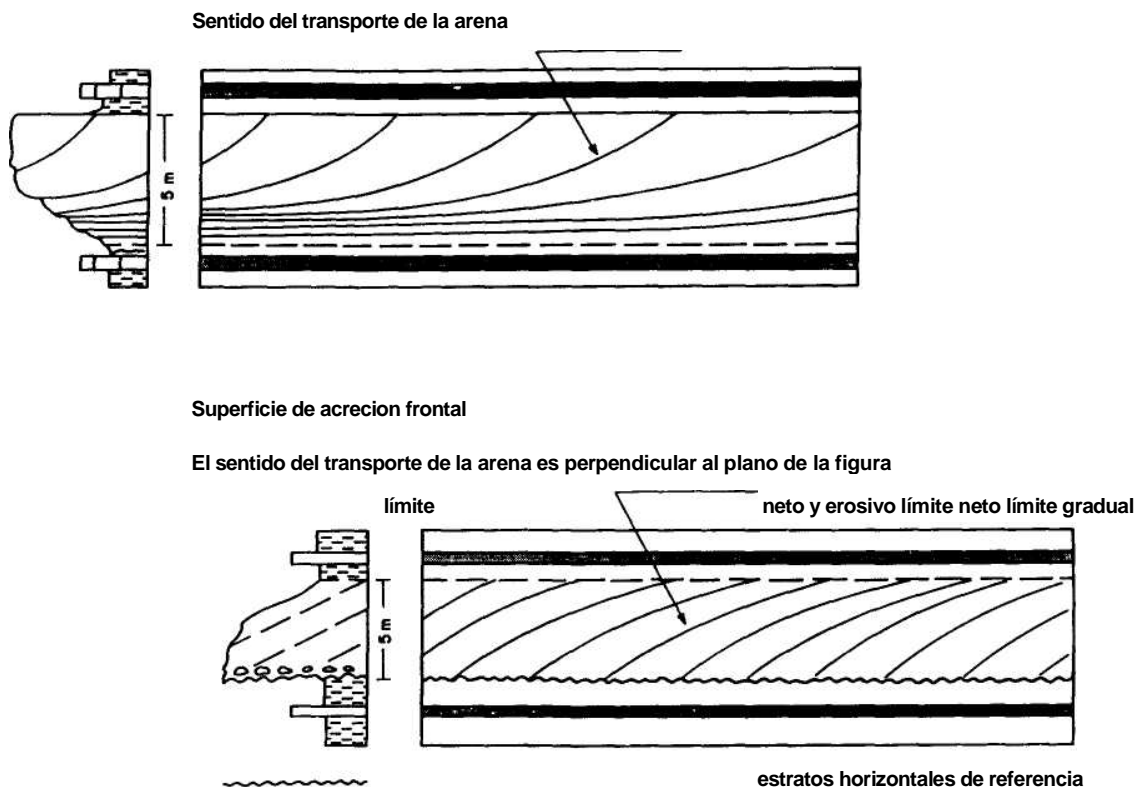


Figura 8.9.- Ejemplo de *unidad progradante tangencial*, tomado de una parte de un perfil sísmico de multicanal de Rodríguez-Fernández *et al.* (1984).



Superficie de acrecion lateral

Figura 8.10.- Gráfico elaborado a partir de dos figuras de Bosellini *et al.* (1988) en el que se muestra la diferencia entre las superficies de acrecion frontal (o progradación) y las de acrecion lateral.

8.3.4.- Morfologías de barra y de relleno de canal

Los términos *barra* y *relleno de canal* han sido muy utilizados en la bibliografía geológica aplicados tanto a la sedimentación actual como a los materiales antiguos, aunque a veces de manera no totalmente clara.

En sedimentos clásticos el término *barra* se utiliza con un doble sentido. En la sedimentación fluvial alude a una acumulación local de arena y/o grava, que puede disponerse transversal o longitudinalmente, respecto al sentido de la corriente, y habitualmente presenta el muro erosivo y el techo convexo. El segundo uso es para aludir a cuerpos de medios costeros o de plataforma con muro plano, no erosivo, y techo convexo.

El término *relleno de canal* se refiere a un concepto mucho más simple: al relleno sedimentario dentro de una depresión erosiva (o canal). Se caracteriza por presentar un muro erosivo, convexo e irregular, con relleno de capas con dispositivo de acrecion vertical o agradación, que chocan contra dicha superficie. Se da en medios

fluviales, maréales y submarinos, en los que pueda haber condiciones de erosión que faciliten la formación (o excavación) del canal y su posterior relleno sedimentario, normalmente con secuencias terrígenas granodecrecientes.

Los dos términos (barra y relleno de canal) aluden a unidades litoestratigráficas alargadas, de escasa continuidad transversal. Sus dimensiones son decamétricas o hectométricas. En materiales sedimentarios recientes son fácilmente distinguibles, mientras que en materiales antiguos a veces presenta dificultad. Ello se debe a que en ocasiones la geometría original del cuerpo sedimentario ha podido modificarse durante la compactación.

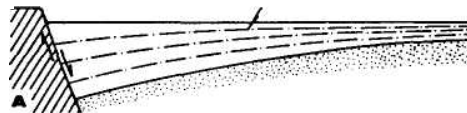
8.4.- RELACIONES LATERALES DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Toda unidad litoestratigráfica lateralmente o desaparece o cambia a otra. Una de las maneras más simples de desaparición lateral de una unidad ocurre cuando su límite es una falla sinsedimentaria que limita un sector con subsidencia y depósito de otro que no la tiene, de manera que la unidad litoestratigráfica termina lateralmente de manera brusca, con una superficie plana, coincidente con la de falla (fig. 8.11 A). En los demás casos, cuando no haya límites de fallas sinsedimentarias, las relaciones laterales son geoméricamente menos bruscas y en ellas se pueden diferenciar varios tipos que se describen a continuación.

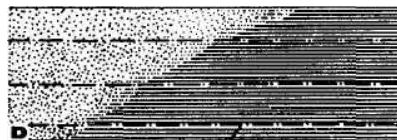
8.4.1.- Acuñaamiento

Con este nombre se denomina a la finalización lateral de una unidad litoestratigráfica por pérdida progresiva de espesor hasta su desaparición total (fig. 8.1 IB). Este tipo de relación lateral se pro-

isócronas



isócronas



Isócronas

Figura 8.11.- Relaciones laterales entre unidades litoestratigráficas. A.- Límite de una unidad por una falla sinsedimentaria. B.- Acuñaamiento. C- Indentación. D.- Cambio lateral de facies.

En los bordes de un medio sedimentario que lateralmente cambia a un medio no deposicional. Son frecuentes en los bordes de cuencas sedimentarias, aunque también abunda dentro de cuenca en los límites de sectores con y sin depósito. Los materiales que constituyen la unidad litoestratigráfica que se acuña no tienen equivalente lateral coetáneo, porque en el área adyacente no hubo depósito, o incluso erosión.

8.4.2.- Indentación

Con este nombre se alude al cambio lateral entre dos unidades litoestratigráficas coetáneas, en el que se produce una interpenetración de una en la otra, mediando entre ellas un cambio de facies brusco (fig. 8.11C). El nombre alude a la geometría usual, a manera de "dientes" de una unidad que penetran dentro de la otra. Este tipo de relación se da en el límite entre dos medios sedimentarios (o litotopos dentro de un mismo medio) cuya posición geográfica ha ido cambiando a lo largo del tiempo.

8.4.3.- Cambio lateral gradual

Se refiere al paso lateral de una unidad litoestratigráfica a otra de manera gradual, o sea, existiendo una franja con materiales con litofacies intermedias (fig. 8.1 ID). Se puede hablar de cambios laterales que son perpendiculares a las líneas isócronas (líneas de la estratificación) o de cambios laterales que son oblicuos a dichas líneas. Este segundo tipo es mucho más frecuente que el primero. Estos cambios laterales graduales se dan entre materiales de diferentes partes de un mismo medio sedimentario (litotopos), en los que se produce sedimentación simultáneamente con diferente litofacies, pero con límites no netos.

8.5.- RELACIONES VERTICALES DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Las relaciones verticales entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas quedan reflejadas en las características del techo de la unidad infrayacente y el muro de la suprayacente (fig. 8.12). Dos aspectos fundamentales son considerados en dicha relación: de una parte las propias características geométricas de dicha superficie y de otra la relación geométrica de la estratificación por debajo y por encima de la misma.

8.5.1.- Características de las superficies de separación

La superficie de separación entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas puede presentar dos rasgos muy diferentes. De una parte se puede tratar de un cambio brusco de litofacies, que

RELACIONES VERTICALES ENTRE UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS

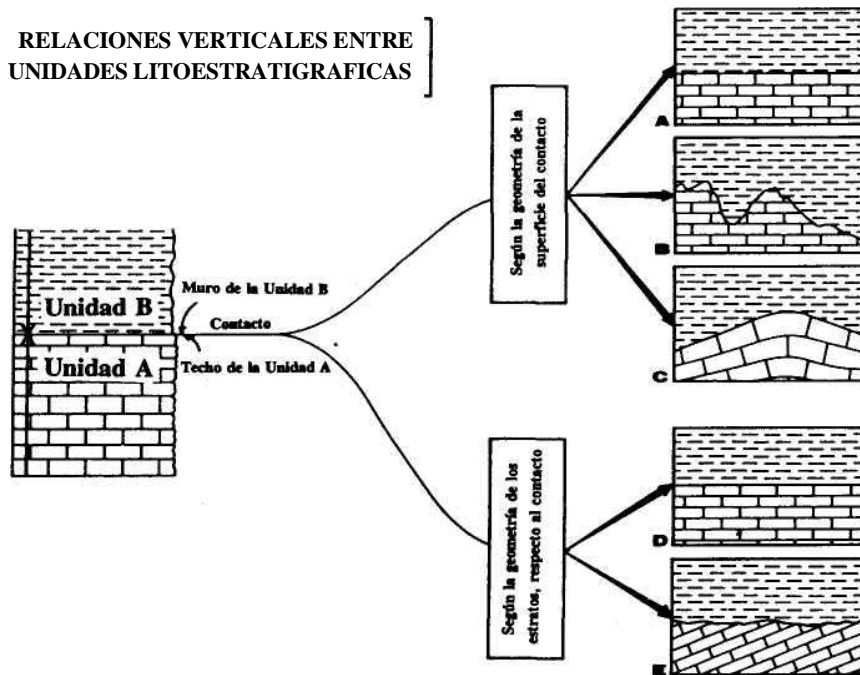


Figura 8.12.- Relaciones verticales entre unidades Htoestratigráficas. Explicación en el texto.

separe materiales de litologías muy diferentes, y de otra de un cambio gradual que marque el paso progresivo de una litofacies a otra.

En los cambios bruscos de facies, coincidentes con límites de unidades Htoestratigráficas superpuestas, la geometría de la superficie de separación entre ambas pueden ser muy diversa, desde *plana* (fig. 8.12A) a *erosiva* (fig. 8.12B). En el primer caso se trata de una superficie plana, paralela a las superficies de estratificación de la unidad suprayacente. En el segundo caso se trata de una superficie irregular que corta a las superficies de estratificación de la unidad infrayacente. Un tercer tipo, mucho menos frecuente, es el de las superficies convexas, pero no erosivas (fig. 8.12C), que separan los depósitos de cuerpos de geometrías convexa hacia el techo, como barras o lóbulos, de otros horizontales.

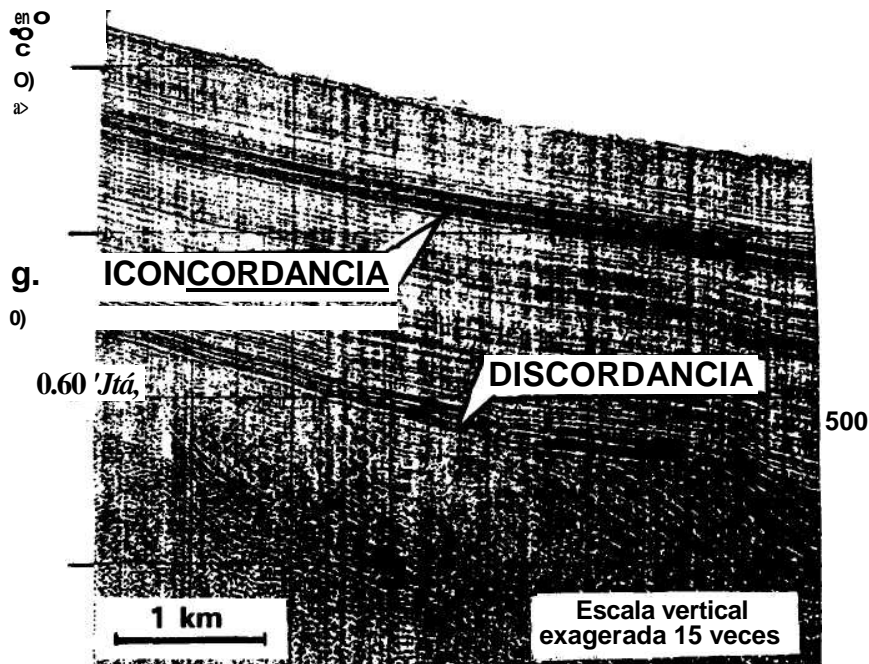
En los cambios graduales de facies, que marcan el límite vertical entre dos unidades Htoestratigráficas, tan solo se pueden diferenciar dos modalidades. La primera cuando dicho cambio se efectúa en una franja paralela a las superficies de estratificación, siendo por tanto isócrono en diferentes sectores. La segunda cuando dicho cambios se efectúa en una franja oblicua a los planos de estratificación y, por tanto, es heterócrona.

8.5.2.- Concordancia y discordancia

Se llama *concordancia* a la relación vertical entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas, en la que tanto la unidad infrayacente como la suprayacente presentan superficies de estratificación paralelas a la superficie de separación entre ambas (fig. 8.12D). Por el contrario se llama *discordancia* a la relación entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas en la que la superficie de separación entre ambas corta a las superficies de estratificación de la unidad infrayacente (fig. 8.12E), indicando claramente una etapa de deformación (basculamiento y/o plegamiento) seguida de otra de erosión, entre el depósito de ambas unidades.

Los conceptos de *concordancia* y *discordancia* son puramente geométricos, relativos a la relación geométrica entre las superficies de estratificación de los materiales de dos unidades litoestratigráficas superpuestas, aunque lógicamente implican ciertas condiciones genéticas. Contrastan con los términos de *continuidad* y *discontinuidad*, que serán tratados en el capítulo 10 de este libro, los cuales aluden a la relación genética entre dichas unidades.

En los perfiles sísmicos las concordancias y discordancias, como límites de unidades litosísmicas, se detectan con gran facilidad (fig. 8.13 y 8.14) ya que quedan reflejadas de manera muy neta



y en extensiones muy amplias. En el campo igualmente las relaciones geométricas de concordancia y discordancia pueden ser fácilmente diferenciables, en especial, cuando la superficie de separación es neta e irregular y la posición espacial de los estratos (dirección y buzamiento) por encima y por debajo de la misma es muy diferente. Sin embargo cuando estas dos condiciones no se cumplen puede quedar enmascaradas y ser confundidas con superficies de concordancia.

8.5.3.- Significado genético de los diferentes tipos

Genéticamente cada uno de los tipos de relaciones verticales,

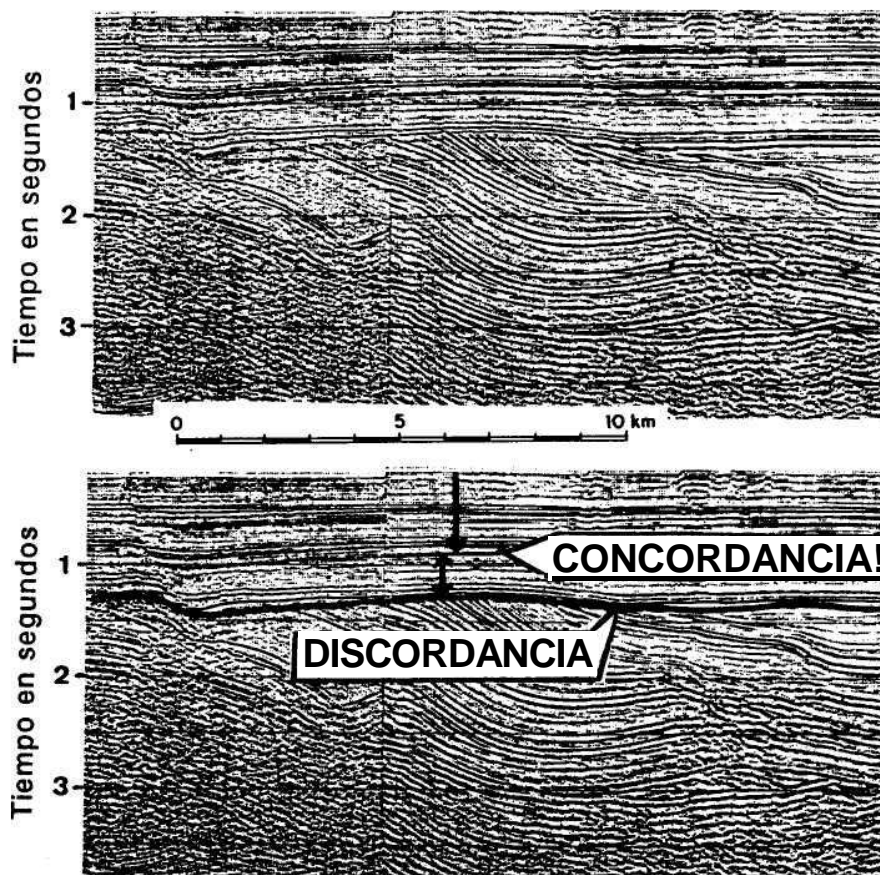


Figura 8.14.- Ejemplo de un perfil sísmico de multicanal, tomado de Bally (1983), donde se muestran unas relaciones de discordancia y concordancia entre unidades litosísmicas. La parte superior corresponde al perfil sísmico obtenido directamente del procesado de los datos (sin interpretación), mientras que la parte inferior es la interpretación parcial del mismo marcando los ejemplos de límites de unidades litosísmicas concordantes y discordantes.

antes detalladas, tiene un significado. Los procesos que pueden actuar entre el depósito de dos unidades litoestratigráficas superpuestas son: cambio en la sedimentación, erosión y deformación tectónica.

Una superficie de separación con concordancia y con geometría plana implica simplemente un cambio en las condiciones sedimentarias, cambio que puede ser brusco o gradual según quede reflejado en el tipo de cambio vertical de litofacies.

Una superficie de separación de las dos unidades litoestratigráficas con concordancia, pero con geometría erosiva, implica, además del cambio de las condiciones de sedimentación, una etapa más o menos importante de erosión.

Por último, una superficie de discordancia implica los tres factores aludidos, en primer lugar interrupción sedimentaria seguida de una deformación tectónica (plegamiento o basculamiento), a la que sigue una etapa de erosión y la reanudación de la sedimentación, normalmente, con condiciones diferentes. En las discordancias la superficie que separa las dos unidades puede ser plana o irregular. En ambos casos implica erosión, en el primero hasta llegar a dar una superficie plana que corta o cepilla a los materiales infrayacentes y en el segundo con una superficie irregular-erosiva, que en muchos casos implica menos erosión que en el caso anterior. En definitiva la geometría de las superficies de discordancia están relacionadas con el grado de madurez del relieve en el proceso erosivo, siendo las superficies planas más maduras que las irregulares.

Si a estas relaciones puramente geométricas entre unidades litoestratigráficas, le introducimos el factor tiempo mediante el control bioestratigráfico detallado de los materiales podemos hablar de continuidad y discontinuidad, ternas que serán tratados en el capítulo 10, y que son de gran importancia en el estudio de las relaciones verticales entre unidades estratigráficas.

9

CRITERIOS DE POLARIDAD VERTICAL Y HORIZONTAL.

9.1 - Criterios de polaridad vertical

9.1.1.- Criterios basados en la forma de los estratos

9.2.- Criterios basados en estructuras de ordenamiento interno .3.- Criterios basados en estructuras de las superficies de estratificación

9.4.- Criterios basados en estructuras de deformación de estratos .5.- Criterios

basados en fósiles y en pistas orgánicas .6.- Criterios texturales en carbonates

9.7.- Criterios petrológicos

9.8.- Otros criterios 9.2.- Criterios de polaridad horizontal 9.2.1.-

Medidas de paleocomentes 9.2.1 . 1 - Toma de datos 9.2.1.2.-

Tratamiento estadístico de los datos 9.2.2.- Medidas de paleopendientes 9.2.3.- Proximalidad y distalidad

Dentro de una unidad litoestratigráfica se pueden diferenciar partes o sectores en función de su posición temporal (más antiguos o más modernos) o en función de la relación lateral con respecto a los agentes de transporte que condicionaron su depósito.

En cuanto a la posición temporal, en una unidad litoestratigráfica se distinguen la parte inferior (muro) y la superior (techo). Ello no presenta dificultad cuando se trata de capas horizontales y poco deformadas donde se pueda aplicar con facilidad el principio de la superposición. La importancia se hace, sin embargo, muy grande cuando las capas están intensamente deformadas de manera que haya dudas sobre de su posición normal o invertida. Se trata de criterios que faciliten la correcta aplicación del principio de la superposición, a los que se llama *criterios de polaridad vertical* o *criterios de superposición*, necesarios para el levantamiento de secciones estratigráficas.

Con frecuencia en una unidad litoestratigráfica se puede establecer, además, una subdivisión de acuerdo con la posición de los diferentes sectores reales de la misma con respecto a los agentes de transporte que reinaron durante el depósito. Para ello se utilizan los denominados *criterios de polaridad horizontal* o *criterios de yuxtaposición*, entre los que destacan por su interés los que permiten medir la dirección y el sentido de las paleocorrientes.

En ambos casos se trata, fundamentalmente, de criterios que se aplican directamente en el campo. Para que la interpretación sea más correcta se debe procurar utilizar simultáneamente el máximo número posible de criterios, lo que aumenta la fiabilidad de la interpretación. Se debe tener en cuenta que ningún criterio aislado es infalible, ya que podría ser un caso excepcional anómalo no representativo que pudiera inducir a error, mientras que la coincidencia de varios criterios disminuye considerablemente dicha posibilidad de error y, consecuentemente, aumenta la fiabilidad. En los criterios de polaridad horizontal, además, se debe procurar disponer del máximo número de datos lo que permita un tratamiento estadístico de los mismos, que haga más objetiva la interpretación.

9.1.- CRITERIOS DE POLARIDAD VERTICAL

Son los criterios que permiten en un estrato, o en un conjunto de estratos, reconocer donde está el muro y el techo. Mayoritariamente

se aplican en estratos individuales dentro de una unidad litoestratigráfica, deduciendo la posición del techo y muro de la unidad a partir de la de los estratos que la componen. Uno de los casos donde mayor interés tiene la aplicación de estos criterios ocurre cuando los estratos estén deformados y afloran verticales o invertidos (fig. 9.1), en el que necesariamente se tiene que recurrir a análisis para poder ordenar temporalmente, de más antiguas a más modernas, las unidades litoestratigráficas, previamente al levantamiento de una sección estratigráfica o la trazado de una cartografía geológica.

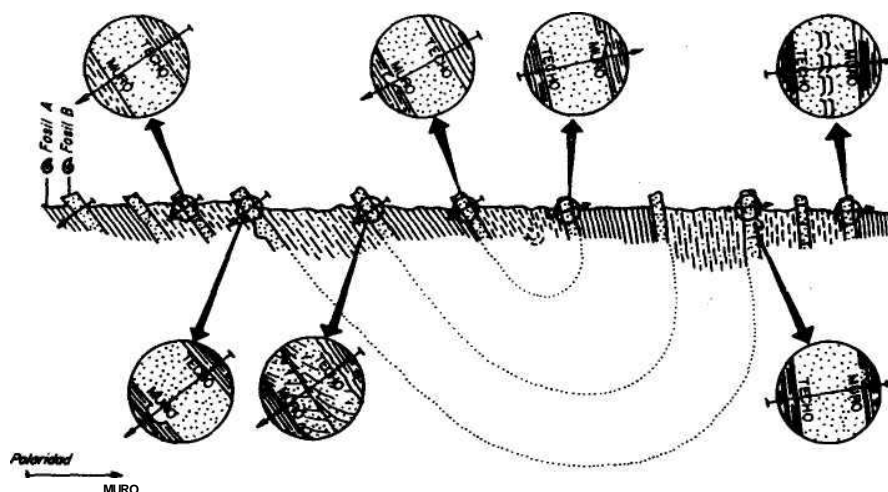
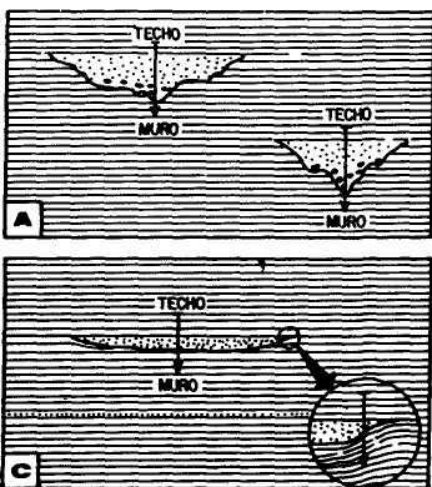


Figura 9.1.- Aplicación de los criterios de polaridad vertical para la correcta ordenación temporal de los materiales. Para cada estrato en el que se aplica un criterio se indica la posición del techo y del muro, con lo que se reconstruye la geometría de la estructura.

9.1.1.- Criterios basados en la forma de los estratos

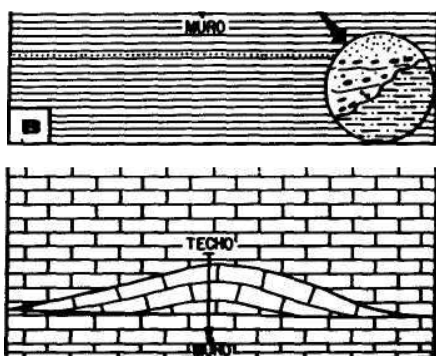
Uno de los criterios más simples consiste en el análisis e interpretación de la forma de los estratos individualmente. En ellos como primera aproximación se asimilan al techo las superficies planas y el muro a las irregulares. En efecto en la naturaleza las capas delimitadas por superficies una plana y otra irregular (erosiva) corresponden mayoritariamente a capas con muro erosivo y techo plano. Para aplicar con mayor precisión este criterio hay que estudiar en detalle la geometría irregular y deducir que se trata de una superficie erosiva, viendo que corte oblicuamente a las capas infra-yacentes o a la laminación que éstas puedan presentar.

Los estratos acanalados (fig. 9.2A) son fácilmente diferenciables en el campo y suministran un criterio de polaridad de alta fiabilidad.



TECHO
MURO

Figura 9.2.- Criterios de polaridad vertical, aplicados a partir de la forma de la estratificación. Explicación en el texto.



Aplicando el criterio a una escala mayor, las unidades litoestratigráficas con muro erosivo (fig. 9.2B) suministran, igualmente, un criterio de gran fiabilidad, aunque es necesario reconocer el carácter erosivo de los estratos. Las unidades con morfologías lenticulares (fig. 9.2C) muestran la convexidad hacia el muro, aunque este criterio hay que usarlo con precaución ya que la geometría original puede haberse modificado en procesos postsedimentarios. Finalmente las unidades con morfología de montículos (p.ej. *mounds*, arrecifes, etc.) tienen la convexidad hacia el techo (fig. 9.2D).

Todos estos criterios de polaridad son excelentes si se pueden usar en materiales donde se vea nítidamente la geometría, aunque en la práctica presentan muchas limitaciones debidas a que el tamaño y calidad de los afloramientos no permiten disponer de observaciones de calidad.

9.1.2.- Criterios basados en estructuras de ordenamiento interno

Un primer tipo de estructura lo constituye la granoclasificación normal (*graded bedding*) en la que los granos más gruesos se disponen hacia el muro del estrato (fig. 9.3A). Este criterio hay que utilizarlo con muchísima precaución ya que en la naturaleza se forman granoclasificaciones inversas, por otros procesos, que pueden inducir a error.

Especial interés tiene el estudio de los *ripples* de corrientes y laminaciones cruzadas relacionadas con ellos. La morfología de los *ripples* con crestas agudas y senos romos (fig. 9.3A) es un criterio bastante

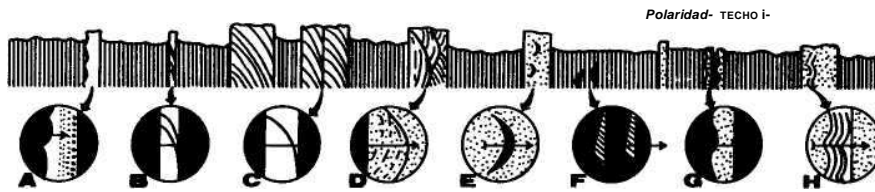


Figura 9.3.- Diferentes criterios de polaridad vertical (o superposición) basados en estructuras de ordenamiento interno (explicación en el texto).

más fiable que el anterior. La laminación cruzada, como estructura interna de los *ripples* de corrientes, suministra un criterio de polaridad vertical, ya que las láminas hacia el techo del estrato que las contiene presentan una mayor inclinación que hacia el muro (fig. 9.3B).

Las estratificaciones cruzadas, en toda su variedad de tamaños y geometrías, proporcionan criterios de polaridad de alta fiabilidad. Uno de estos criterios se basa en la geometría de los estratos cruzados con respecto al límite del conjunto (*set*) de los mismos. Dicha geometría es claramente asimétrica, con un ángulo muy bajo hacia el muro que aumenta progresivamente hacia el techo (fig. 9.3C), similar a la descrita en la laminación cruzada. En el caso de estratificaciones cruzadas cuyos *sets* presentan morfologías curvas se tiene otro excelente criterio ya que la convexidad apunta siempre hacia el muro de la unidad (fig. 9.3D).

Las estructuras *flaser* proporcionan un nuevo criterio ya que los cuerpos lúuticos, en el seno de las arenitas, se disponen con formas curvas con la convexidad hacia el muro y la concavidad hacia el techo (fig. 9.3E). Por su parte, las estructuras lenticulares (o *linsen*) suministran también información ya que se trata de cuerpos de una geometría definida, con muro plano y techo ondulado (fig. 9.3F), sin embargo en este caso hay que tener precaución ante las posibles inversiones geométricas que a veces se pueden producir durante la compactación. Finalmente, la estructura ondulada puede también utilizarse ya que en ella los muros son planos y los techos ondulados, por *ripples* de olas (figs. 9.3G,H), aunque igualmente hay que tener precauciones ante la posibilidad de que hubieran ocurrido modificaciones geométricas en la compactación.

En rocas sedimentarias fuertemente plegadas, como por ejemplo los materiales precámbricos y paleozoicos que afloran en las áreas cratónicas, la tectónica ha podido deformar las estructuras con lo que hay que tomar múltiples precauciones y hacer numerosas observaciones.

9.1.3.- Criterios basados en estructuras de las superficies de estratificación

En el techo de los estratos, las estructuras que más pueden usarse como criterio de polaridad vertical son las grietas de desecación

{mud-cracks}), que se dan en el techo de bancos carbonatados o lutí-ticos, de medios marinos o lacustres muy someros (incluidos los maréales) o medios fluviales en los que haya habido insolación y desecación. Se presenta formando una red poligonal de fracturas cuya anchura disminuye hacia el interior del estrato hasta su desaparición, con una sección en forma de v (fig. 9.4). Cuando fosilizan, los materiales suprayacentes rellenan estas cavidades de forma de cuña.

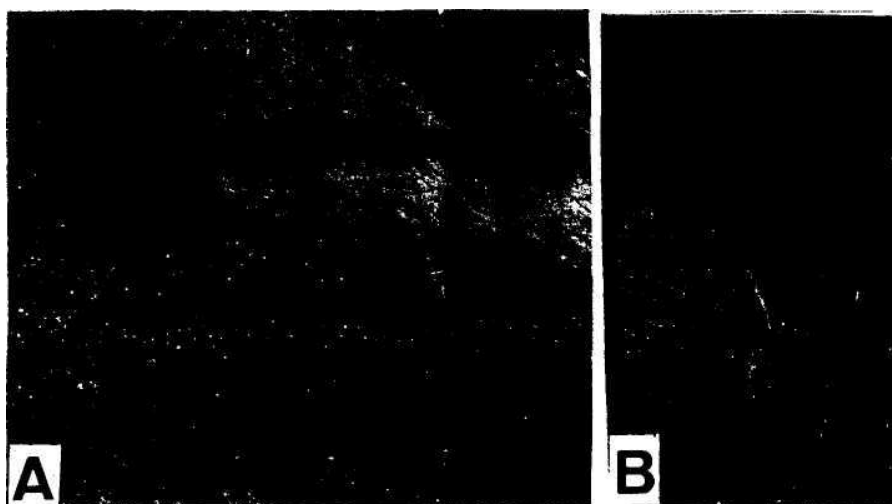


Figura 9.4.- Ejemplo de grietas de desecación (*mud cracks*) en materiales calizos del Berriasiense del Prebético (sur de España). A.- Vista de campo de varios niveles con grietas de desecación en el techo. B.- Detalle de las grietas de desecación.

Otro criterio que puede usarse, aunque excepcionalmente aparece la estructura, son las marcas de gotas de lluvias que son pequeñas cavidades circulares excavadas en el techo de un estrato (fig. 9.5). Estas estructuras son bien conocidas en medios subaéreos actuales, mientras que son extraordinariamente escasas en materiales antiguos, ya que tienden a destruirse antes de su posible fosilización.

Las corrientes de tracción dan lugar a toda una amplia gama de estructuras formadas preferentemente por la excavación, bien directamente o mediante algún objeto, en el techo de un material blando y su posterior relleno por material arenoso correspondiente al estrato suprayacente. La cementación del material arenoso y la posterior erosión del estrato blando hace que estas estructuras se reconozcan normalmente como calcos, o rellenos, de dichos huecos, que sobresalen del muro de los niveles de areniscas (fig. 9.6).

Las estructuras más usuales son los *flute casts* (fig. 9.7A) y los *crescent marks* (fig. 9.7B), ambas formadas directamente por las



Figura 9.5.- Ejemplo de gotas de lluvia en sedimentos actuales.

corrientes. Las dos estructuras son salientes del muro de estratos de areniscas, situados sobre niveles más fácilmente erosionables, como lutitas o margas, aunque a veces el *crescent marks* se conserva también en el techo del estrato infrayacente (razón por lo que usa el término *mark* en lugar de *cast*). La distinción entre una y otra estructura se hace a partir de su geometría, que en el *crescent marks* es de forma de herradura y en los *flute casts* un saliente alargado.

Otro lote de estructuras lo constituyen la formadas por el arrastre de algún objeto por la acción de la corriente erosionando el fondo lodoso. Al conjunto se les llama *tool marks* y entre ellas destacan los *groove casts* (fig. 9.7E) que son rellenos de surcos rectilíneos dejados por partículas que son empujadas, los *prod casts* (fig. 9.7D) que son marcas asimétricas de impacto de partículas que saltan y *bounce casts* (fig. 9.7C) que son surcos discontinuos simétricos de partículas que se arrastran. Los otros tipos de *tool marks* son menos frecuentes. En todos los casos se trata de irregularidades que sobresalen del muro del estratos y pueden usarse genéricamente como criterio de polaridad vertical.

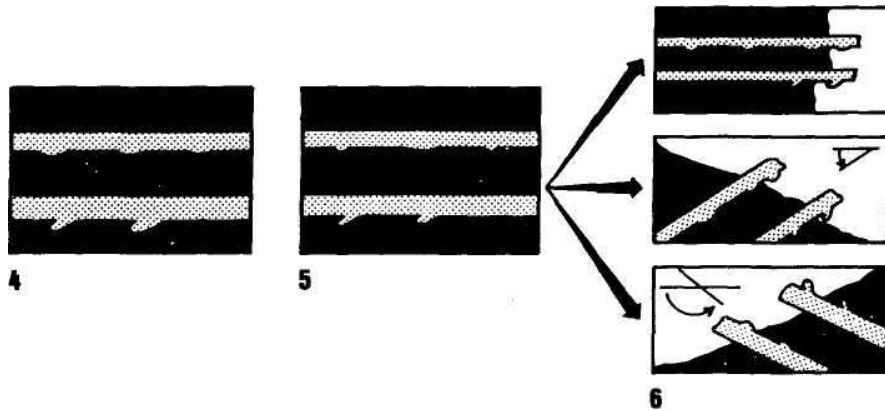


Figura 9.6.- Formación y conservación de estructuras sedimentarias de corrientes en el muro de estratos de areniscas, modificada de Corrales *et al.* (1977). 1.-Depósito de un material blando (lodo lutítico o calizo). 2.-Erosión por efecto de corrientes y formación del hueco. 3.- Depósitos con el consiguiente relleno de la cavidad. 4.- Repetición del proceso. 5.- Compactación y cementación. 6.-Diferente grado de deformación y erosión de los materiales blandos, que permite la observación de las estructuras conservadas en el muro del estrato.

9.1.4.- Criterios basados en estructuras de deformación de estratos

La mayoría de las estructuras de deformación de la estratificación suministran información acerca de la posición del techo y muro de un estrato y, consecuentemente, de la unidad litoestratigráfica en la que está contenido dicho estrato. En todos los casos se trata de deformaciones penecontemporáneas de la sedimentación, formadas inmediatamente después del depósito de los estratos, pero mucho antes de su compactación.

Las estructuras más simples son los calcos de carga (*load casts*) que consisten en deformaciones del muro de los estratos de areniscas, con morfologías muy irregulares, que penetran en los estratos blandos, lutíticos o margosos, infrayacentes (fig. 9.8A). Por otra parte a veces se presentan relacionadas con estructuras de corrientes, de manera que se trata de la deformación por carga de estructu-

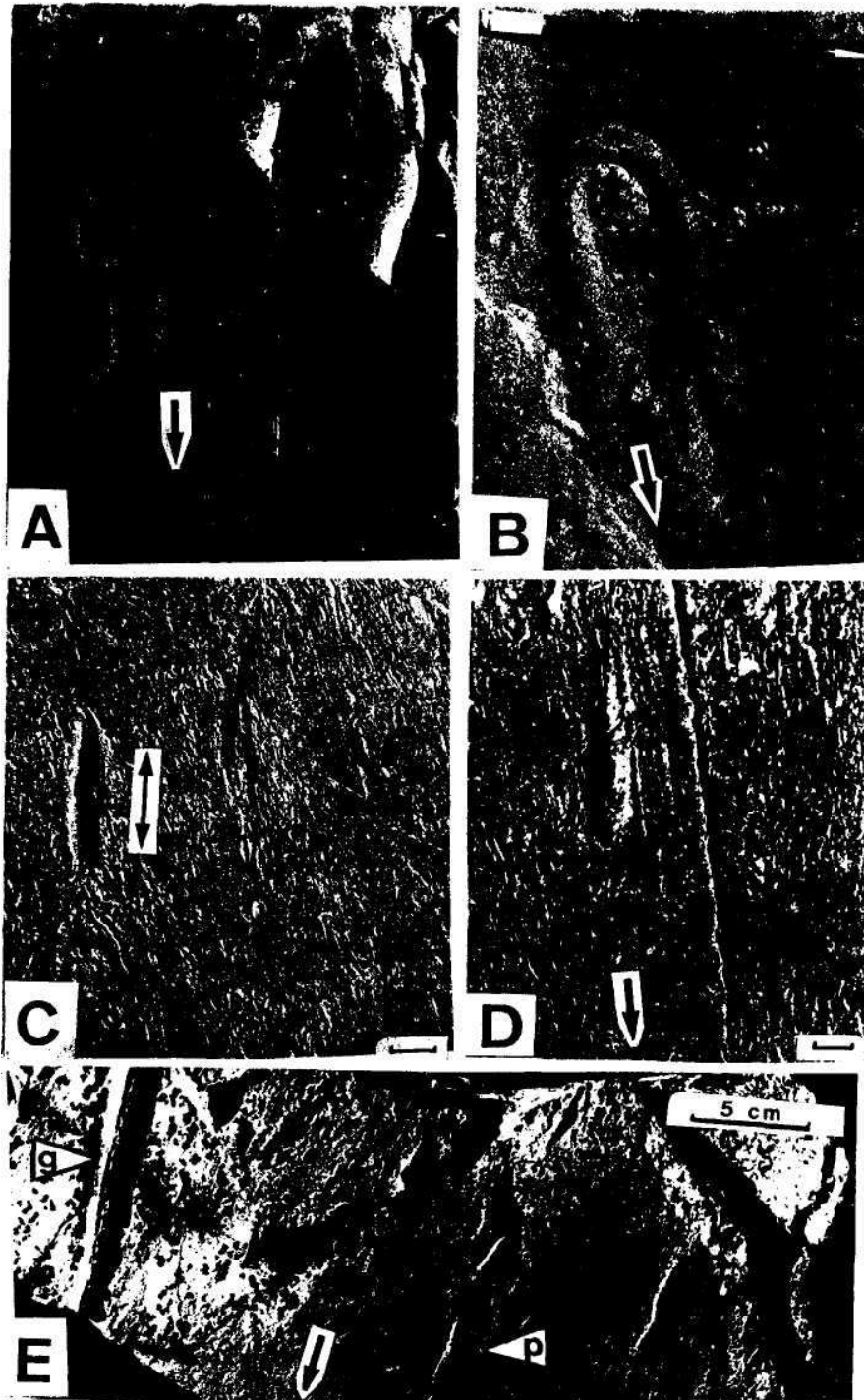


Figura 9.7.- Ejemplos de estructuras de corrientes, frecuentes en el muro de estratos. A.- *Flute casts*. B.- *Crescent casts*. C.- *Bounce casts*. D.- *Prod casts*. E.- *Groove casts* y *prod casts*. Las estructuras son utilizadas como criterios de polaridad vertical (reconocer el muro del estrato) y como criterio de polaridad lateral, para medir paleocorrientes. Las flechas indican la dirección y sentido de las corrientes.

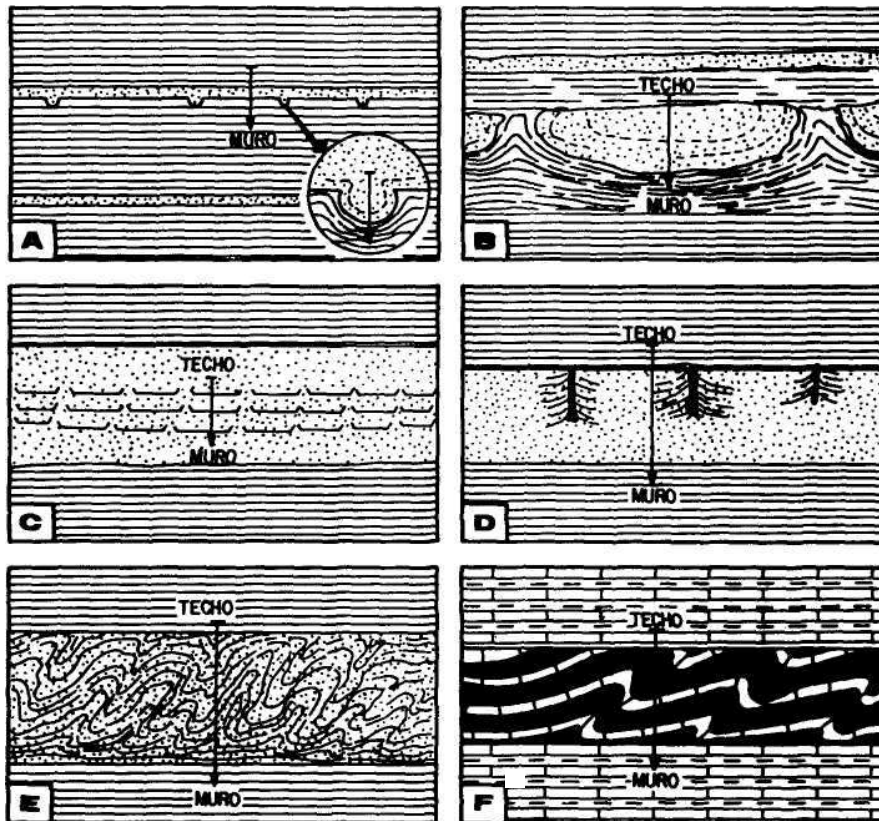


Figura 9.8.- Estructuras de deformación de la estratificación que pueden utilizarse como criterio de polaridad vertical. A.- Calcos de carga (*load casts*). B.- Areniscas almohadilladas (*pillow sandstones*). C.- Estructuras *dish*. D.- Pilares producidos por escapes de agua. E.- *Convolute lamination*. F.- *Slumps*.

ras previas formadas por la acción de las corrientes. En todos los casos se reconocen como salientes del muro de un estrato arenisco-so, en el que usualmente el techo es plano, con lo que su aplicación como criterio de polaridad resulta bastante simple.

Un segundo tipo de estructura de deformación, utilizable como criterio de polaridad, son las estructuras almohadilladas (*pillow sandstones*) que se presenta constituida por cuerpos areniscosos de techo plano y muro convexo (fig. 9.8B), producto de deformaciones, de carga de gran envergadura, que rompen la continuidad lateral del propio estrato, en los que los procesos de fluidificación y liquefacción, inducidos por la sismicidad, juegan un papel importante.

Con el nombre genérico de estructuras de escape de agua se denominan a aquellas en las que la estructura de ordenamiento interno previa ha sido posteriormente deformada por escapes verticales ascendentes de fluidos, en especial de agua. Se producen en

los flujos de sedimentos fluidificados y quedan reflejados generalmente en el seno de estratos areniscosos. Varios tipos geométricos de estructuras de escape de agua pueden ser utilizados como criterios de polaridad vertical. El primero de ellos son las estructuras *dish* que consisten en deformaciones de laminaciones horizontales con unas geometrías de "platos" con levantamiento de los bordes hacia el techo (fig. 9.8C). El segundo lo constituyen los pilares (fig. 9.8D) que son caminos de circulación preferente de arenas fluidificadas que arrastran y deforman a las estructuras previas levantándolas hacia el techo. Un tercer tipo es la *convolute lami-nation* (fig. 9.8E) formada por deformación de estructura de *ripples* de corrientes, que presenta un grado de deformación creciente hacia el techo. En relación con las estructuras anteriores, en especial con los pilares, a veces se observan en el techo de los estratos "volcanes" de arena o diques de arena que son derrames de material fluidificado (arena saturada de agua) que ascienden hasta el techo del estrato.

Las estructuras de deslizamiento subacuático (*slumps*) igualmente pueden ser utilizadas como criterio de polaridad vertical, ya que muestran un grado de deformación creciente hacia el techo y presentan un truncamiento de las estructuras antiformes, justamente en el techo (fig. 9.8F)

9.1.5.- Criterios basados en fósiles y en pistas orgánicas

La datación de los materiales mediante fósiles y su ordenamiento relativo, constituye el criterio de polaridad vertical por excelencia. Su aplicación es muy diferente a la de los métodos basados en estructuras ya que no se trata de un criterio de aplicación directa en el campo, sobre uno o varios estratos, sino que normalmente su aplicación se hace mediante la recogida sistemática de fósiles en todos los niveles fosilíferos, su clasificación específica, la determinación de la edad relativa comparando con el registro fósil previamente conocido y, posteriormente, su aplicación como criterio de polaridad. Es uno de los criterios más fiables, pero tiene unas graves limitaciones, ya que es necesario que haya fósiles en varios niveles y que correspondan a grupos (o taxon) que permitan su datación precisa. Para su aplicación es necesario recurrir, usual-mente, a paleontólogos especialistas en el grupo fosilífero en cuestión.

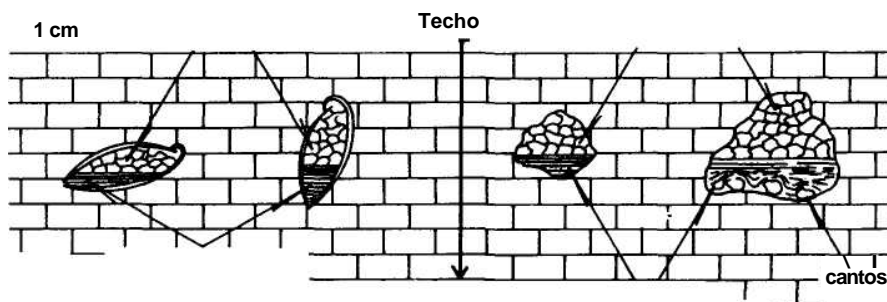
Otros criterios de polaridad se basan en la posición de los fósiles y la existencia de estructuras biogénicas. Se trata de criterios de aplicación directa en el campo, observando la posición de los fósiles dentro de los estratos y la geometría de las estructuras. Son de mucha menos utilidad que los basados en la edad de los fósiles y su aplicación se limita a algunos casos puntuales. En cuando al primer aspecto algunos organismos o estructuras orgánicas se pueden conservar en posición de vida, como corales, rudistas, raíces vege-

tales, etc. Las estructuras biogénicas de interés como criterio de polaridad vertical son, especialmente, las estructuras estromatolíticas, que se caracterizan por presentar cúpulas con convexidad hacia el techo.

Las pistas de organismos pueden suministrar una valiosa información sobre la posición del techo y del muro. En muchos casos son moldes, o cavidades, en el techo de un estrato y calcos, o salientes, en el muro del estrato suprayacente, lo que permite diferenciar el techo del muro. En otros casos, el criterio a utilizar es la intensidad de bioturbación, ya que con frecuencia presenta una mayor intensidad en el techo del estrato, disminuyendo hacia su interior. Ello se explica por la repentina colonización del fondo por organismos que buscan alimento y una intensa actividad bioturbadora penetrativa, lo que ocurre en los episodios inmediatos al depósito de una turbidita o una tempestita.

9.1.6.- Criterios texturales en carbonatos

La mayoría de los criterios ya expuestos son de aplicación preferente en rocas detríticas. En carbonatos, uno de ellos consiste en el análisis detallado de las texturas fenestrales (o estructuras geope-tales), que son cavidades sinsedimentarias de los sedimentos carbonatados, que en unos casos corresponden al hueco de un caparazón de un organismo, mientras que otras veces se forman por desprendimiento de gases. Estas cavidades, usualmente centimétricas, se rellenan parcialmente de sedimentos que percolan por acción de aguas descendentes dejando un hueco que posteriormente se rellena de calcita. La superficie de separación del sedimento de relleno y la calcita que completa la cavidad es paralelo a la estratificación original, estando el relleno sedimentario en la parte inferior (hacia el muro) y la calcita en la parte superior (hacia el techo) lo que constituye un excelente criterio de polaridad vertical (fig. 9.9).



9.1.7.- Criterios petrológicos

Son criterios basados en rocas ígneas intercaladas entre rocas sedimentarias. Se aplican, de manera casi exclusiva, cuando los criterios anteriormente expuestos no son utilizables en las rocas sedimentarias. Se basan en el análisis de las coladas volcánicas y de los rasgos detallados de las mismas, como puso de manifiesto de manera muy detallada Shrock (1948). Los criterios son diversos, entre los que están: presencia de material piroclástico hacia el techo, presencia de vacuolas igualmente hacia el techo y la posible presencia de cavidades con relleno parcial sedimentario de tipo geopetal.

Un aspecto concreto, utilizable como criterio de polaridad vertical es la presencia de *pillow lavas* propias de un rápido enfriamiento de una colada en contacto con el agua del mar. Dichas *pillow lavas* presentan una geometría muy peculiar con muro plano y techo convexo, justamente la contraria a las almohadillas de areniscas tratadas anteriormente.

9.1.8.- Otros criterios

Cuando los criterios anteriores no pueden ser utilizados se recurre a otros diversos que contribuyan a conocer la posición originaria de los materiales y faciliten su correcta ordenación temporal. En conjunto se trata de criterios con un amplio margen de error pero que en muchos casos son los únicos aplicables, como es el caso de materiales estratificados (sedimentarios o metamórficos) sin fósiles y sin estructuras sedimentarias, intensamente deformados, de manera que con frecuencia las capas aparezcan verticales o con inversiones.

Los criterios realmente lo que permiten es reconstruir la estructura de una región determinada, para de este modo poder ordenar temporalmente, de más antiguos a más modernos, a todos los materiales que están implicados en la misma. Se basan en el análisis de estructuras menores como pliegues de arrastre o esquistosidad que permiten la reconstrucción de la geometría de los pliegues. Para su fundamento y aplicación se remite al lector interesado a los libros de Geología Estructural donde se detalla (p.ej. Ramsay, 1983; Davis, 1985).

Los criterios de datación absoluta, desde un punto de vista teórico, pueden ser utilizados como criterios de polaridad vertical. En la práctica su uso se limita a los materiales precámbricos, donde otros criterios no son aplicables y en los que hay que recurrir a las dataciones absolutas de rocas ígneas relacionadas con las grandes unidades litoestratigráficas, y de este modo ordenarlas temporalmente. En otras edades su utilización, como criterio de polaridad, es prácticamente nula, ya que de una parte es necesario la existencia de rocas volcánicas intercaladas para realizar la datación y por otra parte porque el margen de error de la propia técnica a veces impide confirmar una ordenación temporal correcta entre medidas de nive-

les cercanos (p.ej. dos niveles datados con 145 ± 4 Ma y 146 ± 3 Ma, no se puede afirmar cual es el más antiguo).

También han sido utilizado como criterio de ordenación temporal el grado de metamorfismo de unos materiales con respecto a otros, considerando más antiguos a los de mayor grado de metamorfismo. Este criterio, utilizable solamente cuando no se dispone de otro, tiene utilidad exclusivamente a nivel local.

9.2.- CRITERIOS DE POLARIDAD HORIZONTAL

Las unidades litoestratigráficas pueden ser divididas, en sentido lateral, en fracciones o partes de acuerdo con la posición de los mismos, con respecto al área de donde procedían los materiales que se depositaron. Varios conceptos pueden ser aplicados para separar estas fracciones o partes de la unidad, aunque los más generalizados son los de *proximalidad* y *distalidad*, que aluden, respectivamente, a las partes más cercanas y más alejadas con respecto al medio generador.

Los conceptos de proximalidad y distalidad pueden ser aplicados a los medios sedimentarios actuales, en especial a los siliciclásticos (o terrígenos) en los que existen cambios laterales de litofacies muy fácilmente detectables, en función de la distancia al punto de origen de los materiales. Conceptos afines han sido utilizados en medios actuales, como en los abanicos, tanto aluviales como submarinos, donde se diferencian: el abanico interno (parte más proximal), abanico medio y abanico externo (parte más distal).

En materiales antiguos (unidades litoestratigráficas) mediante el estudio detallado de la distribución areal de las diferentes litofacies y de su interpretación sedimentaria se delimitan las partes más proximales y distales de la unidad, especialmente en materiales detríticos de grano grueso y medio. Se trata de delimitar la posición que en cada tiempo ocupaban dichos sectores en el medio sedimentario.

Uno de los criterios más importantes para conocer la proximalidad y distalidad consiste en reconstruir el sentido de movimiento de las corrientes que actuaron durante el depósito. Estas *paleocorrientes* se miden especialmente a partir de las estructuras sedimentarias y obviamente indican movimiento desde las partes más proximales a las más distales.

En materiales carbonatados y lutíticos los criterios de proximalidad y distalidad son más difíciles de aplicar. En los carbonatos marinos o lacustres la proximalidad sería cercanía de costas y la distalidad lejanía de las mismas. Con frecuencia no se disponen de datos que permitan medir paleocorrientes y para la reconstrucción hay que recurrir a criterios texturales y paleoecológicos, a veces poco fiables, ya que indican especialmente batimetrías relativas que no necesariamente van ligadas a lejanía de costas. En medios lutíticos marinos la delimitación de la proximalidad y distalidad es bastante compleja y tan sólo mediante el estudio de los minerales de la arcilla se puede estimar la cercanía o distancia al continente.

9.2.1.- Medidas de paleocorrientes

En un medio sedimentario actual se dice que la corriente dominante va en una *dirección* aludiendo a la línea de movimiento de la corriente orientada con respecto al norte-sur y con un *sentido* indicando hacia que coordenada concreta (uno de los dos extremos de la línea de movimiento) de desplazan los materiales. Se llama *dirección de la paleocorriente* a la medida, expresada con respecto a las coordenadas geográficas, de la posición de la corriente durante el depósito de un material concreto, mientras que se llama *sentido de la paleocorriente* a la expresión de la coordenada hacia la que se dirigía la corriente, que lógicamente es uno de los dos extremos de la línea de dirección. Se dice, por ejemplo, que una paleocorriente tenía un sentido hacia N50E cuando la corriente se movía según la línea N50E-N230W, desde el SW hacia el NE; en otro ejemplo, se dice que la dirección de una paleocorriente era N10E, cuando sólo se conoce la posición de la línea de movimiento N10E-N190E, sin saberse si la corriente iba hacia el norte o hacia el sur.

9.2.1.1.- Toma de datos

Las medidas de paleocorrientes se efectúan a partir de estructuras sedimentarias primarias formadas por dichas corrientes. Potter y Pettijohn (1977) y Miall (1990) hacen una exhaustiva revisión de los diferentes criterios que sirven para hacer una medida de paleo-corrientes, unos aplicables directamente en el campo, basados en estructuras sedimentarias primarias, y otros basados en estudios detallados de laboratorio, raramente utilizados. Aquí solamente se tratará sobre los criterios de aplicación directa en el campo.

La medida de paleocorrientes ha de expresarse con respecto a las coordenadas geográficas, durante el depósito de los materiales. Por ello es necesario llevar a la posición original horizontal el estrato que contiene las estructuras a medir (fig. 9.10). Uno de los métodos utilizados en la práctica consiste en una placa de plástico transparente que se coloca sobre la superficie de estratificación, en ella se marca la dirección de corriente observada, a continuación dicha placa se abate sobre el plano horizontal hasta la posición originaria de la capa y en esa posición se hace la medida con la brújula.

Los criterios de más utilidad en estas medidas se realizan sobre estructuras sedimentarias primarias, en especial sobre materiales detríticos. En unos casos se puede medir la dirección y el sentido de las corrientes, mientras que en otros solamente la dirección.

Estructuras que permiten medir dirección y sentido de la paleocorriente

Se trata de todo tipo de estructuras formadas por corrientes de tracción y que sean asimétricas. En primer lugar se consideran los

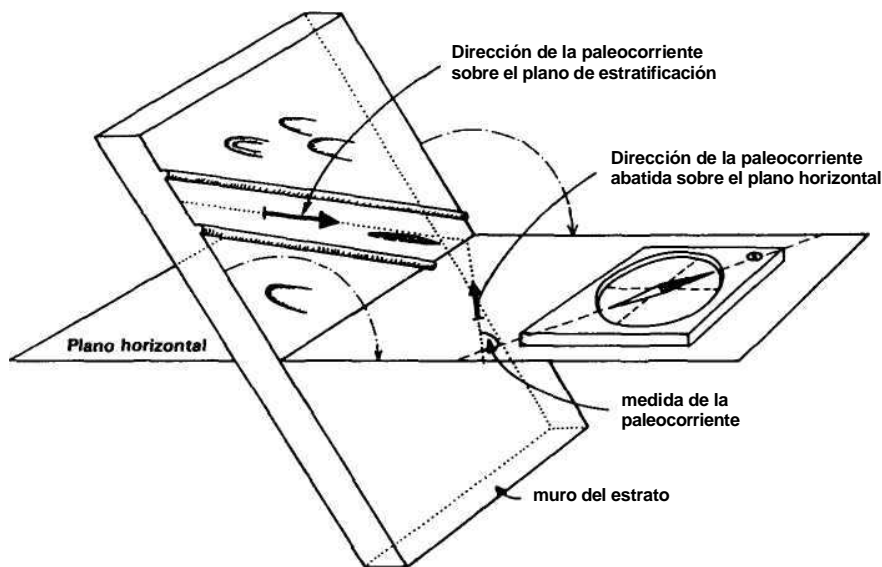


Figura 9.10.- Método de medida de paleocorrientes. La dirección se mide previo abatimiento al plano horizontal original.

ripples de corrientes (fig. 9.11 A) en los que la dirección de la corriente es perpendicular a las crestas y el sentido desde el flanco más suave (flanco de erosión) al más inclinado (flanco de depósito). En segundo lugar existe la laminación cruzada relacionada con los *ripples* de corrientes en la que la dirección es de la línea de máxima pendiente contenida en dichas láminas y el sentido hacia donde hunden las mismas (fig. 9.11B). En tercer lugar se pueden destacar las estratificaciones cruzadas, de diferente tipo y tamaño, en las que la dirección es la de la línea de máxima pendiente contenida en los estratos cruzados y el sentido hacia donde se hunde la capa (fig. 9.11C).

Entre las estructuras de muro formadas por la acción de las corrientes pueden realizarse medidas de paleocorrientes a partir de los *flute casts* en los que la dirección es la del máximo alargamiento y el sentido desde la parte más protuberante hacia la menos elevada (fig. 9.7A). También se pueden medir a partir de las estructuras de *crescent marks* en las que la dirección y sentido de la paleocorriente se deduce fácilmente a partir de la geometría de la estructura (fig. 9.7B), la dirección es la del eje simétrico de la estructura y el sentido es hacia donde abre. Igualmente puede ser medida a partir de los *prod casts* en los que la dirección coincide con la del máximo alargamiento de la estructura y el sentido va desde el flanco más largo hacia el flanco más corto (fig. 9.7D).

Finalmente se pueden realizar medidas de paleocorrientes a partir de la imbricación de cantos. La dirección de la paleocorriente es la de la línea de máxima pendiente que se pueda trazar sobre los

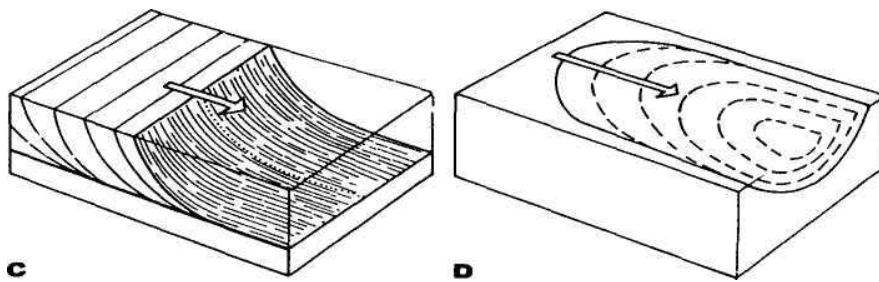


Figura 9.11.- Medida de paleocorrientes a partir de estructuras de ordenamiento interno. A.- *Ripples* de corrientes. B.- Laminación cruzada relacionada con los *ripples* de corrientes. C- Estratificación cruzada planar. D.* Estratificación cruzada en surco.

cantos y el sentido es hacia donde se levantan los mismos. Walker (1984c) precisa cual es la posición de los cantos en corrientes fluviales y en corrientes de turbidez, en los que la posición del eje a (eje mayor del canto) es diferente (fig. 9.12).

Estructuras que permiten medir solamente la dirección y no el sentido

Diferentes estructuras permiten medir la dirección, aunque no el sentido, de las paleocorrientes. Un tipo de gran interés son los pale-ocanales cuya morfología y alargamiento indican claramente la

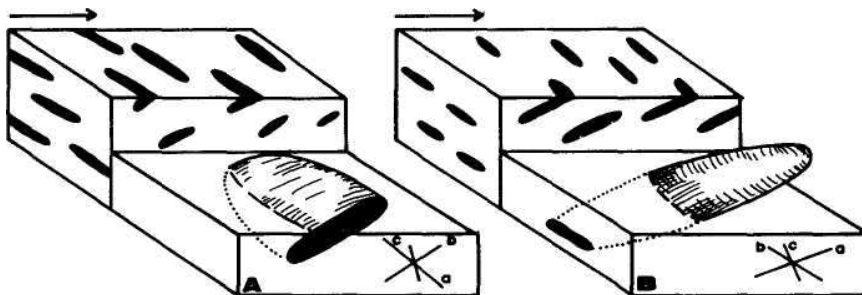


Figura 9.12.- Medida de paleocorrientes a partir de la imbricación de cantos. A.- Orientación de los cantos en corrientes fluviales. B.- Orientación de los cantos en corrientes de turbidez y otros flujos gravitacionales.

dirección de la corriente, mientras que para conocer el sentido hay que recurrir a otros criterios como las estructuras internas de los mismos. Dentro de las estructuras indirectas de corrientes (o *tool marks*) hay dos muy frecuentes, con geometrías simétricas, que permiten también medir la dirección de la paleocorriente: los *groove casts* (fig. 9.7E) y los *bounce casts* (fig. 9.7C).

La posición orientada de algunos fósiles (p.ej. belemnites, braquiópodos, plantas, etc.) en las superficies de estratificación suministran asimismo información sobre la dirección de las paleocorrientes. A partir de las pistas de organismos igualmente se puede obtener alguna información sobre la dirección de la paleocorriente, ya que hay algunos tipos de pistas (p.ej. la *Cruziana*) tienden a orientarse paralelamente a la dirección de las paleocorrientes (ver García-Ramos *et al*, 1989).

9.2.1.2.- Tratamiento estadístico de los datos

Los datos de paleocorrientes para que sean significativos deben numerosos y poder someterse a un tratamiento estadístico. El sistema de representación más usual es el histograma circular, o rosa de los vientos, en el que queda reflejada la distribución de las diferentes medidas realizadas (fig. 9.13). Pueden obtenerse dos tipos de diagramas según se trate de medidas con dirección y sentido, o con únicamente dirección. En el primer caso el diagrama es claramente asimétrico (fig. 9.13A), siendo el sentido hacia donde el radio de la rosa de los vientos es mayor. En el segundo caso son diagramas simétricos (fig. 9.13B).

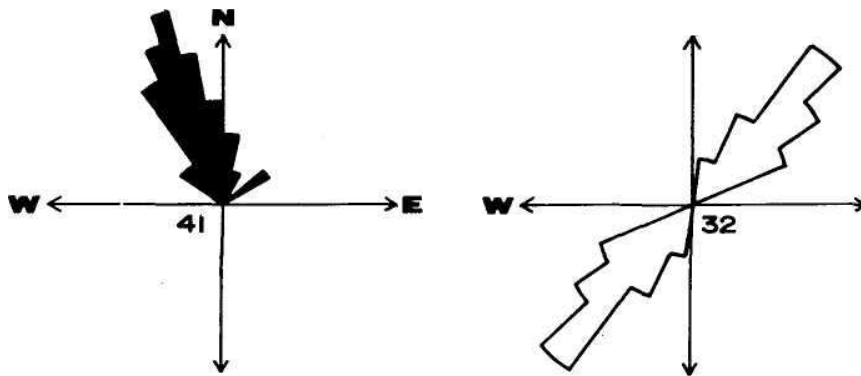


Figura 9.13.- Ejemplo de rosa de los vientos (histograma circular) con el que se presentan los valores de las medidas de paleocorrientes. A.- Medida de dirección y sentido de las paleocorrientes. El diagrama es asimétrico ya que cada medida incrementa el sector circular hacia donde se dirige la corriente. B.- Medida de dirección (no de sentido) de las corrientes; el diagrama es simétrico ya que cada medida de dirección incrementa los dos sectores circulares opuestos del diagrama.

9.2.2.- Medidas de paleopendientes

Con el nombre de *paleopendiente* se alude a la medida de la inclinación del fondo de una cuenca sedimentaria. Las paleopendientes pueden coincidir con las paleocorrientes, pero con gran frecuencia hay diferencias, en muchos casos importantes (fig. 9.14A). Se pueden tener casos en los que la paleocorriente y la paleopendiente sean perpendiculares, como ocurre actualmente en los fondos marinos de los bordes de los continentes donde las pendientes son hacia el océano y las corrientes de contorno se disponen paralelas al borde de los continentes. Incluso puede tenerse un caso en el que la paleocorriente y la paleopendiente sean opuestas, de manera que las corrientes ascendiesen por la pendiente.

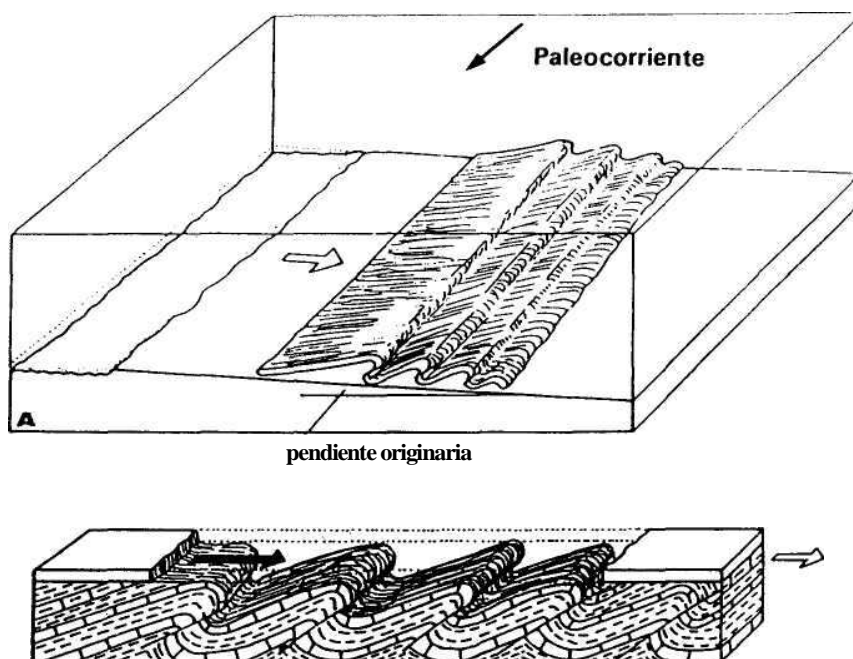


Figura 9.14.- Concepto y medida de paleopendientes. A.- Posibles relaciones entre paleocorrientes y paleopendientes. B.- Medida de la paleopendiente a partir de estructuras *slumps*.

Las paleopendientes se miden a partir de las estructuras de deslizamiento (*slumps*) y más concretamente de aquellas que presentan pliegues asimétricos y/o fallas inversas. Potter y Pettijohn (1977), Woodcock (1979) y Miall (1990) analizan la metodología a utilizar y valoran la fiabilidad de las medidas. La dirección de la paleopendiente (línea de máxima pendiente del fondo) sería la perpendicular

a los ejes de los pliegues o a los planos de las fallas, mientras que el sentido de la inclinación se deduce de la geometría de estas estructuras (fig. 9.14B). Los pliegues antiforales de estos *slumps* vuelcan pendiente abajo y en las fallas inversas los bloques levantados cabalgan hacia las partes más inferiores de la pendiente.

9.2.3.- Proximalidad y distalidad

Los conceptos de *proximalidad* y *distalidad* son aplicados, con gran frecuencia, en el análisis sedimentológico y estratigráfico. Estos términos, normalmente se aplican a conjuntos de estratos y no para estratos individuales. Se llaman proximales a los materiales depositados en la parte del medio sedimentario que estaría más cercana, o próxima, al área fuente del medio, mientras que se llaman distales a los materiales depositados en las partes del medio sedimentario más alejadas del área fuente

Estos conceptos son aplicables fundamentalmente en medios detríticos en cuyas partes más proximales se depositan los sedimentos de mayor tamaño de grano y mayor espesor de estratos, mientras que en los de más distales se depositan los sedimentos con granulometría y espesor de los estratos, menores.

Un ejemplo de proximalidad y distalidad es el utilizado en los depósitos turbidíticos dentro de abanicos submarinos tanto antiguos como modernos. En ellos las facies más proximales presentan una elevada relación de arena/lutita y un espesor medio de los bancos de arenas relativamente alto, mientras que en las partes más distales disminuyen progresivamente los dos valores. En el capítulo 7, al hablar de asociaciones y secuencias de facies se ponía de ejemplo la secuencia de Bouma (fig. 7.8) característica de las facies turbidíticas y ya se aplicaban los conceptos de proximal y distal.

Un segundo ejemplo de aplicación de los términos proximal y distal se puede tomar de los modelos propuestos para abanicos aluviales cuyas partes más proximales están formadas por ruditas mientras que hacia las más distales cada vez abundan más las arenitas y lutitas.

Los términos interno, medio y externo, son partes asimismo diferenciadas, tanto en un abanico submarino como en un abanico aluvial, siendo el abanico interno es el más proximal y el abanico externo el más distal.

10

CONTINUIDAD Y DISCONTINUIDAD: TIPOS Y GÉNESIS DE DISCONTINUIDADES

- 10.1.- Continuidad y discontinuidad
 - 10.1.1.- Laguna estratigrafía, hiato y vacío erosional
 - 10.1.2.- Relaciones entre continuidad-concordancia y discontinuidad-discordancia
- 10.2.- Discontinuidades con concordancia
 - 10.2.1.- Paraconformidad y diastemas
 - 10.2.1.1.- Criterios de reconocimiento de paraconformidades generadas en medios marinos
 - 10.2.1.2.- Criterios de reconocimiento de paraconformidades generadas en medios continentales
 - 10.2.2.- Disconformidad
 - 10.2.2.1.- Criterios de reconocimiento de disconformidades en el campo
 - 10.2.2.2.- Criterios de reconocimiento de disconformidades en el subsuelo
- 10.3.- Discontinuidades con discordancia
 - 10.3.1.- Discordancias angulares y/o erosivas
 - 10.3.1.1.- Criterios de reconocimiento de discordancias angulares y/o erosivas en el campo
 - 10.3.1.2.- Criterios de reconocimiento de discordancias en el subsuelo
 - 10.3.2.- Discordancias sintectónicas y progresivas
 - 10.3.3.- Cambio lateral de las superficies de discontinuidad
- 10.4.- Las discontinuidades a partir de las unidades litosísmicas
 - 10.4.1.- Relaciones basales y somitales
 - 10.4.2.- Discordancias con continuidad
- 10.5.- Discontinuidades y rupturas sedimentarias
 - 10.5.1.- Discontinuidades locales y regionales
 - 10.5.2.- Rupturas sedimentarias
- 10.6.- Interpretación genética de las discontinuidades
- 10.7.- Interés del estudio de las discontinuidades

En el capítulo 8 se trataba sobre las relaciones verticales entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas y se planteaban los conceptos de concordancia y discordancia, alusivos a las relaciones geométricas entre la superficie de separación de las dos unidades y las superficies de estratificación de cada una de ellas. Se decía allí que si a dichos conceptos se añadía la coordenada tiempo se tenían los conceptos de continuidad y discontinuidad, que se refieren a las relaciones genéticas entre unidades estratigráficas superpuestas y sobre los que se tratará en este capítulo.

10.1.- CONTINUIDAD Y DISCONTINUIDAD

Los conceptos de continuidad y discontinuidad se aplican a las relaciones genéticas entre partes superpuestas de una sección estratigráfica, bien dentro de una misma unidad estratigráfica, bien coincidiendo con el límite de dos unidades. La *continuidad* alude a la relación genética entre dos materiales cuando no hubo una interrupción sedimentaria medible entre el depósito de ambas y la *discontinuidad*, como término antónimo, alude a dicha relación cuando medió una interrupción sedimentaria medible. Las superficies de continuidad y discontinuidad, dentro de una misma formación, separan materiales de la misma litología y generalmente coinciden con superficies de estratificación.

Los términos continuidad y discontinuidad tienen una aplicación directa y de gran importancia, en la clasificación de las relaciones entre unidades litoestratigráficas superpuestas. Se denomina *continuidad* a la relación genética entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas entre las que no haya mediado una interrupción sedimentaria medible, de manera que tan solo haya acaecido un cambio en las condiciones sedimentarias que implica el cambio de litofacies. Por su parte, se denomina *discontinuidad* a la relación genética entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas entre cuyo depósito respectivo haya mediado una interrupción sedimentaria medible.

Las dos denominaciones anteriores conceptualmente son muy simples y su aplicación a medios actuales es fácil a la escala del afloramiento. Su aplicación a casos reales en secciones estratigráficas implica, con frecuencia, dificultades, hasta el punto de que la distinción entre una y otra, en muchos casos, resulta bastante com-

pleja. La dificultad estriba en la medida de la interrupción sedimentaria y en el límite a partir del cual se considera continuidad y discontinuidad. Esta dificultad se acentúa en el caso de referirse a discontinuidades dentro de una misma unidad litoestratigráfica, ya que en este caso separa materiales de la misma facies, por lo que incluso puede pasar desapercibida.

En el capítulo 2 se consideraba como una de las causas de la estratificación las interrupciones sedimentarias, y se decía allí que muchas superficies de estratificación coinciden con interrupciones, a las que se llamaron en un tono coloquial "mini-discontinuidades". En el citado capítulo se comparaba el registro estratigráfico con una obra musical en la que se suceden las notas y los silencios; siguiendo con el símil musical el término *discontinuidad* sólo se aplica a los intervalos de silencio entre movimientos musicales, mientras que las interrupciones de orden menor entre notas son asimilados a continuidades.

En la interpretación del registro estratigráfico la distinción entre continuidad y discontinuidad se basa en la posibilidad de medir la interrupción sedimentaria. Son muy diversos los criterios mediante los cuales se puede reconocer una interrupción sedimentaria prolongada y situar exactamente la posición de la misma en una sección estratigráfica.

El criterio más fiable de todos es el bioestratigráfico, cuya aplicación consiste en considerar una superficie de estratificación como discontinuidad cuando entre los materiales infrayacentes y los suprayacentes falte al menos una unidad bioestratigráfica. La duración de las unidades bioestratigráficas varía a lo largo del tiempo geológico, oscilando entre los 300.000 años y valores superiores a los dos millones de años, con un valor medio comprendido entre 500.000 y 1.000.000 de años, por lo que aplicando este criterio el término discontinuidad implicaría interrupciones sedimentarias de este orden de magnitud o superiores.

Otros criterios de diferenciación de continuidad-discontinuidad en el registro estratigráfico consisten en el reconocimiento de los rasgos geométricos, texturales, geoquímicos o de otra naturaleza que permitan detectar la posición estratigráfica de interrupciones sedimentarias prolongadas. Especial interés tiene la aplicación de estos criterios para reconocer discontinuidades con concordancia entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas, ya que en ellas hay mayor dificultad. Por el contrario una discontinuidad con discordancia se reconoce más fácilmente tanto en el campo como en el subsuelo.

10.1.1.- Laguna estratigráfica, hiato y vacío erosional

En una sección estratigráfica concreta, en la que dos unidades estratigráficas superpuestas estén separadas por una discontinuidad, habrá un intervalo de tiempo no representado, el cual será más

moderno que la edad del techo de la unidad infrayacente y más antiguo que la edad del muro de la suprayacente. En cada sección estratigráfica concreta al tiempo geológico que falta en el registro estratigráfico, ligado a una discontinuidad, se le llama *laguna estratigráfica* (en inglés *lacuna*). Su magnitud puede variar de manera notable a lo largo de la superficie de discontinuidad, en especial en los casos en los que hay discordancia.

La mayoría de los autores (p.ej. Mitchum, 1977; Vail *et al.*, 1984) consideran el término *hiato* como sinónimo de *laguna estratigráfica*. En el Glosario de Geología (Bates y Jackson, 1987) se define el hiato con dos acepciones: 1.- Ruptura o interrupción de la continuidad del registro geológico debida a la ausencia de materiales estratificados que en condiciones normales deberían estar presentes, pero que faltan por no haberse depositado o por haberse erosionado antes del depósito de la unidad suprayacente. 2.- Intervalo de tiempo no representado por rocas en una discontinuidad, que comprende un intervalo de tiempo sin depósito o sin depósito y erosión.

En la figura 10.1 se representa una sección geológica hipotética, elaborada a partir de datos de campo o de subsuelo, en la que se muestra la relación entre dos unidades litoestratigráficas separadas por una discontinuidad, que en un sector está relacionada con una concordancia y en otro con una discordancia. En ambas unidades se representan las líneas de estratificación, que son líneas isócronas, que corresponderían originariamente a líneas horizontales, de acuerdo con el principio de la continuidad lateral y horizontalidad de los estratos. Esto se cumple siempre que durante el depósito los procesos de agradación fuesen los que regularan la distribución de estratos, no cumpliéndose para los intervalos en los que haya progradación, ya que en ellos las isócronas serían oblicuas.

Cada intervalo limitado por superficies de estratificación está numerado desde el 1 al 14 y del 23 al 30, delimitándose unidades de tiempo relativo, desde las más antigua a la más moderna, de manera que se puede ver el valor de la laguna estratigráfica en cada punto. La relación entre las dos unidades estratigráficas mostradas en la sección geológica también se puede representar en una sección cronoestratigráfica, colocando la coordenada tiempo en la vertical, con lo que las líneas isócronas se colocarán horizontales. El intervalo de tiempo que no esté representado en ningún punto (15-22) queda en blanco y los intervalos de tiempo que falten en cada punto concreto (9-14) igualmente se dejan en blanco. Para cada una de las verticales, que serían las posibles secciones estratigráficas, el tiempo geológico que falta es la laguna estratigráfica, la cual varía, desde puntos donde comprende los términos 15-22 hasta otros puntos donde puede llegar a comprender los términos 9-22.

En la interrupción sedimentaria que provoca una discontinuidad pueden diferenciarse dos procesos: la propia interrupción de la sedimentación y la posible erosión de los materiales infrayacentes

amplitud de la laguna estratigráfica, que corresponden esencialmente a variaciones del hiato erosional (fig. 10.1).

Se opta aquí por esta nomenclatura por ser la más aceptada en la bibliografía estratigráfica reciente, en la que se consideran como sinónimos los términos de hiato y laguna estratigráfica y se diferencian dentro de ellos el *hiato no deposicional* y el *hiato erosivo*. Algunos autores (p.ej. Wheller, 1958; Corrales *et al.*, 1977; Vera *et al.*, 1989), entre ellos el autor de este libro, han usado antes el término *hiato* exclusivamente para el intervalo de tiempo geológico en el que no hubo sedimentación en una discontinuidad, o sea para lo que aquí se llama *hiato no deposicional*, mientras que utilizan el término *vacio erosional* para el tiempo correspondiente a los materiales erosionados durante la interrupción sedimentaria (el *hiato erosional*). El término *vacio erosional* puede seguir usándose como sinónimo de *hiato erosional*, ya que su uso no induce a error.

Sobre una sección estratigráfica concreta, en la práctica del trabajo geológico, resulta fácil medir una laguna estratigráfica siempre que existan fósiles en los materiales infra- y suprayacentes de la discontinuidad. Sin embargo puede resultar muy difícil delimitar el hiato no deposicional y hiato erosional, por lo que estos términos son de un uso más académico que práctico, aunque no por ello carentes de interés. Se puede estimar que el hiato no deposicional de una discontinuidad debe ser similar, o ligeramente inferior, al intervalo de tiempo comprendido entre la edad del material más moderno de la unidad infrayacente y el más antiguo de la suprayacente. El hiato erosional sería el resto del tiempo de la laguna estratigráfica.

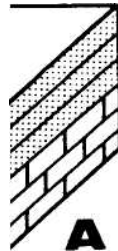
10.1.2.- Relaciones entre continuidad-concordancia y discontinuidad-discordancia

Los conceptos de continuidad-discontinuidad alusivos a las relaciones genéticas entre unidades litoestratigráficas superpuestas, tienen una estrecha e interesante vinculación con los términos de concordancia-discordancia, ya utilizados en el capítulo 8. relativos a su relación geométrica entre unidades igualmente superpuestas. En la figura 10.2 se recopilan los posibles tipos de relación. Para una mayor facilidad de entendimiento se numeran los intervalos de tiempo, desde el más antiguo al más moderno, con el fin de mostrar la continuidad o discontinuidad, y en su caso la amplitud de la laguna estratigráfica.

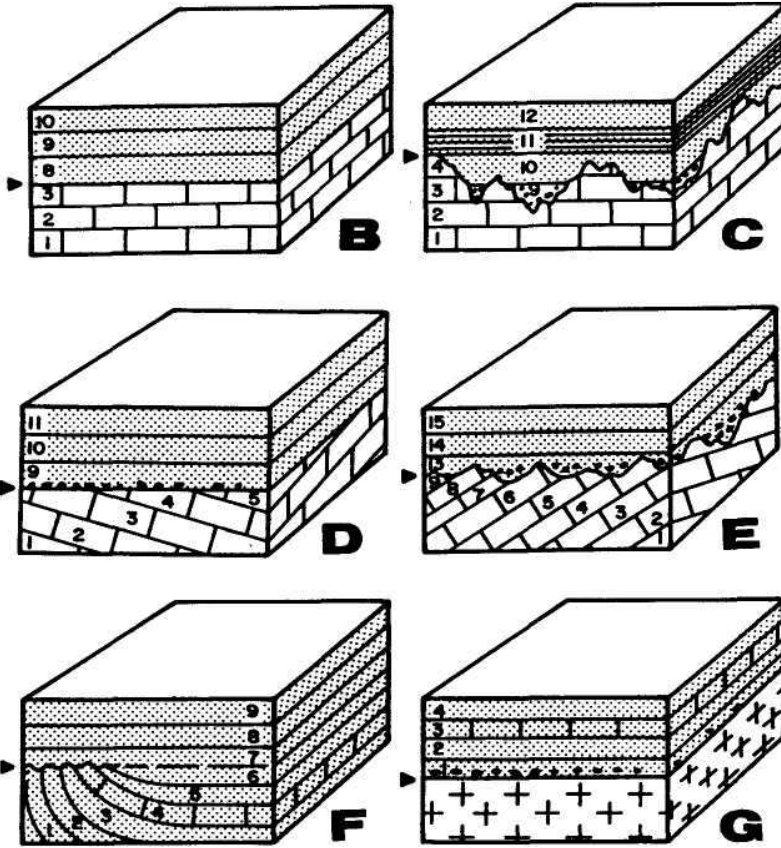
En la mayoría de los casos las continuidades coinciden con concordancias (fig. 10.2A), sin embargo no se puede decir que las concordancias coincidan con continuidades, ya que hay frecuentes relaciones con concordancia que implican discontinuidad. Hay incluso, algunas relaciones de continuidad con discordancia, como pueden ser la de una unidad progradante con respecto a una agradante superpuesta (ver capítulo 9) o la de una unidad litoestratigráfica-

fica correspondiente a montículo con respecto a una unidad supra-yacente.
Las discontinuidades pueden tener relación de concordancia o

C o n t i n u i d a d



6			
S			
4	i		
3	1		1
2	1	1	1
'	1		1



03T3

3
C

-4-1
C O ü

60

Figura 10.2.- Gráficos donde se muestran las relaciones de continuidad y discontinuidad. A.- Continuidad (con concordancia). B.- Paraconformidad. C- Disconformidad. D.- Discordancias angulares (o planiangulares). E.- Discordancia angular erosiva. F.- Discordancia sintectónica (discordancia progresiva). G.- Inconformidad. En todas las figuras los números indican unidades de tiempo geológico reconocibles

250IU-

de discordancia. Las *discontinuidades con concordancia* son aquellas en las que entre el depósito de las dos unidades ha mediado una interrupción sedimentaria, que ha podido estar acompañada de erosión. Se diferencian dos tipos en función de la geometría y características de la superficie de separación: las *paraconformidades* cuando la superficie de separación entre ambas unidades es plana y paralela a la estratificación de ambas unidades (fig. 10.3B) y las *disconformidades* cuando entre ambas unidades media una superficie irregular de marcado carácter erosivo (fig. 10.2C). Se establece como límite convencional para las disconformidades que las cavidades erosivas superen el metro de profundidad, mientras que las superficies erosivas de menor envergadura pueden asimilarse a paraconformidades. Los dos términos derivan de *conformidad* que se aplica a las relaciones entre dos unidades Htoestratigráficas cuando entre ellas haya continuidad y concordancia.

Las *discontinuidades con discordancia* son aquellas en las que además de la interrupción sedimentaria y de la etapa de erosión, entre el depósito de ambas unidades ha tenido lugar una deformación de los materiales infrayacentes, por plegamiento o por báscula-miento. Pueden ser, a su vez, muy diversas en función de la geometría de la superficie de discordancia: las *discordancias angulares* (o planiangulares) en las que la superficie de separación es plana, de manera que corta en bisel a los estratos de la unidad infrayacente (fig. 10.2D) y las *discordancias angulares erosivas* en las que la superficie de separación entre las dos unidades litoestratigráficas es marcadamente irregular y erosiva (fig. 10.2E).

Especial interés tienen las llamadas *discordancias progresivas* en las que se observan discordancias angulares que lateralmente se amortiguan pasando a superficies de concordancia (fig. 10.2F), que son un tipo de discordancia sintectónica (discordancia contemporánea de un proceso tectónico) y sobre las que se tratará en los siguientes apartados.

Se han denominado *discordancias basales* (Doglioni *et al.*, 1990) a las relaciones de una unidad litoestratigráfica que se superpone a un basamento cristalino no estratificado (fig. 10.2G); este tipo de relación ha sido llamado también inconformidad (*non-con-formity*) por otros autores (Shock, 1948; Dunbar y Rodgers, 1957). La aplicación del término discordancia a este tipo de relación puede ser incluso cuestionada, ya que al carecer de estratificación los materiales infrayacentes no hay "falta de paralelismo" entre la estratificación de ambas unidades, condición que define a la discordancia.

10.2.- DISCONTINUIDADES CON CONCORDANCIA

En este tipo de discontinuidad, las superficies de estratificación de los materiales infrayacentes y suprayacentes son paralelas. Genéticamente corresponden a la relación entre dos materiales o

dos unidades estratigráficas entre cuyo depósito medió una interrupción sedimentaria medible, durante la que pudo ocurrir erosión de los materiales previamente depositados, pero en la que no hubo ninguna deformación tectónica (plegamiento o basculamiento) que modificara la horizontalidad original de los materiales infrayacentes. De acuerdo con las características geométricas de la superficie de separación entre ambas unidades se diferencian dos tipos, anteriormente nombrados: las paraconformidades y las disconformidades (fig. 10.2).

10.2.1.- Paraconformidad y diastema

El término *paraconformidad* (en inglés *paraconformity*) fue introducido en la nomenclatura geológica por Dunbar y Rodgers (1956) para aludir a las discontinuidades en las que la laguna estratigráfica (o hiato) tiene la misma duración en amplios sectores. Una paraconformidad es una discontinuidad en la que hay paralelismo entre la estratificación de los materiales inferiores y superiores, o sea, hay concordancia y en la que la superficie de separación es plana e igualmente paralela a la estratificación de ambos (fig. 10.2D). Este paralelismo dificulta, en muchos casos, su reconocimiento ya que pueden ser confundidas con continuidades.

Las mayores dificultades de reconocimiento de las paraconformidades se dan en los dos supuestos siguientes: a) en los límites entre dos formaciones concordantes en los que es necesario saber diferenciarlas de las continuidades, y b) dentro de una misma formación, o incluso un mismo miembro, donde es necesario saber diferenciarlas de las superficies que jalonan pequeñas interrupciones sedimentarias, asimilables a continuidades, como anteriormente se indicó.

El término *diastema* (palabra griega que significa intervalo) fue introducido en la nomenclatura geológica por Barrell (1917) para denominar a estas pequeñas interrupciones sedimentarias. En el uso originario (Barrell, 1917) se limitaba a las interrupciones sedimentarias en medios marinos, pero posteriormente (p.ej. Dunbar y Rodgers, 1957; Bates y Jackson, 1987) se ha hecho extensivo a cualquier medio sedimentario. Se trata de interrupciones sedimentarias de orden menor que ocurren normalmente en la sedimentación, cuando esta es episódica (Dott, 1983) lo que ocurre con frecuencia. En muchos casos los diastemas coinciden con las superficies de estratificación, aunque pueden existir dentro de los estratos y sin que puedan ser reconocidas. La duración de la interrupción sedimentaria en un diastema es siempre mucho menor que en una paraconformidad.

El límite entre ambos conceptos (paraconformidad y diastema) desde el punto de vista teórico es simple, pero en la práctica al interpretar el registro estratigráfico es mucho más complejo. Este límite se establece en función de los siguientes criterios:

a.- Una paraconformidad queda reflejada en una superficie concreta, diferenciable en una sección estratigráfica, que en unos casos marca el límite entre dos unidades estratigráficas entre cuyo depósito ha mediado una interrupción sedimentaria medible, mientras que en otros casos se localiza dentro de una misma unidad.

b.- Los diastemas, por el contrario, quedan reflejados en las superficies de estratificación o pueden quedar incluso dentro de los estratos sin poder fijar su posición exacta, ni valorar la duración de la interrupción sedimentaria.

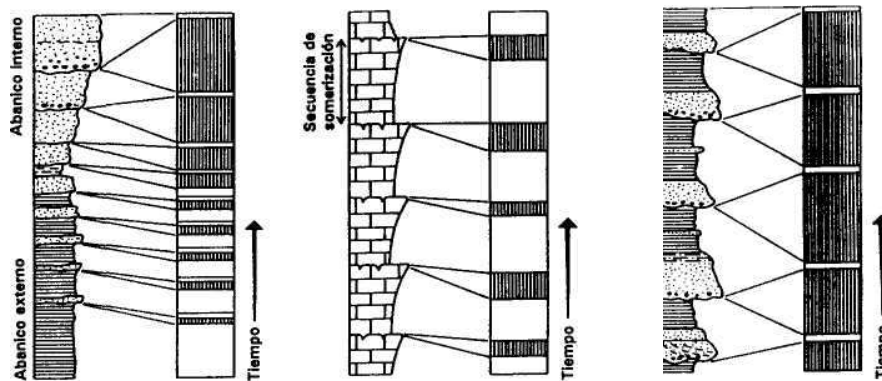
c.- Un diastema concreto que pudiera reconocerse sobre una superficie de estratificación no puede seguirse fuera de una sección estratigráfica, mientras que una paraconformidad se debe poder observar y reconocer en diferentes secciones estratigráficas de una misma región, a veces distantes entre sí.

d.- Una paraconformidad se reconoce mediante criterios bioestratigráficos, sedimentológicos, geométricos y/o geoquímicos. La laguna estratigráfica ligada a la misma tiene una amplitud semejante en diferentes secciones estratigráficas y mayoritariamente corresponde a un hiato no deposicional, con un escaso hiato erosivo, cuya magnitud es uniforme.

En definitiva se puede decir que los diastemas solamente en algunos casos se reconocen por criterios paleontológicos, como superficies de abundancia de pistas o de perforaciones, que indican interrupciones en la sedimentación. En la mayoría de los casos, por el contrario, se deducen (no se reconocen directamente) a partir del conocimiento de los procesos actuales.

En la figura 10.3 se plantean a modo de ejemplo tres casos reales en los que se pueden hacer estimaciones del tiempo con depósito y sin depósito representado en fragmentos seleccionados de secciones estratigráficas con sedimentación episódica, a partir del conocimiento de los procesos sedimentarios recientes (actuales y cuaternarios). La primera corresponde a una secuencia estratocreciente de turbiditas (fig. 10.3A) en la que se superponen facies proximales (abanico interno) a facies distales (abanico externo), original de Dott (1983), en la que los diastemas son cada vez más amplios hacia el techo. La segunda es una sucesión de episodios de somerización de plataformas carbonatadas (secuencias de facies somerizantes) en la que suele faltar aproximadamente un tercio del tiempo total, con diastemas de una duración análoga (fig. 10.3B). En la tercera se representa una sección estratigráfica en materiales fluviales donde los intervalos de tiempo no representados (diastemas) tienen una duración mucho mayor que los representados con sedimentos (fig. 10.3C); se estima que en secciones estratigráficas fluviales el tiempo representado no supera el 10% del total.

A continuación se analizan los criterios de reconocimiento de paraconformidades y se hace de manera separada las generadas en



I i Tiempo representado en sedimentos
 tiempo no representado en sedimentos (CMASTEMASI)

Figura 10.3.- Relaciones entre tiempo con depósito y tiempo sin depósito en varios tipos de secciones estratigráficas. A.- Secuencia estratocreciente de turbiditas (según Dott, 1983). B.- Secuencias de somerización de plataforma marina (según Dott, 1983). C.- Secuencias en materiales fluviales idealizada por el autor. Explicación en el texto.

medios marinos, que esencialmente afectan a materiales marinos y las generadas en medios continentales, reconocibles tanto en materiales continentales como en materiales marinos en momentos de emersión temporal de los mismos.

10.2.1.1.- Criterios de reconocimiento de paraconformidades generadas en medios marinos

Tienen un especial interés, ya que facilitan la detección de este tipo de discontinuidades que, como se acaba de decir, son las más difícilmente reconocibles. Se basan en la observación detallada en el campo de las superficies límite entre unidades o de las superficies de estratificación más marcadas que se encuentren dentro de las mismas. De una parte están los criterios que permitan detectar y medir la laguna estratigráfica, basados en el estudio de los fósiles presentes (criterios bioestratigráficos). De otra parte se tienen los criterios estratigráfico-sedimentológicos o geoquímicos reconocibles en una superficie de estratificación sobre la que se sospeche pueda coincidir con la paraconformidad (Vera, 1984a, 1989c).

Las paraconformidades son muy difícilmente reconocibles en el subsuelo, ya que pasan totalmente desapercibidas en perfiles sísmicos e incluso en las diagráfías. El único método fiable de reconocimiento en el subsuelo consiste en el estudio de los materiales sólidos (*cuttings* o testigos) obtenidos en un sondeo a los que se pueden aplicar los mismos métodos de detección que en el campo, que son los que se detallan a continuación.

Criterios bioestratigráficos.

Son los criterios más fiables de detección de una paraconformidad y consisten en la constatación a partir del estudio bioestratigráfico detallado de la falta de una o más biozonas. Para probar el carácter de paraconformidad del límite entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas se ha de muestrear muy detalladamente los niveles inmediatamente inferiores y superiores a dicho límite y estudiar minuciosamente los fósiles, para comprobar, comparando con las biozonaciones previamente conocidas, la posible falta de alguna biozona.

En materiales marinos, en especial en los pelágicos, donde los restos fosilíferos son abundantes y permiten dataciones bioestratigráficas precisas es posible delimitar paraconformidades coincidiendo con superficies de estratificación o dentro de estratos en las que no haya ningún otro criterio que indique la presencia de la discontinuidad.

A partir de los materiales perforados en los sondeos oceánicos y del estudio exhaustivo de los fósiles que contienen (foraminíferos, nannoplancton, radiolarios, dinoflagelados, etc.) se han detectado paraconformidades que afectan a regiones muy amplias, como son las localizadas en los materiales del Mioceno medio-superior del Atlántico que describen Barron y Keller (1982) y Keller y Barron (1983) y que se interpretan como interrupciones sedimentarias que afectaron a amplios sectores del océano producidas al cambiar las condiciones de circulación de las aguas como consecuencia de cambios climáticos y/o cambios en las posiciones relativas de los continentes. En materiales marinos más antiguos, depositados en antiguos márgenes continentales que han sido posteriormente deformados y aflorantes en las regiones continentales actuales, igualmente se han detectado paraconformidades reconocibles en amplias regiones y con una laguna estratigráfica similar en amplitud.

En medios marinos someros este método es igualmente aplicable siempre que haya fósiles con valor bioestratigráfico (foraminíferos, braquiópodos, etc.). En algunos medios marinos someros las paraconformidades coinciden con episodios de emersión lo que lleva a la necesidad de aplicar los criterios de reconocimiento en medios continentales, sobre los que se trata a continuación.

Criterios estratigráfico-sedimentológicos.

Comprenden todos los aspectos geométricos, litológicos, texturales, etc. observables en una superficie de estratificación, que puedan indicar que se trata de una interrupción sedimentaria de una duración suficiente para ser considerada discontinuidad.

a.- Superficies de corrosión.- Se trata de superficies que muestran irregularidades erosivas de orden menor. Se presentan en cual-

quier tipo de roca, aunque son más manifiestas en rocas carbonatadas (fig. 10.4A). Las cavidades y protuberancias observadas son de escala centimétrica o decimétrica, ya que si llegan a la escala métrica la discontinuidad será considerada como una disconformidad y no una paraconformidad. La génesis de las superficies de corrosión está ligada a etapas de interrupción sedimentaria durante las que tuvo lugar una erosión submarina ligera, de los materiales infraya-centes, parcialmente litificados.

b.- Superficies de omisión.- Término introducido en la nomenclatura geológica por Heim (1934) para denominar superficies de interrupción sedimentaria submarinas (fig. 10.4B). Algunos autores han usado el término en un sentido muy amplio incluyendo a las superficies de corrosión y los fondos endurecidos (*hardgrounds*). Sin embargo aquí se prefiere limitar su uso a un tipo de superficie diferenciado de los dos anteriores por el dominio de la acción de los organismos (bioturbación y perforaciones), sentido en el que usaron el término Kennedy y Juignet (1974), que jalona una discontinuidad en materiales carbonatados. En estas superficies, además de la actividad orgánica, se constatan los efectos de una litificación, con cementación y/o nodulización, que provoca el paso de un fondo blando (*softground* sensu Fürsich, 1979) a un fondo firme (*firm-ground* sensu Fürsich, 1979). Igualmente se constatan los efectos de erosión y disolución submarinas, de pequeña envergadura. Las superficies de omisión jalonan discontinuidades con una laguna estratigráfica muy corta y, también, pueden jalonar diastemas.

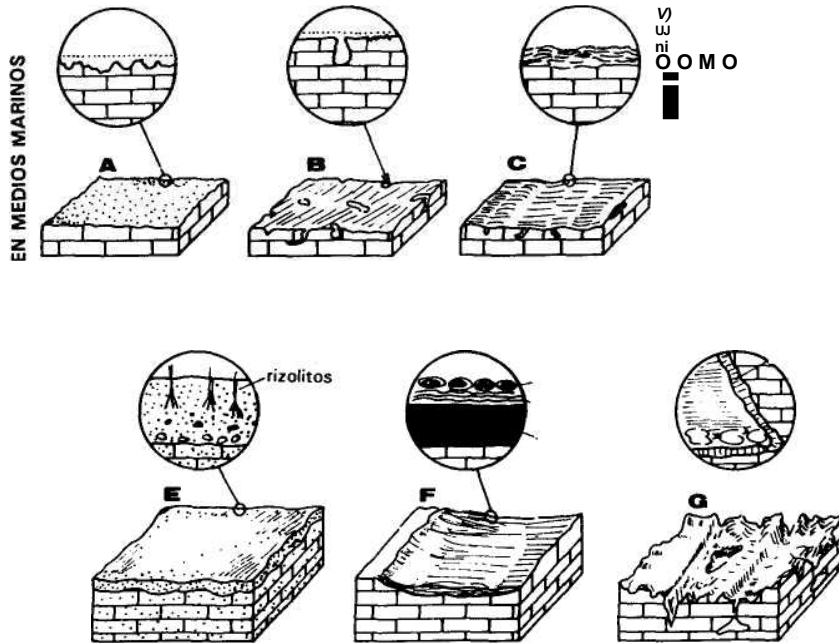
c- Fondos endurecidos (*hardgrounds*) y niveles condensados.- El término inglés *hardground*, traducido al castellano como "fondo endurecido", es muy usual en la bibliografía geológica (ver revisión en Fürsich, 1979). Se denominan con este término a superficies de estratificación en rocas carbonatadas que correspondieron a fondos marinos, en los que hubo una apreciable interrupción sedimentaria, acompañada de litificación y actividad orgánica (como en las superficies de omisión) y, además, erosión, disolución y, especialmente, mineralización (fig. 10.4C). En el registro estratigráfico el rasgo más llamativo, que facilita su localización y reconocimiento es justamente la mineralización. Durante una prolongada interrupción sedimentaria diversas reacciones químicas pudieron ocurrir en el agua del mar que facilitasen la precipitación o fijación por la acción de organismos de materiales disueltos. Las mineralizaciones más usuales que cubren a los fondos firmes y los convierten en fondos endurecidos son óxidos de hierro y de manganeso, que forman costras que tapizan el fondo. Algunas de estas costras forman verdaderos estrmatolitos pelágicos (Vera y Martín-Algarra, 1993) que crecen sobre la superficie o envuelven a cantos o restos de organismos que hubiese sobre ellas. Otras posibles mineralizaciones son de glauconita y fosfatos. Los fondos endurecidos son bastante frecuentes en el registro estratigráfico de materiales de algunos periodos (p.ej. Jurásico) en contraste con los

casos actuales detectados en fondos marinos, muy escasos. Con gran frecuencia sobre un fondo endurecido se dispone un *nivel condensado* que marca la reanudación de la sedimentación carbonatada en unas condiciones de lentitud extrema. En los niveles condensados la tasa de sedimentación es mínima (menos de 1 mm/ka) y en ellos puede haber mezcla de fósiles de varias biozonas, lo que indica que su litificación fue igualmente muy lenta de



Criterio bioestratigráfico

RASGOS DE LAS SUPERFICIES DE PARACONFORMIDAD



manera que durante un lapsus de tiempo prolongado los restos orgánicos caían sobre un sedimento blando y se disponían dentro del mismo según tamaños. En este proceso de mezcla de faunas pueden jugar, además, un papel notable los procesos de remoción del sedimento por causas físicas u orgánicas.

d.- Niveles fosfatados.- Estos niveles pueden estar relacionados con fondos endurecidos o con niveles condensados relacionados con los mismos, y presentar estructuras estromatolíticas de medios pelágicos que atrapan cocolitos entre sus láminas (García-Cervigón *et al.*, 1986-1987; Martín-Algarra y Vera, 1993). En otros casos se trata de niveles estratiformes intercalados entre materiales marinos, cuya génesis se liga a interrupciones sedimentarias acompañadas de ascensos del nivel del mar (Arthur y Jenkyns, 1981) y en cuyo proceso de depósito se coordinan diversos factores, como condiciones hidrodinámicas, tasa de sedimentación, llegada de aguas ricas en nutrientes, etc. (ver revisión en: Föllmi y Garrison, 1991).

e.- Diques neptúnicos.- Con este nombre se denominan a cavidades formadas por disolución (con frecuencia a partir de fisuras) de rocas carbonatadas durante una interrupción sedimentaria y que posteriormente se rellenan de material marino cuando se reanuda la sedimentación (fig. 10.4D). La disolución que produce las cavidades puede ser submarina o subaérea, esta última en el caso de haya tenido lugar una emersión temporal y karstificación. Los diques neptúnicos se localizan, por tanto, dentro de la unidad infrayacente a una paraconformidad y los materiales que los rellenan con frecuencia son de la edad correspondiente a la laguna estratigráfica en dicha paraconformidad. Se trata de depósitos que solamente quedaron en el interior de las cavidades mientras que los que se hubiesen depositado sobre el fondo habrían sido eliminados por las corrientes. Geométricamente se diferencian, de acuerdo con Wendt (1971), dos tipos de diques neptúnicos: *tipo S* que se disponen paralelos a la estratificación y *tipo Q* que tienden a ser oblicuos o perpendiculares a la misma (fig. 10.4D). Un magnífico ejemplo de diques neptúnicos se ha descrito en el Penibético (sur de España) donde hay una paraconformidad en la que sobre los materiales del Jurásico superior descansan directamente los del Cretácico superior (fig. 10.5), mientras que en el interior de los diques neptúnicos se ha podido detectar materiales de varios pisos del Cretácico inferior (Company *et al.*, 1982; González-Donoso *et al.*, 1983). En algunos casos la formación de diques neptúnicos implica una etapa de karstificación ligada a una fase temporal de emersión del relieve y posterior sumersión de manera que el relleno de los diques es pelágico (Vera *et al.*, 1988). La posible emersión temporal se pone de manifiesto por la morfología de la superficie kárstica (Farinacci *et al.*, 1981; García-Hernández *et al.*, 1986-1987) o por el estudio geoquímico de los espeleotemas que tapizan las paredes de las cavidades (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1991).

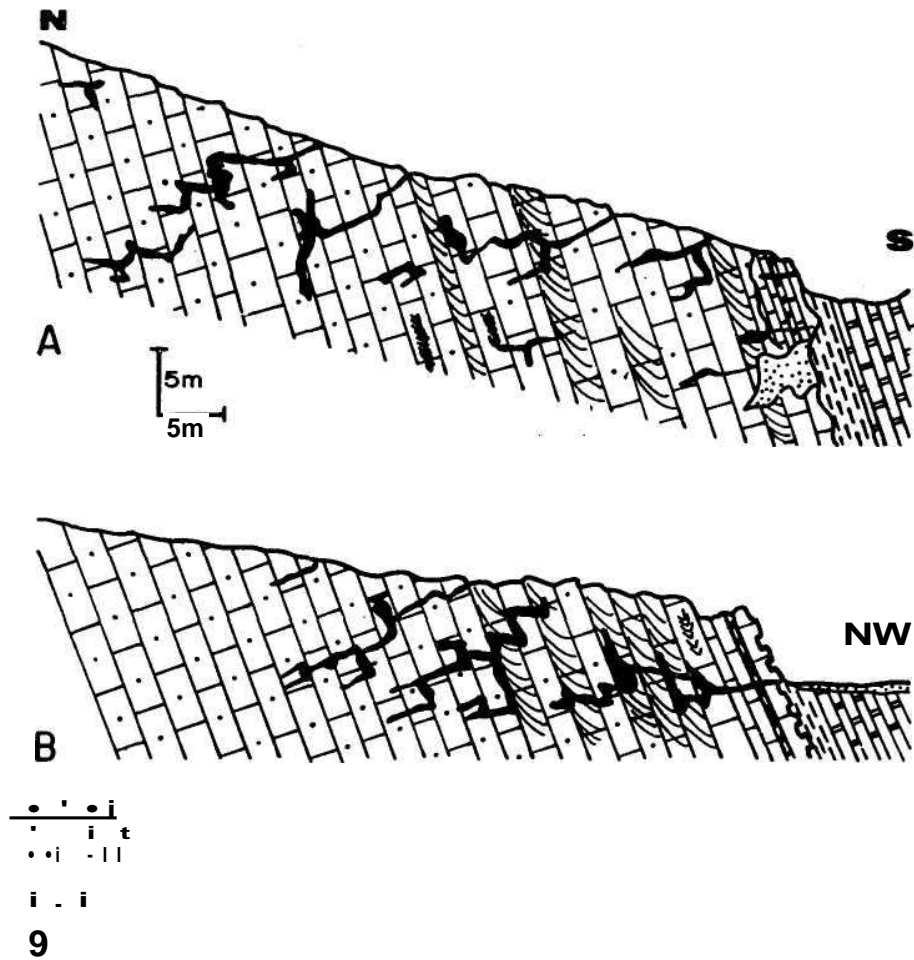


Figura 10.5.- Ejemplo de paraconformidad con diques neptúnicos tomado de González-Donoso *et al.* (1983) correspondiente al Penibético (sur de España). A.- Corte estratigráfico de Villaluenga del Rosario. B.- Corte estratigráfico de Grazalema. Leyenda: 1.- Calizas oolíticas (Jurásico medio). 2.- Calizas pelágicas con intercalaciones de calizas nodulosas (Jurásico superior-Berriasiense). 3.- Ammonítico rosso (Tithoniense-Berriasiense). 4.- Diques neptúnicos rellenos de materiales del Cretácico inferior. 5.- Cavidades rellenas de material pelágico del Cretácico inferior. 6.- Superficies de "Kamenitzas", propias de paleokarst costero. 7.- Margas y calizas margosas pelágicas (Formación Capas Blancas, Cenomaniense-Turonense). 8.- Calizas margosas rosadas pelágicas (Formación "Capas Rojas", Senoniense). 9.- Estratificaciones cruzadas de gran escala. 10.- Estructuras *herringbone*.

Crterios geoquímicos

El análisis detallado del contenido en oligoelementos (Sr, Mg, Mn, etc) o de isótopos estables de carbono y oxígeno en una sección estratigráfica puede permitir detectar niveles en los que hay

saltos bruscos de algunos o de todos los valores. Estos niveles corresponden a cambios de las condiciones geoquímicas del depósito, los cuales pueden ir precedidos de (o coincidir con) interrupciones sedimentarias, por lo que es un posible criterio de diagnóstico de una paraconformidad, que no obstante debe usarse con precaución y coordinado con otros.

10.2.1.2.- *Criterios de reconocimiento de paraconformidades generadas en medios continentales*

En materiales continentales las posibilidades de reconocer paraconformidades son más remotas, ya que al ser una sedimentación fundamentalmente episódica son múltiples las superficies de interrupción sedimentaria y de erosión que pueden reconocerse, pero la mayoría de ellas están ligadas a diastemas. Por otra parte el control bioestratigráfico en los materiales continentales es mucho menos preciso que en los marinos, debido a la ausencia de restos fosilíferos de interés bioestratigráfico en muchos materiales. Así, por ejemplo, en materiales fluviales el control bioestratigráfico se limita a los vertebrados y al polen, localizados en yacimientos puntuales a veces muy distantes unos de otros, sin que haya secciones estratigráficas en las que todos los niveles sean fosilíferos. Los criterios bioestratigráficos para reconocer paraconformidades son poco utilizables, dada la dispersión de yacimientos fosilíferos. Los criterios de reconocimiento aplicables son aquellos que se basen en la localización y estudio de materiales que jalonan superficies de estratificación y en cuya génesis haya sido necesaria una prolongada interrupción sedimentaria.

a.-Paleosuelos.- Constituyen un criterio de interés para el reconocimiento de paraconformidades, ya que se disponen sobre superficies que han estado un prolongado tiempo expuesta y sin depósito (fig. 10.4E). La mayor dificultad de aplicación estriba en diferenciar una paraconformidad de un diastema. En efecto la duración del proceso de formación de un paleosuelo es difícil de calcular. La existencia de suelos compuestos por varias fases genéticas superpuestas, de suelos maduros, es un buen criterio para detectar discontinuidades. Los diastemas, por el contrario, estarían jalonados generalmente por suelos simples. Kraus y Bown (1986) estiman que en procesos de formación de paleosuelos compuestos solamente el 5% del total del tiempo corresponde al proceso edáfico (reflejado en paleosuelos) y el 95% restante no tiene representación en el registro estratigráfico. Una sucesión de diez suelos superpuestos puede corresponder a un intervalo de tiempo total de más de millón y medio de años que marcaría claramente una paraconformidad. La génesis de un paleosuelo simple podría tener una duración de pocos miles de años, por lo que jalonaría interrupciones sedimentarias de orden menor (diastema).

b.- Calcretas, silcretas y ferricretas.- Se llama *calcreta* o *cali-*

che a acumulaciones de carbonato calcico formadas por cementación y reemplazamiento, mayoritariamente en perfiles de suelos, a partir de aguas vadosas y freáticas saturadas en carbonatos. Las calcretas son depósitos ampliamente representados en el registro estratigráfico desde el Precámbrico al Cuaternario, e igualmente bien representadas en los depósitos actuales. Se han planteado clasificaciones de las cal-cretas que pretenden ser estadios de su génesis desde las fases iniciales (estadio 1) en las que los cementos ocupan los poros de gravas a aquellas que forman verdaderas costras laminadas (estadios 5 y 6) de carbonatos, con pisoides (fig. 10.4F). Wright y Tucker (1991) consideran que el tiempo necesario para que se forme una calcreta madura (estadios 4 y 5) es muy variable y que puede oscilar entre algunos miles de años hasta un millón de años. Resulta evidente que las cal-cretas pueden marcar diastemas o paraconformidades y que un elevado grado de madurez de la calcreta será un indicio a favor de la segunda, ya que la duración de la interrupción sedimentaria será mayor. Las *silcretas* y las *ferricretas* son similares a las calcretas cambiando el carbonato calcico por sílice y por óxidos e hidróxidos de hierro, respectivamente. Su génesis también está ligada a intervalos sin sedimentación en los que se produce la cementación a partir de aguas superficiales o subterráneas que se evaporan. Son mucho menos frecuentes que las calcretas y su utilización como criterio de reconocimiento de paraconformidades es idéntico al de las calcretas.

c- Paleokarsts.- Choquette y James (1988) definen un paleo-karst como un karst antiguo enterrado por sedimentos o rocas sedimentarias más modernas (fig. 10.4G). Por su parte Esteban y Klappa (1983) definieron el karst como "una facies diagenética sobreim-puesta a cuerpos carbonatados en contacto con la atmósfera, producida y controlada por la disolución y migración del carbonato calcico en aguas meteóricas, que tiene lugar en diferentes contextos climáticos y tectónicos, y que genera morfologías reconocibles". Los criterios que sirven para reconocer una superficie de paleokarst en una sección estratigráfica son: a) morfológicos, basados en el estudio comparado de la geometría de cavidades y salientes con las del karst reciente, b) presencia de espeleotemas que tapizan las paredes de cavidades, c) sedimentos propios de cavidades como brechas de colapso y sedimentos finos (limos) formados por percolación. El paleokarst que sirve como criterio de reconocimiento de paraconformidades es aquel que tiene una morfología externa muy poco abrupta, ya que si fuese muy irregular, con cavidades y salientes que superen el metro, se trataría de una disconformidad. Este tipo de karst es el que se forma en medios semiáridos (James y Choquette, 1984) ya que en los medios húmedos se desarrollan karsts con morfologías externas abruptas.

d.- Arcillas residuales, bauxitas y lateritas.- Todos estos materiales tienen una génesis muy cercana a los suelos, hasta el punto que incluso podrían considerarse como tipos de suelos. Son rocas sedimentarias producto de la meteorización química intensa

de rocas infrayacentes. Se forman en intervalos de exposición sub-aérea, en climas húmedos y cálidos, y puedan quedar generalmente acumulados sobre la misma roca madre (depósitos autóctonos) o ser transportados posteriormente en disolución o como partículas detríticas hasta su actual posición (depósitos alóctonos). La presencia de niveles de estos materiales intercalados en secciones estratigráficas continentales indican interrupciones sedimentarias, que por su duración, en muchos casos, pueden considerarse discontinuidades. En la detección de fases temporales de emersión de relieves marinos, con karstificación, la presencia de bauxitas en el seno de cavidades kársticas resulta un criterio definitivo ya que jalona intervalos de emersión prolongados (Vera *et al.*, 1986-1987, Molina *etal.*, 1991).

10.2.2.- Disconformidad

Una *disconformidad* es una discontinuidad con concordancia en la que entre las dos unidades superpuestas haya mediado una interrupción sedimentaria, acompañada de una erosión de los materiales infrayacentes, de manera que la superficie de separación sea claramente erosiva. Anteriormente se ha considerado como límite convencional la escala métrica, de manera que se considera disconformidad cuando las cavidades o salientes erosivos superen esta escala, mientras que serían paraconformidades cuando fuesen de escala menor. En ambos casos, las superficies de estratificación de la unidad infrayacente son paralelas a las de la unidad suprayacente, ya que hay concordancia.

10.2.2.1.- Criterios de reconocimiento de disconformidades en el campo

El rasgo más característico de las disconformidades y el que sirve mejor para su reconocimiento es la morfología claramente irregular y erosiva de la superficie de separación de las dos unidades estratigráficas. Para observar con nitidez este tipo de superficies es necesario tener un buen afloramiento, en el que se pueda seguir la superficie de discontinuidad y ver su relación con los materiales infrayacentes. Los mejores afloramientos los proporcionan las paredes de los cauces de los ríos fuertemente encajados o los acantilados costeros.

Algunos aspectos sedimentológicos de detalle se asocian al criterio anterior (morfología de la superficie) y facilitan su reconocimiento, como son los siguientes:

Conglomerados basales.- Un rasgo relativamente común en las disconformidades es que el depósito de la unidad suprayacente se inicie con una rudita (generalmente conglomerado, a veces brecha) formada por una trama de cantos o bloques procedentes de las rocas de la unidad infrayacente y matriz de afinidad con el material

suprayacente. Se trata de los primeros depósitos sobre un relieve abrupto que tienden a cubrir rápidamente las irregularidades erosivas y que se nutren de los relieves más elevados antes de quedar cubiertos por la sedimentación (fig. 10.6A).

Superficies rocosas perforadas.- Cuando se trata de paleorelieves costeros de alta energía, como antiguos acantilados o islotes, que han quedado posteriormente cubiertos por la sedimentación y en las que se observan con frecuencia superficies de la roca infrayacente muy desgastadas, en las que destacan perforaciones producidas por organismos litófagos (fig. 10.6B). Cuando a estas superficies rocosas (*rockground* sensu Fürsich, 1979) se asocian conglomerados basales en estos los cantos o bloques presentan con frecuencia perforaciones semejantes.

Karstificación.- Todo lo dicho anteriormente, al hablar de paraconformidades, sobre karst y paleokarst es válido como criterio de reconocimiento de disconformidades de áreas emergidas, con la única condición que las irregularidades de las superficies kársticas superen la escala métrica, límite convencional establecido para diferenciar paraconformidades de disconformidades. En las disconformidades en las superficies del paleokarst se pueden reconocer las morfologías kársticas más características, como antiguas dolinas y sumideros (fig. 10.6C). En el seno de los materiales infrayacentes se pueden tener cuevas parcialmente rellenas de cementos calcícticos

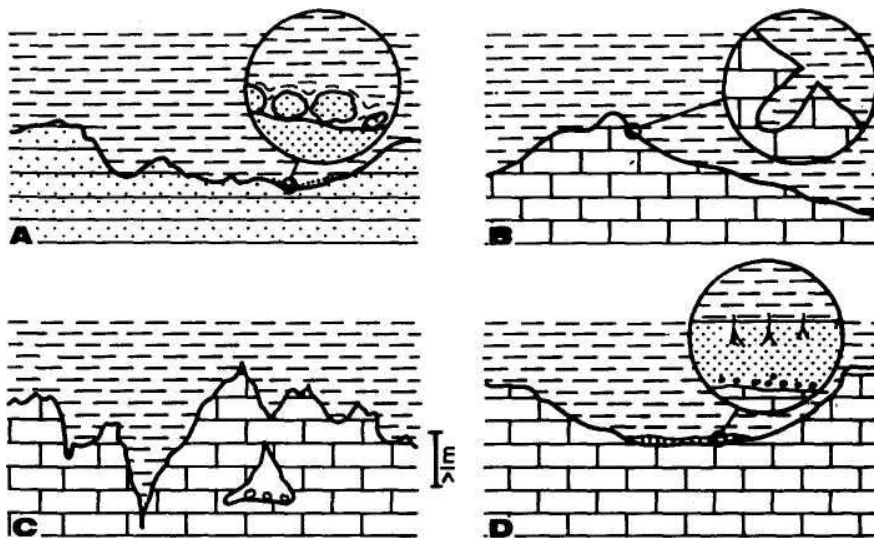


Figura 10.6.- Criterios de reconocimiento de disconformidades en el campo. A.- Conglomerados basales con cantos de la rocas infrayacentes, a veces con perforaciones de organismos. B.- Superficies rocosas perforadas por organismos litófagos. C.- Superficie de paleokarst y cavidades relacionadas con rellenos de brechas y sedimento de percolación. D.- Niveles de calcretas que tapizan el fondo de cavidades kársticas.

vadosos. En los casos de emersiones temporales de relieves marinos, en el seno de la unidad infrayacente a la disconformidad, se puede tener una amplia red de diques neptúnicos rellenos de material marino, depositado tras una nueva sumersión.

Calcretas.- En relación con superficies erosivas, en especial en las partes topográficamente más bajas del paleorelieve, se pueden encontrar calcretas generadas después de la formación de dicho relieve y antes de su fosilización por la unidad suprayacente. La presencia de calcretas en superficies de disconformidad de materiales carbonatados marinos someros indica inequívocamente etapas de emersión y edafización (fig. 10.6D).

Paleosuelos y bauxitas.- Otro criterio interesante en el estudio de las disconformidades es la presencia de paleosuelos y/o bauxitas kársticas, formados sobre el relieve erosivo, en las partes topográficamente más suaves y más bajas. El estudio detallado de los paleo-suelos (y las calcretas) puede suministrar información sobre las condiciones climáticas reinantes durante el tiempo de su formación, el cual queda incluido en el tiempo correspondiente al hiato de la disconformidad, sobre el que usualmente no se tiene ninguna información, al no quedar representado en el registro estratigráfico.

10.2.2.2.- Criterios de reconocimiento de disconformidades en el subsuelo

En perfiles de sísmica de reflexión las disconformidades se pueden detectar con mayor facilidad que en el campo, ya que las dimensiones de la observación aumentan considerablemente en longitud y, además, se exagera la escala vertical. Se reconocen como superficies irregulares que cortan a unos materiales estratificados infrayacentes de espesor variable. En la figura 10.7 se observa un excelente ejemplo de disconformidad en un perfil de sísmica de multicanal. La superficie presenta irregularidades de gran escala con cavidades kilométricas en la horizontal y con desniveles de algunas décimas de segundo (en tiempo) que equivalen a algunos centenares de metros. Los materiales infrayacentes a la disconformidad están claramente estratificados y se ven decapitados por la superficie erosiva. La unidad suprayacente se inicia con un término de estructura interna caótica, al que sigue otro bien estratificado.

Con perfiles sísmicos de alta resolución se pueden detectar disconformidades de menores dimensiones, aunque lógicamente limitadas a los materiales más superficiales. Especial interés tiene el reconocimiento, con esta técnica, de disconformidades ligadas a rellenos de valles encajados.

10.3.- DISCONTINUIDADES CON DISCORDANCIA

Son discontinuidades que separan materiales en los que no hay paralelismo entre la estratificación de los suprayacentes y los infra-

yacentes. Cuando se ubican coincidiendo con límites de unidades estratigráficas jalonan el contacto entre dos unidades superpuestas, entre cuyo depósito ha mediado una etapa de interrupción sedimentaria durante la cual se suceden una fase de deformación de los

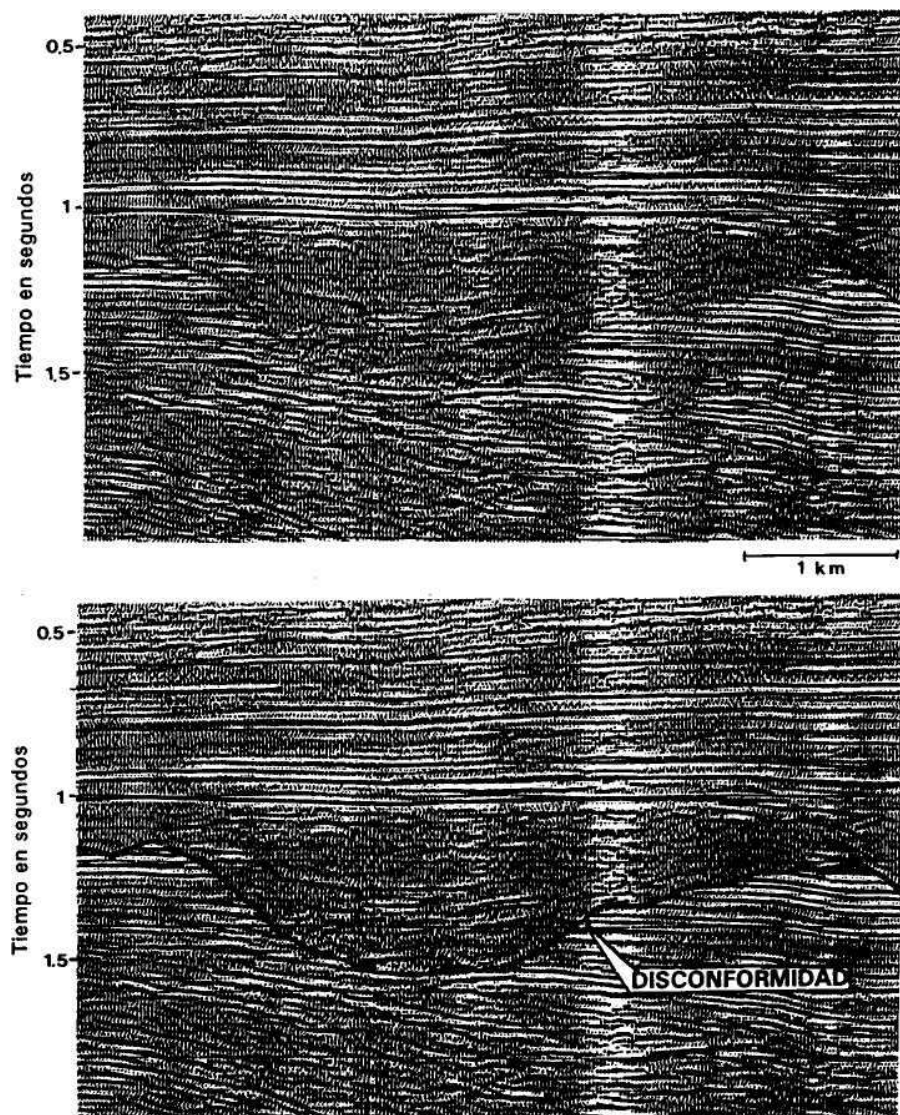
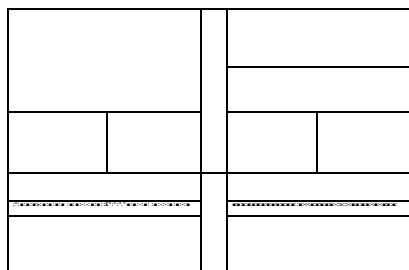
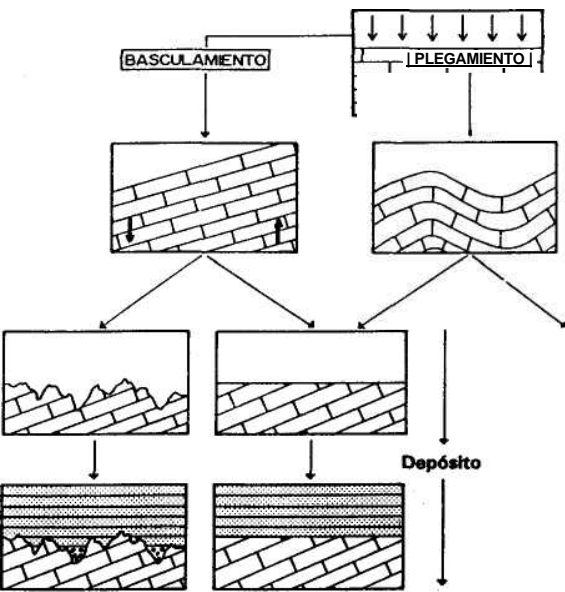


Figura 10.7.- Criterios de reconocimiento de disconformidades en perfiles sísmicos. Ejemplo tomado de una parte de un perfil sísmico de Bally (1983). En la figura superior se reproduce el perfil sin interpretación y en la figura inferior se marca la posición de la superficie de disconformidad. Obsérvese como inmediatamente encima de ella hay una unidad litosísmica con estratificación muy difusa.

materiales infrayacentes y una etapa de erosión (fig. 10.8). La fase de deformación puede ser simplemente un basculamiento producido por subsidencia diferencial o por el levantamiento tectónico de un área concreta. En este caso la superficie de discordancia formada tras la fase de erosión subsiguiente, cortará en bisel a los materiales infrayacentes de manera que la edad de los mismos será progresivamente más antigua en uno de los sentidos. En otros casos la deformación es una fase de plegamiento, debida a esfuerzos compresivos, con lo que la discordancia posterior puede cortar a pliegues, parcialmente decapitados por la erosión.

Depósito



Discordancia ■ angular-erosiva

Discordancia plani-angular

Figura 10.8.- Discontinuidades con discordancia. Diferentes caminos seguidos para la formación de los diferentes tipos geométricos de discordancias.

10.3.1.- Discordancias angulares y/o erosivas

En su conjunto, corresponden al concepto clásico de discordancia (en inglés *unconformity*) ya utilizado por Hutton (1788). El término inglés, sin embargo, ha sido utilizado con dos acepciones muy diferentes: una es la de discordancia, como relación geométrica, y otra como sinónimo de discontinuidad en general, lo que llevó a Vera *et al.* (1989), en su glosario, a considerar el término *unconformity* como obsoleto. Se recomienda restringir el uso del término a

la primera acepción, que es como la usó originariamente Hutton (1788), mientras que para la discontinuidad en general el término inglés adecuado sería *discontinuity*.

Se denominan *discordancias angulares* a aquellas discontinuidades que separan dos unidades estratigráficas (usualmente dos formaciones) superpuestas en las que no hay paralelismo de capas, de manera que la unidad infrayacente tiene un mayor grado de deformación que la unidad suprayacente con respecto a la superficie de discontinuidad. La laguna estratigráfica de una discordancia puede ser extraordinariamente variable, ya que varía desde el caso extremo de materiales cuaternarios discordantes sobre materiales precámbricos, hasta casos en los que la edad de ambos materiales está próxima.

De acuerdo con la morfología de la superficie de discontinuidad se pueden diferenciar dos tipos de discordancias angulares (fig. 10.8) en uno de ellos la superficie de separación es plana y en la otra es irregular. El primer caso se le suele llamar simplemente *discordancia angular*, nombre que se puede discutir ya que en todas las discordancias hay ángulo. Se pueden llamar *discordancia plani-angular*, término con el que se alude a la geometría plana de la superficie. El segundo tipo es la que usualmente se denomina *discordancia erosiva*, nombre que igualmente puede ser discutido ya que todas las discordancias implican erosión: podría denominarse *discordancia angular-erosiva*, nombre que alude al ángulo y al carácter irregular-erosivo de la superficie. Los diferentes tipos de discordancias angulares, combinando el tipo de deformación y la geometría resultante de la erosión, se detallan en la figura 10.8.

Un tipo especial de discordancia es aquella en la que la litología de los materiales infra- y suprayacentes es similar, dentro de una misma formación. En ellas las lagunas estratigráficas tienen una escasa duración. Es necesario valorar estas lagunas para diferenciarlas de las discordancias con continuidad, que obviamente no podrían incluirse en las discontinuidades.

Otro tipo son las denominadas *discordancias cartográficas* que son aquellas donde la falta de paralelismo entre los dos materiales es de muy bajo ángulo, la cual se pone de manifiesto mediante la cartografía geológica, pasando desapercibidas en una sección estratigráfica (10.9A).

Finalmente se puede hablar de *discordancias deformadas* (Riba, 1989) para aquellas cuyas superficies han sido plegadas en fases tectónicas posteriores (Fig. 10.9B). Para su estudio es necesario reconstruir la posición originaria en el momento de la formación.

10.3.1.1.- Criterios de reconocimiento de discordancias angulares y/o erosivas sobre el campo

El principal criterio de reconocimiento de las discordancias en el campo es el geométrico, consistente en la localización de una superficie que separa dos conjuntos de estratos entre los que hay

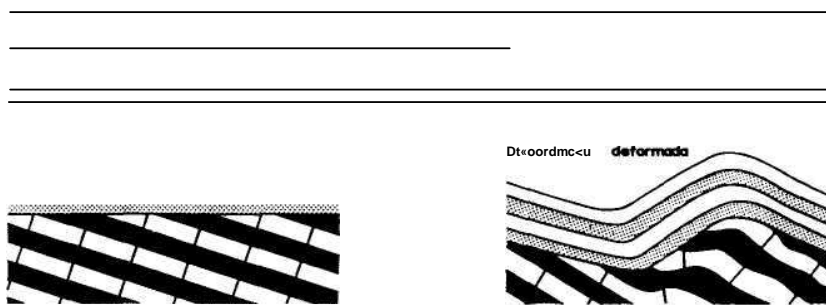


Figura 10.9.- Tipos especiales de discordancias. A.- Discordancias cartográficas. B.- Discordancias deformadas.

cambio de buzamiento (y frecuentemente, además, de dirección). Este reconocimiento se hace en muchos casos en secciones estrati-gráficas aisladas, aunque en general se detectan aún mejor cuando se disponen de amplias superficies de exposición, como las paredes de valles encajados.

A este criterio geométrico general de reconocimiento del paleo-relieve se pueden añadir otros criterios geomorfológicos, sedimentológicos, etc. (que son los mismos que sirven para reconocer disconformidades) visibles en la superficie de discordancia y entre los que se pueden destacar:

a) presencia de conglomerados basales similares a los de las disconformidades, con cantos de la roca infrayacentes, que serán más abundantes cuanto más irregular sea el paleorelieve de la superficie de discordancia.

b) presencia de superficies erosivas con perforaciones de organismos marinos litófagos, propios de acantilados y medios costeros de alta energía.

c) presencia de paleosuelos, calcretas, arcillas residuales o bauxitas tapizando la superficie de discontinuidad, en especial las partes topográficamente más bajas de la misma, lo que indicaría que la erosión tuvo lugar en condiciones subaéreas.

d) presencia de superficies karstificadas con morfologías muy irregulares, acompañada en algunas ocasiones con cuevas en la unidad infrayacentes. En el caso que estas cuevas se rellenasen de sedimento marino, tras una etapa de sumersión se formarían diques neptúnicos.

e) la interrupción sistemática de estructuras tectónicas como fallas o de cuerpos ígneos, sin que metamorfiten la unidad suprayacente, y los cambios bruscos del estilo tectónico o del grado de metamorfismo, pueden servir de criterios de reconocimiento de discordancias, aunque deben usarse con la cautela necesaria que permita diferenciarlos de posible contactos tectónicos.

Los criterios geomorfológicos, sedimentológicos y paleontológicos similares a los descritos para otros tipos de discontinuidades, pueden proporcionar, además de un argumento para reconocer la discordancia, una información complementaria sobre las condiciones ambientales (marino-continental) y climáticas en las que tuvo lugar la erosión posterior a la deformación y anterior al depósito de la unidad suprayacente. Esta información complementaria será tanto más interesante cuando la laguna estratigráfica sea menor, ya que en el caso de discordancias con lagunas estratigráficas muy prolongadas se pueden superponer rasgos formados en diferentes etapas ambientales y climáticas.

Los criterios basados en medidas radiométricas que permitan la datación absoluta de los materiales pueden servir para reconocer cualquier tipo de discontinuidad, entre ellas las discordancias.

10.3.1.2.- Criterios de reconocimiento de discordancias en el subsuelo

En perfiles sísmicos de reflexión las discordancias quedan puestas de manifiesto de manera muy simple (ver capítulo 8). Su detección consiste en delimitar superficies que separen dos unidades lito-sísmicas con diferente inclinación. Estas superficies, que serían las de discordancia, quedan marcadas por el choque de los reflectores sísmicos (ver figuras 8.13 y 8.14, en el capítulo 8). En sondeos la detección de discordancias se realiza a través de la técnica de diagrafía que permite medir la dirección y el buzamiento de las capas (buzómetro o *dipmeter*); las discordancias quedarán definidas en superficies que separen materiales con diferente buzamiento.

En los perfiles sísmicos, al exagerar la escala vertical, se individualizan fácilmente incluso las discordancias de ángulo muy bajo, que podrían ser equivalentes a las que hemos llamado anteriormente discordancias cartográficas, que en sección estratigráfica o incluso en sondeos podrían pasar desapercibidas. Los perfiles sísmicos permiten, además, ver la geometría de la superficie de discontinuidad a lo largo de decenas, e incluso centenas, de kilómetros y con ellos ver la evolución lateral de las discordancias, que en unos casos se mantienen y en otros desaparecen lateralmente pasando a concordancias.

La información que obviamente no suministran los perfiles sísmicos es la edad de las rocas sedimentarias del subsuelo y, por tanto, tampoco la duración de la laguna estratigráfica de una discordancia. Para obtener estos datos es necesario disponer de datos de sondeos y estudiar los organismos (microfósiles) que contengan las muestras sólidas obtenidas en los mismos.

10.3.2.- Discordancias sintectónicas y progresivas

Corresponden a unos tipos muy interesantes de discordancias ya que pueden informar sobre la edad de las deformaciones tectónicas.

Se trata de dos conceptos muy relacionados entre si, uno de ellos (*discordancia sintectónica*) es un concepto general aplicable a discordancias una vez que se conozca bien su génesis y el otro (*discordancia progresiva*) es un tipo concreto de discordancia sintectónica fácilmente reconocible directamente en el campo y en el subsuelo.

Se llaman *discordancias sintectónicas* a "cualquier tipo de discordancia en la que la sedimentación y la formación de la megaestructura discordante angular han sido contemporáneas del proceso tectónico que la ha engendrado. Los términos estratigráficos limitantes están muy próximos en el tiempo" (Vera *et al.*, 1989). En este tipo de discordancias las lagunas estratigráficas tienen escasa duración, permitiendo la datación precisa de las fases de deformación. En ellas se pasa lateralmente desde sectores con discordancias a otros adyacentes más o menos cercanos donde la sedimentación ha sido continua y concordante. La observación detallada del área comprendida entre ambos sectores permitirá fijar con la máxima precisión la edad de la deformación. El caso más simple de discordancia sintectónica es aquel que presenta discordancias angulares en los bordes de una cuenca sedimentaria que se amortiguan hacia el interior de la misma, de manera que se pasa a una superficie de continuidad (fig. 10.10). A este tipo de discordancia Riba (1989) le llama *discordancia atenuada* y de acuerdo con este autor son las discordancias que se utilizan en la Estratigrafía secuencial para diferenciar unidades genéticas (p.ej. secuencias deposicionales) en una cuenca sedimentaria.

Por su parte se llama *discordancia progresiva* a un tipo específico de discordancia sintectónica de fácil reconocimiento y en el que la discordancia angular se amortigua rápidamente y pasa lateralmente a una conformidad, y que se localizan en relación con un frente tectónicamente activo. Se define la discordancia progresiva como una "discordancia constituida por una acumulación vertical

Discordancia «intocdotada»
Continuidad correlativa

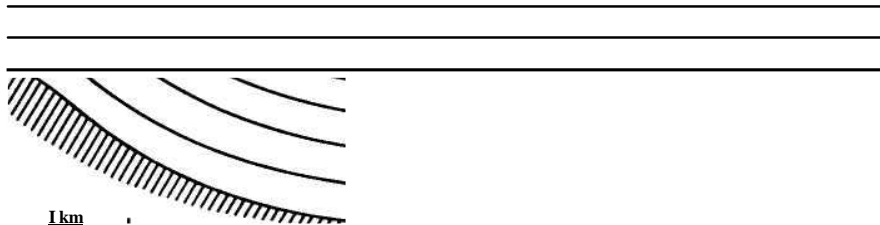


Figura 10.10.- Discordancias sintectónicas. Esquema muy simple donde se puede observar claramente la relación entre una discordancia sintectónica en el borde de una cuenca sedimentaria y la superficie de continuidad correlativa, en el interior de la misma. Los números indican intervalos de tiempo geológico relativo sucesivos. Obsérvese como los términos 5, 4, 3, 2 y 1 se van perdiendo lateralmente, con lo que aumenta la envergadura de la laguna estratigráfica hacia el borde de la cuenca.

de cuñas sedimentarias todas ellas dirigidas hacia el flanco activo (cabalgamiento, flanco de anticlinal, etc.) formando un enorme abanico abierto hacia el centro de la cuenca" (Riba, 1976). En la figura 10.11 se presenta un esquema en el que se muestra como se forman este tipo de discordancias.

Una discordancia progresiva se forma siempre en un borde de cuenca adyacente a un frente activo (anticlinal, cabalgamiento, etc.) que se está levantando simultáneamente a la sedimentación, lo que condiciona que la forma de las unidades litoestratigráficas sea de cuñas, que se abren hacia el interior de la cuenca y se cierran hacia el borde activo donde se localizaría el límite entre erosión y depósito. En la fase inicial el movimiento de levantamiento del relieve adyacente sería acelerado y la extensión de las cuñas disminuye con el tiempo (fig. 10.11 A). En un momento determinado, correspondiente al de máxima deformación se produce la erosión de las partes más proximales de las cuñas (fig. 10.11 B). A partir de este

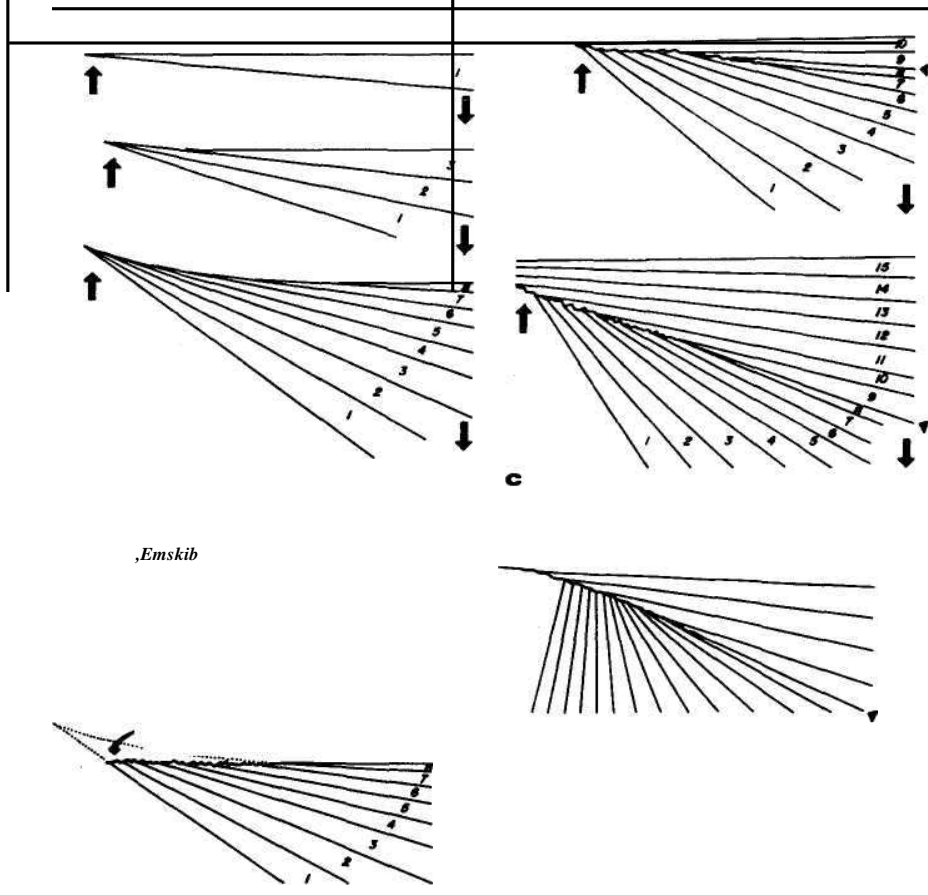


Figura 10.11.- Esquema de evolución genética de una discordancia progresiva elaborada a partir de las ilustraciones de Riba (1973, 1976, 1989). A.- Fase inicial de sedimentación en condiciones de diastrofismo acelerado con formación de capas en cuña que se abren hacia el interior de la cuenca formando un abanico de capas con solapamiento retractorio. B.- Etapa de inversión tectónica con la erosión del ápice del abanico de capas. C.- Etapa de sedimentación en condiciones de diastrofismo retardado con formación de un nuevo abanico, pero con solapamiento expansivo. D.- Dispositivo geométrico final resultante.

momento se entra en un intervalo de tiempo de deformación decelerada en la que se depositan unidades en formas de cuña, pero que tienden a cubrir el frente activo (fig. 10.11C). La superposición de ambos procesos (levantamiento acelerado y levantamiento amortiguado) es el causante de la geometría final resultante (fig. 10.1 ID), en la que puede verse como entre los buzamientos de las capas más antiguas y las más modernas, afectadas por la discordancia, puede haber más de 90 grados de variación. Excelentes ejemplos de este tipo de discontinuidades han sido descritos en el Pirineo Catalán (alto Cardener) donde se definieron por primera vez (Riba, 1973, 1976) y en otros bordes de la cuenca del Ebro (Anadón *et al.*, 1986; Riba, 1989).

En cuencas sedimentarias en las que, durante unos intervalos de tiempo determinados, haya unos bordes activos y otros pasivos las geometrías resultantes en ambos bordes serán muy diferentes; en los activos habrá discordancias progresivas y en los pasivos discordancias angulares en las que las capas con forma de cuña chocarían, en sus partes más gruesas, con el paleorelieve estable (fig. 10.12). La diferente expresión geométrica en los bordes de la cuenca, según el comportamiento tectónico, permitirá conocer, en la historia de dicha cuenca, el emplazamiento de los frentes activos y los pasivos, en cada intervalo de tiempo.

10.3.3.- Cambio lateral de las superficies de discontinuidad

Los diferentes tipos de discontinuidades anteriormente expuestos corresponden a geometrías observables en secciones estratigráficas o en perfiles sísmicos, en extensiones reducidas. La visión de las superficies de discontinuidad a lo largo de grandes extensiones,

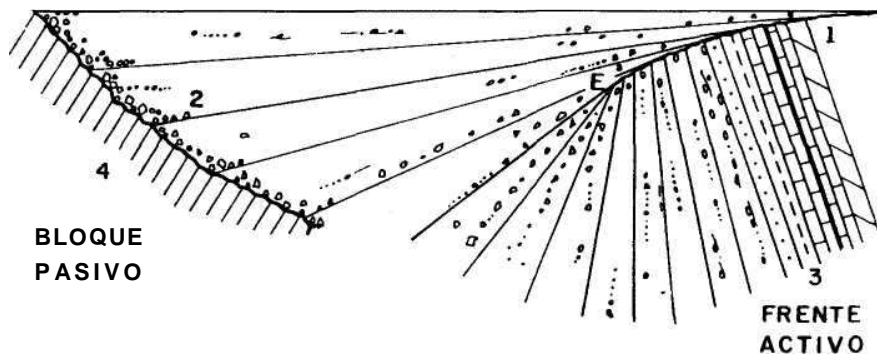


Figura 10.12.- Modelo de discordancia progresiva con un frente activo y otro pasivo según Riba (1989). Leyenda: 1.- Discordancia angular sintectónica de frente activo. 2.- Discordancia angular sintectónica de frente pasivo. 3.- Sección estratigráfica preorogénica. 4.- Substrato indiferenciado y relieve fosilizado por los materiales sintectónicos. E.- Punto de unión de los dos abanicos de capas.

en el campo y, especialmente, en perfiles sísmicos, da una nueva visión muy interesante de las discontinuidades.

En muchos casos reales se puede observar el paso lateral entre todos los tipos descritos. Así, por ejemplo, en una cuenca sedimentaria se puede tener una discordancia angular que pasa lateralmente a una disconformidad, más lejos a una paraconformidad y después a una conformidad, con continuidad y concordancia (fig. 10.13). Los diferentes tipos serían la expresión local de un mismo fenómeno: una interrupción sedimentaria, acompañada en unos sectores de deformación y/o erosión. El rasgo común es la interrupción sedimentaria y por tanto la datación de la misma es uno de los objetivos en el análisis de cuencas. La datación de los diferentes intervalos de interrupción sedimentaria permitiría conocer los momentos más peculiares de la historia sedimentaria de dicha cuenca.

Un concepto que interesa destacar en este aspecto es que una discontinuidad sedimentaria sintectónica cambia hacia el interior de la cuenca a una continuidad, a la que se llamará la *superficie de continuidad correlativa* (fig. 10.10). Esta superficie se podrá datar con la máxima precisión en materiales marinos, cuando se disponga de fauna, y ello permitirá datar igualmente con precisión el intervalo de tiempo de la interrupción sedimentaria (hiato no deposicional).

10.4.- LAS DISCONTINUIDADES A PARTIR DE LAS UNIDADES LITOSISMICAS

El estudio de las geometrías de las unidades litosísmicas ha aportado una nueva visión de las discontinuidades, ya que permite ver geometrías no fácilmente reconocibles en el campo y, además, la evolución lateral de las superficies de discontinuidad.

El estudio de estas unidades litosísmicas y sus relaciones fue sistematizado por Mitchum *et al.* (1977) quienes introdujeron un conjunto de términos en la nomenclatura geológica que han sido generalmente aceptados. Previamente Swain (1949) había definido un conjunto de conceptos relativos a geometrías de capas en las que hay terminaciones laterales, los cuales son asimilados en la nomenclatura de Mitchum *et al.* (1977). Los términos nuevos aluden a las relaciones de unidades litosísmicas con dispositivos progradantes y sus relaciones geométricas y genéticas con respecto a unidades agradantes infrayacentes o suprayacentes. La mayoría de los términos han sido traducidos al francés (Vail *et al.*, 1987) y al castellano (Vera *et al.*, 1989).

10.4.1.- Relaciones basales y somitales

Los diferentes conceptos relativos a la relación geométrica de unidades litosísmicas tanto agradantes como progradantes fueron definidos en el contexto de la denominada "Estratigrafía sísmica" por Mitchum *et al.* (1977). Estos conceptos han sido ampliamente

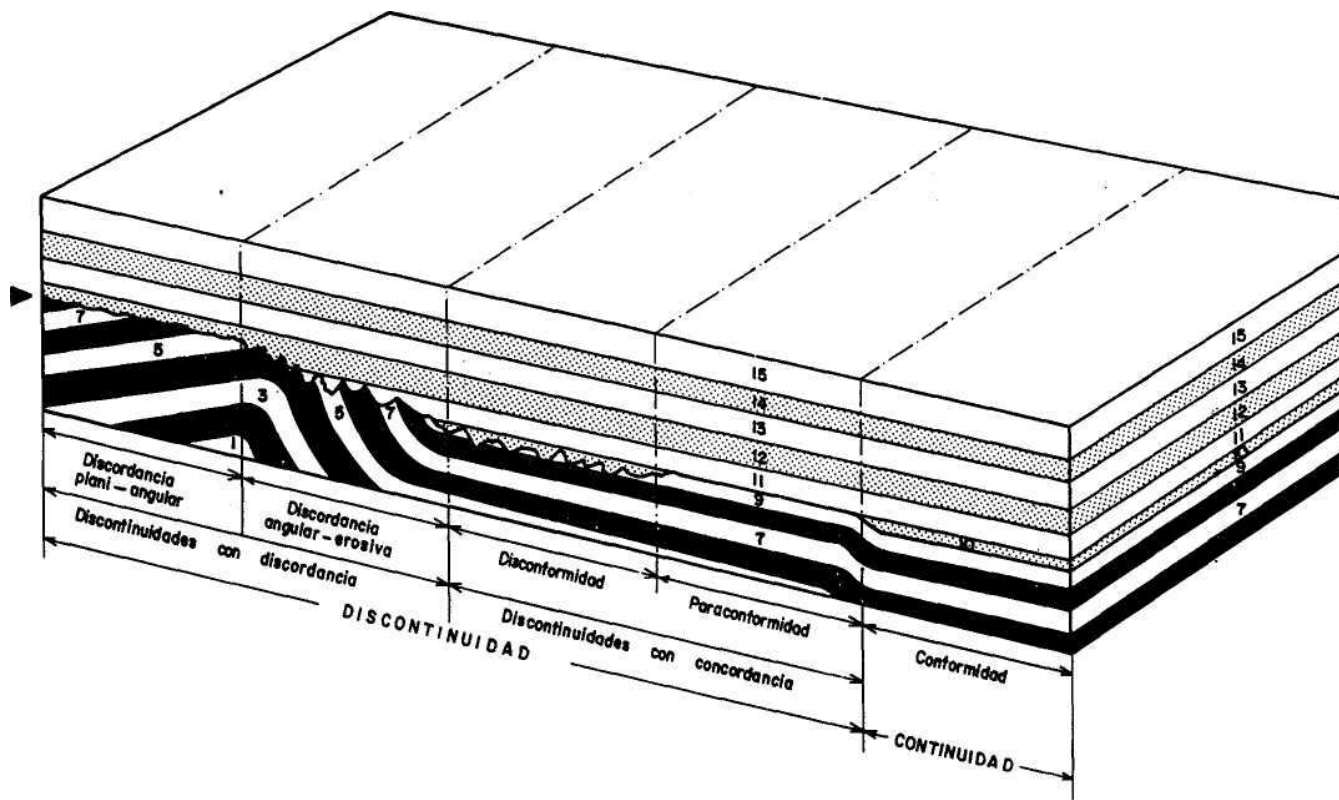


Figura 10.13.- Relación lateral entre los diferentes tipos de discontinuidades (con concordancia y con discordancia) y las superficies de continuidad correlativas. Los números indican intervalos de tiempo geológico relativos sucesivos. Obsérvese como la laguna «strati-gráfica» en la paraconformidad solo afecta al término 10, en la diaconformidad a parte del 10, mientras que en las discordancias comprende términos inferiores (hasta el 4 inclusive, en el punto de mayor amplitud).

* O ' I

utilizados posteriormente, aunque sin limitarse a los perfiles sísmicos, ya que se ha extendido su uso a todas las relaciones de unidades litoestratigráficas, tanto a las deducidas a partir de datos de campo como del subsuelo.

El término *acuñamiento* (en inglés *lapout*) define las terminaciones laterales de estratos debidas al depósito. En unidades litosís-micas se refiere a los reflectores que se pierden lateralmente, por corresponder a las terminaciones laterales de un estrato (o grupo de estratos) en su límite de depósito original. El término ya fue utilizado en este libro en el capítulo 8, con la misma acepción, aplicado a todas las unidades litoestratigráficas, tanto a perfiles sísmicos como a observaciones de campo.

Un primer criterio geométrico, aplicado previamente a relaciones geométricas de capas no necesariamente en perfiles sísmicos, es el de *solapamiento* (en inglés: *overlap*) que se aplica a los dispositivos de capas con extensión cambiante a lo largo del tiempo.

El término *solapamiento expansivo* (en inglés: *onlap*) fue introducido en la nomenclatura geológica por Swain (1949) y ha sido ampliamente utilizado por autores posteriores, para denominar las relaciones basales de un grupo de estratos inicialmente horizontales que se depositan sobre una superficie inclinada, de manera que los estratos más modernos ocupan mayor extensión que los más antiguos (fig. 10.14A). Se aplica igualmente este término para



B

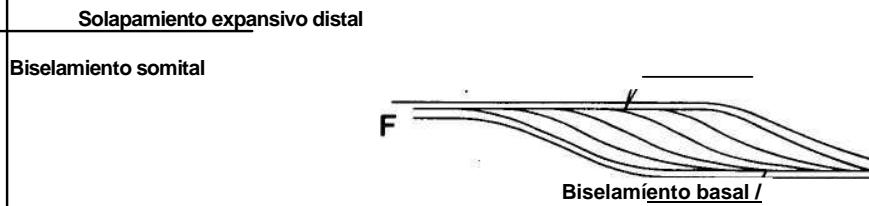


Figura 10.14.- Relaciones basales y somitales de unidades litoestratigráficas observadas en el campo o deducidas a partir de unidades litosísmicas. A.- Solapamiento expansivo (*onlap*) con capas horizontales. B.- Solapamiento expansivo con capas en forma de cuña que aumentan el espesor hacia el interior de la cuenca. C.- Solapamiento retractivo (*offlap*). D.- Dispositivo de estratos progradantes detectado en perfiles sísmicos, con un solapamiento retractivo en la parte superior. E.- Solapamiento expansivo costero (*coastal onlap*) y solapamiento expansivo distal (*distal onlap*) de la base de una unidad litosísmica progradante. F.- Biselamiento somital (*toplap*) y biselamiento basal (*downlap*) que limitan a una unidad litosísmica progradante, por el techo y muro, respectivamente. G.- Truncación erosional.

denominar las relaciones basales de un grupo de estratos originalmente inclinados, depositados sobre una superficie de mayor inclinación inicial (fig. 10.14B). En ambos casos el término se aplica a geometrías deducidas en perfiles sísmicos y a las observadas en el campo.

El término *solapamiento refractivo* (en inglés: *offlap*) fue introducido también por Swain (1949) para denominar al progresivo desplazamiento hacia el interior de la cuenca de las terminaciones de unidades estratigráficas (fig. 10.14C). En estratigrafía sísmica el término se utiliza para denominar dispositivos de estratos progradantes; en ellos se cumple que las unidades se van desplazando hacia el interior de la cuenca (fig. 10.14D).

En la interpretación de perfiles sísmicos Mitchum *et al.* (1977) se aplica el concepto de *solapamiento expansivo costero* (en inglés: *coastal onlap*) para los dispositivos de capas que, hacia el techo, se acuñan y terminan de manera progresiva hacia la línea de costas (figs. 10.14E y 10.15). Por su parte se llama *solapamiento expansivo proximal* (en inglés: *proximal onlap*) para los dispositivos de capas que se expanden hacia la parte más proximal de la cuenca; son por tanto dispositivos solapantes en los que las unidades se acuñan hacia el borde externo de una cuenca sedimentaria. Se utiliza el término *solapamiento expansivo distal* (en inglés: *distal onlap*) para las relaciones geométricas similares pero en las que las capas se acuñan hacia el interior de la cuenca (figs. 10.14E y 10.15)

Dos términos han sido introducidos por Mitchum *et al.* (1977) para aludir a las relaciones basales o somitales de unidades litosísmicas progradantes. Se llama *biselamiento basal* (en inglés: *down-lap*) a la relación geométrica en bisel de la base de una unidad lito-sísmica (figs. 10.14F y 10.15); a la superficie que separa una unidad progradante con la agradante infrayacente se le llama superficie de biselamiento basal (*downlap*). Por su parte se llama *biselamiento somital* (en inglés: *toplap*) al dispositivo geométrico del techo de una unidad estratigráfica en la que se cortan en bisel a las capas originariamente inclinadas (figs. 10.14F y 10.15). Una superficie de biselamiento somital es la que usualmente limita a una unidad progradante con otra agradante suprayacente.

Un concepto muy interesante es la *truncación erosional* (en inglés: *erosional truncation*) que se usa para denominar a las terminaciones laterales de estratos o reflectores sísmicos con una superficie de erosión posterior al depósito (figs. 10.14G y 10.15). El término genérico de truncación se usa para las terminaciones de estratos tanto de erosión como estructurales, por lo que el adjetivo de "erosional" es necesario para diferenciarla de la truncación tectónica.

10.4.2.- Discordancias con continuidad

Con este nombre se denominan a los dispositivos geométricos discordantes, usualmente dentro de una misma unidad, en los que la

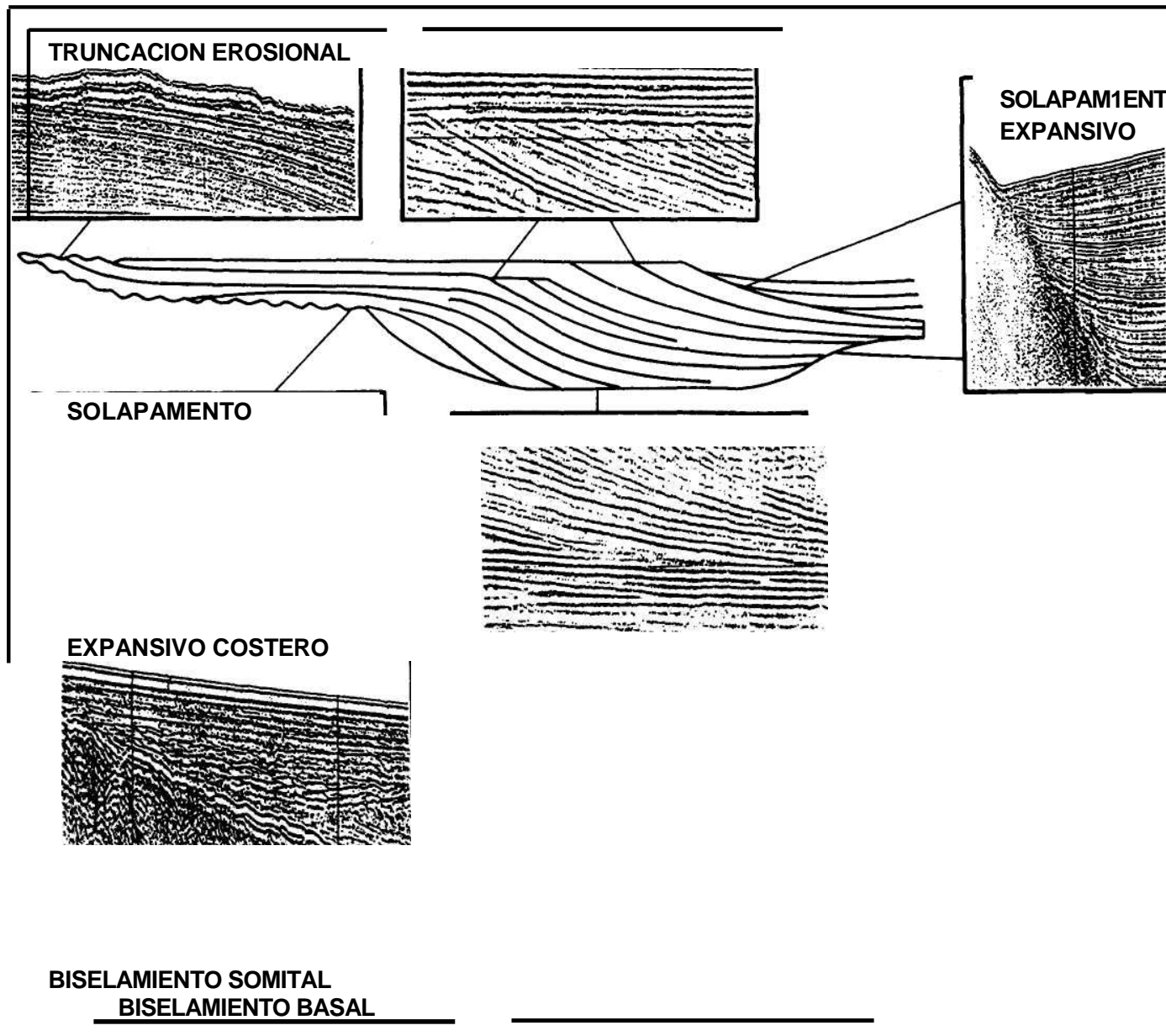


Figura 10.15.- Gráfico de Alonso *et al.* (1989) en el que se muestra en un dibujo un modelo teórico de la forma de una unidad litosísmica progradante con todas las posibles relaciones basales, somitales y laterales. Se añaden cinco fragmentos de perfiles sísmicos en los que se muestran las geometrías de cada uno de los tipos de relación (Reproducido con permiso de la Sociedad Geológica de España).

erosión ha sido mínima o nula. En ellas la interrupción sedimentaria es pequeña y usualmente no medible con criterios bioestratigráficos.

En primer lugar se pueden incluir en este conjunto los casos anteriormente expuestos relativos a depósitos, sin mediar interrupción sedimentaria, pero que dada la geometría de las capas dan dispositivos geométricos de discordancia. Un caso es el relacionado con estratificaciones cruzadas de gran escala en los cuales hay dispositivos basales y, especialmente, somitales con discordancia aunque sin mediar interrupción sedimentaria de importancia, de manera que el lote (*set*) de estratos cruzados está limitado por diastemas tanto en el techo como en el muro. El otros casos es el que marca la relación geométrica entre dos unidades litoestratigráficas, de escala métrica a decamétrica, una infrayacente de forma de montículo y la suprayacente agradante que la recubre (ver figura 8.3G).

A aquellos tipos que sirvieron de ejemplo, hay que añadir los relacionados con fenómenos de *slumping*. En dos contextos se forman discordancias con continuidad, uno de ellos es en el depósito de *slump* y el otros en los sectores donde se inician los deslizamientos. En los depósitos de *slump* se produce el deslizamiento y deformación de las capas, seguido de una erosión que decapita la estructuras, a la que sigue el depósito con capa horizontal discordante con respecto a los pliegues decapitados (fig. 10.16A). Sin embargo la edad entre el material infrayacente al *slump*, la de aquel que está implicado en la estructura y el suprayacente es prácticamente la misma, en la escala geológica. En el otro contexto se trata de la

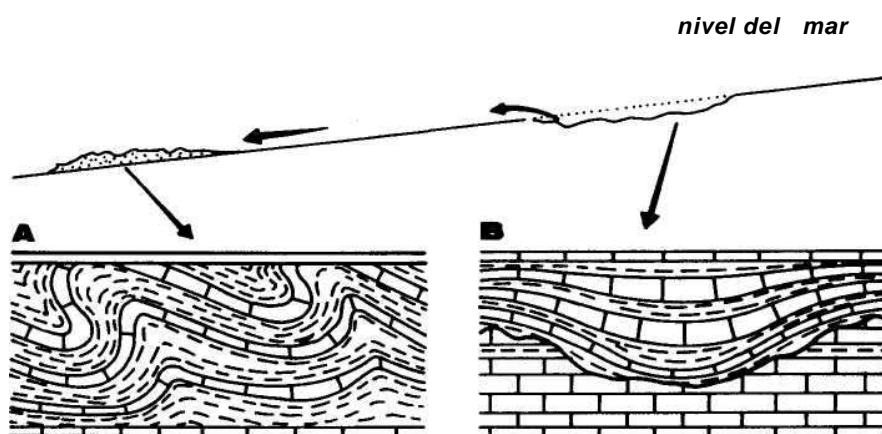


Figura 10.16.- Ejemplos de discordancias con continuidad que se dan en relación con deslizamientos submarinos (*slumps*). A.- Discordancia entre un cuerpo deformado por el *slump* y el material que lo fosiliza (decapitando los antifor-mes). B.- Discordancia de los materiales que cubren el hueco dejado por los materiales al deslizarse (*scar slumps*).

cicatrices formadas por los deslizamientos al desprenderse una masa de material de un sector concreto. El hueco que deja está delimitado por una superficie que corta a la estratificación. La sedimentación se reanuda depositándose capas que se adaptan a la morfología del fondo y que pueden dar dispositivos discordantes (fig. 10.16B). Estos han sido considerado como estructuras sinsedimentarias y denominados *gully* o *scar slumps*.

Otro tipo de discordancia con continuidad son las *discordancias progresivas* ya tratadas, en las que por definición era necesario que se pasase lateralmente desde un dispositivo discordante angular a otro concordante en corto espacio. La diferencia de edad de los materiales implicados en la discordancia angular es muy pequeña, por lo que se puede hablar de diastemas en lugar de discontinuidad.

En relaciones geométricas de mayores dimensiones se distinguen dos casos posibles de discordancias con continuidad, que se pueden dar en relación con los biselamientos basales y biselamiento somitales de unidades litosísmicas (fig. 10.14F). En ellas las discordancias son de muy bajo ángulo, por lo que se detectan fundamentalmente en perfiles sísmicos con la escala vertical exagerada. En estos tipos de relaciones se pueden dar los dos casos, continuidad y discontinuidad, en función de la escala y de las diferencias de tiempo geológico.

En el primer caso se trata de unidades litosísmicas de no grandes dimensiones y correspondientes a un intervalo de tiempo corto, de manera que la separación entre ellas se hace mediante diastemas. En el segundo caso se trata de cuerpos de grandes dimensiones con diferencias apreciables de edad entre las capas iniciales y finales del cuerpo progradante, que ocasionan que entre dicho cuerpo y la unidad suprayacente pueda haber, en muchas secciones, lagunas estratigráficas apreciables.

10.5.- DISCONTINUIDADES Y RUPTURAS SEDIMENTARIAS

Se pretende, en este apartado, precisar las analogías y diferencias entre ambos conceptos, a veces utilizados erróneamente como sinónimos. El concepto de "ruptura sedimentaria" debe ser utilizado de manera muy diferente de los conceptos de continuidad y discontinuidad, ya que aquel se va a referir a los cambios en los factores que controlan la dinámica sedimentaria y a su reflejo en el registro estratigráfico. Una ruptura sedimentaria se deduce a partir de un estudio integrado de muchos datos en el conjunto de una cuenca sedimentaria.

Para conocer mejor la diferencia entre discontinuidades y rupturas sedimentarias se va a tratar antes sobre la extensión lateral de las discontinuidades, ya que para comparar ambos conceptos es necesario referirse a discontinuidades locales y regionales.

10.5.1.- Discontinuidades locales y regionales

En el análisis de cuencas y en general en el estudio estratigráfico tiene una gran importancia conocer la extensión lateral en la que se detecta una discontinuidad concreta. Dos casos extremos se pueden diferenciar: el de las discontinuidades locales visibles en una sección estratigráfica o en un punto concreto de un perfil sísmico y las discontinuidades regionales que pueden ser reconocidas en la totalidad de una cuenca sedimentaria o al menos en amplios sectores de la misma.

Las discontinuidades locales son aquellas que se detectan en áreas muy reducidas de extensión y que se han originado en relación con factores locales. Estos factores pueden ser tectónicos como deformaciones puntuales del fondo de la cuenca por halocinesis, fracturación, etc. que den lugar a relieves más elevados que los adyacentes, los cuales tienden a erosionarse y, posteriormente, a cubrirse por materiales más modernos, dando disconformidades o discordancias angulares (fig. 10.17A). Igualmente los factores pueden ser sedimentarios, como sería el caso del encajamiento erosivo de un canal fluvial o de un cañón que una vez rellenos de sedimentos proporcionarían dispositivos de disconformidad (fig. 10.17B).

Las discontinuidades regionales son aquellas que quedan reflejadas en extensiones amplias (decenas o centenas de kilómetros) y que en muchos casos afectan a la totalidad de una cuenca sedimentaria. Un tipo de ellas son las que están relacionadas con cambios relativos de nivel del mar. en los que en momentos de bajadas relativas se produce la erosión de los materiales anteriores depositados en plataformas marinas y sectores costeros y en los de subida se origina la fosilización de las superficies erosivas (fig. 10.17C) y formación de las discontinuidades. En otros casos están ligadas a factores tectónicos tales como incrementos de la subsidencia de la cuenca, plegamiento de los relieves adyacentes, fracturación generalizada, etc., que quedan reflejados en los bordes de la cuenca con discordancias sintectónicas (a veces progresivas) mientras que hacia el interior pasan a superficies de paraconformidad y/o continuidad (fig. 10.17D). En medios continentales una discontinuidad regional podría quedar reflejada con niveles de paleosuelos compuestos de gran continuidad lateral o con superficies de erosión subaérea (incluida la karstificación). Un último tipo podría ser el debido a cambios oceanográficos, normalmente relacionados con cambios climáticos y/o cambios en las posiciones relativas de los continentes, que dan lugar a paraconformidades de amplia extensión en fondos oceánicos.

10.5.2.- Rupturas sedimentarias

El término *ruptura sedimentaria* ha sido introducido por González *et al.* (1988) y Pardo *et al.* (1989). Estos autores la definen

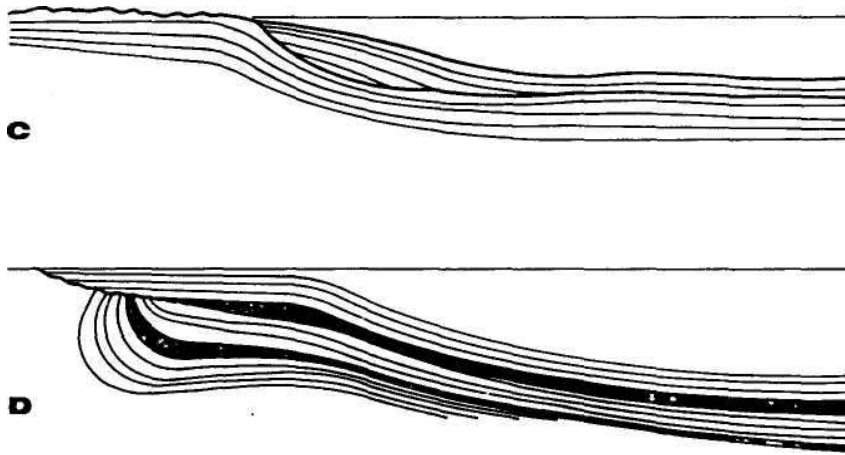


Figura 10.17.- Gráfico en el que se muestra ia diferente extensión lateral de las discontinuidades estratigráficas. A.- Discordancia local debida a efectos tectónicos locales. B.- Discontinuidad local (disconformidad), relacionada con el relleno de un canal. C- Discontinuidad regional ligada a cambios relativos del nivel del mar. D.- Discontinuidad regional debida a factores tectónicos que se manifiestan especialmente en el borde de la cuenca.

como "la manifestación en el registro estratigráfico de una variación en los factores externos a los sistemas de sedimentación. Tal manifestación consiste en una superficie, reconocible a escala de cuenca, según la cual tiene lugar un salto brusco o cambio de signo de la evolución secuencial, entendiendo esta evolución a la escala de las secuencias de orden superior o ritmos de Delfaud (1972)". En unos casos las rupturas sedimentarias quedan reflejadas en el borde de la cuenca por discontinuidades que lateralmente pasan a superficies de continuidad. En otros casos una ruptura sedimentaria puede quedar reflejada en la totalidad de una cuenca como una superficie de conformidad (concordancia y continuidad).

Las rupturas sedimentarias se pueden formar de dos maneras muy diferentes: a) cambios tectónicos que afecten al conjunto de la cuenca (rupturas de tipo 1, 2 y 3, fig. 10.18) y b) cambios climáticos que afecten, igualmente, a la totalidad de la cuenca y que pue-

den expresarse en cambios litológicos bruscos (rupturas de tipo 4 y 5, fig. 10.18).

Las rupturas sedimentarias ligadas a cambios tectónicos (rupturas de tipo 1, 2 y 3) se reconocen en los materiales que rellenan una cuenca sedimentaria por discontinuidades regionales en los bordes de la cuenca y superficies de continuidad correlativas en la parte central de la misma. Anteriormente se ha hablado (apartado 10.3.3) de la superficie de continuidad correlativa de una discontinuidad, concepto aplicable totalmente a este tipo de rupturas sedimentarias, ya que éstas coincidirían tanto con la discontinuidad como con dicha superficie.

Las rupturas sedimentarias de tipo 1 (*sensu* Pardo *et al.*, 1989), ligadas a cambios de polaridad de la actividad tectónica (finalización de etapa de aceleración e inicio de otra de deceleración): se reflejan en los bordes de la cuenca con discordancias progresivas que lateralmente hacia el interior de la cuenca pasan gradualmente a superficies de paraconformidad y de conformidad las cuales quedan marcadas con cambios de polaridad sedimentaria, más concretamente en secuencias estratocreciente y granocrecientes separadas por la ruptura de secuencias estratodecrecientes y granodecrecientes (fig. 10.18).

Las rupturas sedimentarias de tipo 2, de la misma clasificación, están ligadas a cambios de la actividad tectónica y más concretamente al final de una etapa de deceleración e inicio de otra de aceleración. Son superficies de conformidad que separan un conjunto de estratos con solapamiento expansivo de otro con solapamiento retractivo y se reflejan, en el relleno sedimentario de la cuenca, en cambios de la polaridad sedimentaria, inversos a los anteriores, ya que en este caso las secuencias granodecrecientes se sitúan por debajo de la ruptura sedimentaria y las granocrecientes por encima (fig. 10.18)

Las rupturas sedimentarias de tipo 3 (Pardo *et al.*, 1989) son las que separan materiales depositados en dos etapas de diastrofismo retardado, separadas por un episodio de deformación brusca, están reflejadas en los bordes de la cuenca por la superficie de separación de un doble dispositivo de solapamiento expansivo, que evoluciona hacia el interior de la cuenca hacia superficies de paraconformidad y de conformidad (fig. 10.18). En el relleno sedimentario de la cuenca se expresan con una superficie neta que separa dos conjuntos estratocrecientes y granodecrecientes.

Las rupturas sedimentarias de tipo 4 y 5 (Pardo *et al.*, 1989) se aplican a superficies reconocibles en el conjunto de la cuenca que impliquen cambios en la polaridad climática. En concreto los autores que las definen seleccionan el concepto de aridez de medio. Las rupturas sedimentarias de tipo 4 corresponden a mínimos de la aridez y la de tipo 5 a máximos de la misma, y se reflejan en cambios de la polaridad sedimentaria (fig. 10.18).

No todas las discontinuidades estratigráficas son rupturas sedi-

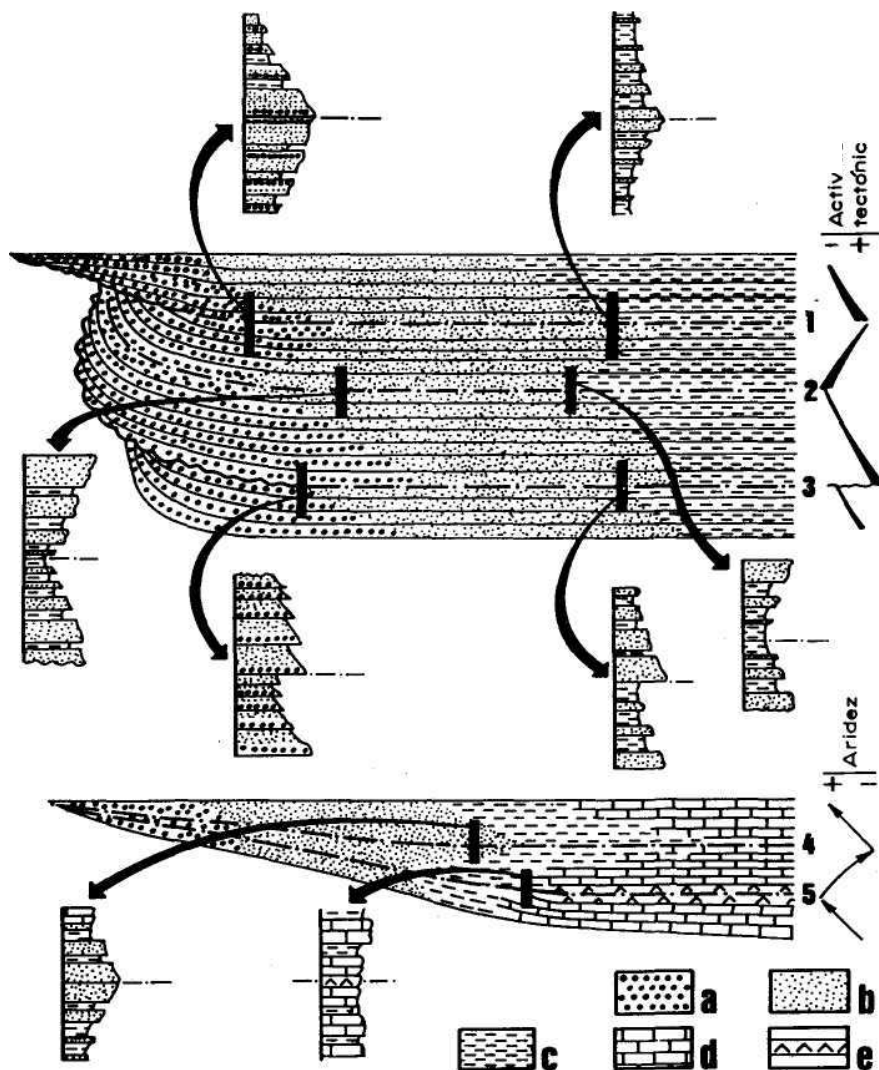


Figura 10.18.- Tipos de rupturas sedimentarias según Pardo *et al.* (1989). Los números 1, 2, 3, 4, 5, indican cada uno de los cinco tipos de rupturas de la clasificación (explicación en el texto). Leyenda: a.- Sedimentos conglomeráticos. b.- Sedimentos arenosos, c.- Sedimentos lutíticos. d.- Carbonatos. e.-Evaporitas.

mentarías ni todas la rupturas son discontinuidades. El concepto de discontinuidad es aplicable a una relación de dos unidades estrati-gráficas superpuestas, en una sección estratigráfica o en un perfil sísmico. Por el contrario el concepto de ruptura sedimentaria se aplica en el análisis de cuencas tras el estudio detallado y consiguiente interpretación genética de numerosos secciones estratigráfi-

cas y/o secciones sísmicas. Para el reconocimiento de las posibles rupturas sedimentarias (aspecto interpretativo) es necesario conocer la posición espacial y temporal de todas las discontinuidades regionales reconocidas en las diferentes secciones estratigráficas. Puesto que hay rupturas sedimentarias que no se relacionan con discontinuidades, sino que simplemente quedan reflejadas en cambios de la polaridad sedimentaria es necesario igualmente conocer dicha polaridad en conjuntos de estratos de escala decamétrica o hectométrica. Especial interés tiene esta polaridad en cuencas rodeadas de relieves (cuencas con mares interiores o cuencas continentales) y con sedimentación terrígena, ya que en ellas los cambios de polaridad serán más manifiestos.

10.6.- INTERPRETACIÓN GENÉTICA DE LAS DISCONTINUIDADES

La interpretación genética de las discontinuidades observables en las secciones estratigráficas levantadas en los materiales del relleno de una cuenca sedimentaria tiene un gran interés, ya que permite detectar los intervalos de tiempo en los cuales hubo interrupción sedimentaria, en los que pudo haber deformación y/o erosión de los materiales previamente depositados, datos imprescindibles para el análisis de cuenca.

Son varios los objetivos parciales y complementarios que deben abordarse para la interpretación correcta de las discontinuidades:

a) *Tipo de discontinuidad y cambios laterales del mismo.*- Consiste en asignar la discontinuidad a uno o a varios de los tipos descritos en los apartados anteriores. Cuando se trata de secciones estratigráficas levantadas en el campo hay que basarse en la observación detallada sobre el terreno de las superficies de discontinuidad, aplicando los criterios de reconocimiento analizados anteriormente. En el caso de perfiles sísmicos hay que prestar especial atención a la geometría de la superficie de discontinuidad. En ambos casos se insiste en que la clasificación puede ser múltiple ya que una discontinuidad puede presentarse de manera muy diferente según los sectores (fig. 10.13) y en muchos casos pasa lateralmente a una superficie de continuidad correlativa.

b) *Edad de la interrupción sedimentaria.*- Se pretende con ello, en cualquier tipo de discontinuidad, conocer el intervalo de tiempo sin depósito (hiato no deposicional). Para ello hay que intentar la datación más precisa posible en los niveles más modernos de la unidad infrayacente y los más antiguos de la suprayacente. Evidentemente este objetivo se alcanza con más facilidad en medios marinos donde los fósiles están más homogéneamente repartidos. En todos los casos el intervalo de tiempo no representado será igual o superior al de la interrupción sedimentaria y las dificultades para precisar éste último derivarán de la posible erosión, en su totalidad,

materiales previos a la interrupción sedimentaria.

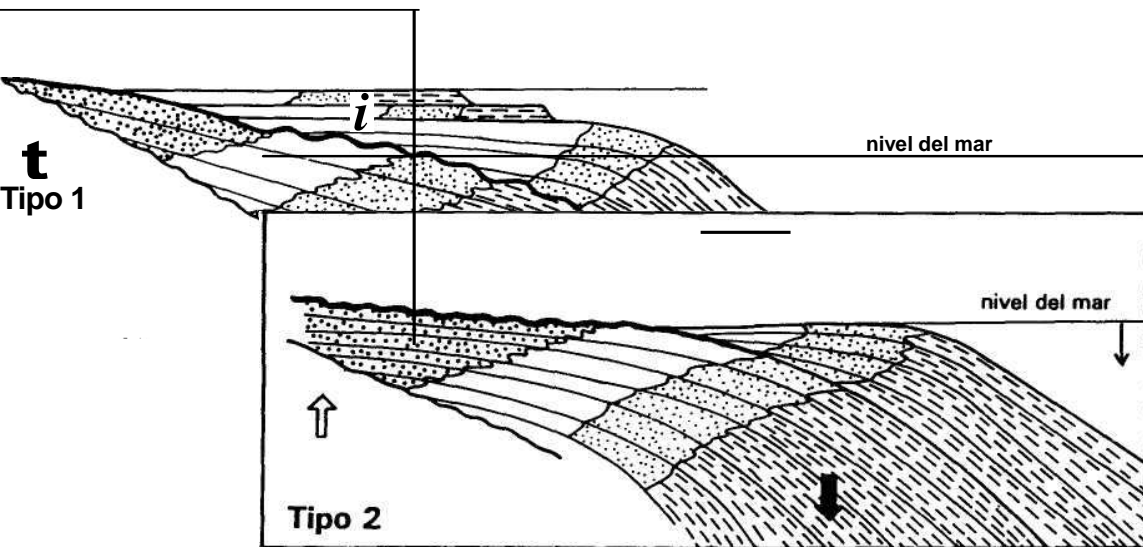
c) *Edad de la fase de deformación tectónica.*- Exclusivamente para las discordancias, para lo que se prestará especial atención a las discordancias sintectónicas, en ellas a la datación detallada de los materiales más modernos infrayacentes y los más antiguos suprayacentes. En el caso de existir discordancias progresivas, de fácil reconocimiento en el campo, interesa datar los materiales afectados por el abanico de capas.

d) *Deducción del área afectada por la discontinuidad.*- Con ello se pretende conocer si la discontinuidad es local o por el contrario se observa en el conjunto de la cuenca sedimentaria y, consecuentemente, saber si se debe a factores locales (tectónica local) o a cambios de mayor envergadura que afecten a toda la cuenca, debidos a la tectónica regional o a cambios del nivel de base (que en medio marinos sería cambios relativos del nivel del mar).

En los márgenes continentales pasivos los cambios relativos del nivel del mar, producidos por causas tectónicas (hundimiento o levantamiento del fondo) y/o por causas eustáticas (cambios del nivel del agua) pueden producir discontinuidades que quedan claramente marcadas en los perfiles sísmicos. Vail *et al.* (1984) proponen una clasificación de acuerdo con el tipo de erosión dominante, deducida a partir de la geometría de las superficies de discontinuidad sobre las plataformas marinas, diferenciando dos tipos que corresponden a los intervalos de tiempo con emersión completa o parcial, respectivamente, de dichas plataformas (fig. 10.19). Estos autores llaman *discontinuidades de tipo 1* a las discontinuidades detectadas en perfiles sísmicos que implican una etapa de erosión subaérea y submarina, durante un descenso brusco del nivel relativo del mar, que supera en magnitud a la subsidencia en el borde de la plataforma y *discontinuidades de tipo 2* a las discontinuidades detectadas en perfiles sísmicos que implican una etapa de erosión exclusivamente subaérea, formadas por un descenso lento del nivel del mar cuya magnitud es inferior a la subsidencia en el borde de la plataforma. En la diferenciación de ambas se presta especial atención a la existencia de superficies de truncación erosiva, de cuya geometría se puede deducir si su formación ha ocurrido en medio continental (superficie muy abrupta) o marino (superficie más suave).

El estudio de la morfología de las superficies de discontinuidad y de los rasgos presentes en ellas (morfologías kársticas, perforaciones, paleosuelos, etc.) permitirá deducir si la erosión, en las disconformidades y discordancias, ha tenido lugar en medios subaéreos o submarinos, y en algunos casos precisar las condiciones climáticas.

En todos los casos se prestará especial atención al posible estudio de los materiales formados durante la propia interrupción sedimentaria, que en medios continentales pueden quedar reflejados en



--- Playas arenosas
 | Llanura costera | h-rpr^H Marino de grano fino

U Elevación del continente adyacente "W Subsistencia
 del borde de la plataforma | Descenso del nivel del mar
 (caída eustática)

Figura 10.19.- Tipos de discontinuidades según Vail *et al.* (1984). Tipo 1.- Discontinuidad formada por un descenso rápido del nivel, que supera en magnitud a la subsistencia en el borde de la plataforma, que provoca erosión parte en áreas emergidas y parte en áreas sumergidas. Tipo 2.- Discontinuidad formada por un descenso lento del nivel del mar cuya magnitud es inferior a la subsistencia en el borde de la plataforma, que ocasiona erosión en su totalidad en áreas emergidas.

paleosuelos y en medios marinos en los rellenos de cavidades erosivas, diques neptúnicos o en niveles condensados. El estudio de estos materiales suministrará información sobre el tiempo no representado en la discontinuidad. En medios marinos someros tiene gran importancia detectar signos de emersión en relación con dis-

continuidades, lo que facilitará conocer la posición relativa del nivel del mar y sus cambios.

Los factores genéticos principales que influyen en el origen e importancia de las discontinuidades estratigráficas son los siguientes:

1.- Cambios del nivel de base.- Se trata del nivel del mar en cuencas marinas y del nivel de base de los ríos en cuencas continentales endorreicas. Los cambios de este nivel de base producirán aumentos o disminuciones en la acomodación de cada sector de la cuenca. Los descensos bruscos del nivel de base generalmente van jalados con discontinuidades con superficies erosivas, que se observarán de manera neta, en los bordes de la cuenca. Los ascensos del nivel de base subsiguientes se ponen de manifiesto con los dispositivos de recubrimiento de nuevos materiales sobre la superficie de discontinuidad.

2.- Cambios en la actividad tectónica.- La actividad tectónica puede quedar reflejada en la cuenca esencialmente por la subsidencia, mientras que en las regiones circundantes de la cuenca se expresa con un levantamiento. Los cambios en las tasas de ambos movimientos o uno de ellos originan discontinuidades y/o en rupturas sedimentarias. Las etapas de deformación tectónica que afectan al conjunto (cuenca y áreas circundantes) tales por fracturación, basculamiento y plegamiento quedan expresadas por discordancias sintectónicas en los bordes de la cuenca, que hacia el interior de la misma pasan hacia superficies de continuidad.

3.- Factores paleo geográficos.- Hay algunos medios sedimentarios en los que los sedimentos se preservan con gran dificultad y por tanto son propicios a la interrupción sedimentaria, que se expresará en discontinuidades que abarquen la extensión de dicho medio. Este es el caso de las áreas de fuerte pendiente, dentro márgenes continentales, que en la bibliografía inglesa son conocidas con el nombre de *bypass*.

4.- Cambios climáticos.- Los cambios climáticos quedan reflejados en algunos casos con discontinuidades y más frecuentemente con rupturas sedimentarias reconocibles en amplios sectores de una cuenca sedimentaria.

5.- Cambios en las condiciones oceanográficas.- Modificaciones en el régimen de corrientes en los océanos pueden delimitar amplios sectores en los que no haya sedimentación y en los que se producen paraconformidades. Igualmente cambios en la posición del nivel de compensación de la calcita (CCD) pueden ocasionar disoluciones de materiales carbonatados que se reflejan en discontinuidades sedimentarias en el seno de sedimentos pelágicos.

La deducción del grado de influencia de cada uno de los factores anteriores, en la génesis de una discontinuidad concreta, se realiza generalmente en el contexto del estudio completo e intergral de una cuenca sedimentaria (análisis de cuencas).

10.7.- INTERÉS DEL ESTUDIO DE LAS DISCONTINUIDADES

El interés del estudio de las discontinuidades estratigráficas es muy grande tanto desde un punto de vista científico como aplicado. Su estudio puede servir de ejemplo sobre la estrecha relación entre los aspectos teóricos y los prácticos, que hacen que la Estratigrafía como ciencia tenga esta doble e interesante faceta sobre la que ya se hablaba en el capítulo 1 de este libro.

Desde el punto de vista teórico o científico puro merecen destacarse tres aspectos fundamentales. El primero es que las discontinuidades estratigráficas constituyen la base del reconocimiento de unidades genéticas, como divisiones del relleno sedimentario de una cuenca, sobre las que se tratará ampliamente en el capítulo 21. El segundo es que las discontinuidades estratigráficas (y las rupturas sedimentarias) constituyen un excelente criterio de correlación entre diferentes secciones estratigráficas (ver capítulo 17). El tercero es que el estudio detallado de la discontinuidades permite conocer las características de los intervalos de tiempo sin depósito.

Desde el punto de vista aplicado hay que destacar la relación de algunas materias primas de gran interés económico con las discontinuidades estratigráficas. En el campo de la Geología del Petróleo son cada vez más frecuentes los ejemplos de grandes yacimientos relacionados con superficies de discontinuidad y en los que la trampa se localiza en los materiales infrayacentes a discontinuidad, los cuales han experimentado aumentos notables de la porosidad durante la interrupción sedimentaria. En cuanto a los yacimientos minerales de origen sedimentario son muy numerosos los ejemplos de mineralizaciones ligadas a discontinuidades. Entre ellos se tienen importantes yacimientos de bauxitas kársticas, de fosfatos y de mineralizaciones de sulfuras de Pb-Zn.

11

SECCIONES ESTRATI GRÁFICAS

- I 1.1.- Definiciones y tipos
- I 1.2- Sección estratigráfica local
 - 1 1.2.1.- Métodos de levantamiento
 - 1 1.2.2- Representación gráfica
 - I 1.2.2.1.- Elección de escala
 - 1 1.2.2.2.- Indicación de la posición de las muestras
 - 1 1.2.2.3.- Descripción de la litología
 - 1 1.2.2.4.- Indicación de las texturas y sus variaciones
 - 1 1.2.2.5.-Tipos de contactos
 - I 1.2.2.6.- Estructuras de ordenamiento interno y de deformación
 - I 1.2.2.7.- Estructuras de las superficies de estratificación. estructuras orgánicas y contenido fosilífero
 - I 1.2.2.8.- Otros rasgos de interés
 - I 1.2.3- Un modelo normalizado de sección estratigráfica
 - I 1.2.4- Perfiles estratigráficos
- 1 1.3- Secciones estratigráficas compuestas
 - 1 1.3.1.- La autocorrelación; secciones estratigráficas compuestas locales -
 - I 1.3.2.- Secciones estratigráficas compuestas regionales
 - I 1.3.3- Sección estratigráfica (compuesta) sintética de una cuenca
 - I 1.4- Sección estratigráfica global, el registro estratigráfico

En el capítulo 1 se planteaba como uno de los objetivos de la Estratigrafía la ordenación vertical, por tanto temporal, de las unidades litoestratigráficas presentes en una región. A dicha ordenación se le llama *sección estratigráfica*, término que por extensión se usa también para nombrar a su representación. En el capítulo 2 se adelantaba el concepto de sección estratigráfica y se decía que el levantamiento de secciones estratigráficas es, posiblemente, la técnica más genuinamente estratigráfica y que su representación gráfica es la ilustración más característica del trabajo estratigráfico, afirmaciones que se reiteran aquí. Por su parte en el capítulo 5 se trataba sobre algunos aspectos de la metodología del levantamiento de las secciones estratigráficas a los cuales se harán aquí solamente breves referencias, evitando repeticiones innecesarias. En este capítulo se va a tratar monográficamente sobre la metodología de trabajo, los sistemas de representación y sobre la interpretación de las secciones estratigráficas.

11.1.- DEFINICIONES Y TIPOS

Una *sección estratigráfica* es la sucesión cronológica de todas las unidades estratigráficas presentes en una región, ordenadas de más antigua a más moderna, esto es, en el orden en el que ocurrió su depósito. Por extensión se utiliza dicho término a la representación gráfica, a escala, de la totalidad de las unidades estratigráficas, ordenadas temporalmente. A esta sucesión (y a su representación), con frecuencia, se le ha denominado *serie estratigráfica*, aunque recientemente se tiende a evitar el uso del término *serie* con esta acepción, ya que éste se incluye como un término formal de la nomenclatura estratigráfica (GEI, 1980), concretamente como unidad cronoestrati-gráfica de rango superior al piso e inferior al sistema. Algunos autores (p.ej. Bates y Jackson, 1987) utilizan el término "secuencia estratigráfica" como sinónimo de sección estratigráfica; sin embargo se aconseja evitar este uso ya que el término "secuencia" se utiliza con acepciones muy diferentes: en el capítulo 7 se usó para la distribución vertical de la facies (secuencia de facies), en la interpretación de las secciones estratigráficas se usa el término secuencia elemental (sinónimo de secuencia de facies) y en la interpretación del relleno de una cuenca sedimentaria se utilizará el término *secuencia deposicional*, para denominar a unidades estratigráficas genéticas.

El término "sucesión estratigráfica" de uso frecuente en la nomenclatura geológica se considera como sinónimo de sección estratigráfica. Por su parte el término "columna estratigráfica" se usa para nombrar a la parte esencial de la representación gráfica de las secciones estratigráficas, concretamente aquella que muestra la sucesión de conjuntos de estratos.

Cuando el levantamiento de una sección estratigráfica se realiza en un único corte y, por tanto, de una manera continua se le llama *sección estratigráfica simple*. Por el contrario cuando en el levantamiento se utilizan los datos de al menos dos cortes reales, complementarios, se trata de una *sección estratigráfica compuesta*.

Por otra parte, de acuerdo con la escala de la región de referencia, se diferencian cuatro tipos de secciones estratigráficas. Se trata de una clasificación en función de la extensión areal de su representatividad y comprende cuatro rangos, que de menor a mayor será: local, regional, a nivel de cuenca y global.

Las *secciones estratigráficas locales* expresan la ordenación vertical y, por tanto, temporal de todas las unidades litoestratigráficas representadas en una localidad concreta. En su representación gráfica, el espesor relativo de cada unidad queda reflejado con una escala de manera que el espesor representado en el dibujo sea proporcional a la potencia real de cada unidad. Constituyen la herramienta de trabajo fundamental en la Estratigrafía ya que los otros tipos de secciones estratigráficas se basan en estas. A este tipo se va a dedicar preferentemente este capítulo, tratando de su modo de elaboración y de los gráficos de representación.

Los otros tipos de secciones estratigráficas se refieren a áreas de amplitud progresivamente mayor y que en todos los casos se elaboran a partir de los datos de dos o más secciones estratigráficas locales. Se trata de secciones estratigráficas compuestas, siendo las más simples las *secciones estratigráficas compuestas locales*, que son la suma de varias secciones estratigráficas locales que representan intervalos de tiempo sucesivos.

El siguiente tipo, en orden creciente, son las *secciones estratigráficas regionales* que son secciones estratigráficas compuestas donde se expresa la ordenación temporal de todas las unidades lito-estratigráficas de un área más amplia que la local. Se construyen a partir de varias secciones estratigráficas locales (simples o compuestas) mediante correlación y seleccionando los rasgos más representativos.

Se tienen otros tipos de secciones estratigráficas que se refieren a áreas geográficas mucho más amplias, como son: una cuenca sedimentaria en su conjunto o la totalidad de la superficie de la Tierra. Para su elaboración se parte de las secciones estratigráficas regionales de diferentes sectores geográficos. Se denomina *sección estratigráfica a nivel de cuenca* a la ordenación temporal de las unidades estratigráficas reconocidas en el conjunto de la cuenca, y por extensión a los gráficos en los que se represente dicha ordena-

ción. Su uso se limita a aquellas cuencas que presenten una gran uniformidad en la distribución de las unidades litoestratigráficas, mientras que para aquellas en las que haya frecuentes cambios laterales es preferible recurrir a la correlación estratigráfica (y los gráficos de correlación) ya que con ello se muestra además este cambio lateral (ver capítulo 17).

Se denomina *sección estratigráfica global ideal* a la ordenación temporal de todas las unidades estratigráficas a nivel mundial. Este último término responde a un concepto más abstracto que los anteriores ya que se refiere a una sucesión ideal, que no existe en ningún punto de la Tierra, en la que se superponen todas las unidades estratigráficas, desde la más antigua a la más moderna, y que sirve de escala de referencia general de la historia geológica. La sección estratigráfica global se denomina también *registro estratigráfico global*, nombre con el que ya se aludió a ella en el capítulo 2

11.2.- SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA LOCAL

La sección estratigráfica local es la ordenación temporal de las diferentes unidades litoestratigráficas de un área concreta, bien que afloren en ella o bien que se reconozcan mediante el uso de técnicas de geología del subsuelo (geofísica y sondeos). Constituye el documento básico del trabajo estratigráfico, en el que se basan casi todas las interpretaciones. El mismo nombre se aplica, también, a su representación gráfica.

Sobre las secciones estratigráficas locales se podrán reconocer, además de las unidades litoestratigráficas, las otras unidades estratigráficas (bioestratigráficas, magnetoestratigráficas o quimioestratigráficas) sobre las que se tratará en los capítulos siguientes. Igualmente se podrá deducir, a partir de determinaciones de edad, la posición de las unidades cronoestratigráficas.

Una sección estratigráfica local se representa con un gráfico, a escala, en el que cada unidad litoestratigráfica se dibuja con los signos convencionales de sus litologías (ver clave en figura 5.1) y al que con frecuencia se añaden los datos relativos a texturas, estructuras sedimentarias y contenido fosilífero, de manera que en la mínima extensión de dibujo se exprese el máximo de datos de los materiales, lo que facilita su posterior interpretación.

Tradicionalmente se ha dicho que una sección estratigráfica local bien levantada (lo mismo que ocurre con un buen mapa geológico) es un documento que permanece a lo largo del tiempo, al contrario que una interpretación la cual puede ser perecedera de manera que sea reemplazada por otra al poco tiempo de ser emitida. Una sección estratigráfica correctamente levantada hace casi un siglo sigue siendo un excelente documento básico, de manera que los datos que en ella se reflejen (litologías, espesores, texturas, estructuras, contenido fosilífero, etc.) son válidos. Las interpretaciones acerca de la génesis de los materiales y edad de los mismos, salvo

en casos excepcionales, han cambiado a lo largo del tiempo debido de una parte a disponer de modelos de facies progresivamente más completos, que permiten explicar mejor la génesis de los diferentes materiales, y de otra parte a que se dispone de un banco de datos, cada vez más amplio, sobre distribución temporal de los diferentes organismos lo que permite atribuir la edad con mayor precisión.

11.2.1.- Métodos de levantamiento

Los métodos de levantamiento de secciones estratigráficas serán claramente diferentes cuando los materiales afloran en superficie que cuando se trate de materiales que no afloran y que solamente se conocen por datos de subsuelo (sísmica, sondeos y diagrfías).

Las unidades litoestratigráficas, que afloran en una región y se diferencian a partir de sus litofacies, pueden ser observadas, medidas y muestreadas directamente sobre el terreno. La extensión superficial que ocupa cada una de las unidades sobre el relieve actual se reconoce sobre una fotografía aérea y posteriormente se representa sobre un mapa topográfico, elaborando con ello un *mapa geológico*, en el cual cada unidad queda reflejada con un color o trama diferente (fig. 11.1) con la indicación de la dirección y buzamiento de las capas. Un mapa geológico es esencialmente un mapa de la distribución superficial de las unidades litoestratigráficas, en el que se han diferenciado los tipos de contactos entre ellas (concordantes o discordantes) y al que se han añadido los signos estructurales (fallas, pliegues, etc.) necesarios. El mapa geológico es una de las ilustraciones más usuales y fundamentales en el trabajo estratigráfico (y del trabajo geológico, en general) y constituye el documento base de la distribución areal de las unidades litoestratigráficas, sirviendo para seleccionar la ubicación de los mejores *cortes estratigráficos* donde levantar las secciones estratigráficas (fig. 11.1).

Se llama *corte estratigráfico* a una representación bidimensional vertical, a escala, y con su topografía, en la que se muestre la posición de las distintas unidades litoestratigráficas. Como término más general se llama *corte geológico* a toda representación, a escala, de la intersección de un plano vertical con su topografía actual, en la que se muestre la disposición de las unidades litoestratigráficas y la estructura de los materiales. Un corte estratigráfico es un corte geológico seleccionado de manera que la estructura sea lo más simple posible (p.ej. monoclinial, flanco de un pliegue, etc.), y en el que preferentemente los estratos tengan su buzamiento real, o sea, que el plano vertical contenga a la línea de máxima pendiente de los estratos, o sea, el plano perpendicular a la dirección de las capas (fig. H.1).

A partir del mapa geológico y de la observación superficial se selecciona el corte estratigráfico en el que mejor se vean las diferentes unidades litoestratigráficas y sus relaciones verticales, siendo este corte el ideal para el levantamiento de la sección estratigráfica

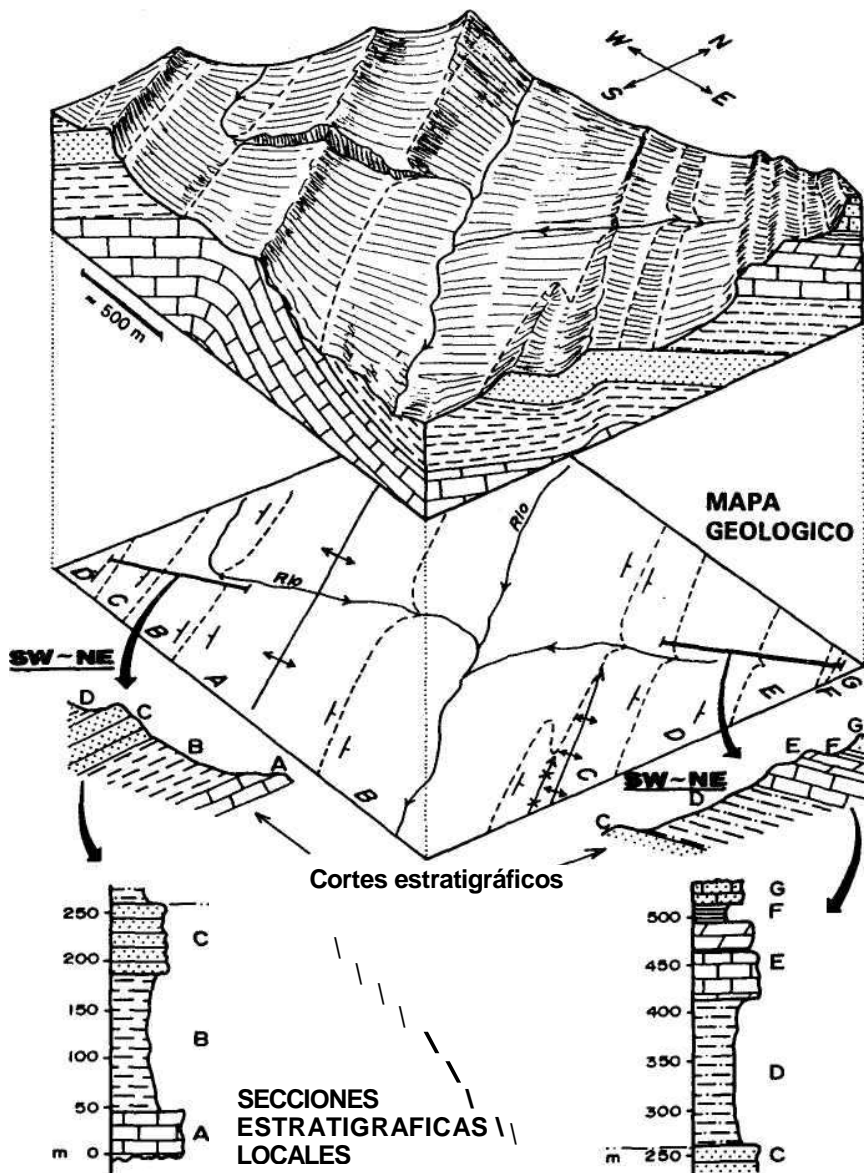


Figura 11.1.- Graneo en el que se muestra un bloque diagrama, con la disposición tridimensional de las unidades litoestratigráficas de una región determinada, la representación de las mismas en un mapa geológico en el que se marca la posición de los cortes estratigráficos en los que mejor se pueden levantar las secciones estratigráficas y la representación gráfica de las mismas. Leyenda: A, B, C, D, E, F y G: unidades litoestratigráficas.

local o sección estratigráfica medida (en inglés *measured stratigraphic section*). El levantamiento en el campo de una sección

estratigráfica fue ya explicado en el capítulo 5 (apartado 5.1.2) e implica la medida sistemática del espesor de las unidades litoestratigráficas, y de los conjuntos de estratos delimitados dentro de ellas. Cuando se utiliza un solo corte estratigráfico se levanta una sección estratigráfica local simple, mientras que si se utilizan dos o más cortes estratigráficos lo que se levantan son secciones estratigráficas compuestas, sobre las que se tratará más adelante.

Para materiales que no afloran en superficie, y a los que se ha accedido mediante sondeos, la elaboración de secciones estratigráficas exige, en todos los casos, conocer las potencias reales de los materiales. Salvo en el caso que los materiales sean horizontales los valores de diferencia de profundidad de corte en el sondeo del techo y muro de una unidad (potencia aparente en la vertical: P_a de la figura 11.2A) serán siempre mayores que la potencia real de la misma (P_r de la figura 11.2A). El cálculo de las potencias reales se hace, para cada una de las unidades, a partir de los datos del buzamiento de los materiales y de la potencia aparente en la vertical. De este modo se transforma el registro litológico obtenido en el sondeo en una sección estratigráfica. En materiales no aflorantes la falta de observación directa hay que suplirla con la interpretación de los datos de perfiles sísmicos, de las muestras sólidas del sondeo (incluidos testigos si los hubiese) y de las diagráffas.

Especial interés tiene la medida de espesor de unidades litoestratigráficas progradantes, en la que la potencia que se debe considerar es la medida desde el muro de la formación (marcada por un biselamiento basal) hasta el techo (marcado por un biselamiento somital), como se indica con la letra P en la figura 11.2B. Las medidas realizadas sumando espesores de lotes de estratos progradantes ($a + b + c + d + e + d$, de la figura 11.4B) darían resultados erróneos, ya que se suman espesores de estratos y conjuntos de estratos que no se superponen unos a otros, y por tanto los valores resultantes serían muy superiores a los reales.

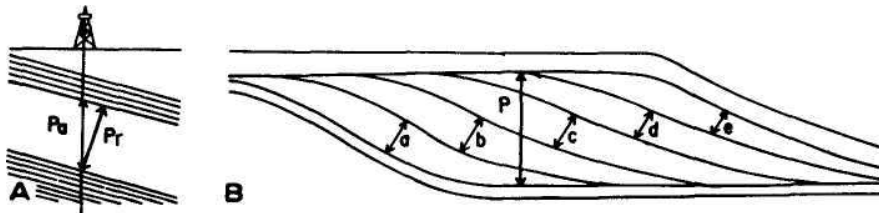


Figura 11.2.- Aspectos relativos a la medida del espesor (o potencia) de unidades litoestratigráficas en el levantamiento de secciones estratigráficas a partir de datos del subsuelo. A.- Relación entre la potencia aparente en la vertical (P_a) y la potencia real (P_r), según el valor del buzamiento. B.- Potencia de una unidad litoestratigráfica progradante (P) medida desde la superficie de biselamiento basal a la de biselamiento somital, y no sumando medidas parciales de capas progradantes ($a + b + c + d + e$) lo que daría valores muy superiores a los reales.

En todos los casos una sección estratigráfica local, levantada sobre el terreno o a partir de un sondeo, se refiere a un sector muy concreto o un punto geográfico que debe ser identificado con sus coordenadas exactas y con la indicación del mapa topográfico y fotografía aérea en la que queda incluido.

Para las secciones estratigráficas levantadas en el campo se indican los datos precisos del afloramiento, se describen los accesos al mismo y se dan las coordenadas de los puntos extremos (techo y muro) del corte estratigráfico en el que se ha levantado la sección estratigráfica, de manera que cualquier persona interesada pueda acceder al citado corte con la información suministrada. Como datos complementarios se aportan sistemáticamente la dirección y el buzamiento de los materiales que afloran en el corte y se indica la estructura que presentan (p.ej. antiformal, monoclinall fallado, domo, etc.) y se describe el grado y calidad de observación del corte (p.ej. excelente, parcialmente cubierto, etc.).

11.2.2.- Representación gráfica

Existen múltiples tipos de representaciones gráficas para las secciones estratigráficas, que difieren entre sí en la manera de presentar los resultados y en el grado de detalle de los mismos. En todos los casos la parte principal de la sección estratigráfica la constituye una *columna litoestratigráfica* o *columna litológica* en la que se expresan, a escala, los espesores relativos de cada una de las unidades litoestratigráficas presentes en la misma y las litologías de cada una de ellas.

El tipo de representación gráfica más simple, de una sección estratigráfica, consiste únicamente en la columna litoestratigráfica a escala, elaborada de acuerdo con una clave de litologías, como la incluida en la figura 5.1 o alguna similar. En estos casos se utiliza un sistema de representación clásico que consiste en dar una anchura variable a la columna de acuerdo con la facilidad de erosión de cada unidad litoestratigráfica, de manera que los términos más resistentes a la erosión sean más anchos. De este modo los materiales que sobresalen en el paisaje también lo hacen en la representación (fig. 11.3A). En esta columna se pueden diferenciar las unidades litoestratigráficas y se añade su nombre, si están definidas formalmente, o su sigla (o nombre provisional), si se trata de unidades informales. Con frecuencia en las secciones estratigráficas se añaden los datos de las determinaciones de edad, los cuales la mayoría de las veces no son obtenidos directamente en el campo, sino que son fruto de las determinaciones en el laboratorio a veces lentas y complejas de los fósiles (macro-, micro-, nanno-fósiles) encontrados. Estos datos se presentan indicando las unidades crono-estratigráficas reconocidas y en algunos casos, además, indicando las biozonas reconocidas o incluso la extensión de cada fósil característico.

dad	orma ón	o	Escala (n)	uestra	E OLUM	TOESI	as go S
	Q	inf.					
P	red	sup	80	19.	S	rr	A
	inf.	70	18-	17-			
O	sup	60	16	15-	rr	A	ve?
	inf.	50	14-	13-			
N	sup	40	12-	11-	rr	A	ve?
	inf.	20	10-	9-			
A	M	10-	8-	7-	rr	A	ve?
		1-	6-	5-			

Edad	Formación	Miembro	Escala	Columna Litológica	Columna de Texturas y Estructuras	Otros rasgos	
	Q	«up.»	90	22'	EHH	"■	
			80	19'	1 1		A
	P	inf.	70	17-	i i	J—...'	» n
			60	15-	1 ■ 1		AIS n
O	sup.	SO	14-13	i i	0 »		
		40	12-11	J	1 1		
B	M		20	10-			∴i T/ /
			10-	9-			
			6-	7-			
			4-3-	2-	es		o o Y
			1.	1		A	

Figura 11.3.- Ejemplos simples de secciones estratigráficas locales. A.- Ejemplo del tipo más simple en el que se representa exclusivamente la columna litoestratigráfica (o litológica) a escala. B.- Ejemplo de un tipo algo más complejo en el que se divide la columna litoestratigráfica en dos: una para litología y la otra para las texturas y estructuras de ordenamiento interno. Las litologías, estructuras y fósiles se representan de acuerdo con las figuras 5.1, 5.5 y 5.9.

Diferentes tipos de representaciones, progresivamente más complejas y completas, son las que a esta columna litoestratigráfica añaden los datos de tipos de contactos, texturas, estructuras sedimentarias y contenido fosilífero. En todos los casos se procura cumplir la norma antes citada de "que en la mínima extensión de dibujo se exprese el máximo de datos de los materiales". No hay un modelo único de representación gráfica, pero si unas normas que cada vez más son de uso común. Una norma bastante generalizada en secciones estratigráficas de detalle consiste en hacer una doble columna litoestratigráfica: una primera de anchura constante (p.ej. un centímetro) en la que se representa la litología y otra adyacente a la derecha de anchura variable según la textura (ver más adelante) y en la que se representan los tipos de contactos, las estructuras de ordenamiento interno y obviamente las texturas y sus variaciones (fig. 11.3B). Otra norma generalizada consiste en añadir a las columnas, en sectores muy próximos, de una parte la situación de las muestras y de otra las estructuras de techo y muro, los fósiles presentes, los rasgos texturales no representados, las estructuras orgánicas, etc.

En todos los casos la parte central del dibujo, que comprende la

doble columna y los datos adyacentes, constituye el elemento esencial de la sección estratigráfica basado en los datos objetivos tomados sobre el campo, y a él se añaden a la izquierda los datos interpretativos de unidades estratigráficas (litoestratigráficas, bioestratigráficas y cronoestratigráficas), mientras que a la derecha se pueden añadir los datos descriptivos obtenidos en el estudio de las muestras en el laboratorio y más a la derecha los datos, igualmente interpretativos, pero en este caso genéticos (medios sedimentarios). En la figura 11.4 se presenta un ejemplo de sección estratigráfica local en el que figuran los datos descriptivos tanto de campo (la doble columna y los datos complementarios) como los obtenidos en el estudio de las muestras en el laboratorio y, además, los datos interpretativos antes citados.

En las secciones estratigráficas levantadas en el campo los segmentos de las mismas no observados, por quedar cubiertos por suelos y vegetación o por una edificación, se expresan gráficamente,

DATOS OBTENIDOS EN EL CAMPO

dejando en blanco un fragmento proporcional al espesor estimado (o medido) que pueda faltar, de manera que fácilmente se pueda ver que fracción del corte estratigráfico es la que queda oculta y con ello que grado de fiabilidad tiene la sección estratigráfica levantada. Cuando se trate de tramos ocultos cuyo espesor no se pueda medir se indica la posición de dichos tramos con una doble línea quebrada, a la que se puede añadir una cifra orientativa de la estimación de espesor no representado. Cuando en el corte estratigráfico se atravesase una falla y se tenga dificultad para correlacionar con precisión los niveles de un lado a otro, se indica en la sección estratigráfica la posición de la fractura, indicando con ello que puede haber algunos errores bien de falta de materiales o bien de repetición de algunos niveles.

11.2.2.1.- Elección de escala

Antes de iniciar el levantamiento de una sección estratigráfica es necesario elegir la escala de observación, la cual está muy relacionada con el detalle o profundidad del estudio que se pretenda realizar. Se trata de una escala de apreciación o medida (decimétrica, métrica, decamétrica, etc.) de los estratos o grupos de estratos y, en su caso, de la densidad la toma de muestras. Dependiendo de esta escala de apreciación, en el dibujo se utilizará una escala gráfica u otra. Como escala de mayor detalle para una sección estratigráfica local se considera la escala 1:100, en la que pueden ser diferenciados con facilidad estratos o paquetes de estratos de menos de un metro, ya que cada decímetro de potencia del corte real sería un milímetro de la representación gráfica. Escala de mayor detalle (1:50, 1:10) se utiliza para levantamientos de fragmentos muy concretos de una sección estratigráfica, a los que se llaman *perfiles estratigráficos*.

Las escalas más usuales de levantamiento de secciones estratigráficas son 1:500 y 1:1.000, en las que se pueden diferenciar los bancos de hasta un metro de espesor, ya que en el gráfico serían 2 o 1 mm (según la escala). Las unidades litoestratigráficas diferenciadas en ellas tendrán, como mínimo, varios metros de espesor, por lo que usualmente no se trata de estratos aislados sino de paquetes de estratos con rasgos comunes. En estas secciones estratigráficas se reduce el grado de información, pero se facilita la observación y delimitación de las unidades litoestratigráficas a nivel de formación (y miembros) y se reduce notablemente el tiempo necesario para su elaboración.

El levantamiento de una sección estratigráfica a escala 1:100 exige la medida sistemática del espesor de cada uno de los estratos y un enorme detalle en la observación de los mismos, por lo que su realización es bastante lenta. Como orden de magnitud simplemente orientativa se puede decir que el levantamiento de unos 50 metros de sección estratigráfica, a esta escala, implica del orden de 8-10 horas de trabajo (observación, medida, muestreo y anotación), cifra que se reducirá algo si la sección es monótona en sus rasgos y que

aumentará considerablemente si es compleja y diversa. Una sección estratigráfica de varios centenares de metros de espesor y buen acceso puede necesitar para su levantamiento bastantes días de trabajo intenso.

En el levantamiento de secciones estratigráficas, con materiales de diverso grado de variedad de rasgos, con frecuencia se coordinan dos escalas de manera que, por ejemplo, se hace un levantamiento general de sección estratigráfica a escala 1:1.000, y para segmentos concretos de la misma, con mayor calidad de observación y mayor variedad de rasgos, se hacen ampliaciones a escala 1:100. De esta manera se optimiza el tiempo dedicado al levantamiento, ya que se hace rápido en los sectores más monótonos del corte en los que la información obtenida presumiblemente es repetitiva y, por tanto, poco significativa genéticamente, mientras que se dedica más tiempo a los sectores de mayor diversidad e interés.

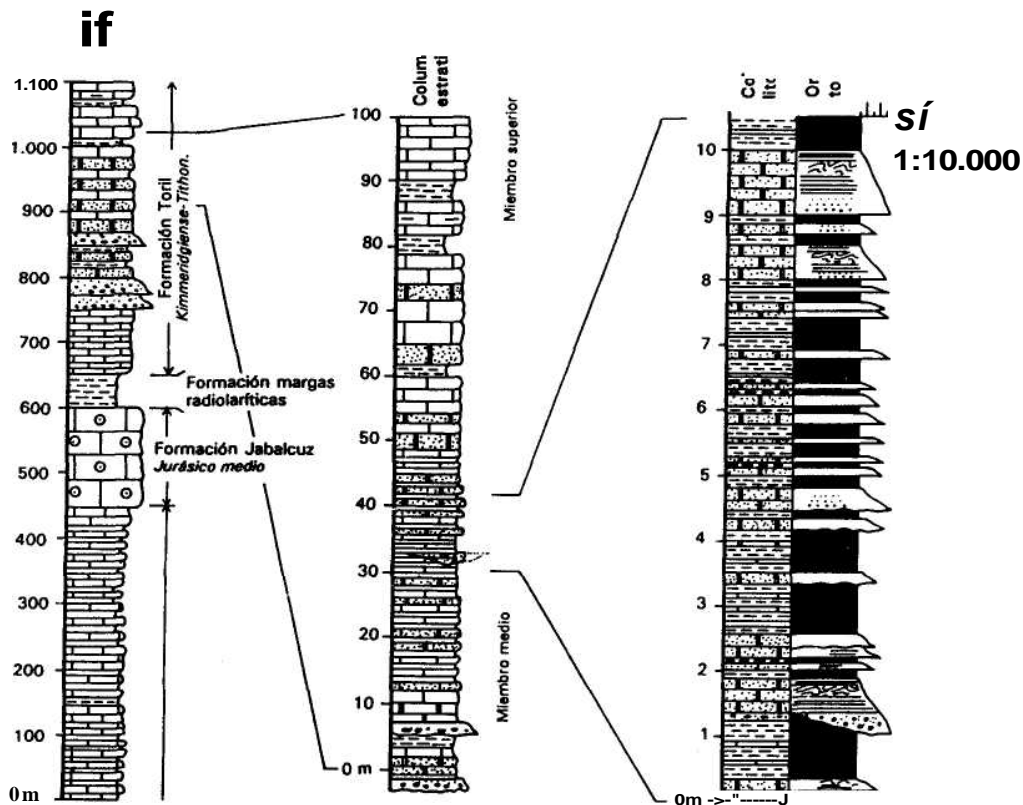
En la figura 11.5 se presenta un ejemplo de una sección estratigráfica con tres escalas diferentes (1:10.000, 1:1.000, 1:100). En ella se puede ver como en las escalas mayores los detalles son menores, mientras que a medida que desciende la escala se pueden llegar a mostrar los detalles más pequeños.

Cuando las secciones estratigráficas se publican en revistas o monografías usualmente se reduce la escala con respecto a la usada para el levantamiento. En las publicaciones científicas se obliga a que la escala se exprese gráficamente para que en reproducciones ampliadas o reducidas, así como en la proyección en diapositiva o transparencia de las mismas, la escala siga siendo siempre válida. Con el mismo fin en este libro se aconseja que la escala siempre se represente gráficamente, y a la izquierda de la columna litológica (figs. 11.1, 11.2 y 11.3).

11.2.2.2.- Indicación de la posición de las muestras

Un aspecto de gran interés en el levantamiento de las secciones estratigráficas consiste en indicar con la máxima precisión la posición de las muestras tomadas para su estudio en el laboratorio. Para ello se recomienda colocar inmediatamente a la izquierda de la columna litoestratigráfica, una columna en la que se especifique la posición exacta de cada una de las muestras con indicación de las siglas de las mismas (fig. 11.3).

En levantamientos de secciones estratigráficas de gran detalle se recomienda, además, marcar en el campo los puntos de toma de muestras, con sus siglas, para que en caso necesario se pueda repetir alguna muestra o hacer muéstreos en niveles intercalados. Ejemplos de secciones estratigráficas que exijan este detalle podrían ser aquellas que pretenden fijar con la máxima precisión un límite cro-noestratigráfico (p.ej. límite Eoceno-Oligoceno) o aquellas que pretenden localizar un nivel milimétrico o centimétrico de anomalía geoquímica.



s 11 I
= 2 5 = ,2
1:100

Figura 11.5.- Ejemplo de sección estratigráfica elaborada a diferentes escalas. A.-Sección estratigráfica elaborada a escala 1:10.000, correspondientes a los materiales del Jurásico del Dominio Intermedio (Zonas Externas de las Cordilleras Béticas) en el afloramiento del Jabalcuz (Jaén) original de Ruiz-Ortiz (1983). B.-Detalle de la anterior a escala 1:1.000. C.-Detalle de la anterior a escala 1:100.

11.2.2.3.- Descripción de la litología

La litología se representa con una clave gráfica (fig. 5.1) bastante generalizada en su uso. Las únicas variaciones que se presentan entre las distintas claves litológicas consisten esencialmente en los subtipos de litologías dentro de una misma roca (p.ej. diferentes subtipos de calizas).

Cuando se usa un gráfico simple de una sola columna el signo litológico ocupa toda la columna (fig. 11.3A) mientras que cuando se usan dos columnas la litología se indica solamente en la de la izquierda (la de anchura constante) dejando en blanco la de la dere-

cha para expresar con más claridad otras propiedades (texturas, estructuras, etc.).

En secciones estratigráficas en las que, por su escala, no puedan ser diferenciados todos los niveles que constituyan una ritmita, o sea, una alternancia rítmica de dos litologías, se recurre a un sistema de representación en el que se exprese la alternancia de ambas, la abundancia relativa de cada una de ellas y las variaciones de la misma a lo largo de un intervalo de la sección. Para ello se utiliza un sistema de representación que consiste en el que en la columna litológica se marque, para el intervalo en cuestión, dos litologías y que la anchura de cada una de ellas se proporcional a su abundancia relativa. Para intervalos en los que la abundancia relativa entre los dos tipos de litologías se mantiene constante (fi. 11.6D) la línea de separación de ambos signos litológicos es vertical y la anchura de cada uno proporcional a su abundancia. Un intervalo en el que alternen niveles de lutitas y de areniscas, con aumento de éstos hacia el techo (fig. 11.6A) o hacia el muro (fig. 11.6B), en la columna litológica quedará representado por los dos signos litológicos con anchura cambiante y proporcional a la abundancia de cada uno. Para intervalos en los que alternen dos litologías (lutitas y areniscas) con aumento y, posteriormente, disminución de las areniscas la línea, que en la columna litológica, separa los dos signos litológicos reflejará estos cambios. Para el caso concreto de las ritmitas calizas/margas (fig. 11.6E), que son bastante frecuentes en el registro estratigráfico de diferentes edades y localidades, se puede utilizar directamente un tipo gráfico de la clave de litologías (fig. 11.8).

En algunos casos al levantar secciones estratigráficas interesa destacar con nitidez la relación entre dos tipos de materiales genéticamente muy diferentes. El ejemplo más característico es el de secciones estratigráficas levantadas en materiales turbidíticos en los que hay dos tipos de material genéticamente diferentes: los depósitos de flujos gravitacionales (incluidas las corrientes de turbidez) que son arenosos o caleareníticos y los depósitos normales autóctonos formados por decantación y constituidos por lutitas o margas. En estos casos con frecuencia el material interturbidítico no se representa con su signo litológico convencional sino que se marca con negro para destacar gráficamente la relación turbidita/interturbidita o arena/lutita. En secciones estratigráficas de materiales fluviales de ríos sinuosos se suele usar algo un sistema análogo, en el que se representan con color negro los materiales depositados en las llanuras de inundación, para que contrasten con los de los depósitos en canales y sectores adyacentes a los mismos.

11.2.2.4.- Indicación de las texturas y sus variaciones

El sistema generalizado de expresión de los rasgos texturales más característicos consiste en dar a la columna de la derecha de la representación principal una anchura variable según la textura. Para ello en

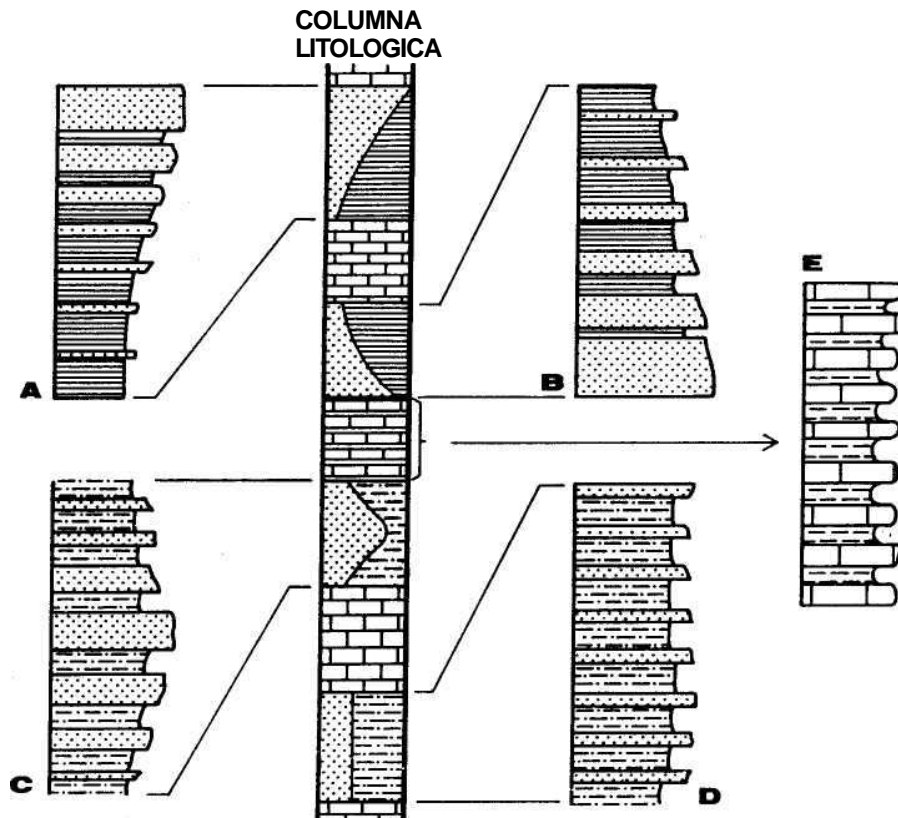


Figura 11.6.- Modo de representación de alternancias rítmicas de varios tipos de litologías, en una sección estratigráfica. El dibujo central corresponde a la columna litológica de una sección estratigráfica y los cinco dibujos marginales a la representación, a mayor escala, de los intervalos marcados en dicha columna. A.- Alternancia rítmica de areniscas y lutitas, con aumento de la abundancia de las areniscas hacia el techo. B.- Alternancia rítmica de areniscas y lutitas, con disminución de la abundancia de las areniscas hacia el techo. C.- Secuencia cíclica, de areniscas y lutitas, con un intervalo inicial estratocreciente seguido de otro estratodecreciente. D.- Alternancia rítmica de limos y arenitas, con una relación limos/arenitas del orden de 3/1. E.- Alternancia rítmica de calizas y margas.

el papel usado como modelo para el levantamiento de secciones estratigráficas se añaden, a dicha columna, cinco líneas verticales paralelas equidistantes, a manera de un papel pautado, para expresar gráficamente mediante anchuras variables las texturas y sus variaciones verticales. La expresión gráfica de la evolución textural una de las facetas más características del análisis secuencial (ver capítulo 7), el cual fue introducido como técnica de estudio de las rocas estratificadas por Lombard (1956) y completada y matizada posteriormente por diferentes autores (Weller, 1960; Duff *et al.*, 1967; Delfaud, 1972).

El elemento textural seleccionado para este tipo de representa-

ción en las rocas detríticas es el tamaño medio de grano. Cada una de las líneas se hace corresponder con un valor del mismo de acuerdo con la escala generalmente aceptada (escala de Wentworth) situándose los tamaños menores a la izquierda y los superiores a la derecha. La primera línea vertical (la de menor anchura) corresponda a la lutita (inferior a 1/16 mm), la segunda a la arena fina (1/16 - 1/4 mm), la tercera a la arena media (1/4 - 1/2 mm), la cuarta a la arena gruesa (1/2 - 2 mm) y la quinta a la rudita (más de 2 mm) (fig. 11.7). Con este sistema de representación quedan claramente puestos de manifiesto en la sección estratigráfica la posición de las secuencias granocrecientes (*coarsening-upward sequences*) y las granodecrecientes (*fining-upward sequences*), las cuales tienen gran interés en la interpretación genética de las rocas estratificadas, por comparación con los medios sedimentarios recientes.

Para los carbonatos se utilizan los tipos texturales de la clasificación de Dunham (figura 5.3) de manera que la línea primera (la de la izquierda) será para el *mudstone*, la segunda para el *wackestone*, la tercera para el *packstone*, la cuarta para el *grainstone* y la quinta (la de la derecha) para el *boundstone* (fig. 11.7). De esta manera, tanto en las rocas terrígenas como en las carbonatadas, la menor anchura corresponde a depósitos de energía menor y la anchura mayor a los depósitos de mayor energía. En secciones estratigráficas de materiales carbonatados con este tipo de representación se ponen de manifiesto de modo muy simple las secuencias de energía creciente y de energía decreciente.

Dado que en este tipo de representación solo se tiene en cuenta el tamaño de grano de las rocas terrígenas o el tipo textural según la clasificación de Dunham para carbonatos, los otros elementos texturales que puedan interesar son incluidos en el epígrafe de otros rasgos de interés y marcados fuera de la columna litoestratigráfica. Entre ellos se destacarán la presencia de litoclastos (angulosos o redondeados), de intraclastos, de ooides y/o pisoides, de oncolitos, de peloides, cantos planos, cantos negros (*black pebbles*), etc. ya que son rasgos texturales que suministran información válida para las interpretaciones genéticas.

11.2.2.5.- Tipos de contactos

En secciones estratigráficas levantadas con mucho detalle, en la columna litoestratigráfica de la izquierda (la de anchura constante) se marcan los límites litológicos simplemente con el cambio de trama de cada litología, de manera que todos quedan señalados de modo similar. Por el contrario en la columna de la derecha, la de anchura variable, se indican gráficamente los diferentes tipos de contactos de acuerdo con la clave de la figura 11.8.

Los primeros que se diferencian son los dos tipos de contactos planos y paralelos a las superficies de estratificación, que corresponden a los dos tipos de cambios verticales de litofacies: *bruscos*,

señalados con línea continua, y *graduales*, marcados con línea discontinua.

Dos tipos de contactos son marcadamente oblicuos con respecto a la estratificación. El primero de ellos es el contacto erosivo, que se indica con una línea irregular, mientras que el segundo son las superficies de acreción lateral (p.ej. de crecimiento de un *point*

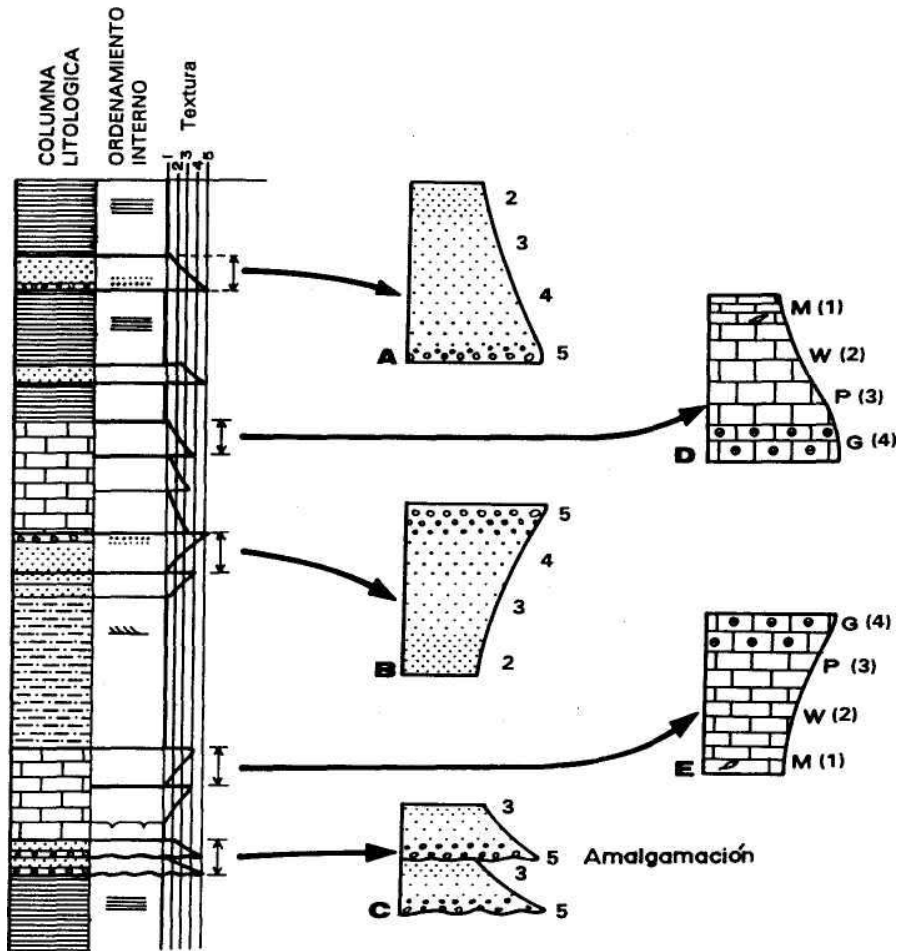


Figura 11.7.- Modo de representación de las texturas y de sus variaciones verticales. Leyenda para rocas terrígenas: 1.- Lutitas. 2.- Arena fina. 3.- Arena media. 4.- Arena gruesa. 5.- Rudita. Leyenda para carbonates: 1 o M.- *Mudstone*. 2 o W.- *Wackestone*. 3 o P.- *Packstone*. 4 o G.- *Grainstone*. 5 o B.- *Boundstone*. A.- Secuencia granodecreciente de rocas detríticas. B.- Secuencia granocreciente en rocas detríticas. C.- Secuencias granodecrecientes separadas por una superficie de amalgamación. D.- Secuencia carbonatada de energía decreciente (desde *grainstone* a *mudstone*). E.- Secuencia de carbonates, de energía crecientes (desde *mudstone* a *grainstone*).

TIPOS DE CONTACTOS

plano neto
plano gradual
acreción lateral
erosivo
deformado por carga
superficie de corrosión
superficie de omisión
superficie endurecida (*hardground*)
grietas de desecación
calcretas
rellenos de fisuras
rellenos de diques neptúnicos

ESTRUCTURAS DE ORDENAMIENTO INTERNO

masiva
estructura estromatolítica
estructura arriñonada
estructura nodulosa
bioturbación
corte interrumpido
laminación pararela
laminación cruzada
ripples de corrientes
ripples de olas
laminación ondulada
estratificación lenticular
estratificación *flaser*
granoclasificación normal
secuencia de Bouma (Ta-di)
granoclasificación inversa
estratificación cruzada planar de bajo ángulo
ídem, de alto ángulo
estratificación cruzada en surco
hemngbone
convolute lamination
estructuras de escape de agua
slumps
cicatrices de *slumps*
hummocky

Figura 11.8.- Modelo normalizado para la elaboración de secciones estratigrafías locales propuesto en este libro. Explicación en el texto.

Existen diferentes tipos de contactos relacionados con interrupciones sedimentarias de rango diverso (diastemas o discontinuidades) y todos ellos tienen su representación gráfica en la clave (figura 11.8) en la que se diferencian:

a) superficies planas deformadas por carga, que normalmente se observan en muros de niveles areniscosos o calcareníticos.

b) superficies de corrosión, usualmente limitadas a materiales carbonatados y caracterizadas por ser superficies erosivas de escaso desarrollo.

c) superficies de omisión, igualmente propias de materiales carbonatados, en las que destaca el gran desarrollo de la bioturbación y de las perforaciones de organismos litófagos.

d) superficies endurecidas (en inglés: *hardgrounds*) caracterizadas por los rasgos de las anteriores y, además, por la presencia de costras de óxidos de hierro y/o manganeso.

e) superficies con grietas de desecación, del techo de niveles de lutitas o carbonatos, que indican emersiones temporales con insolación.

f) calcretas (o caliches) que se disponen sobre superficies de discontinuidad, y cuya génesis ocurrió en episodios continentales.

g) rellenos de fisuras, nombre genérico para aludir a los rellenos de cavidades formadas por fisuración y posterior erosión subaérea y/o submarina. El relleno puede ser de cualquier naturaleza: continental, costero, marino, etc.

h) rellenos de diques neptúnicos, diferenciadas de los anteriores, porque el interior de la cavidad o fisura está siempre ocupado por material marino pelágico.

Los tramos de la sección estratigráfica que quedan cubiertos se marcan, en la columna litológica, con dos líneas que se cruzan (fig. 11.8) formando las diagonales de un rectángulo, cuya altura es proporcional al espesor medido (o estimado) de tramo cubierto.

11.2.2.6.- Estructuras de ordenamiento interno y de deformación

Tanto las estructuras de ordenamiento interno como las de deformación se representan dentro de la columna de anchura variable (la de la derecha) de acuerdo con una clave de signos (fig. 11.7).

Como estructura de ordenamiento interno más simple se tiene aquella que implica precisamente la falta de un ordenamiento interno: es la que se llama *masiva*, que se representa en blanco, sin ningún signo.

Entre las estructuras de ordenamiento interno se diferencian, con signo propio en la clave, prácticamente todos los tipos posibles. Así se diferencian entre las estructuras de escala menor: la laminación paralela, la laminación cruzada, la granoclasificación (tanto la

normal como la inversa), los *ripples* de corrientes y los *ripples* de olas. Entre la de escala mayor se diferencian: estratificaciones cruzadas de tres tipos: planares de bajo ángulo, planares de alto ángulo y de surco, las estructuras *herringbone*, la estratificación lenticular, la estratificación (o laminación) ondulada, la estratificación *flaser*, las estructuras *hummocky* y los estromatolitos.

Entre las estructuras de deformación se dan signos especiales, en la clave, para las más frecuentes observadas dentro de los estratos: las estructuras de escape de aguas (en especial estructuras *dishes*), la *convolute lamination* y las estructuras *slumps* (incluidas las ruditas intraformacionales y los *gullies*). En carbonatos se dan signos especiales para algunas estructuras diagenéticas tempranas como la estructura nodulosa y las estructuras arriñonadas. Finalmente dentro de esta columna se incluyen los signos correspondientes a las estructuras de bioturbación, producidas por organismos en general, que tienden a destruir las estructuras de ordenamiento interno anteriores.

11.2.2.7.- Estructuras de las superficies de estratificación, estructuras orgánicas y contenido fosilífero

En secciones estratigráficas levantadas con mucho detalle las estructuras de corrientes observadas en las superficies de estratificación se indican a la derecha de la columna, alineadas exactamente con la posición de la superficie de estratificación correspondiente y de acuerdo con la clave de signos que se incluía en el capítulo 5 (fig. 5.5).

En muchas secciones estratigráficas se añaden las medidas de paleocorrientes, efectuadas sobre las estructuras de muro o de ordenamiento interno. Cuando se trata de medidas aisladas se expresan con una flecha orientada con respecto a las coordenadas geográficas que indique la dirección y sentido de la corriente, o con una línea igualmente orientada si solamente se conoce la dirección. Cuando se trata de un conjunto de medidas se expresan con el diagrama de rosa de los vientos dibujado enfrente del intervalo al que corresponda la medida.

Las estructuras orgánicas observadas en el corte estratigráfico se representan en la sección estratigráfica igualmente fuera de la columna, enfrentadas al nivel o niveles en los que se hayan reconocido. Estas estructuras se representan, igualmente, con la normativa de la clave gráfica incluida en el capítulo 5 (fig. 5.5). Los tipos de fósiles reconocidos en el corte estratigráfico se representan en la sección estratigráfica de acuerdo con la clave que se incluía en el capítulo 5 (fig. 5.9). El signo correspondiente se coloca fuera de la columna, en la parte derecha.

Tanto para las estructuras de muro como las orgánicas y para los fósiles, se recomienda añadir, en la expresión gráfica, algún matiz que indique el grado de abundancia. Una manera muy simple consiste en usar el signo para indicar presencia moderada, el mismo

signo incluido en un círculo para indicar que es abundante, mientras que el mismo signo entre paréntesis para indicar que el rasgo (estructura o fósil) en cuestión es raro.

En el caso de secciones estratigráficas levantadas en rocas carbonatadas carentes de estructuras internas y los signos de los organismos abundantes pueden ser representados dentro de la columna de la derecha (la de anchura variable).

11.2.2.8.- Otros rasgos de interés

Existen otros rasgos, no incluidos en los apartados anteriores, que merecen ser destacados en una sección estratigráfica. Entre los elementos texturales de escala macroscópica no considerados anteriormente destacan: los cantos blandos, los rodolitos, los restos carbonosos y la imbricación de cantos. Entre los elementos texturales de escala menor se pueden destacar: las ventanas o *birdeyes* y los rellenos geopetales.

Entre las estructuras diagenéticas conviene marcar en las secciones estratigráficas, esencialmente, la presencia de: estilolitos y concreciones. Como componentes menores de las rocas merecen destacarse la presencia de: nodulos (de sílex, de fosfatos, de carbonatos, de óxidos de hierro y/o manganeso, etc.), cristales (de pirita, limonita, glauconita o yeso) y pseudomorfos de cristales (de sal, yeso o anhidrita).

Algunas estructuras de deformación no han sido consideradas anteriormente y se incluyen en este apartado de otros. Son las estructuras de carga y más concretamente los calcos de carga y las areniscas almohadilladas.

Otro aspecto que, ocasionalmente, puede tener interés es el análisis del grado de conservación de los fósiles en especial cuando existan unos bien conservados (sin signos de rodamiento) y otros por el contrario con signos evidentes de haber sido rodados y fragmentados. Gráficamente se pueden representar con un signo especial para indicar la presencia de los bioclastos o añadiendo un signo complementario (p.ej. un asterisco) al del fósil correspondiente.

El color de las rocas suele indicarse raramente en las secciones estratigráficas, ya que la información genética que suministra es escasa. En algunos casos, como por ejemplos cuando se tengan niveles anóxicos intercalados, tiene una importancia mayor. Cuando sea necesario, se recomienda colocar una columna especial en la que se indique el color (en corte fresco) de cada estrato o tramo (conjunto de estratos) de acuerdo con la tabla de Munsen, a las que se aludía en el capítulo 5, y de la que existe una edición especial publicada por la Sociedad Geológica de América.

11.2.3.- Un modelo normalizado de sección estratigráfica

Los modelos seguidos para el levantamiento de secciones estratigráficas son muy diversos y la mayoría se puede considerar

correctos. Muchos de ellos pueden ser digitalizados y usados con programas de expresión gráfica en ordenador.

En este libro se propone un modelo normalizado, inspirado en múltiples fuentes, y en el que se pretende recoger los aspectos más comunes de diferentes modelos. No se trata de un modelo mejor que ninguno de los anteriores sino simplemente de una propuesta de un modelo normalizado completo que comprende:

1.- El uso de sistemas de representación de las columnas litoestratigráficas uniformes, optándose por el sistema de la doble columna: la de la izquierda para la litología y la de la derecha de anchura variable para las estructuras y texturas (fig. 11.7).

2.- Normalización en la presentación de los datos, para lo que se propone un modelo de cabecera de las secciones estratigráficas (fig. 11.8) aplicable a secciones de cualquier escala.

3.- El uso de unas claves de litologías, texturas, estructuras y fósiles de manera que se pudiera generalizar y cada símbolo responda a un concepto concreto.

4.- El uso de claves gráficas para expresar los diferentes tipos de contactos de los materiales, con especial interés en aquellos que impliquen interrupciones sedimentarias de diferente rango (diaste-mas o discontinuidades).

5.- Uso de expresiones gráficas para segmentos de las secciones estratigráficas en los que alternen dos tipos de materiales y en los que la relación de abundancia entre ellos cambie en la vertical (figs. 11.6 y 11.9).

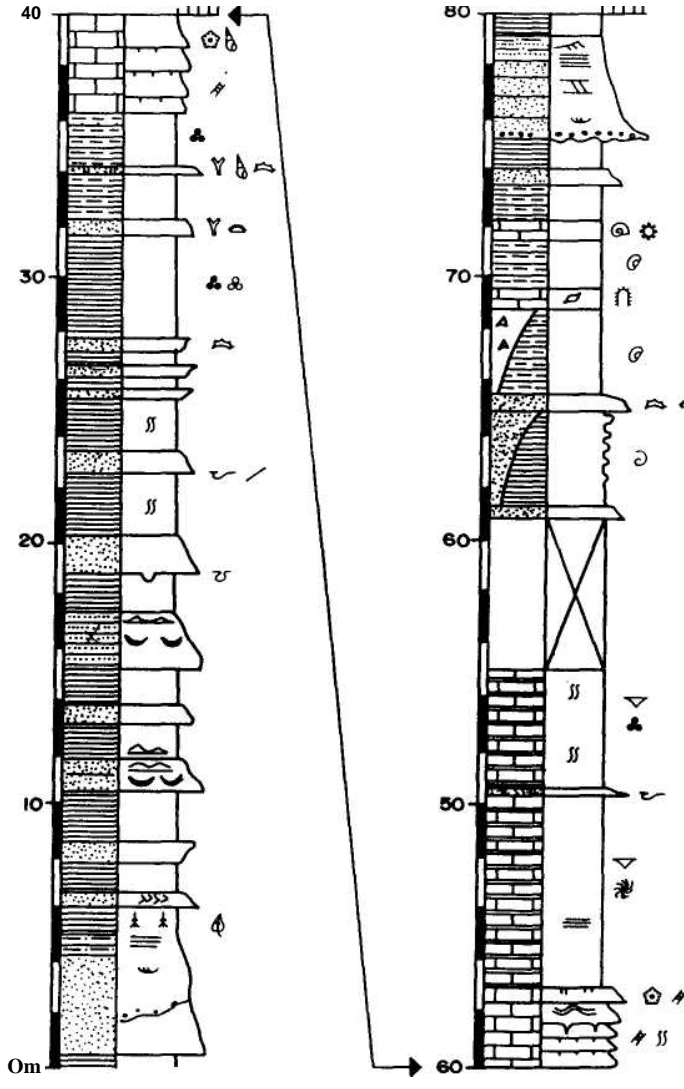
6.- Utilización de expresiones gráficas muy simples que indiquen que un elemento textural, una estructura o un fósil son abundantes (signo dentro de un círculo), normales (signo solamente) o raros (signo entre paréntesis).

El uso de un modelo normalizado facilita la lectura de las secciones estratigráficas ya que de una parte todos los símbolos tendrán siempre el mismo significado y de otra parte la disposición de los datos será uniforme. En la figura 11.9 se presenta un ejemplo de sección estratigráfica elaborada con la metodología normalizada propuesta en este libro.

11.2.4.- Perfiles estratigráficos

Con este nombre se denominan a las sucesiones estratigráficas locales levantadas y medidas con mucho detalle en las que se aprecian incluso las variaciones de pequeña escala. Se realizan normalmente en segmentos seleccionados de cortes estratigráficos. La escala del levantamiento de un perfil estratigráfico es como máximo 1:100 y, generalmente, más detallada (1:50 e incluso 1:10). La diferencia entre sección estratigráfica y perfil estratigráfico se va a fijar usualmente en esta escala (1:100) de manera que las secciones

18^w I
 3FO UZ M.
 Ot <ro i l



< u j o 2
y j 2 2
3 : "J 2
- / O O - N *
O l - ce o l i

Figura 11.9.- Ejemplo idealizado de sección estratigráfica elaborada con la metodología normalizada propuesta en este libro, correspondiente a 80 metros de potencia y en el que se representan materiales de facies diversas.

estratigráficas tienen escalas superiores y los perfiles estratigráficos escalas más detalladas. Sin embargo, la diferencia real entre ambos es más conceptual que numérica, ya que en un perfil estratigráfico

se pueden diferenciar todos los estratos individuales y se pueden apreciar las variaciones de pequeña escala, mientras que en una sección estratigráfica normalmente se representan lotes de estratos, lo que implica una cierta simplificación (que aumenta al hacerlo la escala). Por otra parte, una sección estratigráfica es la ordenación de todas las unidades presentes en una región, mientras que un perfil estratigráfico es la ordenación (y su representación gráfica) de todos los estratos correspondientes a un segmento de la sección estratigráfica.

La elaboración de perfiles estratigráficos detallados tiene como finalidad el reconocimiento de las asociaciones y secuencias de facies de una unidad litoestratigráfica o de una parte de la misma, que faciliten la interpretación genética. Por ello este levantamiento tendrá muy desigual interés en materiales de diferentes medios sedimentarios. Es evidente que el máximo interés se alcanza en los materiales en los que la aplicación de la ley de Walther (ver capítulo 7) conlleve la repetición periódica de materiales diversos, y en los que las secuencias de facies sean precisamente el carácter diagnóstico más representativo.

Uno de los tipos de materiales en los que primeramente se levantaron perfiles estratigráficos detallados fueron las turbiditas y facies afines, ya que la propia metodología propuesta por Bouma (1962) era justamente la del levantamiento de un perfil estratigráfico detallado que permitía ver las secuencias de facies presentes, las repeticiones de las mismas, sus variaciones, etc. La metodología fue introducida inicialmente por Bouma (1962) y completada, después, por diferentes autores (ver Mutti, 1992). En la figura 11.10 se representa un ejemplo idealizado de sección estratigráfica y de perfiles estratigráficos detallados, correspondientes a materiales turbidíticos. En dicha figura se combinan dos escalas de representación: una detallada (1:100) con la que se ha levantado la columna de la izquierda con una cierta simplificación, por lo que se considera sección estratigráfica, en la que se pueden representar estratos individuales de hasta 20 cm de espesor (2 mm en la representación gráfica) y dos ampliaciones aún con más detalle (escala 1:10) en el que ya pueden representarse todos los niveles, incluso los de escala cen-timétrica, por lo que se les puede llamar perfiles estratigráficos. Estos perfiles permiten reconocer: las secuencias de Bouma (con sus variaciones), las variaciones de espesor (secuencias estratode-crecientes o estratocrecientes), la posición de las superficies erosivas y de las superficies de amalgamación, las estructuras sedimentarias del muro de los estratos, etc. criterios que a su vez sirven para la interpretación genética de las facies, por comparación con los modelos de asociaciones de facies propuestos por diferentes autores (ver revisión en: Pickering *et al.*, 1989, y Mutti, 1992).

Los perfiles estratigráficos son también la herramienta de trabajo esencial en el estudio de materiales detríticos fluviales. Con gran frecuencia se combina el levantamiento de perfiles estratigráficos

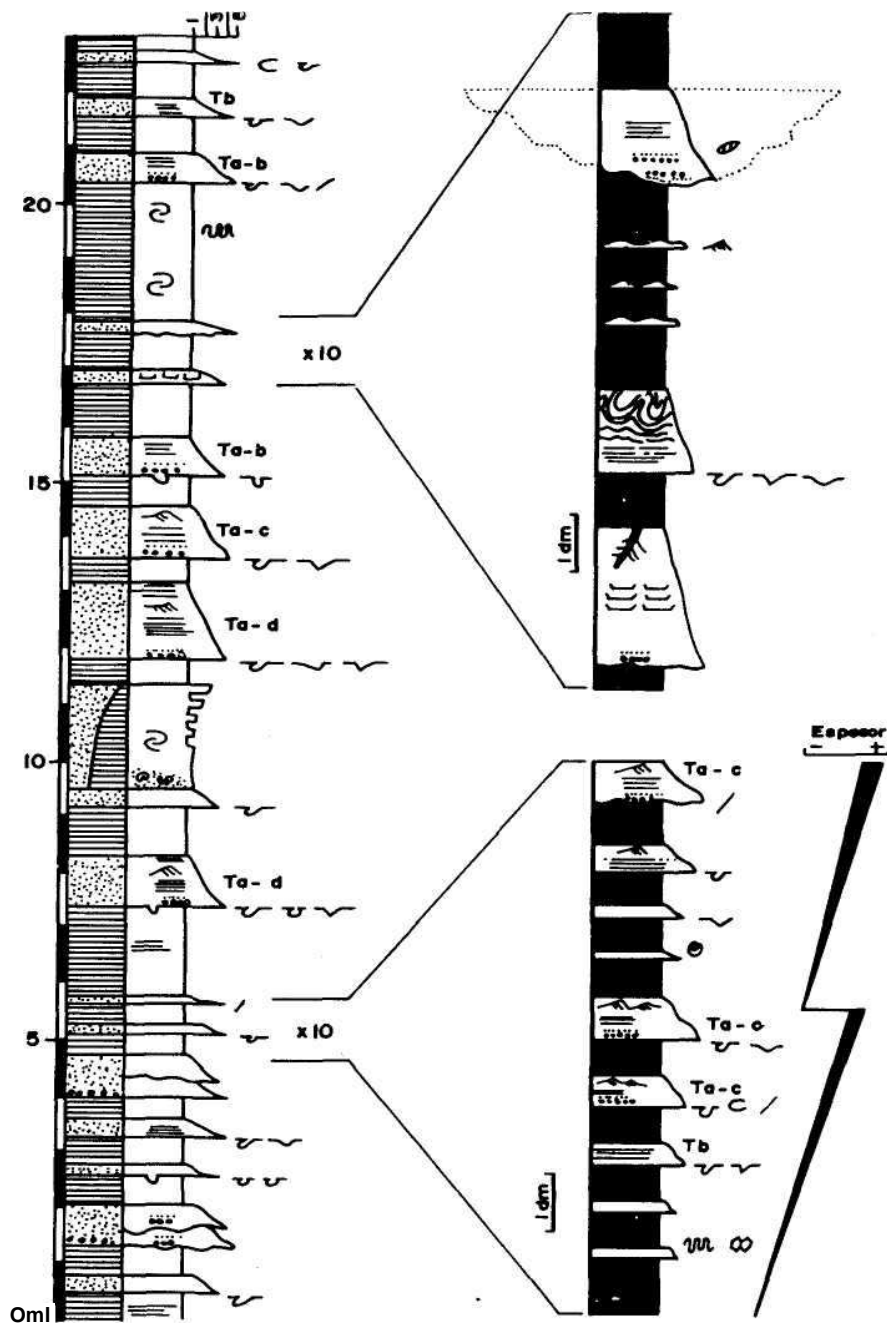


Figura 11.10.- Ejemplos de perfiles estratigráficos de detalle elaborados en segmentos seleccionados de una sección estratigráfica con episodios turbidíticos. En la columna de la izquierda se representa la sección estratigráfica detallada a escala 1:100 dibujada con la normativa gráfica utilizada en este libro, mientras que en las dos columnas de la derecha se representan ampliaciones a escala 1:10, en las que para facilitar la visión rápida las lutitas se representan en negro, y en las que se pueden reconocer las secuencias estratocrecientes o estratodecrescentes, la distribución de estructuras sedimentarias dentro de los estratos, las secuencias de Bouma más o menos completas, etc.

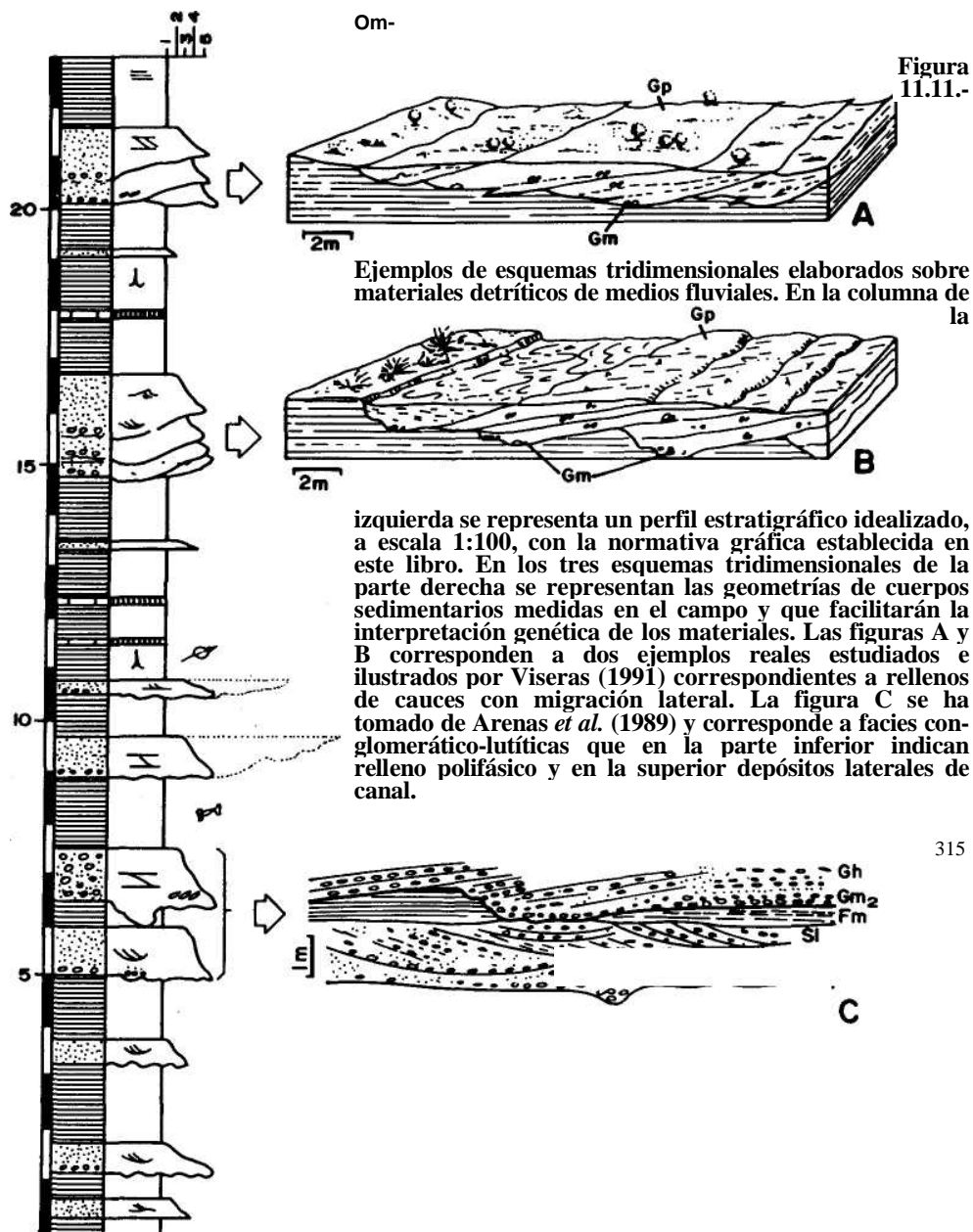


Figura 11.11.-

Ejemplos de esquemas tridimensionales elaborados sobre materiales detríticos de medios fluviales. En la columna de la

izquierda se representa un perfil estratigráfico idealizado, a escala 1:100, con la normativa gráfica establecida en este libro. En los tres esquemas tridimensionales de la parte derecha se representan las geometrías de cuerpos sedimentarios medidas en el campo y que facilitarán la interpretación genética de los materiales. Las figuras A y B corresponden a dos ejemplos reales estudiados e ilustrados por Viseras (1991) correspondientes a rellenos de cauces con migración lateral. La figura C se ha tomado de Arenas *et al.* (1989) y corresponde a facies conglomerático-lutíticas que en la parte inferior indican relleno polifásico y en la superior depósitos laterales de canal.

detallados con el de elaboración de esquemas tridimensionales, a escala detallada, de las relaciones laterales y verticales de las facies, que permitan el reconocimiento de las asociaciones de facies y su interpretación (fig. 11.11). El estudio de las geometrías de cuerpos (arquitectura estratigráfica en el sentido de Miall, 1984) y la distribución de facies facilita la interpretación genética de los materiales fluviales, por comparación con los numerosos modelos de asociaciones de facies de los distintos tipos de medios fluviales.

En los medios carbonatados marinos someros y maréales el levantamiento de perfiles estratigráficos detallados facilita el reconocimiento de las secuencias de facies, la distribución de las mismas, el estudio detallado de la ciclicidad, etc. En la figura 11.12 se reproduce un ejemplo real de perfil estratigráfico levantado en el campo a una escala originaria de 1: 50 y reducido en la figura hasta una escala aproximada de 1: 200. El perfil corresponde a los materiales marinos someros y maréales del Berriasiense del Prebético, en el que se ha respetado la normativa gráfica empleada por los autores (Jiménez de Cisneros y Vera, 1993), semejante a la de la propuesta normalizada de este libro. En dicha figura en un total de 90 metros de espesor se reconocen 40 ciclos de somerización, muchos de los cuales terminan con rasgos de emersión (paleosuelos, karstificación y grietas de desecación). Se ponen de manifiesto, igualmente, cuatro niveles de tempestitas intercalados, hacia los metros 17, 47, 60 y 67,5. Esta metodología aplicada a medios carbonatados marinos someros y maréales permite mostrar de manera gráfica y muy clara la posición de la secuencias de somerización, la de secuencias de profundización (secuencias loferíticas) o los intervalos de características uniformes.

En materiales depositados en todos los medios o conjuntos de medios en los que se cumpla la ley de Walther se aplican con bastante frecuencia y notable utilidad la técnica de levantamiento de perfiles estratigráficos detallados. Aparte de los ya citados, al aludir a los tres ejemplos, hay que destacar el interés que tiene esta técnica en el estudio de materiales costeros, maréales terrígenos (silici-clásticos), deltaicos y lacustres, ya que facilitan el reconocimiento y la expresión gráfica de los cambios de posición de los límites de litotopos a la largo del tiempo, reflejado en dispositivos tridimensionales de facies regidos por la ley de Walther.

11.3.- SECCIONES ESTRATIGRAFÍAS COMPUESTAS

La sección estratigráfica local representa, como se ha dicho, los datos de la distribución temporal de los materiales representados de una localidad determinada. Como anteriormente se dijo en unos casos se levantan en un solo corte estratigráfico (secciones estrati-gráficas simples) mientras que en otros se hace en varios cortes parciales complementarios cercanos unos a otros (secciones estratigráfica compuestas). Para levantar estas últimas es necesario que

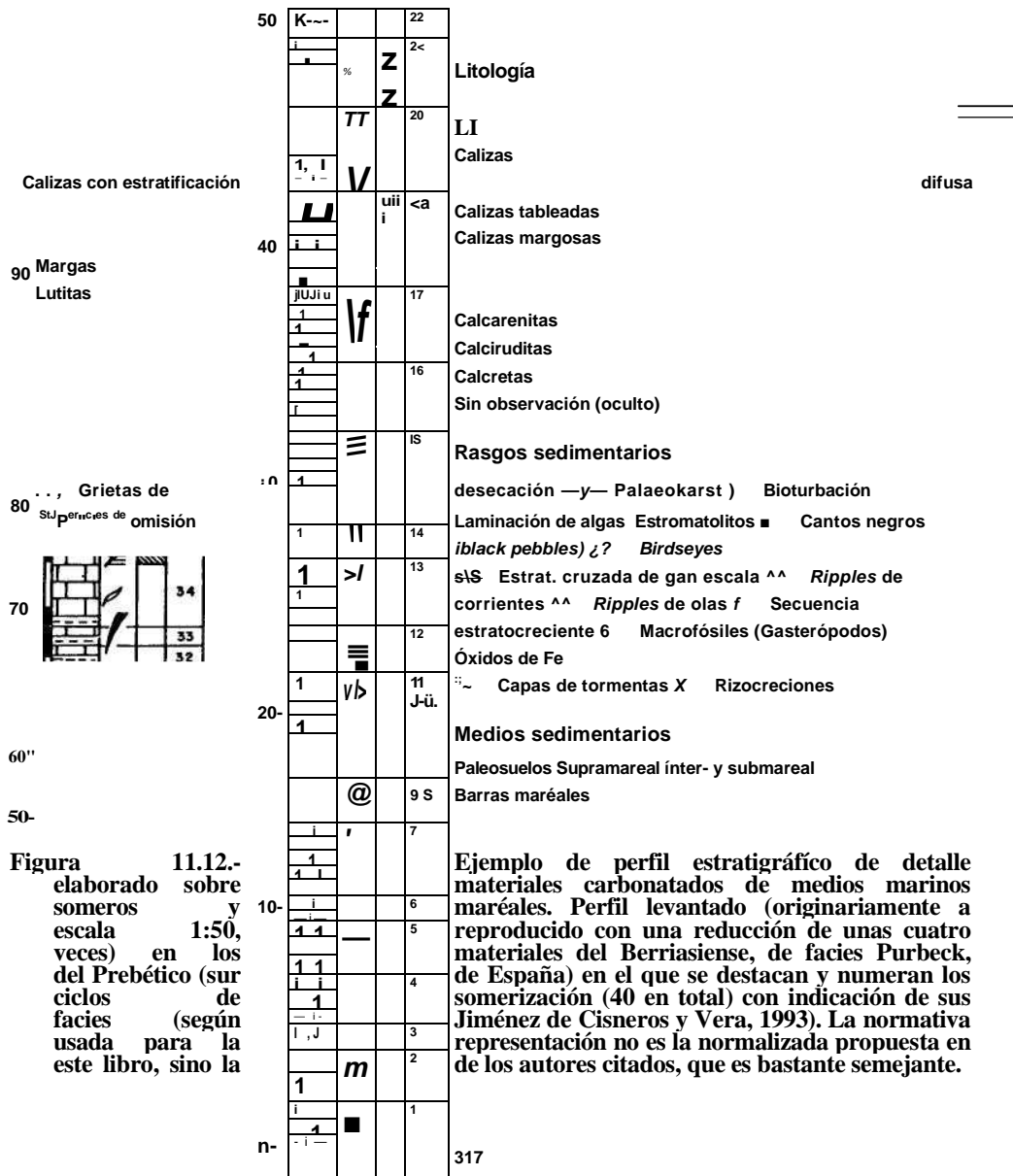


Figura 11.12.- elaborado sobre someros y escala 1:50, veces) en los del Prebético (sur ciclos de facies (según usada para la este libro, sino la

existan superficies de límite de unidades comunes, de manera que los términos superiores a una superficie se levantan en un corte y los inferiores a la misma en otro (fig. 11.1).

Entre dos (o más) secciones estratigráficas locales (simples o compuestas) de localidades diferentes pero dentro de una misma región (distantes entre sí algunos kilómetros), por comparación entre ellas se puede elaborar una *sección estratigráfica regional*. Esta sería un gráfico en el que se expresa la ordenación temporal de todas las unidades presentes, con indicación de sus variaciones laterales de facies y de potencias. Las secciones estratigráficas regionales siempre son secciones estratigráficas compuestas.

11.3.1.- La autocorrelación: secciones estratigráficas compuestas locales

El mejor criterio para elaborar una sección estratigráfica compuesta es el llamado de autocorrelación, que consiste en considerar como isócrona una superficie de estratificación observable en el campo. Si se tiene la cartografía de dicha superficie (línea de intersección de la misma con la topografía) sobre un mapa se pueden seleccionar dos cortes estratigráficos complementarios: uno para los términos más antiguos que la isócrona de referencia y otro para los términos más modernos.

En el gráfico de la figura 11.1, antes comentada, se muestra como se elabora una sección estratigráfica compuesta local, en dos cortes estratigráficos diferentes, en uno de ellos se levanta los tres términos (unidades litoestratigráficas) inferiores (A, B y C) y en el otro los cuatro restantes (D, E, F y G). Al unir ambas secciones estratigráficas locales, parciales, tendremos una sección estratigráfica compuesta que seguirá siendo local, ya que se refiere a un sector cuya extensión es relativamente pequeña.

Muchas de las secciones estratigráficas locales descritas en la bibliografía son realmente secciones estratigráficas compuestas ya que se han elaborado a partir de dos o más cortes estratigráficos, todos ellos cercanos, aplicando el criterio de la autocorrelación para pasar de una a otra. De este modo se pueden seleccionar los cortes estratigráficos en los que estén mejor expuestas las diferentes unidades o partes de cada una de ellas.

11.3.2.- Secciones estratigráficas compuestas regionales

Levantadas las secciones estratigráficas locales (simples o compuestas)*^ varios sectores de una misma región se puede hacer una síntesis entre todas ellas y elaborar una sección estratigráfica compuesta regional. Para ello hay que utilizar, en la casi totalidad de los casos, criterios de correlación diferentes al de autocorrelación. Estos criterios de correlación serán analizados con detalle en el capítulo 17, de manera que aquí tan solo se adelanta que se puede

disponer de criterios (p.ej. basados en el contenido fosilífero o en algunos cambios litológicos significativos) que permiten reconocer superficies isócronas en las diferentes secciones estratigráficas levantadas de una región y con ello tener un criterio que nos permita compararlas. De este modo se obtienen los rasgos estratigráficos comunes más característicos de la región, lo que permite elaborar un gráfico que será precisamente la sección estratigráfica compuesta y que estará formada por la superposición de los fragmentos de las diferentes secciones estratigráficas locales más representativas, para cada uno de los intervalos de tiempo.

El ejemplo seleccionado para ilustrar este tipo de sección estratigráfica (regional) corresponde al Pérmico y Triásico de la provincia de Soria (fig. 11.13) elaborada por Rey y Ramos (1991), los cuales se basan para el Saxoniense y gran parte del Buntsandstein en Arribas (1985), para la otra parte del Buntsandstein en Ramos (1979) y para el Muschelkalk y Keuper en Pérez-Arlucea y Sopena (1985). Esta sección no tiene que aparecer completa en ningún corte estratigráfico concreto, sino que representa los rasgos más comunes (litologías, espesores, texturas, estructuras, fósiles, etc.) de cada uno de sus términos en el conjunto de la región de referencia.

Ejemplos equivalentes se suelen encontrar en trabajos de síntesis estratigráfica de regiones amplias (siempre correspondientes a partes de una misma cuenca sedimentaria) y su elaboración se hace seleccionando del conjunto de secciones estratigráficas disponibles de la misma los datos (facies y potencias) más representativos del conjunto de sector elegido. En la práctica puede que no exista ninguna sección estratigráfica local que coincida con la sección estratigráfica compuesta regional.

11.3.3.- Sección estratigráfica (compuesta) sintética de una cuenca

El mismo planteamiento anterior se puede hacer para una escala aún mayor, concretamente para la totalidad de una cuenca sedimentaria, y para un intervalo de tiempo amplio. De esta manera se podría obtener la sección estratigráfica compuesta sintética de la cuenca, que permitirá observar de manera rápida los rasgos estratigráficos generales de los materiales que la rellenan. En muchas cuencas sedimentarias el grado de variación de facies, espesores, etc. entre las diferentes secciones estratigráficas compuestas locales y regionales es tan grande que no tiene interés el levantamiento de la sección estratigráfica compuesta sintética, por lo que se prefiere presentar varias secciones estratigráficas regionales y su correlación (ver capítulo 17). En aquellas cuencas sedimentarias con rasgos más uniformes, si que puede tener interés la elaboración y en su dibujo se suelen marcar espesores relativos aproximados, sin considerar los espesores precisos en cada sector. La sección estratigráfica-

L E Y E N D A G E N E R A L

- 1** CONGLOMERADOS |::::| ARENISCAS LUTITAS
- 1 DOLOMÍAS
- CALIZAS | | MARGAS
- ROCAS
VOLCANCLASTICAS
- rf, HUELLAS DE RAICES
- tt tt BIOTURBACION
- Q, FAUNA
- * RESTOS VEGETALES -V- HUELLAS OE DESECACIÓN ***r COSTRA FERRUGINOSA © NODULOS OE HIERRO CID NODULOS
CARBONATADOS O NODULOS DE SÍLEX
- 3'2L CARBONATAACION
- O>PSEUOMORFOS DE HALITA --^RIPPLES OE CORRIENTE ^ LAMINACIÓN LENTICULAR
- ^RIPPLES DE OSCILACIÓN
- - LAMINACIÓN OE ALGAS
- \\\\\\
ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR
- ESTRATIFICACIÓN CRUZADA DE SURCO
- IMBRICACIÓN
- ^mt CANTOS BLANDOS (V/f DISCORDANCIA

Figura 11.13.- Sección estratigráfica regional correspondiente al Pérmico y Triá-sico de la provincia de Soria según Rey y Ramos (1991), los cuales se basan, a su vez, en Arribas (1985), Ramos (1979) y Pérez-Arlucea y Sopena (1985). Leyenda: A.- Litología según la clave gráfica indicada. B.- Textura (L: lutita, F: arena fina, M: arena media, G: arena gruesa). C.- Estructuras y otros componentes. El ejemplo se representa con la nomenclatura gráfica usada por los autores sin normalizar a la propuesta en este libro.

ca así elaborada mostrará la relación entre las unidades litoestratigráficas presentes en la cuenca y las unidades temporales (cronoes-tratigráficas) reconocibles en ellas.

11.4.- SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA GLOBAL: EL REGISTRO ESTRATIGRAFICO

La sección estratigráfica global será aquella en la que se representen todos los intervalos de tiempo reconocibles a nivel mundial, ordenados desde el más antiguo al más moderno. Los distintos segmentos de la misma se seleccionan a partir de la sección local o regional del sector que se considere más significativo. Se trata de una sección estratigráfica compuesta, formada por la superposición de los fragmentos de las secciones estratigráficas correspondientes a los intervalos de tiempo consecutivos, de procedencias muy diversas, incluso de diferente continente, seleccionados cada uno de ellos del área del mundo donde mejor quede expuesto y puedan ser considerados como más significativos. A cada uno de estos fragmentos se les llama estratotipos simples y sobre ellos se tratará en el capítulo 19.

Como se dijo en la introducción del capítulo se trata de un concepto abstracto ya que se refiere a una sucesión ideal, que no existe en ningún punto de la Tierra, pero que sirve de escala de referencia general del tiempo geológico. Como ya se vio en el capítulo 2, a la sección estratigráfica global se le denomina también *registro estra-tigráfico*. Hay por tanto un cambio conceptual notable entre la sección estratigráfica local y la global. En efecto la local es la ordenación de las unidades litoestratigráficas (y su expresión gráfica) que sirve para estudiar posteriormente la posición en ella de las unidades bioestratigráficas y cronoestratigráficas. Por su parte la sección estratigráfica global es simplemente una ordenación de unidades cronoestratigráficas a nivel mundial. En la bibliografía geológica se le conoce igualmente con la "Clasificación Cronoestratigráfica Global estándar" (Schoch, 1989; o simplemente "Escala de Tiempo Geológico" (Harland *et al.*, 1990).

Para elaborar esta sección estratigráfica global se tiene que recurrir a criterios de correlación homologables a escala mundial que fundamentalmente son los basados en los fósiles presentes, los radiométricos y, de manera subordinada, los datos magnetoestrati-gráficos.

La *Geología Histórica* ciencia muy cercana a la Estratigrafía (ver capítulo 1), es la ciencia encargada realmente de la recopilación de los datos suministrados por las secciones estratigráficas compuestas regional y de nivel de cuenca. La comparación de lo ocurrido en las distintas partes del mundo en cada intervalo de tiempo, deducido de la comparación de las secciones estratigráficas regionales con la sección estratigráfica global constituye el principal cuerpo de doctrina de la Geología Histórica. De acuerdo con el

criterio anterior los límites entre ambas ciencias (Estratigrafía y Geología Histórica) se pueden precisar. La Estratigrafía se ocupa de la búsqueda de nuevos datos, levantamiento de nuevas secciones estratigráficas, su correlación e interpretación y en análisis de cuencas, mientras que la Geología Histórica se ocupa de la recopilación, selección y síntesis de los datos suministrados por la Estratigrafía (junto con los que suministren otras ciencias geológicas, como: Tectónica, Petrología, etc.) y la exposición ordenada temporalmente de los fenómenos acaecidos en las diferentes partes de la superficie de la Tierra.

12

BIOESTRATIGRAFIA

- 12.1.- Bases conceptuales de la Bioestratigrafía.
- 12.2.- Fósiles característicos
 - 12.2.1.- Biohorizontes
 - 12.2.2.- Isocronía de la aparición de nuevas especies.
 - 12.2.3.- Extinciones normales y masivas.
- 12.3.- Biozonas.
 - 12.3.1.- Biozona de conjunto
 - 12.3.2.- Biozona de extensión
 - 12.3.3.- Biozona de bioestratigrafía
 - 12.3.4.- Biozona de intervalo
- 12.4.- Dificultades que impide el estudio bioestratigráfico.
 - 12.4.1.- Bioestratigrafía cuantitativa
 - 12.4.2.- Bioestratigrafía integral
- 12.5.- Escala bioestratigráfica.
 - 12.5.1.- Elaboración y calibración
 - 12.5.2.- Grado de resolución

Los materiales presentes en una sección estratigráfica pueden ser divididos en volúmenes (unidades estratigráficas) de acuerdo con dos criterios observables: litología y contenido fósil. Cuando se hacen divisiones en función de la litología se delimitan las unidades litoestratigráficas sobre las que se ha tratado ampliamente en los capítulos anteriores. Por el contrario cuando la división se hace basándose en el contenido en fósiles se delimitan las *unidades bio-estratigráficas*. Los límites de ambas en unos casos coinciden, pero en la mayoría no lo hacen. Desde un primer momento hay que plantear, sin embargo, una notable limitación al análisis de los fósiles con respecto al análisis litoestratigráfico, ya que mientras que en cualquier material siempre hay rocas que lo componen y, por tanto, se puede ordenar y clasificar desde un punto de vista litoestratigráfico, no siempre hay fósiles presentes y cuanto están presentes no siempre aportan información de interés.

Los fósiles de las rocas estratificadas suministran dos tipos interesantes de información: el primero acerca de la edad relativa, aspecto del que se ocupa la *Bioestratigrafía*, y el segundo acerca del medio sedimentario, tema del se ocupa la *Paleoecología*. En ambos casos cuando se habla de fósiles se incluyen exclusivamente los restos de organismos simultáneos al depósito de las rocas estratificadas. Se excluyen, por tanto, los restos de organismos más antiguos que formen parte de una roca, como cantos o partículas detríticas, procedentes de rocas anteriores. Igualmente se excluyen los organismos más modernos que la roca y que hayan penetrado en la misma en un tiempo posterior al depósito, a través de cavidades o perforaciones.

La utilización de los fósiles para informar acerca del medio sedimentario se basa en el conocimiento de los factores ecológicos que rigen la distribución de los organismos en la actualidad y la deducción del valor paleoecológico de los organismos de tiempos pasados. Los fósiles, o los bioclastos, pueden ser considerados como un elemento textural más de los que constituyen las rocas como otros (p. ej. oolitos, oncolitos, intraclastos, granos de cuarzo, etc.) y su interpretación se hace en el contexto del análisis de facies. No se va a tratar en este libro sobre el significado paleoecológico de los diferentes tipos de organismos, por considerar que su estudio suministra una información más cercana a la Sedimentología que a la propia Estratigrafía. Se remite al lector, interesado en este aspecto, a los diferentes capítulos dedicados a los aspectos

paleoecológicos en los tratados de Paleontología, en los que aborda la distribución de los diferentes organismos fósiles en los diferentes medios sedimentarios. Igualmente se remite al lector a los tratados de *Paleoicnología* (p.ej. García-Ramos *et al.*, 1989) que se dedican, monográficamente, al estudio de las trazas y pistas de fósiles y a los de *Microfacies* (p.ej. Flügel, 1982) que abordan la interpretación de los restos de organismos en lámina delgada, ya que en ambos se analiza detalladamente el significado ecológico de los mismos. Tampoco se va a tratar aquí sobre otro aspecto muy interesante, relacionado con el anterior, como es la distribución areal de los diferentes organismos fósiles del que se ocupa la Paleobiogeografía, ciencia muy cercana a la Paleogeografía.

En este capítulo se tratará exclusivamente de la utilización de los fósiles en cuanto a la ordenación temporal de los materiales que los contienen, o sea, de los aspectos bioestratigráficos, que permiten diferenciar en las secciones estratigráficas unidades bioestratigráficas.

12.1.- BASES CONCEPTUALES DE LA BIOESTRATIGRAFIA

Se llama *Bioestratigrafía* a "la parte de la Estratigrafía que trata de los restos o evidencias de vida pasada en los estratos y de la organización de estos estratos en unidades basadas en su contenido fósil" (GÉI, 1980). La Bioestratigrafía es realmente una ciencia intermedia entre la propia Estratigrafía y la Paleontología que se ocupa de la distribución de los fósiles en el registro estratigráfico y de la subdivisión de los materiales estratificados en *unidades bioestratigráficas*. El objetivo básico de la Bioestratigrafía es recopilar y usar la información acerca de la evolución morfológica de especies concretas para de este modo determinar su distribución paleobiogeográfica y estratigráfica.

La primera utilización de los fósiles como criterio de correlación entre secciones estratigráficas y, por tanto, como criterio de datación de los materiales que los contienen, se debe a Smith, en los últimos años del siglo XVIII. El inicio de la Bioestratigrafía moderna se remonta a este autor y su primera aportación la constituye el "principio de la sucesión faunística o de la correlación". En el siglo siguiente las aportaciones del francés d'Orbigny y el alemán Opperl fueron muy importantes, en el desarrollo de la Bioestratigrafía, encaminadas a la subdivisión del tiempo geológico en intervalos de edades relativas caracterizados por fósiles diferentes. La emisión de la Teoría de la Evolución (Darwin, 1859) facilita la explicación de esta distribución de las especies.

La utilización de los fósiles para determinar la edad se basa en el hecho constatado de que los organismos que han poblado la superficie de la Tierra a través del tiempo, tanto en relieves emergidos como en los mares y lagos, han ido cambiando de manera per-

manente. El tiempo geológico puede ser dividido en intervalos sucesivos caracterizados por la presencia de unos organismos concretos, los cuales de acuerdo con la Teoría de la Evolución, vivieron en un tiempo concreto y ya no vuelven a aparecer, ya que la evolución orgánica es un proceso progresivo e irreversible. La ordenación de todos los intervalos de tiempo reconocibles en la historia de la Tierra es la que en el capítulo 4 se denominó "escala de tiempo geológico relativo". Su elaboración es compleja ya que se hace a partir de la integración de la información de diferentes secciones estratigráficas locales con registro incompleto debido a interrupciones sedimentarias (discontinuidades y diastemas) y en las que, además, hay intervalos sin fósiles. Estos intervalos de estratos sin fósiles pueden ser debidos a la ausencia de organismos durante el tiempo en el que acaeció el depósito o a la falta de las condiciones necesarias para que los restos de los organismos fosilizaran.

12.2.- FÓSILES CARACTERÍSTICOS

Con el nombre de *fósiles característicos* (o *fósiles índice*, o *fósiles guía*) se denominan a los fósiles que pueden ser utilizados para delimitar intervalos de tiempo geológico relativamente cortos y que, por tanto, pueden usarse como criterio de correlación estrati-gráfica precisa.

Un fósil característico ideal debería cumplir, de acuerdo con Babin (1987) y otros muchos autores, las tres condiciones siguientes:

a.- Que se trate de especies de evolución relativamente rápida con lo que cada especie sobrevive un intervalo de tiempo corto. La velocidad de la evolución de un grupo de fósiles se puede medir por la duración media de sus especies. Blatt *et al.* (1991) elaboran una tabla con los valores medios de duración de especies de diferentes taxones con valores que varían desde 1 Ma para mamíferos, 3 Ma para peces de agua dulce, 10 Ma para gasterópodos marinos, 11-14 Ma para bivalvos marinos, hasta valores superiores a los 20 Ma para foraminíferos y diatomeas. Los fósiles característicos serán aquellos en los que la duración que sea inferior al valor medio del grupo taxonómico al que pertenezca.

b.- Que tenga una distribución geográfica muy amplia, si fuese posible ocupando toda la superficie de la Tierra. Este aspecto siempre tiene limitaciones, ya que no existen organismos que se encuentren simultáneamente en materiales de medios marinos y continentales. Dentro de los medios marinos los mejores fósiles característicos son los organismos nadadores o flotadores que vivan en aguas de diferente temperatura. Dentro de los continentales los mejores serán los organismos menos exigentes en factores ecológicos, y que, por tanto, puedan vivir a distintas latitudes, altitudes y tipos de relieve.

c- Que tenga una abundancia suficiente en el seno de las rocas sedimentarias, lo que refleja una frecuencia inicial y unas condiciones propicias para la fosilización. De este modo la posibilidad de encontrarse es mayor. Los microfósiles y nannofósiles marinos son excelentes ejemplos de organismos abundantes, ya que se pueden encontrar con gran frecuencia en volúmenes reducidos de las rocas. Los micromamíferos y el polen en las rocas continentales son los mejores ejemplos de fósiles relativamente abundantes, aunque en este caso haya que partir de muestras de mucho mayor tamaño para obtener una asociación representativa.

Los fósiles característicos que mayor precisión aportan en cada uno de los intervalos de tiempo corresponden a diferentes taxones (fig. 12.1). Algunos taxones pueden ser excelentes fósiles guía en un intervalo de tiempo y tener escaso o medio interés en otros. En el Paleozoico inferior los mejores fósiles característicos son los Trilobites y Graptolites ambos de medios marinos. En el Paleozoico superior son los Braquiópodos, Ammonoideos, Conodontos y Foraminíferos en rocas sedimentarias formadas en medios marinos y las plantas superiores en materiales continentales del Carbonífero y Pérmico.

En el Mesozoico los mejores fósiles característicos son los Ammonoideos y se complementan con los Ostrácodos, y dentro de él para el periodo más moderno (Cretácico) se usan, además, los Foraminíferos, los Radiolarios y los Nannofósiles. Para el Cenozoico los mejores fósiles característicos son los Gasterópodos, Bivalvos, Foraminíferos, Radiolarios y Nannofósiles, para medios marinos y las plantas superiores (incluyendo el polen y la esporas) y los mamíferos para los medios continentales.

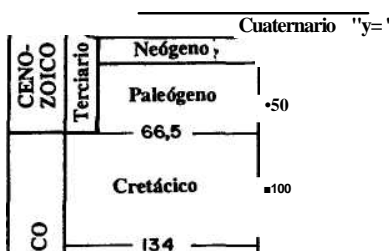
12.2.1.- Biohorizontes

En una sección estratigráfica cada fósil concreto aparece en un conjunto de estratos determinado (fig. 12.2), sin que esté presente por debajo de ellos ni vuelva a aparecer por encima. Las superficies estratigráficas que limitan la presencia de un fósil determinado en la sección estratigráfica se llaman *biohorizontes* (abreviatura de horizontes bioestratigráficos). Para cada fósil se delimita un *biohorizonte de primera aparición* (BPA) que es la superficie de estratificación a partir de la cual aparece dicho fósil, y un *biohorizonte de última presencia* (BUP) que será la superficie de estratificación a partir de la cual (hacia términos más modernos) ya no está presente dicho fósil.

La distancia entre los dos biohorizontes en una misma sección estratigráfica varía muy considerablemente de unos fósiles a otros, ya que depende de la tasa de cambio evolutivo y de la tasa de sedimentación de los materiales que los contengan. Transformando esta distancia en tiempo geológico será, lógicamente, más corta en los fósiles característicos.

328

PERIODO



500-

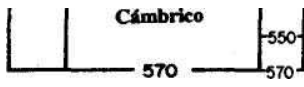


Figura 12.1.- Tabla de la distribución de los fósiles característicos a lo largo del tiempo geológico, desde el Cámbrico hasta la actualidad. La parte en la que el sector comprendido entre las dos líneas está relleno de negro indica el intervalo de tiempo en el que suministran una información más precisa. En blanco (entre las dos líneas) se indican los intervalos en los que están presentes pero suministrando una información menos valiosa. Elaborado a partir de diferentes fuentes.

En la figura 12.2 se presenta un caso idealizado de una sección estratigráfica en la que se han delimitado previamente varias unidades litoestratigráficas (A,B>C,D,E,F,G). g) fósil M tiene sus bioho-

rizontes de primera aparición (BPA) y última presencia (BUP) no coincidentes con límites de unidades litoestratigráficas. En el fósil N el BPA coincide con un límite litoestratigráfico mientras que el BUP no lo hace. En el fósil O los dos biohorizontes (BPA y BUP) son, a su vez, límites litoestratigráficos, pero ninguno coincide con los biohorizontes de los fósiles anteriores. El fósil O está presente en toda la sección estratigráfica, por lo que hay que pensar que su BPA es más antiguo que la unidad litoestratigráfica inferior (A) y el BUP más moderno que la unidad superior (G). Finalmente el fósil G tiene un intervalo de presencia (distancia entre BPA y BUP) muy corto y por ello será el mejor fósil característico del conjunto.

La distribución ideal de los fósiles sería aquella en la que el bio-horizonte de primera aparición en una sección estratigráfica concreta representase el momento de tiempo geológico de la aparición de

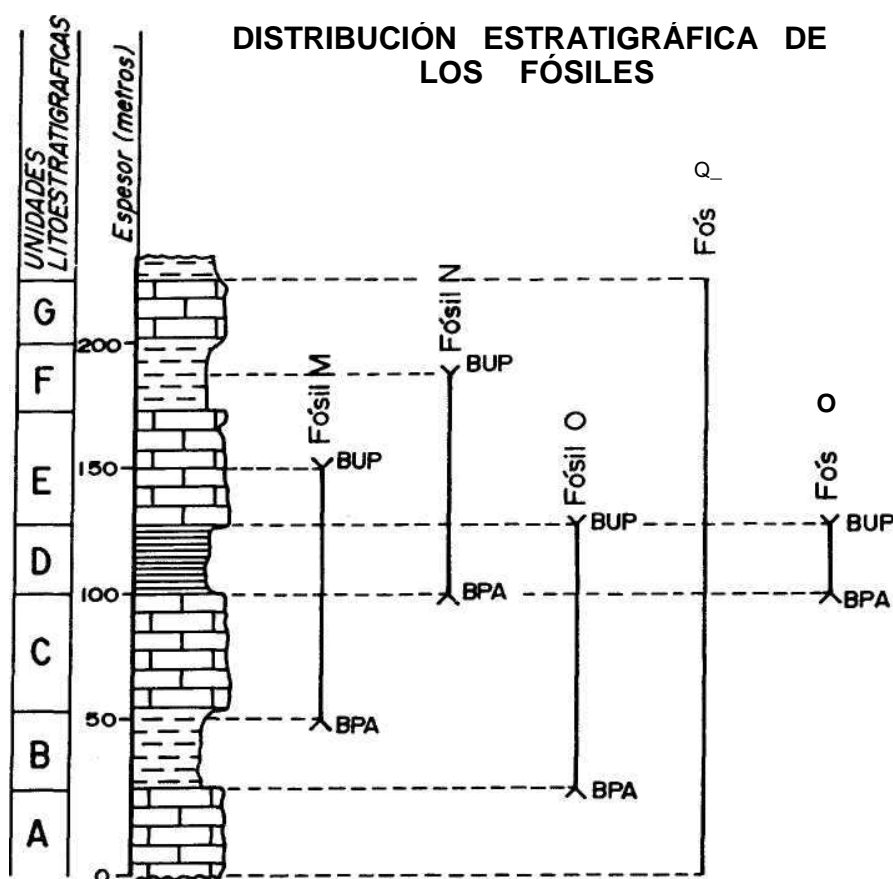


Figura 12.2.- Distribución de diferentes fósiles (M,N,O,P,G) en una sección estratigráfica.
BPA.- Biohorizonte de primera aparición. BUP.- Biohorizonte de última presencia.
Explicación en el texto.

la especie en la superficie de la Tierra y que el biohorizonte de última presencia coincidiese con la desaparición de la citada especie. En la práctica puede ocurrir que la edad del biohorizonte de primera aparición de una sección estratigráfica concreta sea posterior al momento de aparición de la especie debido a diferentes factores (imposibilidad de fosilización o de preservación, fenómenos de migración, barreras ecológicas, etc.)- Algo semejante se puede decir del biohorizonte de última presencia cuya edad, en una sección estratigráfica concreta, puede ser más antigua que el momento de desaparición de la especie. En definitiva la distribución temporal de un especie deducida en una sección estratigráfica concreta será igual o inferior a la distribución temporal de la misma en la Tierra.

12.2.2.- Isocronía de la aparición de nuevas especies.

Una de las bases conceptuales de mayor importancia en la Bioestratigrafía consiste en considerar que las especies aparecen de manera simultánea (a la escala de tiempo geológico) en toda la superficie de la Tierra.

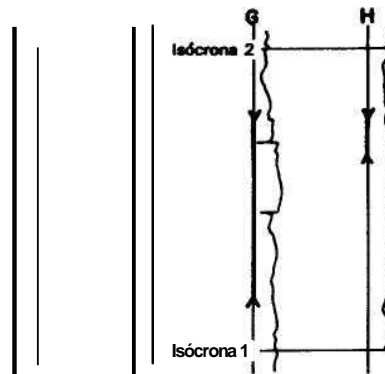
La aparición de una especie ocurre en un punto geográfico concreto y a partir de él tiende a dispersarse ocupando la máxima superficie posible. El tiempo necesario para esta ocupación (tiempo inicial de dispersión de la fig. 12.3) es muy corto (algunos miles de años) lo que a la escala del tiempo geológico se puede considerar instantáneo. Ninguna especie llega a ocupar toda la superficie de la Tierra ya que existen barreras ecológicas. La rotura de algunas de estas barreras hace que una especie pueda ocupar un área en la que anteriormente no estaba. El resultado es que en secciones estratigráficas diversas una especie puede aparecer en niveles estratigráficos muy diferentes con respecto a unas isócronas de referencia (fig. 12.3), lo que dificulta notablemente la interpretación bioestratigráfica.

12.2.3.- Extinciones normales y masivas.

En la terminología de la evolución de las especies se llama *extinción* al proceso de desaparición de una especie. Se trata de "un proceso complicado que resulta de la interacción de dos o más factores físicos o biológicos (competición, depredación, reducción del bioespacio) o de la acción conjunta de todos ellos" (Linares, 1989). Aunque se desconocen las causas detalladas de las extinciones, se estima que básicamente el medio biológico y físico va eliminando continuamente especies, al mismo tiempo que la evolución va formando otras, unas con características similares a las anteriores y otras muy diferentes. Las extinciones de las especies se pueden dividir en dos tipos muy diferentes: normales y masivas.

Se llama *extinción normal* a la desaparición paulatina de las especies, mientras que se denomina *extinción masiva* aquella rela-

Distribución estratigráfica



Distribución estratigráfica local de una especie
A B C D

Distribución hipotética

Distribución geográfica y temporal de la especie

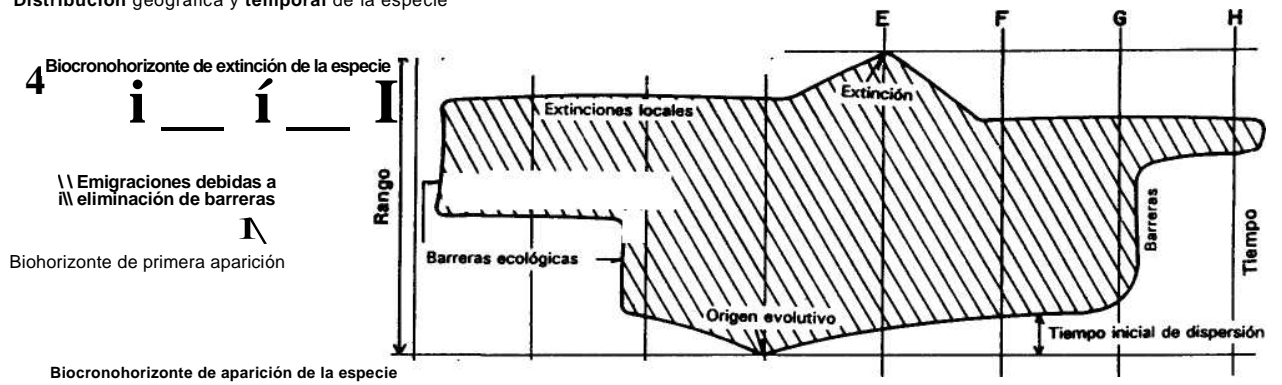
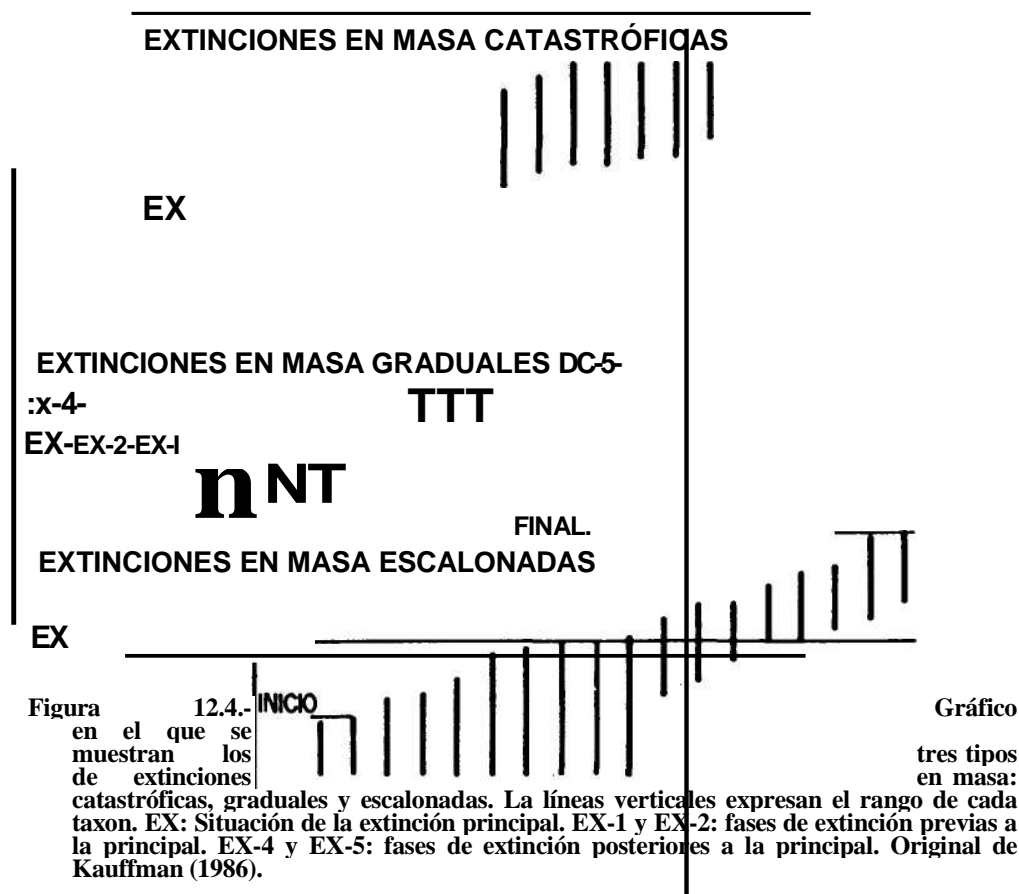


Figura 12.3.- Gráfico en el que se muestra la distribución estratigráfica idealizada de una especie y la distribución hipotética geográfica y temporal, para un conjunto de secciones estratigráficas (A,B>C,D,E,F,G) distantes entre sí de manera que entre ellas pueden haber existido barreras ecológicas (Elaborada a partir de una figura de Blatt *et al.*, 1991). El origen evolutivo de la especie hay que situarlo en el biohorizonte de primera aparición más antiguo de todos y la extinción de la especie coincidiendo con el biohorizonte de última presencia más moderno.

cionada con catástrofes en los ecosistemas que ocasionan la desaparición simultánea de gran número de organismos.

Dentro de las extinciones masivas Kauffman (1986) diferencia tres tipos fundamentales (fig. 12.4). El primero es el de la extinción masiva verdaderamente catastrófica caracterizada por la desaparición brusca de múltiples especies de manera simultánea y la aparición escalonada de nuevas especies. La segunda es la extinción masiva gradual en la que se producen varios episodios sucesivos de



extinción (EX-1, EX-2, EX-4, EX-5) en medio de los cuales hay uno más brusco (EX). Finalmente, la tercera es la extinción masiva escalonada en la que se reconocen un momento de inicio y otro de final del proceso, así como uno de máxima desaparición de las especies.

12.3.- BIOZONAS

Se llama *biozona* (abreviatura de zonas bioestratigráficas) a los volúmenes de materiales estratificados diferenciados o caracterizados por su contenido paleontológico. Una biozona puede estar basada en un taxon simple o en la combinación de varios. Un mismo

intervalo de una sección estratigráfica puede ser dividido en zonas de manera diferente en función del criterio de diagnóstico y del grupo de fósil escogido. Las unidades bioestratigráficas, como las litoes-tratigráficas, son productos relativamente objetivos de un proceso de clasificación, ya que se basan en características observables directamente en los estratos. La definición de unidades bioestratigráficas tiene una limitación, no por obvia menos interesante, que no se pueden aplicar cuando no hay fósiles.

Las normativas internacionales de nomenclatura estratigráfica (CNE, 1961; GEI, 1980; NASC, 1983) establecen diferentes tipos de biozonas y fijan las condiciones que se deben cumplir para su correcta definición, así como la manera de denominarlas. Igualmente dichas normativas establecen la posibilidad de utilizar unidades bioestratigráficas de rango diferente. De una parte están las *super-biozonas* que son unidades de rango superior a la biozona que agrupan a dos o más biozonas con características bioestratigráficas comunes. De otra parte se trata de subdivisiones de las biozonas en *subzonas*, e incluso de estas últimas en *zónulas*. De todas estas unidades, en la práctica, las subzonas son las únicas que tienen un uso frecuente, de manera que muchas biozonas quedan divididas en dos o más subzonas.

12.3.1.- Biozona de conjunto

Se denomina *biozona de conjunto* (o *cenozona*) a un tipo de unidades bioestratigráficas definido a partir del contenido total de fósiles o a partir de un grupo de fósiles seleccionados. La Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980) la define como "un cuerpo de estratos cuyo contenido de fósiles, o de fósiles de cierto tipo, tomado en su totalidad, constituye un conjunto o asociación *natural* que lo diferencia, en cuanto a su carácter bioestratigráfico, de los estratos adyacentes". La biozona de conjunto será el intervalo de estratos en el que coexisten varias formas fósiles y sus límites serán bio-horizontes que marcan los límites de la presencia del conjunto que caracteriza la unidad (fig. 12.5A). La identificación de este tipo de biozonas y de sus límites es "una cuestión de interpretación y buen juicio" (GEI, 1980). La distribución total de cualquiera de los taxones representados en la biozona de conjunto puede extenderse más allá de sus límites.

12.3.2.- Biozona de extensión

Se basa en la presencia de un fósil (o agrupación de fósiles) seleccionado del conjunto total de formas fósiles. El término "extensión" se aplica tanto para la distribución horizontal como vertical. La biozona de extensión es el volumen de estratos que representa la extensión total de la presencia del fósil, o asociación de fósiles, seleccionados.

Se pueden diferenciar cuatro tipos fundamentales de biozonas de extensión de acuerdo con la manera de considerar dicha extensión, según se trate de un fósil o de varios y según se localicen los biohorizontes de los mismos con respecto a los límites de la biozonas (fig. 12.5).

Biozona de extensión de un taxon.- Es el "conjunto de estratos que representa la extensión total (horizontal y vertical) de la presencia de ejemplares de determinado taxon (especie, género, familia, etc)" (GEI, 1980). Los límites de este tipo de biozonas son los biohorizontes de primera aparición y última presencia del taxon seleccionado (fig. 12.5B).

Biozona de extensión coincidente.- Corresponde a la parte coincidente o concurrente de las zonas de extensión de dos taxones; los límites son el biohorizonte de primera aparición de un taxon y el de última presencia del otro taxon (fig. 12.5C). Lógicamente el intervalo que acota una biozona de extensión coincidente es menor que la de las biozonas de extensión de cada taxon concreto.

Oppelzona.- Toma su nombre del bioestratigráfico alemán Oppel, y que es una biozona de extensión de taxones "seleccionados" de manera que puedan ser un buen criterio geocronológico. Por regla general la parte inferior de la Oppelzona se caracteriza por la primera aparición de determinados taxones y la parte superior con la última presencia de ciertos otros. El límite de una Oppelzona coincide con el de la siguiente, de manera que se pretende llegar a tener una división de tiempo geológico.

Filozona.- Es la biozona que "contiene ejemplares representativos de un segmento de una línea o dirección de evolución o desarrollo, limitada tanto arriba y abajo por cambios de características de la línea o dirección" (GEI, 1980). Los límites de las filozonas son biohorizontes de primera aparición de especies dentro de una misma línea evolutiva (fig. 12.5D).

12.3.3.- Biozona de apogeo

Se basa en la abundancia de alguna especie, género o familia, en lugar de en la extensión total de alguno de ellos. La biozona de apogeo es el conjunto de estratos caracterizado por la máxima abundancia del taxon seleccionado. El Código Estratigráfico Americano (NASC, 1983) la define como "una biozona caracterizada por el máximo cuantitativamente diferenciable en abundancia relativa de uno o más taxones". No se refiere, por tanto, a la extensión total de alguna especie, género u otro taxon. Sus límites son cuantitativos y vienen marcados por cambios bruscos de la abundancia del taxon seleccionado (fig. 12.5E). Este tipo de biozonas son conocidas tam-

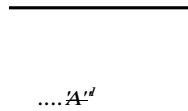
335
bien con los nombres de *epíbole*, *zona de culminación* o *zona de inundación* y al tiempo de duración de las mismas se le llama *hém-era*.

12.3.4.- Biozona de intervalo

Corresponde a un conjunto de estratos delimitado por dos biohorizontes, de dos organismos distintos. No se trata realmente de una zona de extensión de un taxon determinado, ni de la coincidencia de varios taxones y frecuentemente carece de asociaciones fósiles distintivas o de características bioestratigráficas peculiares (GEI, 1980).

El tipo más general de la biozona de intervalo es aquel en que el límite inferior es el biohorizonte de última presencia de un taxon y el límite superior es el biohorizonte de primera aparición de otro taxon, sin que en el

intervalo esté presente ninguno de ellos (fig. 12.5F). También se pueden definir biozonas de intervalo para los conjuntos de estratos limitados por dos biohorizontes de última presencia de taxones diferentes (fig. 12.5G) o por dos límites de primera aparición, igualmente de dos taxones diferentes (fig. 12.5H).



H

Figura 12.5.- Tipos de biozonas que establece la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980). A.- Biozona de conjunto. B.- Biozona de extensión de un taxon. C.- Biozona de extensión coincidente. D.- Filozona. E.- Biozona de apogeo. F, G y H.- Biozonas de intervalo (explicación en el texto).

12.4.- DIFICULTADES QUE IMPLICA EL ESTUDIO BIOESTRATIGRAFICO

A pesar de ser el método más antiguo utilizado para la determinación de edades de las rocas, y con frecuencia además el más preciso, la delimitación de unidades bioestratigráficas presenta graves dificultades que conviene conocer.

Una primera dificultad proviene de la subjetividad en la identificación de los fósiles, ya que un mismo espécimen puede considerarse como de dos especies diferentes por dos investigadores distintos. Ello deriva de la dificultad de aplicación del propio concepto de especie en los fósiles. Este concepto fue introducido en la Biología y en la Paleontología en una época de pensamiento fijista, anteriormente a la emisión de la Teoría de la Evolución, y se basó en el criterio de la semejanza con respecto a un ejemplar seleccionado como tipo. El concepto actual de especie en Biología y en Paleontología es muy diferente, ya que mientras que en Biología se denomina especie al conjunto de organismos interrelacionados capaces de reproducirse, en Paleontología, donde se manejan fósiles y no seres vivos, obviamente este criterio no puede ser aplicado.

Una segunda dificultad deriva de que la práctica totalidad de los estudios bioestratigráficos se hacen sobre secciones estratigráficas incompletas, en las que faltan intervalos de tiempo de diferente magnitud (discontinuidades o diastemas), que en muchos casos hace que esté representado menos tiempo que el que falta.

Una tercera dificultad que consiste en que en todas las secciones estratigráficas hay intervalos estériles, sin fósiles, con lo que el registro bioestratigráfico es siempre más incompleto que el litoestratigráfico.

Con el fin de salvar estas dificultades y eliminar grados de subjetividad, con lo que, consecuentemente, aumentará la fiabilidad de las interpretaciones, se tiende en la actualidad a introducir factores correctores en el estudio bioestratigráfico. Uno de estos factores pretende objetivar, al máximo, el reconocimiento de las especies. Para ello se recurren a los parámetros numéricos que podrían definir una especie, tales como las relaciones entre diferentes medidas efectuadas sobre los fósiles. Una vez establecido, por convenio entre investigadores, que una especie concreta se caracteriza por unos valores numéricos los errores en posteriores determinaciones se reducirán considerablemente. La Bioestratigrafía cuantitativa y la Bioestratigrafía integrada son dos metodologías que pretenden, igualmente, objetivar el estudio bioestratigráfico.

12.4.1.- Bioestratigrafía cuantitativa

La complejidad en la resolución de problemas bioestratigráficos derivados de la enorme acumulación de datos de gran número de taxones en numerosas secciones estratigráficas ha dado lugar al nacimiento de la bioestratigrafía cuantitativa. Con ello se pretende eliminar, en la medida de lo posible, la subjetividad y arbitrariedad en el tratamiento de los datos, recurriendo al análisis cuantitativo y a las técnicas informáticas que los faciliten.

Los dos métodos más usados en la actualidad son el de las asociaciones unitarias (Davaud, 1982; Guex, 1987; Guex y Davaud, 1988) y el de la ordenación probabilística (Agterberg y Gradstein,

1988). Una asociación unitaria se define como el conjunto máximo de especies compatibles y que por tanto hayan coexistido. El método de ordenación probabilística centra su interés en la naturaleza de los biohorizontes, expresada en términos de probabilidad.

Ambos métodos pueden proporcionar una ordenación fiable de los datos bioestratigráficos, aunque también pueden inducir a ciertos errores. Concretamente el método de las asociaciones unitarias provoca un efecto de alargamiento de los rangos de las especies, mientras que el método probabilístico puede, en determinados casos, dar lugar a alguna incongruencia y producir cuadros de distribución en los que los rangos de las especies son más cortos que los reales.

12.4.2.- Bioestratigrafía integrada

En el estudio de las secciones estratigráficas cada uno de los taxones que constituyan fósiles característicos puede suministrar una biozonación, cuyo límites (biohorizontes) usualmente no son coincidentes. La Bioestratigrafía integrada consiste en el estudio simultáneo de taxones pertenecientes a diferentes grupos y presentes en los mismos materiales. La utilización conjunta de todos los biohorizontes de diferentes taxones de fósiles característicos permite establecer divisiones de orden menor y disponer de criterios de correlación entre secciones estratigráficas de una alta precisión.

En la figura 12.6 se incluye un ejemplo gráfico de la aplicación de la Bioestratigrafía integrada en materiales pelágicos. En ellas se incluyen las biozonaciones de foraminíferos planctónicos, de nan-nofósiles, de radiolarios, de diatomeas y los biohorizontes diferenciados con dinoflagelados. En una columna final se marcan todos los biohorizontes, diferenciando aquellos que coinciden con límites de varias biozonas, de una de ellas o simplemente aquellos que son biohorizontes que no limitan biozonas.

Un ejemplo de estudio bioestratigráfico integrado se tienen en el trabajo de Robaszynski *et al.* (1990) para el Turoniense del área de Kalaat Seïan (Túnez) en el que se aborda el estudio interdisciplinarios de una sección estratigráfica con estudio bioestratigráfico integrado se de Ammonites, Foraminíferos planctónicos, Nannofósiles y los Macrofósiles (Inosceramos, Bivalvos, Equinodermos, etc.). lo que permite a los autores delimitar dentro del Turoniense (cuya duración es de 3 Ma) diez intervalos estratigráficos cuya duración media es de 300 ka.

12.5.- ESCALA BIOCRONOESTRATIGRAFICA

La utilización de los fósiles para el establecimiento de una escala de tiempo geológico constituye el fundamento de la Bioestratigrafía. Al estudio del significado temporal de las biozonas se le llama *biocronología* y a las unidades de tiempo individualizadas

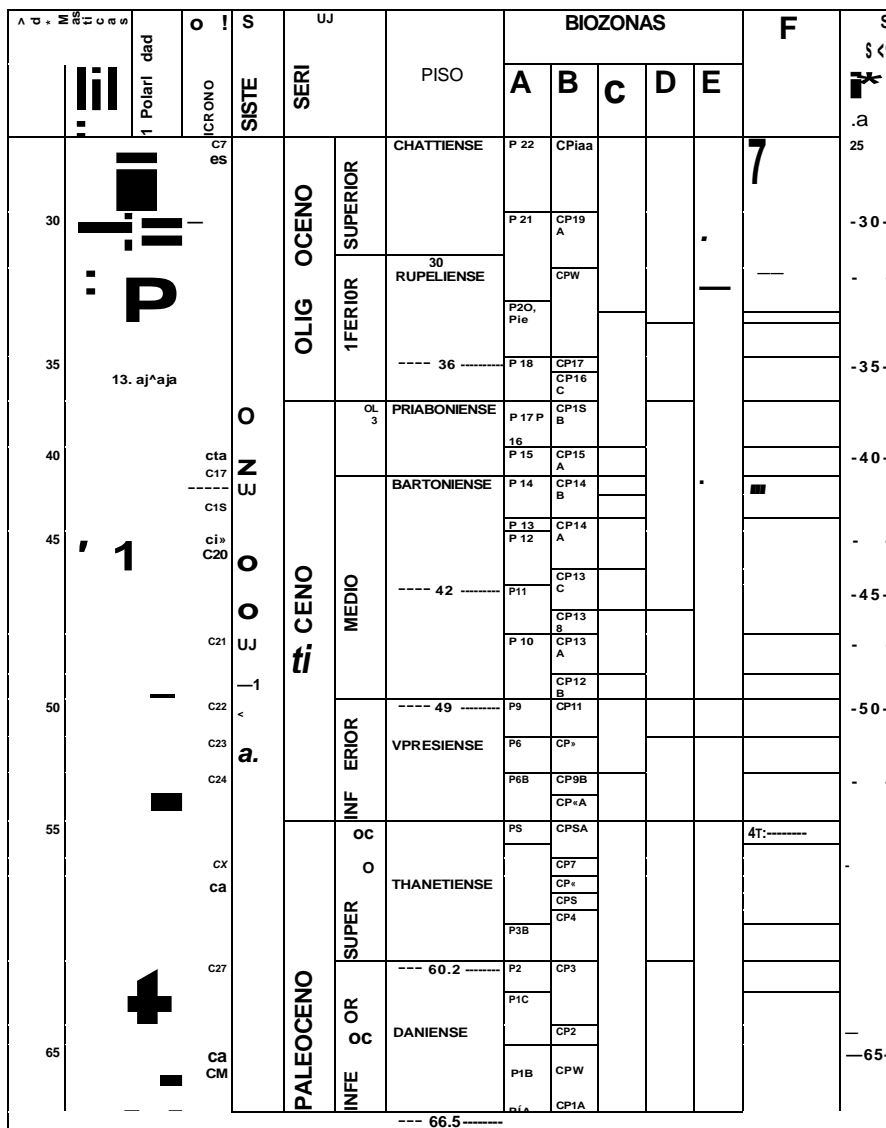


Figura 12.6.- Ejemplo aplicación de la Bioestratigrafía integrada en materiales pelágicos. Leyenda: A.- Biozonación de foraminíferos planctónicos. B.- Biozonación de nanofósiles. C.- Biozonación de radiolarios. D.- Biozonación de diatomeas. E.- Biohorizontes diferenciados con dinoflagelados. F.- Biohorizontes totales utilizables con el uso de la estratigrafía integrada: línea continua larga.- límite coincidente de varias biozonas; línea continua corta.- límite de una zona biozonación; línea de puntos.- biohorizontes que no limitan biozonas (según Vera, 1989, elaborada a partir de datos de Haq *et al.*, 1988)

como equivalentes a las biozonas se les llamas unidades biocrono-lógicas.

El mayor o menor significado cronoestratigráfico de los datos bioestratigráficos de una sección estratigráfica concreta viene condicionado por diferentes factores que pueden enmascarar la verdadera extensión temporal de cada taxon. Fenómenos de migración, preservación y erosión pueden enmascarar la posición de los cambios bioestratigráficos debidos realmente a factores evolutivos, que son los que tienen valor cronoestratigráfico. Por ello es necesario comparar con otras secciones estratigráficas y seleccionar los datos más fiables que permitan conocer la distribución temporal de las diferentes especies con el mínimo margen de error.

Blatt *et al.* (1991) proponen varios criterios básicos y modos de actuación que se deben seguir para conocer el valor cronoestratigráfico de los datos bioestratigráficos de una sección estratigráfica concreta, de entre los que se destacan tres:

1.- Si en una sección estratigráfica una especie vuelve a aparecer en posiciones más modernas (reaparición llamada "efecto Lázaro") será debido a fenómenos de emigración-inmigración que implican la desaparición temporal del área en cuestión y, posteriormente, el regreso. En este caso es conveniente estudiar otra sección estratigráfica que tenga la distribución estratigráfica más amplia.

2.- Si los biohorizontes (BPA y BUP) de una o más especies coinciden con cambios litológicos la distribución puede estar condicionada por factores ambientales. Por ello se recomienda estudiar preferentemente secciones estratigráficas en las que los biohorizontes se localicen dentro de una misma facies.

3.- Si los biohorizontes (BPA y BUP) coinciden con los límites de unidades litoestratigráficas o con discontinuidades la distribución estratigráfica puede haber sido afectada por intervalos sin depósito, o sin preservación de los materiales depositados, o incluso con erosión. Por ello se aconseja estudiar secciones estratigráficas de otras áreas o regiones que tengan representados los intervalos que falten y permitan conocer mejor la distribución temporal de las especies.

Con las precauciones anteriormente detalladas y a partir de la selección de datos de múltiples secciones estratigráficas se puede establecer una sucesión de intervalos de tiempo caracterizados por su contenido fosilífero que es la denominada escala bioestratigráfica de referencia, que cuando se calibra con edades absolutas pasa a ser la escala biocronoestratigráfica.

12.5.1.- Elaboración y calibración

La elaboración de una escala biocronoestratigráfica se hace a partir de la selección de las biozonas de mayor valor cronoestratigráfico, establecidas en las secciones estratigráficas que ofrezcan mejores garantías de fiabilidad. La selección puede implicar una

cierta carga de subjetividad ya que ninguna biozonación real es claramente la mejor, por lo que se recomienda que se haga convencionalmente tras el estudio de diferentes secciones estratigráficas seleccionadas por parte de diferentes grupos de investigadores.

Las unidades que se definirán serán las *biocronozonas* que en la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980) se consideran como las unidades cronoestratigráficas formales de rango menor y que representan el conjunto de estratos depositados durante el intervalo de tiempo correspondiente a una unidad bioestratigráfica.

Las biocronozonas están delimitadas por los *biocronohorizontes* que sería los límites temporales de aparición y desaparición de especies en el conjunto de la Tierra, al contrario que los biohorizontes que se refieren a las superficies de estratificación sobre secciones estratigráficas reales que marcan la presencia y desaparición de una especie (ver fig. 12.3). Solamente en el caso ideal que la sección estratigráfica fuese la más representativa, del intervalo de tiempo correspondiente, los biocronohorizontes coincidirán con los biohorizontes, mientras que en los otros casos existen variaciones.

Para cada intervalo de tiempo se basarán en los fósiles característicos del mismo y cuando se posible se establecerán separadamente biocronozonaciones diferentes para materiales marinos (a partir de fósiles característicos nadadores o flotadores) y en materiales continentales (basados en plantas, polen o mamíferos). La correlación entre las biozonaciones marinas y continentales es generalmente compleja, ya que es necesario disponer de otros criterios de correlación (no bioestratigráficos) que permitan establecer equivalencias entre algunos biohorizontes significativos.

La calibración, esto es, el paso de edades relativas a edades absolutas, se hace por los métodos descritos en el capítulo 4, en especial a partir de dataciones radiométricas de rocas volcánicas intercaladas en las secciones estratigráficas y de las dataciones de los fondos oceánicos (sedimentos más profundo y roca volcánica infrayacente).

12.5.2.- Grado de resolución

Se llama duración de una biocronozona a la extensión geocronológica de la misma expresada en años o sus múltiplos. El grado de resolución de una escala biocronoestratigráfica será mayor a medida que la duración de las biocronozonas diferenciadas sea menor. Para cada intervalo de tiempo (desde el Cámbrico hasta la actualidad) las biocronozonaciones se basan en los fósiles característicos de mayor interés. Tomando los datos de las tablas de Harland *et al.* (1990) se puede calcular la duración media de las biocronozonas en cada periodo. En el Cámbrico la duración media de las biozonas es del orden de 2 Ma para el inferior-medio y de 1 Ma para el superior. En el Ordovícico la biozonación establecida mediante Graptolites delimita intervalos de tiempo de una duración media de 1,5 Ma. En

el Silúrico los Graptolites posibilitan delimitar intervalos de tiempo de una duración media de 1 Ma, que en algunas épocas (Wenlock) se reduce a unos 0,3-0,5 Ma. En el Devónico los Conodontos permiten diferenciar intervalos de duración media de 1 Ma. En el Carbonífero la mayor precisión se obtiene con los Foraminíferos que delimitan intervalos de una duración media de 2 Ma. En el Pérmico los Fusulínidos (Foraminíferos) y los Ammonoideos permiten escasa precisión (2 Ma de duración media). Para el Mesozoico y Cenozoico las duraciones medias de las biocronozonas se detallan a continuación.

Con el fin de analizar la importancia de la bioestratigrafía integrada se hacen a continuación algunas estimaciones numéricas a partir de los datos de la tabla de Haq *et al.* (1988). En esta tabla se reproducen las biozonaciones de varios taxones y su calibración con la escala de tiempo absoluto, desde el Triásico hasta la actualidad. Si para cada uno de los grandes intervalos de tiempo (Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Neógeno) se selecciona el taxon que mayor precisión estratigráfica suministre se obtienen los siguientes valores medios de las biocronozonas: Triásico (1,5 Ma), Jurásico (0,7 Ma), Cretácico (0,9 Ma), Paleógeno (1,35 Ma) y Neógeno (1,2 Ma). Si se utilizan como criterio de subdivisión todos los biohorizontes de los diferentes taxones indicados en la citada tabla la reducción temporal de los intervalos a diferenciar es muy notable y la duración media de los mismos sería para el Triásico 0,8 Ma, para el Jurásico 0,5 Ma, para el Cretácico 0,45 Ma, para el Paleógeno 0,45 Ma y para el Neógeno 0,4 Ma. La menor reducción se tiene en el Jurásico donde hay un grupo de valor biocronoestratigráfico excepcional (Ammonites) y por tanto la utilización, además, de otros grupos, solo hace disminuir el intervalo medio reconocible desde 0,7 a 0,5 Ma. En los demás casos se llega a poder diferenciar intervalos de tiempo cuya duración es la mitad o un tercio de los de las biocronozonas del taxon que mayor precisión aporta.

13

MAGNETOESTRATIGRAFIA

- 13.1.- El campo magnético terrestre
 - 13.1.1.- Parámetros del campo magnético terrestre
 - 13.1.2.- Variaciones menores del campo magnético terrestre
 - 13.1.3.- Origen del campo magnético terrestre
- 13.2.- El magnetismo en las rocas
 - 13.2.1.- Minerales magnéticos de las rocas
 - 13.2.2.- Medida del paleomagnetismo
- 13.3.- Inversiones del campo magnético terrestre
 - 13.3.1.- Datos del estudio de los últimos 4 Ma
 - 13.3.2.- Datos- de los fondos oceánicos
 - 13.3.3.- Datos del estudio de secciones estratigráficas
 - 13.3.4.- Los mecanismos de inversión del campo magnético
- 13.4.- La escala magnetocronoestratigráfica

La existencia del campo magnético de la Tierra es conocida desde muy antiguo, tanto desde el punto de vista teórico como práctico, por su aplicación a la navegación mediante el uso de la brújula, herramienta que era usual en los navegantes españoles y portugueses de los siglos XV y XVI. Udías y Mezcuá (1986) hacen una revisión histórica sobre el magnetismo terrestre y citan trabajos diversos que oscilan desde 1187, fecha en la que se tiene la primera constancia escrita sobre la brújula y el posible campo magnético terrestre, hasta varios trabajos publicados en la segunda mitad del siglo XVI, en los que se diferenciaban los polos geográficos de los polos magnéticos y se definían la declinación e inclinación magnéticas. En 1600 se publicó la obra *De magnete* de Gilbert, que se considera usualmente como el primer tratado sobre el magnetismo terrestre y en el que se afirmaba que el globo terráqueo es un inmenso imán. En la primera mitad del siglo XIX, con las aportaciones esenciales de Poisson y Gauss, se alcanzó un alto grado de conocimiento del magnetismo terrestre. Durante mucho tiempo se creyó que el campo magnético terrestre habría permanecido siempre igual (o con ligeros cambios solamente), idea que cambió sustancialmente a tenor de los resultados obtenidos en el estudio de las rocas antiguas.

Un especial interés va a tener el estudio de la orientación de los minerales magnéticos existentes en las rocas. Se define como *magnetismo remanente* a la propiedad de ciertas rocas de adquirir y retener una magnetización por la acción de un campo magnético externo de manera que los minerales magnéticos existentes en la misma quedan orientados, desde la formación de la roca, permaneciendo estable dicha orientación aunque desaparezca o cambie el campo magnético.

Las primeras indicaciones de que el campo magnético ha podido cambiar en el tiempo pasado se tuvieron, en el primer cuarto del siglo XIX, a partir del estudio del magnetismo remanente de las lavas italianas, concretamente de coladas históricas. Sin embargo no fue hasta 1940 cuando se dio un fuerte impulso al estudio del magnetismo remanente en materiales de diferentes edades (*paleo-magnetismo*) y se empezaron a aplicar a los estudios del registro estratigráfico desarrollándose la ciencia denominada *magnetoestratigrafía*, a caballo entre la Estratigrafía y la Geofísica.

En la década de 1960-1970, los estudios paleomagnéticos de los

fondos oceánicos, a ambos lados de las dorsales, suministraron unos datos extraordinariamente importantes que fueron uno de los grandes pilares en los que se apoyó la emisión de la Teoría de la Tectónica Global. Ello motivó, a su vez, que los estudios sobre el paleomagnetismo se intensificaran, tanto sobre materiales obtenidos en sondeos marinos profundos como los obtenidos en afloramientos, en ambos casos correspondientes a materiales de muy diferente edad. Paralelamente las metodologías de medida del magnetismo remanente de las rocas se fueron perfeccionando y los conocimientos teóricos sobre el Paleomagnetismo crecieron considerablemente publicándose, en el último decenio, excelentes monografías sobre el tema (Collinson, 1983; Tarling, 1983; O'Reilly, 1984). Este avance del conocimiento en el paleomagnetismo conllevó, además, un importante desarrollo de la *magneto estratigrafía*, ciencia que se ocupa del estudio de las características magnéticas de las rocas estratificadas de diferentes edades y que pretende la obtención de la escala cronoestratigráfica (magnetocronoestratigráfica) aplicable a materiales de cualquier medio sedimentario y de cualquier latitud, que sea complementaria de la obtenida mediante los fósiles (escala biocronoestratigráfica).

13.1.- EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

La Tierra se encuentra rodeada de un campo magnético que es responsable de la orientación de una aguja imantada (brújula) sobre la superficie de la Tierra. Del mismo modo que se orienta la aguja imantada lo hacen los minerales magnéticos presentes en los sedimentos durante su depósito y en las lavas volcánicas durante su solidificación, de manera que el estudio de dicha orientación nos informará sobre las modificaciones del campo magnético terrestre a través del tiempo geológico.

El campo magnético de la Tierra ha sido comparado a grandes rasgos con un dipolo geocéntrico, cuyo eje ligeramente desviado respecto al eje de rotación, pasa a unos 120 km del centro real del globo. Los polos magnéticos están desplazados con respecto a los polos geográficos (eje de rotación) y, además, cambian ligeramente a lo largo del tiempo. El polo norte magnético (polo negativo) está situado muy próximo al paralelo 79°N pero en un meridiano que ha cambiado en los últimos 200 años desde 64°W a 70°W; este punto se sitúa al N de Canadá y NW de Groenlandia. El polo sur magnético (polo positivo) está localizado a 79°S de latitud y 110°E de longitud, cerca de la costa de la Antártida, al sur de Tasmania.

El eje magnético, que une los dos polos magnéticos, forma un ángulo con respecto al eje de rotación (que une los polos geográficos) de aproximadamente 11,5°. El campo magnético de la Tierra se expresa con una serie de líneas de fuerza que van desde el polo positivo al polo negativo, de manera que un imán o un mineral magnético que se pueda mover libremente se orientará en el espacio

quedando situado paralelo a estas líneas, y con el polo positivo de dicho imán, o mineral magnético, apuntando hacia el polo negativo del dipolo terrestre (norte magnético).

13.1.1.- Parámetros del campo magnético terrestre

Para un lugar concreto y un momento dado el campo magnético terrestre se expresa con un vector F (fig. 13.1) que puede ser representado en un sistema cartesiano de coordenadas XYZ en la que X es la dirección N-S (coordenadas geográficas) en el plano horizontal, con valores positivos para el norte geográfico y valores negativos para el sur, Y es la dirección E-W en el plano horizontal, con valores positivos para el este geográfico y negativos para el oeste, mientras que Z es el eje vertical con valores positivos hacia el cénit y negativos hacia el nadir.

El vector F que define el campo magnético puede descomponerse en tres vectores, en los ejes de coordenadas X, Y y Z, que bastarían para definirlo. En la descomposición vectorial (fig. 13.1) se pueden ver gráficamente los tres parámetros fundamentales del campo magnético: *intensidad*, *declinación* e *inclinación*.

La *intensidad* es la longitud real del vector F y su valor es la raíz cuadrada de las sumas de los valores al cuadrado de X, Y y Z ($F^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$). La intensidad alcanza valores máximos en los polos y, en la actualidad, es mayor en el polo sur magnético que en el norte magnético. Por el contrario tiene valores mínimos en áreas

Nadir

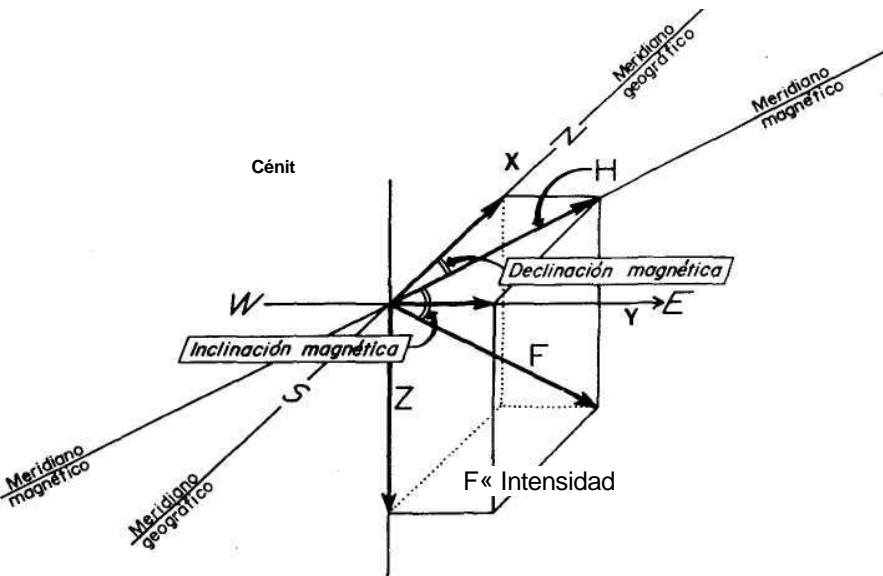


Figura 13.1.- Parámetros del campo magnético terrestre (explicación en el texto).

próximas al ecuador. La intensidad del campo magnético se mide por la del campo eléctrico que lleva asociado, y se expresa en nano-teslas (nT) o en amperios por metro (A/m). Los valores de la intensidad en el centro de España son del orden de los 44.000 nT con variaciones anuales de 20-40 nT. En el centro de Europa varían desde 45.000 a 50.000 nT, mientras que en América del Sur son más reducidos (25.000-35.000 nT). En las proximidades del polo norte magnético se superan los 60.000 nT, mientras que en las proximidades del polo sur magnético son aún mayores y se superan los 65.000 nT. Las variaciones anuales de la intensidad alcanzan unos valores máximos de 120 nT, lo que significa un valor relativo siempre inferior al 0,1% del valor absoluto.

El vector F puede proyectarse sobre el plano horizontal dando el vector H , definido exclusivamente por los valores de X e Y , y que será el vector que señala la posición del norte magnético en el plano horizontal. La *declinación magnética* (D) es el ángulo que forma el vector H (que apunta al norte magnético) con el vector X que señala al norte geográfico, ambos localizados en el plano horizontal. La declinación magnética varía según la posición geográfica (latitud y longitud) y, además, cambia constantemente. Así, en los mapas topográficos es usual encontrar los valores medios de la declinación referidos a una fecha concreta (p.ej. $4^{\circ}47'W$ el 1-1-1984) y la variación anual (p.ej. disminución $8'$). Smith (1981) y Udías y Mezcuca (1986) presentan mapas de la distribución de los valores de la declinación magnética para 1975 y 1980, respectivamente, en los que se puede ver que la mayor parte de Eurasia y Australia presentaban valores que oscilan desde $10^{\circ}W$ a $10^{\circ}E$ con variaciones anuales que varían desde $8'E$ a $5'W$. Las mayores variaciones en los valores de la declinación magnética se tienen en las proximidades de los polos magnéticos.

En la figura 13.2A se reproduce el mapa de isolíneas de declinación magnética de la Península Ibérica y Baleares, elaborado a partir de los datos del Instituto Geográfico Nacional de España. En él se puede ver como los valores de la declinación magnética al inicio de 1990 variaban desde menos de 2° (hacia el oeste) en la parte más oriental del mapa hasta más de $6^{\circ}30'$ (también hacia el oeste) en la parte más occidental del mismo. En la figura 13.2B se representan las variaciones anuales de estos valores, expresadas en isolíneas de igual grado de variación (isóporas). Los valores de variación anual de la declinación magnética oscilan desde $6'E$ en el extremo más oriental (Menorca) hasta $8,8'E$ en el extremo occidental (Costas Gallegas).

La *inclinación magnética* (I) es el ángulo que forma el vector F con respecto al plano horizontal (plano X - Y) o, lo que es igual, con respecto a su proyección en el plano horizontal (vector H) (fig. 13.1). La inclinación magnética es de 90° en los polos magnéticos y disminuye progresivamente hacia el ecuador magnético donde el valor es 0° (fig. 13.3). Los valores para los países más meridionales de Europa oscilan entre 50 y $60^{\circ}N$, mientras que Europa central

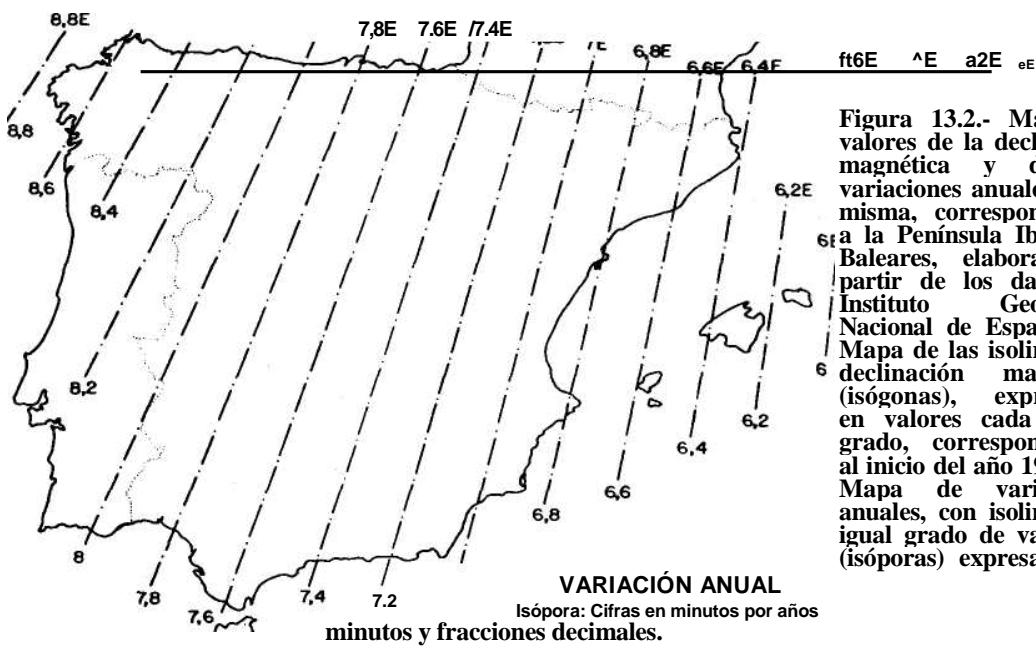


Figura 13.2.- Mapa de valores de la declinación magnética y de las variaciones anuales de la misma, correspondientes a la Península Ibérica y Baleares, elaborados a partir de los datos del Instituto Geográfico Nacional de España. A.- Mapa de las isolinias de declinación magnética (isógonas), expresadas en valores cada medio grado, correspondientes al inicio del año 1990. B.- Mapa de variaciones anuales, con isolinias de igual grado de variación (isóporas) expresadas en

varían de 60 a 70°N. En América del Sur los valores oscilan desde 30-40°N en la parte próxima al Caribe hasta valores de 40-50°S en la Patagonia. Los cambios anuales de la inclinación magnética en la mayor parte de la superficie de la Tierra son de pocos minutos.

13.1.2.- Variaciones menores del campo magnético terrestre

El campo magnético de la tierra presenta variaciones de corto periodo temporal (día, mes, año o lotes de años) de débil amplitud (menos el 0,1% del campo total) que controlan las variaciones, anteriormente expuestas, de la intensidad, declinación e inclinación magnéticas.

Un primer conjunto son las que se denominan "*variaciones seculares*" del campo magnético nombre con el que se designa a las variaciones temporales del campo magnético terrestre, de periodo inferior a la decena de años que sólo se aprecian al comparar valores medios anuales durante varios años. Estas variaciones seculares pueden ser periódicas o no periódicas y están relacionadas esencialmente con modificaciones del campo magnético interno.

Un segundo grupo de variaciones menores del campo magnético son aquellos cambios periódicos de más corta duración, que pueden ser de horas, días o meses, cuya génesis está ligada a modificaciones del campo magnético externo. Las variaciones diurnas, tanto de declinación como inclinación, constituyen un excelente ejemplo.

Los otros tipos de variaciones menores del campo magnético terrestre son las "*pulsaciones magnéticas*" que son perturbaciones de periodos muy cortos, menores de diez minutos, en general entre dos y tres segundos, y de pequeña amplitud, y las "*tormentas magnéticas*" que son las perturbaciones no periódicas más importantes con intensidades de hasta 400-500 nT. Su origen es externo y se debe a la interacción de las partículas emitidas por las erupciones solares con el campo magnético terrestre.

Además de estas variaciones de orden menor del campo magnético terrestre, a lo largo del tiempo, han ocurrido cambios radicales, como son las inversiones del campo magnético (fig. 13.3), sobre las que se tratan más adelante y que son las que tienen un verdadero interés en la Magnetoestratigrafía.

13.1.3.- Origen del campo magnético terrestre

El campo magnético terrestre tiene dos componentes: interna y externa. La componente interna es la mayoritaria, mientras que la externa es minoritaria.

El origen interno del campo magnético se recoge en la teoría generalmente aceptada de la "dinamo autoinducida", que ha reemplazado a la antigua teoría que aceptaba la existencia de masas imantadas en el interior de la Tierra. La teoría de la dinamo autoinducida postula que el campo magnético terrestre estaría ligado a un

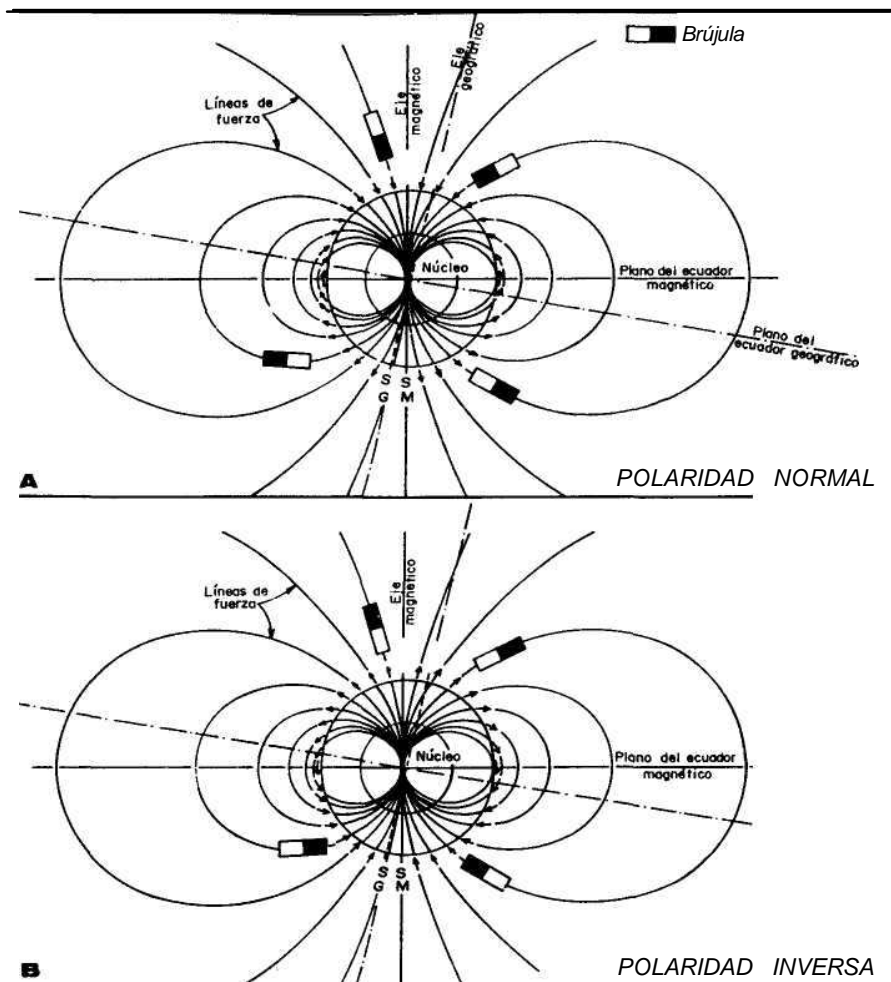


Figura 13.3.- Inversiones del campo magnético terrestre. A.- Disposición de las líneas de flujo en los episodios de polaridad normal, en las que el flujo va desde el polo sur al polo norte. B.- Disposición de las líneas de flujo en los episodios de polaridad inversa, en las que el flujo va desde el polo norte al polo sur.

sistema de corrientes eléctricas en las partes más internas del globo, provocadas por movimientos de fluidos dentro del núcleo o en el límite del núcleo con el manto inferior. De esta manera, la Tierra se comporta como un dipolo, con ligeras variaciones. A pesar de que hay un acuerdo casi general en la aceptación de este modelo del dipolo, no hay acuerdo para explicar la fuente de energía que provoca los movimientos de los fluidos. Para unos autores son las desintegraciones radioactivas, para otros son los fenómenos de cinética química, e incluso para otros, ambos a la vez.

Dos teorías se manejan para explicar el origen del campo magnético externo, aunque ninguna excluye a la otra. La primera consiste en admitir que los movimientos conocidos de ascenso y descenso de las masas de agua (mareas), debidos a la atracción solar y lunar, arrastren auténticas nubes de iones de considerables dimensiones que se moverán respecto a la Tierra provocando un fenómeno de corriente eléctrica, que a su vez provoca un campo magnético. La segunda se basa en la posibilidad de existencia de partículas cargadas eléctricamente en la parte superior de la atmósfera (ionosfera) que se mueven a gran velocidad y chocan entre si provocando un movimiento en espiral cuyo efecto acumulativo será la formación del campo magnético.

13.2.- EL MAGNETISMO EN LAS ROCAS

El *paleomagnetismo* se ocupa del magnetismo terrestre en tiempos pasados, el cual queda reflejado en las rocas por la orientación selectiva de ciertos minerales de manera que puede ser medida y analizada. En todos los casos el paleomagnetismo se basa en el análisis detallado de la orientación selectiva que puedan presentar los minerales magnéticos en el seno de las rocas antiguas, y en la medida de la paleointensidad de campo geomagnético, todo lo cual reflejará las condiciones del campo magnético durante el tiempo de su formación. Estos minerales son siempre minoritarios, ya que se trata de minerales accesorios en rocas ígneas y de minerales pesados en rocas sedimentarias.

13.2.1.- Minerales magnéticos de las rocas

Diferentes minerales magnéticos pueden encontrarse en el seno de las rocas con una orientación definida. Los minerales magnéticos en las rocas ígneas son fundamentalmente óxidos de hierro y titanio (para detalles ver: Haggerty, 1976; Tarling, 1983), que pueden alcanzar hasta el 5% en algunas rocas volcánicas, mientras que en las rocas sedimentarias tienen una concentración muy baja (0,01 - 0,05%) y son de tamaño muy pequeño (inferior a 10 micras).

En la figura 13.4 se representan en un diagrama triangular los principales minerales magnéticos en cuyos vértices son FeO (no responde a una forma mineral natural), TiO₂ (rutilo) y Fe₂O₃ (hematites). La magnetita (el mineral magnético más conocido) ocupa el punto central del lado en cuyos extremos figuran el FeO y el Fe₂O₃, ya que se trata del FeO-Fe₂O₃ (o Fe₃O₄). Por su parte, la ilmenita (mineral no magnético) ocupa el punto central del lado TiO₂ - FeO y la ulvoespinela (mineral magnético) ocupa la posición correspondiente a dos tercios del mismo lado (2FeO-TiO₂, o lo que es igual Fe₂TiO₄). La hematites (Fe₂O₃) es un mineral en el que los momentos magnéticos están divididos en dos grupos con sentidos opuestos (antiferromagnético) con lo que el momento magnético

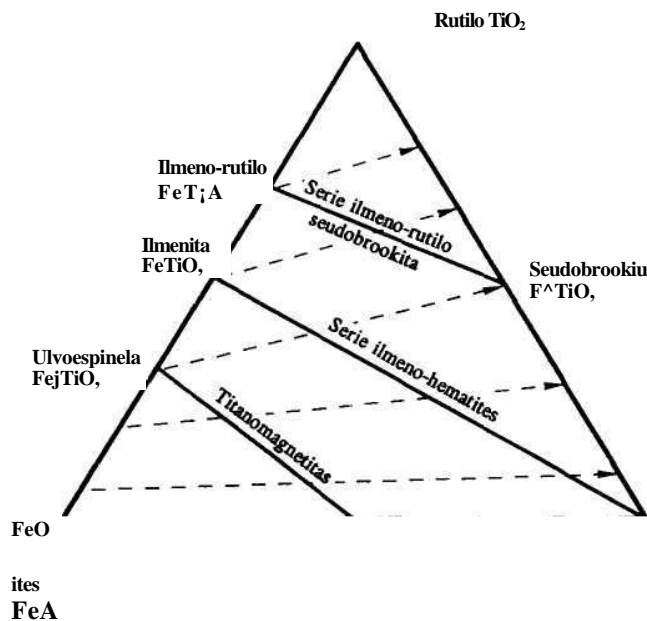


Figura 13.4.- Diagrama triangular en el que se muestra la distribución de los principales minerales magnéticos en un sistema ternario FeO (no responde a una forma mineral), TiO_2 (rutilo) y Fe_2O_3 (hematites). Las líneas discontinuas señalan los caminos por los que se pueden producir oxidaciones. Explicación en el texto.

resultante es nulo. Sin embargo, tiene una gran importancia en paleomagnetismo ya que este mineral es portador de un débil pero persistente ferromagnetismo parásito debido, entre otros factores, a la existencia de impurezas y a la aparición de imperfecciones en la propia estructura cristalina. En el punto central el lado TiO_2 y Fe_2O_3 está la pseudobrookita (mineral no magnético) cuya composición es Fe_2TiO_5 .

Las líneas gruesas, de la figura 13.4, indican las principales soluciones sólidas. Se trata de tres series: las *titanomagnetitas* que son mezclas sólidas de ulvoespinela y magnetita, la *serie ilmeno-hematites* que corresponden a mezclas sólidas de los dos componentes que le dan nombre (ilmenita y hematites) y la *serie ilmeno-rutilo-seudobrookita*. Las dos primeras corresponden a mezclas sólidas cen magnetismo, mientras que la tercera incluye componentes no magnéticos. Las líneas discontinuas, de la figura 13.4, indican los caminos por lo que se puede producir la oxidación, la cual ocurre generalmente durante la meteorización, y que ocasionan las transformación de componentes ricos en FeO a otros ricos en Fe_2O_3 , con incremento de la hematites y la formación de algunos hidróxidos de hierro (goethita).

En las rocas volcánicas los materiales magnéticos más abundan-

tes son la magnetita y las titanomagnetitas, mientras que en las rocas sedimentarias son minerales cercanos a la hematites (los componentes de la serie ilmenita hematites próximos al vértice de la hematites).

Existen otros minerales no pertenecientes al grupo de los óxidos de hierro y titanio, que presentan propiedades magnéticas a temperatura ambiente. Entre ellos destaca la pirrotina, que aparece en rocas ígneas básicas masivas, y más ocasionalmente la greigita, ambos sulfuros de hierro.

Se conoce con el nombre de "punto de Curie" a la temperatura a partir de la cual la agitación térmica impide el ordenamiento magnético, de manera que cuando un material supera dicha temperatura desaparece su ferromagnetismo y la convierte en paramagnético. Los minerales magnéticos, minoritarios en las rocas ígneas, se forman a partir del magma en las primeras fases de la solidificación del mismo, y quedan definitivamente orientados al pasar por debajo de la temperatura crítica ("punto de Curie") diferente para cada especie mineral. En la magnetita el punto de Curie es de 578°C, mientras que para la hematites es de 675°C. Si una roca ígnea es sometida a un calentamiento posterior que supere el punto de Curie desaparecerá el ordenamiento previo.

En las rocas ígneas solo tienen valor los minerales magnéticos con elevada temperatura de Curie (660-500°C), y en todo caso superior a la temperatura de solidificación del conjunto del magma, de manera que bajo la influencia del campo magnético terrestre, los minerales magnéticos ya formados, contenidos en dicho magma, adquieren una imantación permanente y se colocan paralelamente a las líneas de fuerza del campo magnético terrestre. Al enfriarse más el magma y solidificarse formando la roca ígnea las partículas magnéticas quedan fijas de una manera definitiva con la misma orientación, a la que se le llama *magnetización remanente térmica* de la roca. El estudio de lavas superpuestas de diferentes edades nos permite detectar las variaciones mayores del campo magnético terrestre. Puesto que dichas rocas ígneas pueden ser también datadas con técnicas radiométricas se puede elaborar una escala calibrada precisa de los cambios del campo magnético terrestre con edades expresadas numéricamente.

En las rocas sedimentarias se pueden encontrar varios tipos de minerales magnéticos, con cantidades muy variables, pero generalmente muy inferiores a las de su abundancia en las rocas ígneas. El máximo de abundancia se tiene en rocas detríticas rojas (areniscas y limos) y el mínimo en las rocas de precipitación química. Las técnicas instrumentales disponibles en la actualidad permiten medir la magnetización remanente en muchas rocas sedimentarias, aún cuando se trate de cantidades muy reducidas de minerales magnéticos (0,01-0,05%).

Un primer tipo de minerales magnéticos de las rocas sedimentarias son los que están presentes en las rocas detríticas, especialmen-

te las areniscas, que corresponden a minerales detríticos (magnetitas y titanomagnetitas), arrastrados como partículas sólidas desde las rocas ígneas o metamórficas, o rocas sedimentarias anteriores, que se meteorizan. Una variante de este tipo es que se trate de minerales que sean producto de la alteración de minerales anteriores, como es el caso de la hematites de las facies detríticas rojas. En todos los casos en el nuevo sedimento son minerales accesorios (minerales pesados) como la magnetita o la hematites que se orientan paralelamente a las líneas de fuerza magnética de la Tierra antes de su depósito y quedan inmovilizados, con dicha orientación, de manera permanente (*magnetización remanente detrítica*), salvo que modificaciones posteriores ocasionadas por un fuerte calentamiento las cambien.

Los estudios sobre sedimentos detríticos recientes indican que en el momento del depósito las partículas quedan orientadas de acuerdo con la declinación magnética, pero tendiendo a estar horizontales, mientras que durante la pérdida del agua intersticial, en las primeras fases de la consolidación, es cuando se orientan de acuerdo con la inclinación (Kearey y Vine, 1990). A esta magnetización adquirida con posterioridad al depósito y previa a la consolidación se le conoce con el nombre de *magnetización remanente post-deposicional*.

El segundo tipo de minerales magnéticos en rocas sedimentarias son los que tienen las rocas de precipitación química, en especial los carbonatos, en las que existen minerales accesorios afines a la hematites entre ellos la goethita. Se trata de minerales cuyo tamaño de partícula es de pocas micras, que proceden de la oxidación de la magnetita y de otros óxidos de hierro, y adquieren el magnetismo permanente durante la precipitación, quedando orientados selectivamente desde el momento del depósito. A esta orientación se le llama *magnetización remanente química*. No se descarta la posibilidad de que la orientación definitiva se alcance en las primeras fases de enterramiento del sedimento, durante la expulsión del agua intersticial. En cualquier caso se puede afirmar que dicha orientación está controlada por el campo magnético terrestre del momento de su depósito, ya que es coincidente con la de las rocas detríticas, o lavas volcánicas, intercaladas.

En las rocas metamórficas los estudios de paleomagnetismo se limitan al conocimiento de la edad del metamorfismo, ya que la orientación de los materiales magnéticos será la del campo magnético del tiempo en el que sufrieron el metamorfismo y no la del momento de su formación originaria, sedimentación en el caso de rocas sedimentarias y solidificación en el de las rocas ígneas. La edad del metamorfismo se conoce comparando la orientación de los polos paleomagnéticos de las rocas metamórficas con la posición deducida, para cada intervalo de tiempo, en rocas sedimentarias e ígneas.

En numerosas ocasiones una roca concreta, ígnea o sedimenta-

ria, presenta además de la magnetización remanente original (térmico, detrítico o químico) una magnetización sobreimpuesta mucho más moderna, usualmente controlada por el campo magnético actual, y debida principalmente a modificaciones durante la meteorización superficial de las rocas. Para evitar los errores que ello pudiera llevar hay que procurar tomar las muestras en áreas con la menor meteorización posible.

Para medir correctamente la magnetización remanente es necesario desmagnetizar parcialmente la roca, con lo que se elimina esta segunda magnetización.

13.2.2.- Medida del paleomagnetismo

La medida de la magnetización remanente de las rocas es una técnica laboriosa y delicada que obliga a tomar muchas precauciones para evitar errores. Se intenta medir la orientación preferente de los minerales magnéticos en el seno de las rocas, pero en la posición originaria de la misma (normalmente horizontal) y expresada con respecto a las coordenadas geográficas.

Los datos necesarios para realizar una correcta toma de muestras son: a.- Posición de la muestra en el espacio; b.- Posición de la muestra con respecto a la superficie de estratificación; c.- Dirección y buzamiento de los materiales, y d.- Posibles giros con eje vertical o inclinado que hayan podido sufrir las capas en deformaciones tectónicas.

El caso más simple de toma de muestras es aquel que se hace directamente en el campo con el martillo. La muestra de mano extraída debe ser un trozo de estrato y tener unas dimensiones mínimas de 15 x 10 x 10 cm. En ella hay que marcar la posición de techo y muro del estrato y señalar con la máxima precisión la posición del norte geográfico, datos que servirán para reconstruir la posición espacial de los materiales magnéticos en el momento del depósito. En esta muestra se perforará en el laboratorio un cilindro (fig. 13.5B), con el mismo equipo y metodología que se describen a continuación.

La toma de muestras en el campo se realiza usualmente con un equipo portátil de perforación que permite extraer muestras cilíndricas de unos 2,5 cm (1 pulgada) de diámetro y unos 10 cm de longitud (fig. 13.5A). Las ventajas de esta técnica con respecto a la toma de muestras de mano directamente con el martillo son: a.- se elimina la parte-más superficial de la roca, donde la meteorización reciente ha podido alterar la orientación de los minerales magnéticos, y b.- se puede medir con mayor precisión la posición en el espacio del cilindro.

En los dos casos anteriores, perforación en el laboratorio o en el campo directamente, para que la muestra tenga una fiabilidad aceptable es necesario asegurarse que no haya girado y que, por tanto, se extraiga del agujero conociendo exactamente su posición espa-

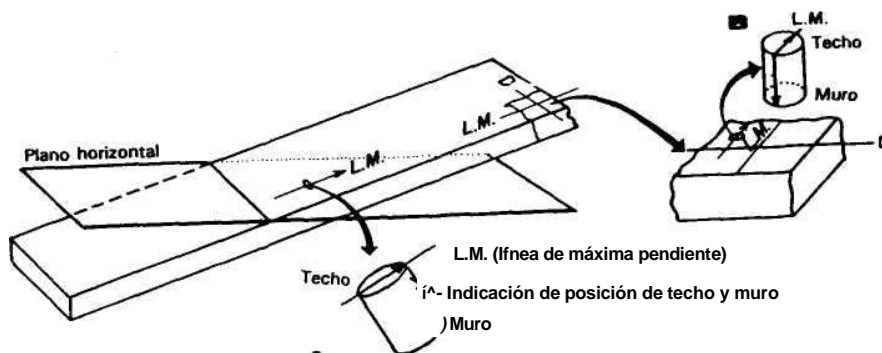


Figura 13.5.- Toma de muestras para el estudio del paleomagnetismo. A.- Muestra tomada directamente en el campo, con un equipo de perforación portátil. B.- Muestra de mano obtenida con martillo en el campo, para su posterior muestreo en el laboratorio, con el equipo de perforación. L.M.- Línea de máxima pendiente. D.- Dirección del estrato.

cial. Para fijar la posición en el espacio en dicho cilindro se marca una línea longitudinal a partir del punto situado más hacia el norte, indicando además con una flecha la parte más externa de la perforación. Con el fin de poder conocer la posición de los minerales en su posición originaria es necesario medir con mucho detalle la dirección y el buzamiento de las capas, y la posición espacial, igualmente precisa, del agujero del cilindro en el que se ha tomado la muestra. Para ello se utiliza un equipo que consta de un tubo del mismo diámetro de la muestra que se introduce en los agujeros donde se hayan extraído las muestras y con una brújula y un clinómetro adosados se mide la posición del eje del agujero con respecto a las coordenadas geográficas. Con este dato y con las medidas precisas de la dirección y buzamiento de los estratos, y de la orientación del cilindro respecto a las coordenadas geográficas se podrán transformar los datos de orientación de los minerales magnéticos en el cilindro con respecto a las coordenadas geográficas durante la génesis de la roca.

Los datos obtenidos se representan mediante proyección estereográfica, indicando con signos diferentes los que corresponden a los hemisferios superior e inferior. En medidas efectuadas en el hemisferio boreal, de acuerdo con la disposición de las líneas de flujo (figura 13.3), las correspondientes a intervalos de polaridad normal (como la actual) quedarán representadas en el hemisferio inferior de la proyección estereográfica equiareal y las de polaridad inversa en el hemisferio superior (fig. 13.6A). En el hemisferio austral la posición será justamente la contraria. La distancia al centro del círculo en el que se hace la proyección estereográfica indica, como es sabido, la inclinación con respecto al eje vertical. Las medidas realizadas en las regiones de latitudes altas (cerca de

los polos) quedarían representadas por puntos muy próximos al centro, mientras que las efectuadas en regiones de latitudes bajas (p.ej. ecuatoriales) se representarían por puntos cercanos a la circunferencia del borde. En la figura 13.6B se representa un ejemplo real de medidas de direcciones del magnetismo remanente realizadas en el estratotipo del piso Ilerdiense, en la región de Tremp (Cataluña) por Pascual *et al.* (1992).

La toma de muestras en testigos de sondeo presenta una grave dificultad consistente en que dicho testigo ha podido girar en el proceso de perforación y extracción, de manera que no se conoce su posición respecto a las coordenadas geográficas. Hay algunas técnicas muy sofisticadas y costosas que permiten tomar testigos orientados, pero en la inmensa mayoría de los casos los testigos de sondeos han girado. El interés que puede tener el estudio paleomagnético de estas muestras es el poder inferir cambios de la polaridad a partir de la medida de la intensidad a lo largo de la sección estratigráfica, que ayudados con dataciones bioestratigráficas precisas pudieran compararse con los establecidos en la escala magneto-cronoestratigráfica de referencia.

La toma de muestras en testigos de pistón, en mares o lagos, presenta teóricamente las mismas dificultades de la de los testigos de sondeo, ya que usualmente han girado antes de ser extraídos. Sin embargo hay una diferencia notable, ya que los materiales superiores del testigo de pistón corresponden a los sedimentos actuales (lo que ocurre solamente al inicio de los sondeos), por tanto con una orientación del campo magnético conocida, con respecto a la cual se pueden expresar los cambios relativos observados en las capas más inferiores. El estudio comparado de testigos de pistón de muy diferentes localidades y correspondientes a los materiales más modernos permite conocer con el máximo detalle las variaciones del campo magnético terrestre en los últimos 4 o 5 millones de años.

La medida de la magnetización remanente de una roca en el laboratorio usualmente consiste en tres fases sucesivas: la desmagnetización, la medida propiamente dicha y el tratamiento estadístico de los resultados. Para poder atender el último de los aspectos usualmente se toman varias muestras en una misma localidad, para que la fiabilidad de los resultados sea mayor. Las dos primeras fases no son exactamente sucesivas sino que en parte se superponen, ya que la desmagnetización exige medidas previas y posteriores, y a su vez la medida de la magnetización se hace a base de los sucesivos vectores de la desmagnetización.

Con mucha frecuencia, antes de iniciar un estudio detallado de paleomagnetismo en una región, y sobre unos materiales concretos, se hacen unos muéstreos previos y unas medidas con el fin de ver si el grado de alteración del magnetismo remanente es muy grande. En el caso de que la dirección magnética preferencial obtenida para materiales antiguos sea coincidente con la del campo magnético actual, dichos materiales no serán aptos para el estudio paleomag-

nético, ya que puede suponerse que se han magnetizado recientemente.

La primera fase (desmagnetización) pretende eliminar el efecto de la orientación (u orientaciones) de minerales magnéticos adquiridas muy posteriormente a la génesis de la roca, lo que ha ocurrido normalmente en condiciones de baja temperatura. La desmagnetización puede realizarse con dos métodos, uno aplicando un campo magnético alternante y el otro calentando progresivamente hasta el punto de Curie de los minerales magnéticos de la magnetización superpuesta (200°C para eliminar la magnetización de la goethita). La desmagnetización puede ser un proceso muy lento y a veces complejo por lo que en muestras con magnetización sobreimpuesta, el grado de fiabilidad de las medidas de magnetización remanente depende de la facilidad con la que se pueda realizar dicha desmagnetización.

La segunda fase consiste en la propia medida de la orientación de los minerales magnéticos. Para ello se utilizan los magnetómetros de diferente tipo que permiten medir sobre una muestra de tamaño y forma adecuadas (un cilindro o un cubo) la orientación de los minerales magnéticos con respecto a dicha forma geométrica. Puesto que la orientación del cilindro o cubo con respecto al estrato del que procede y la posición espacial del estrato (dirección y buzamiento) se conocen previamente, se pueden calcular los datos angulares (declinación e inclinación) expresados con respecto a las coordenadas geográficas de los estratos abatidos al plano horizontal, que serían los del momento del depósito.

La tercera fase consiste en el tratamiento estadístico de los resultados correspondientes a cada uno de los lotes de muestras de una misma localidad, indispensable para dar una mayor fiabilidad a los resultados. Existen tres niveles de tratamiento estadístico. El primero es a nivel de muestra o espécimen ya que la magnetización se calcula a partir de las determinaciones de la orientación de los sucesivos vectores durante el proceso de desmagnetización. El segundo nivel es el de afloramiento ya que se hará un tratamiento de los resultados de todas las muestras de un mismo afloramiento. El tercero se aplica al estudio comparado de varios afloramientos lo que permite determinar la posición del paleopolo para una región, bloque o localidad. Para los últimos, el tratamiento estadístico más usual es el de Fisher con el que se obtienen dos parámetros muy importantes: la dirección magnética preferencial y el margen de error en el cálculo (13.6B). Otros métodos estadísticos permiten conocer, igualmente, el grado de fiabilidad de las medidas.

Magnetómetros usados desde barco, aviones o satélites.- Se disponen de equipos de medida de la magnetización (magnetómetros de protones de bombeo óptico y de núcleo saturado) que pueden ser utilizados desde un barco o un avión, e incluso desde satélites. Estos equipos no permiten hacer medidas exactas de inclinación ni de declinación, pero si permiten detectar cambios

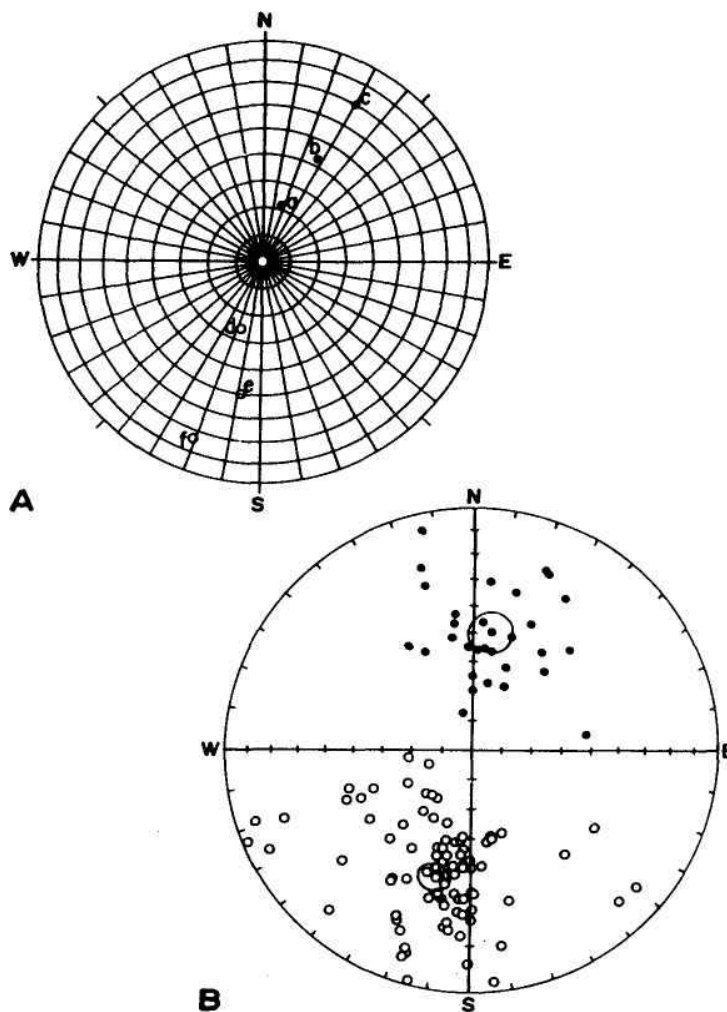


Figura 13.6.- Representación de las medidas en proyección estereográfica equia-real. A.- Representación de medidas idealizadas de polaridad normal en muestras tomadas en el hemisferio norte con una latitud alta (a), moderada (b) y baja (c) y de polaridad inversa en muestras procedentes del hemisferio septentrional de latitud alta (d), media (e) y baja (f). B.- Ejemplo real de medidas realizadas en el estratotipo del Ilerdiense (tomado de Pascual *et al.*, 1992), en las proximidades de Tremp (Pirineo catalán) en el que se destacan dos conjuntos de medidas: unas representadas en el hemisferio inferior (círculos negros) correspondientes a 31 medidas de polaridades normales y otras representadas en el hemisferio superior (círculos blancos) correspondientes a 89 medidas de polaridades inversas. En ambos lotes se marcan con un círculo mayor la dirección media calculada por métodos estadísticos, que en el caso de la polaridad normal es $9,1^\circ$ de declinación y $49,3$ de inclinación, con un margen de error del $7,1\%$, mientras que en el caso de la polaridad inversa es $195,9^\circ$ de declinación y $-44,4$ de inclinación, con un margen de error del $5,1\%$.

mayores de la polaridad magnética. Con equipos de registro continuo instalados en barcos que atraviesan los océanos se han elaborado curvas de valores de la intensidad magnética, las cuales reflejan un dispositivo simétrico a partir de las dorsales, lo que ha permitido definir y reconocer en el fondo oceánico las "anomalías magnéticas" sobre las que se tratará más adelante.

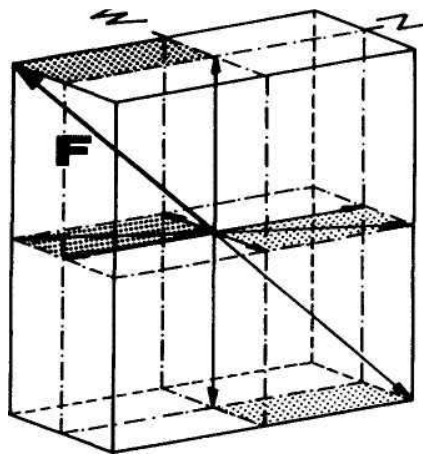
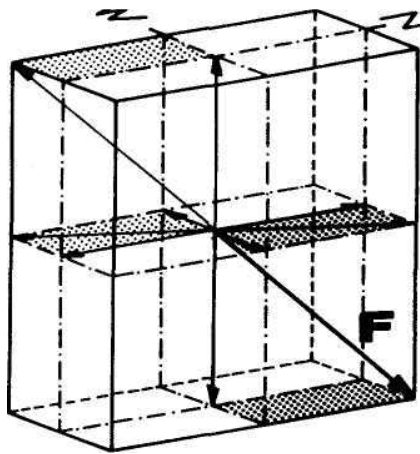
13.3.- INVERSIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

En 1906 el físico francés Brunhes observó por primera vez que algunas muestras de lavas, estudiadas por él en la región cercana a Clermont-Ferrand, presentaban una polaridad magnética exactamente inversa a la reinante en las condiciones actuales. Igualmente detectó que en las lavas infrayacentes y suprayacentes las polaridades eran muy similares a las actuales, con lo que llegó a la conclusión de que los polos magnéticos terrestres deberían haber estado invertidos en el momento de que aquella lava hubiese solidificado. Esta idea de que la polaridad del campo magnético se haya invertido a lo largo del tiempo geológico se ha ido confirmando con estudios posteriores como los de Matuyama (1929) quien detectó dichas inversiones en las lavas del Japón, con lo que planteó que se tratase de fenómenos mundiales y no locales.

El conocimiento actual del paleomagnetismo permite afirmar que, además de los múltiples cambios menores del campo magnético antes mencionados, a lo largo del tiempo han ocurrido cambios muy notables en la polaridad de campo magnético terrestre. Mientras que los cambios menores quedan reflejados en oscilaciones de unos grados en la declinación los cambios bruscos implican modificaciones desde conjuntos de datos cercanos al 0° de declinación a otros cercanos al 180° en el hemisferio norte (fig. 13.7). Por otra parte la inclinación también refleja las inversiones del campo magnético, ya que se pasa de valores positivos (de magnitudes variables según la latitud) en las zonas de polaridad normal a valores negativos en las zonas de polaridad inversa.

Por acuerdo entre los investigadores en el tema se llama *polaridad normal* a la disposición actual de los polos magnéticos en la que las líneas de flujo tienen la disposición reflejada en la figura 13.3A, o sea, los flujos van desde el polo sur magnético hacia el polo norte magnético y en la que la orientación de las partículas magnéticas es la indicada en la figura 13.7. Se llama *polaridad inversa* a la disposición justamente contraria en la que los flujos se invierten y se desplazan desde el polo norte magnético hacia el polo sur magnético (fig. 13.3B) y en la que la orientación de las partículas magnéticas es la indicada en la figura 13.7.

En el registro estratigráfico se pueden reconocer zonas de polaridad normal, que alternan con otras de polaridad inversa (fig. 13.8). A cada uno de los intervalos de tiempo correspondientes a



POLARIDAD NORMAL

POLARIDAD INVERSA

Figura 13.7.- Orientaciones de las partículas magnéticas en los episodios de magnetismo normal y magnetismo inverso, correspondiente al hemisferio norte. En el hemisferio sur las orientaciones serán justamente las contrarias.

una zona de una polaridad definida se le llama *cron de polaridad*, el cual tiene una duración mínima de algunas centenas de miles de años y con frecuencia supera el millón de años. Dentro de un cron de una polaridad definida se pueden tener intervalos, de orden muy inferior, de polaridad contraria, a las que se suele les llama "*sub-crones de polaridad*" y cuya duración es de decenas de miles de años. Por otra parte se pueden definir los intervalos de tiempo, de algunos miles de años, en los que ocurre la inversión y en los que se pasa gradualmente de valores de la declinación magnética cercanos a 0° hasta valores próximos a 180° (y de inclinación positiva a negativa), a los que se les llama "*zonas de transición*" (fig. 13.8). Finalmente se pueden detectar algunos intervalos de tiempo muy cortos (de menos de 10.000 años) con valores de polaridad francamente distinta a la dominante, sin que se produzca una inversión total, a los que se les llama "*excursiones*" que pueden considerarse como inversiones abortadas (fig. 13.8).

13.3.1.- Datos del estudio de los últimos 4 Ma

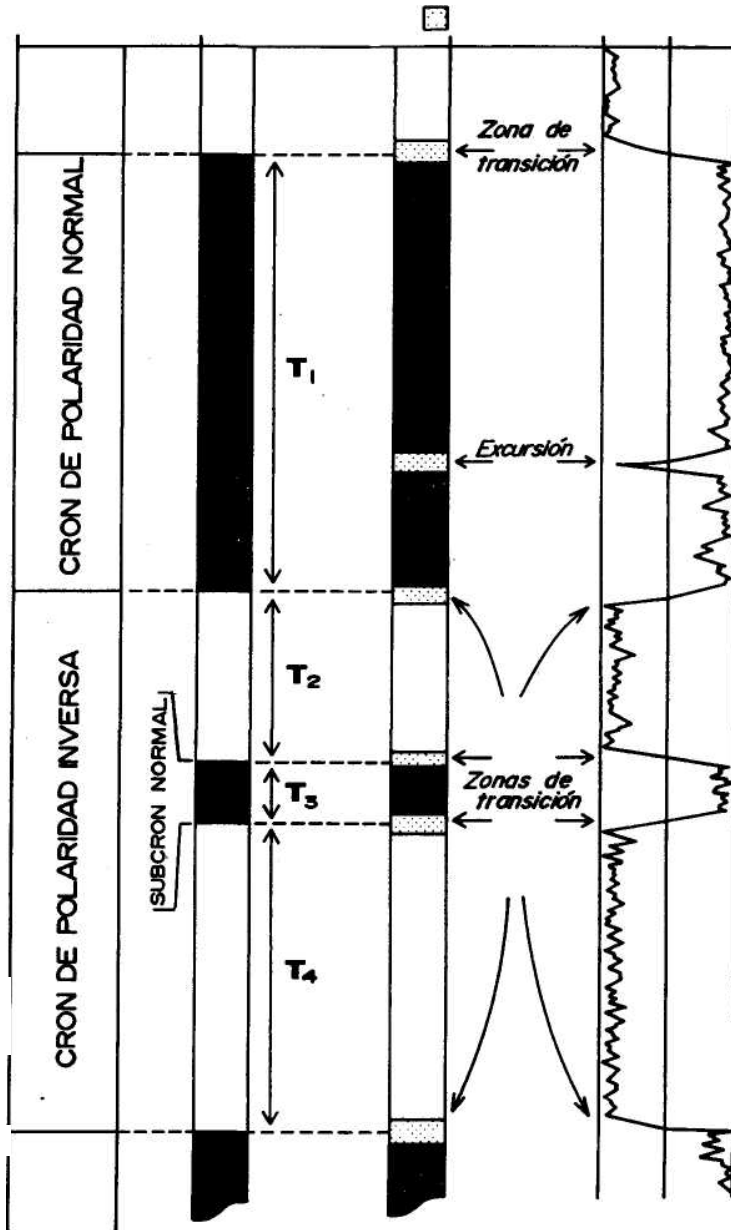
El estudio de los materiales más recientes a partir de testigos de pistón (*cores*) en muy diferentes océanos y lagos, incluyendo también el estudio de testigos de sondeos marinos profundos y el de materiales continentales pliocenos y cuaternarios ha permitido elaborar una escala magnetocronoestratigráfica muy detallada para los últimos cuatro millones de años (fig. 13.9), que por tanto comprende la totalidad del Cuaternario y la mayor parte del Plioceno.

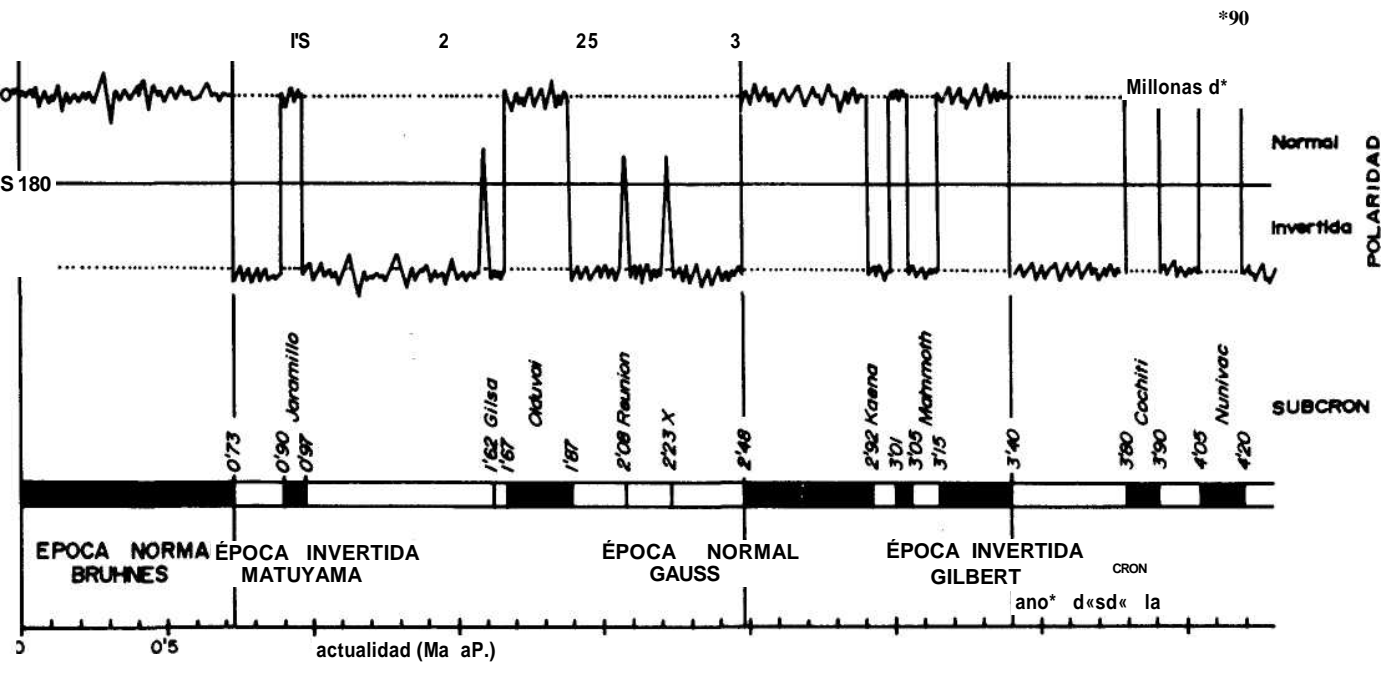
Polaridad

Fig. 0

T

δ





Para dicho intervalo de tiempo se han diferenciado cuatro épocas o crones que se han denominado con nombres de investigadores famosos en el campo del magnetismo terrestre: Brunhes, Matuyama, Gauss y Gilbert, todos ellos citados anteriormente. El término "cron" es más correcto que el de "época", aunque para los tiempos referidos (últimos 4 Ma) sea más frecuente el uso de este último término. Los límites de edades de cada una de estas épocas son diferentes según los autores, siendo más fiables los más modernos por contar con mayor número de dataciones que las avalen. Para la elaboración de la figura 13.7 se han tomado los valores de Manki-nen y Dalrymple (1979), Brandley (1985), Harland *et al.* (1990) y Cande y Kent (1992)

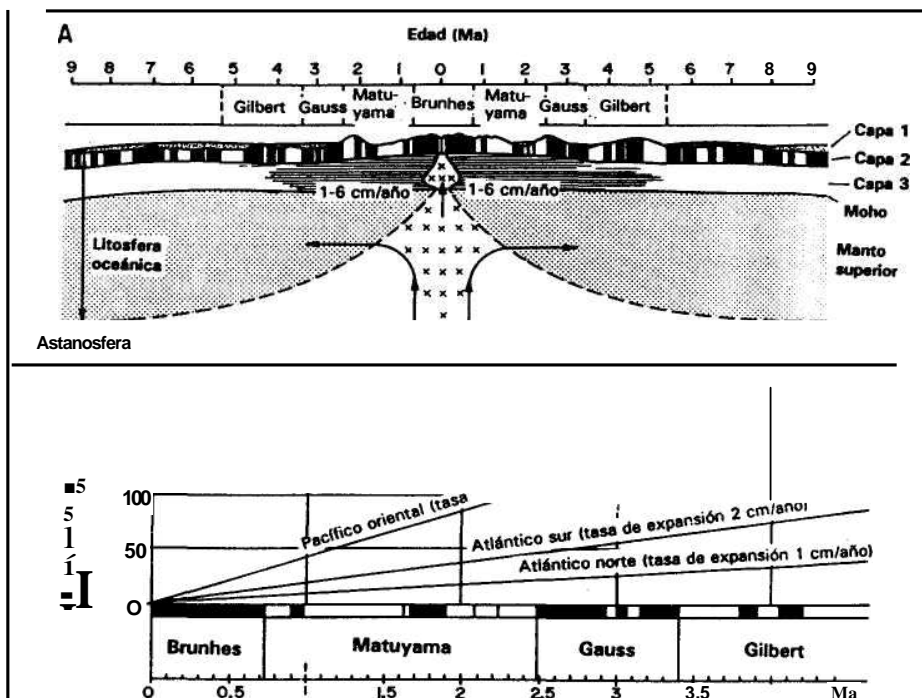
La época actual que se inició hace 730.000 años es la denominada época normal de Brunhes que es predominantemente normal aunque existen algunos intervalos breves (eventos) de inversión entre ellos el Mand Lake (=24 ka) y Laschamp (=42 ka). La época inversa de Matuyama se inició hace 2,48 Ma y terminó hace 730.000 años y dentro de ella se detectan cinco sucesos o eventos de inversión (polaridad normal) que han sido denominados con los nombres de Jaramillo (0,90-0,97 Ma), Gilsa (1,62 Ma), Olduvai (1,67-1,87 Ma), Reunión (2,08 Ma) y el quinto sin nombre propio (2,23 Ma). La época precedente es la denominada época normal de Gauss que se inició hace 3,4 Ma y terminó hace 2,48 Ma, dentro de la cual se han detectado dos eventos de inversión magnética denominados: Kaena (2,92-3,01 Ma) y Mammoth (3,05-3,15 Ma). Finalmente la época inversa de Gilbert terminó hace 3,4 Ma y se inició dos millones de años antes, por debajo del límite de intervalo total considerado en la figura 13.8, tiene varios episodios de orden menor (subcrones) de polaridad normal, los dos más recientes denominados Cochiti (3,8-3,9 Ma) y Nunivac (4,05-4,2 Ma).

El estudio detallado de los tiempos más recientes, en especial a partir de lavas volcánicas de periodos históricos, ha puesto de manifiesto "excursiones" magnéticas, aunque por el momento no se puede establecer una escala detallada de las mismas.

13.3.2.- Datos de los fondos oceánicos

Una de las aportaciones más importantes del paleomagnetismo a la Teoría de la Tectónica Global la constituye el conjunto de datos obtenidos al estudiar los materiales de los fondos oceánicos, a ambos lados de una dorsal. En los fondos oceánicos, mediante perfiles sísmicos se diferencian, por debajo del fondo oceánico, tres niveles corticales que usualmente (ver p.ej. Kearey y Vine, 1990) se llaman: **capa 1** a la formada por los sedimentos y rocas sedimentarias cuyo espesor es muy variable (0 en las dorsales, hasta 6-7 km en las proximidades de las fosas y valor medio de 0,4 km), **capa 2** a la formada por rocas basálticas solidificadas en el fondo marino con un espesor medio de 1,4 km y **capa 3** formada por gabros y rocas

ultramáficas con un espesor medio de 5 km, separada del manto infrayacente por la discontinuidad de Mohorovicic (fig. 13.10A).



ZOO

ISO



Figura 13.10.- Distribución de las anomalías magnéticas a ambos lados de las dorsales oceánicas. A.- Esquema en el que se muestra la simetría de las anomalías magnéticas y las etapas de polaridad magnética a ambos lados de las dorsales (Kearney y Vine, 1990; publicado con autorización de Blackwell Scientific Publications). B.- Tasas de expansión oceánica calculadas a partir de la posición de las anomalías magnéticas a ambos lados de las dorsales, elaborada a partir de diferentes fuentes.

El interés del estudio del paleomagnetismo en los fondos marinos se centra en la **capa 2**, a ambos lados de las dorsales. Vine y Matthews (1963) fueron unos de los primeros autores que propusieron una idea actualmente aceptada de manera general y que constituyó una verdadera revolución científica en la fecha de publicación. De acuerdo con la "hipótesis de Vine y Matthews" la nueva corteza oceánica se formó a partir de magma inyectado en las crestas de las dorsales oceánicas y a medida que fue enfriándose el magma y pasando por debajo de la temperatura de Curie los materiales magnéticos quedaron orientados de acuerdo con el campo magnético dominante. Se plantea con ello la teoría de la expansión oceánica (Dietz, 1961; Vine, 1966), uno de los puntos de apoyo más firmes

de la Teoría de la Tectónica Global, según la cual los procesos de creación de fondo oceánico (acreción cortical) son continuos, y dan lugar a la formación de bandas de materiales simétricas que se van separando del centro de la dorsal. El campo magnético terrestre ha cambiado de manera que en los materiales de ambos lados de la dorsal quedarán reflejadas dichas modificaciones con límites lineales que separan áreas de capa 2 con diferente polaridad magnética. Estas bandas son aproximadamente paralelas a los ejes de las dorsales y se llaman "anomalías magnéticas".

La aplicación de magnetómetros desde barcos ha permitido ubicar la posición de las diferentes anomalías magnéticas en los fondos oceánicos y cartografiar dichas anomalías en cada uno de los océanos. La obtención posterior de muestras de la corteza oceánica mediante sondeos en zonas profundas de los océanos ha permitido la datación absoluta de los materiales ígneos y, consecuentemente, la fijación en el tiempo de las diferentes anomalías magnéticas. Las más próximas a la cresta de las dorsales, simétricas a ambos lados de las mismas, son las que limitan las zonas y subzonas de polaridad normal e inversa de los últimos 4 Ma, a la que se ha aludido en el apartado anterior (fig. 13.10A).

En efecto a ambos lados de las dorsales, en los materiales ígneos de la corteza oceánica (capa 2) pueden ser reconocidas todas las variaciones del campo magnético de los últimos 4 Ma. Cada una de ellas tiene una edad precisa y se presenta a la misma distancia a cada uno de los lados de la dorsal. Conocidos el valor de la distancia hasta el eje de la dorsal y la edad de la anomalía se puede medir la tasa de acreción cortical de la dorsal, la cual es bastante uniforme en los últimos 4 Ma en cada una de las dorsales. Sin embargo, las tasas de expansión varían de unas dorsales a otras y dentro de una misma dorsal de unas latitudes a otras (fig. 13.10B), desde valores mínimos de 0,6 cm/año en el Atlántico más septentrional a valores de 7,5 cm/año en el Pacífico, concretamente en la dorsal que limita la placa de Nazca y la Pacífica. Admitiendo que los valores de expansión oceánica permanezcan iguales o similares se pueden hacer incluso previsiones de como cambiarán los océanos y continentes en los próximos 50 Ma.

El estudio completo de los fondos oceánicos actuales permite ver la distribución de las diferentes anomalías magnéticas en las rocas ígneas de la corteza basáltica oceánica (capa 2), bajo la capa de sedimentos y rocas sedimentarias (capa 1). Las dataciones en diferentes puntos permiten calibrar en edades absolutas las diferentes anomalías. Cada línea de anomalía magnética tiene su simétrica al otro lado de la dorsal (fig. 13.11) y el área comprendida entre ambas líneas es el nuevo fondo oceánico creado desde la edad correspondiente hasta la actualidad.

Un sondeo oceánico que acceda hasta el límite entre las capas 1 y 2, por tanto, que permita muestrear las rocas sedimentarias más antiguas y la corteza oceánica infrayacente, puede suministrar datos

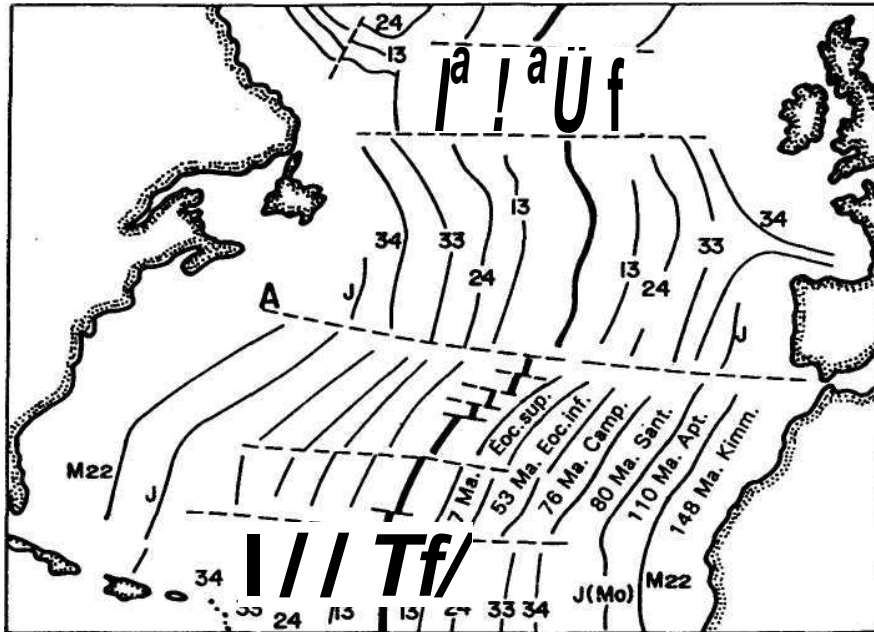


Figura 13.11.- Mapa de distribución de las anomalías magnéticas en los materiales del fondo oceánico (capa basáltica oceánica), correspondientes al Atlántico norte, redibujada a partir de Debelmas y Másele (1989). Los números indican las anomalías magnéticas con la misma numeración con en la figura 13.12. A: falla transformante de Azores-Gibraltar.

valiosísimos, ya que podemos obtener fósiles en las rocas sedimentarias y dataciones de edades absolutas en la capa infrayacente, lo que permite calibrar las escalas (ver capítulo 4), y además precisar la posición de las diferentes anomalías magnéticas en dicha escala de tiempo calibrado.

El proceso de crecimiento de corteza oceánica en las dorsales es compensado, como es bien sabido, por pérdida de la misma en las fosas oceánicas. Debido a ello la edad de los materiales de corteza oceánica más antigua, bajo los fondos actuales, es del final del Jurásico medio, habiendo desaparecido por subducción en las fosas oceánicas las cortezas más antiguas. Este hecho hace que la información sobre los cambios del campo magnético terrestre a lo largo del tiempo geológico sea mucho más precisa desde la citada edad hasta nuestros días, que en los tiempos anteriores.

13.3.3.- Datos del estudio de secciones estratigráficas

El estudio del paleomagnetismo de materiales de secciones estratigráficas de diferentes edades y localidades suministra información sobre dos aspectos del mayor interés en el estudio estrati-

gráfico y en el análisis de cuencas. El primero es información sobre la posición relativa de los polos magnéticos en cada intervalo de tiempo y el segundo es el establecimiento correlaciones estratigráficas entre diferentes secciones y de ellas con respecto a una escala magnetoestratigráfica de referencia.

Posición relativa de los polos magnéticos

La medida de la inclinación magnética en los materiales permite deducir la posición relativa de los polos magnéticos en cada intervalo de tiempo. Puesto que los polos magnéticos apenas han cambiado de posición (exceptuando las inversiones) lo que se obtiene son valores que nos permiten conocer los cambios de posición de la región estudiada (o de la placa de la que forme parte) con respecto a dichos polos. Estos datos permitirán reconstruir la paleolatitud de una región para los diferentes intervalos de tiempo sucesivos, así como conocer los movimientos relativos (p.ej. rotaciones) de un bloque con respecto a otro. Estos datos tendrán una importancia muy considerable cuando se quiera reconstruir la historia de la cuenca sedimentaria.

Algunos ejemplos basados en trabajos recientemente publicados pueden ilustrar acerca de esta aplicación del paleomagnetismo. Osete *et al.* (1989) al estudiar rocas carbonatadas y volcánicas del Jurásico de la Zona Subbética (Sur de España, Cordillera Bética) constatan una importante discrepancia de la declinación magnética con respecto a la de los materiales de la misma edad solidarios con el macizo hercínico, a partir de lo cual deducen que se han producido rotaciones horarias superiores a 30° en la Zona Subbética después del Jurásico. Schott (1989) a partir de los datos de paleomagnetismo de los materiales de la Península Ibérica, desde el Pérmico al Mioceno, procedentes de muy diferentes autores, analiza las posiciones relativas de Iberia con respecto a Europa, y de ambas con respecto al polo magnético a lo largo de dicho intervalo de tiempo. Pares *et al.* (1989, 1992) ponen de manifiesto una rotación sistemática hacia el este de las direcciones paleomagnéticas de la Cordillera Costero Catalana con respecto a otras áreas de la Península Ibérica, desde el Triásico al Terciario.

Correlación entre diferentes secciones estratigráficas

El estudio paleomagnético de materiales de diferentes localidades, incluso muy distantes entre si, pero correspondientes a un mismo intervalo de tiempo, pone de manifiesto la isocronía de las zonas de polaridad magnética que en ellos se pueden diferenciar. El hecho de que las inversiones magnéticas sean geológicamente instantáneas y que puedan quedar reflejadas en todas la superficie de la Tierra, tanto en materiales ígneos como sedimentarios, y en estos últimos tanto en marinos como continentales, aporta un excelente

criterio de correlación que debe utilizarse coordinadamente con otros (bioestratigráfico y datación radiométrica).

Para las secciones estratigráficas de materiales posteriores al Jurásico medio se tiene una escala de referencia bastante precisa, la elaborada esencialmente a partir de los datos de los fondos oceánicos. Los datos obtenidos en diferentes secciones estratigráficas sirven de una parte para precisar dicha escala y de otra como criterio de correlación entre secciones estratigráficas muy distantes. Para ello es necesario establecer una equivalencia entre los límites de alguna de las zonas de polaridad magnética con criterios precisos de datación relativa (biozonaciones) y/o de datación radiométrica, que permita saber en cual de las zonas sucesivas de polaridad, normal o inversa, se inicia la numeración en cada sección estratigráfica.

Con un nuevo ejemplo se puede entender mejor lo que aquí se indica. Ogg *et al.* (1984) estudiaron el paleomagnetismo del Jurásico superior de dos cortes en la Zona Subbética (Cordillera Bética, sur de España). En cada uno de ellos se parte del conocimiento previo de la bioestratigrafía de manera que las muestras tomadas están distribuidas entre las diferentes biozonas. Conocida la bioestratigrafía y la calibración de escala se pueden dar valores de edades absolutas (fig. 13.12), lo que permitirá a su vez comparar los resultados con las anomalías magnéticas de los fondos oceánicos.

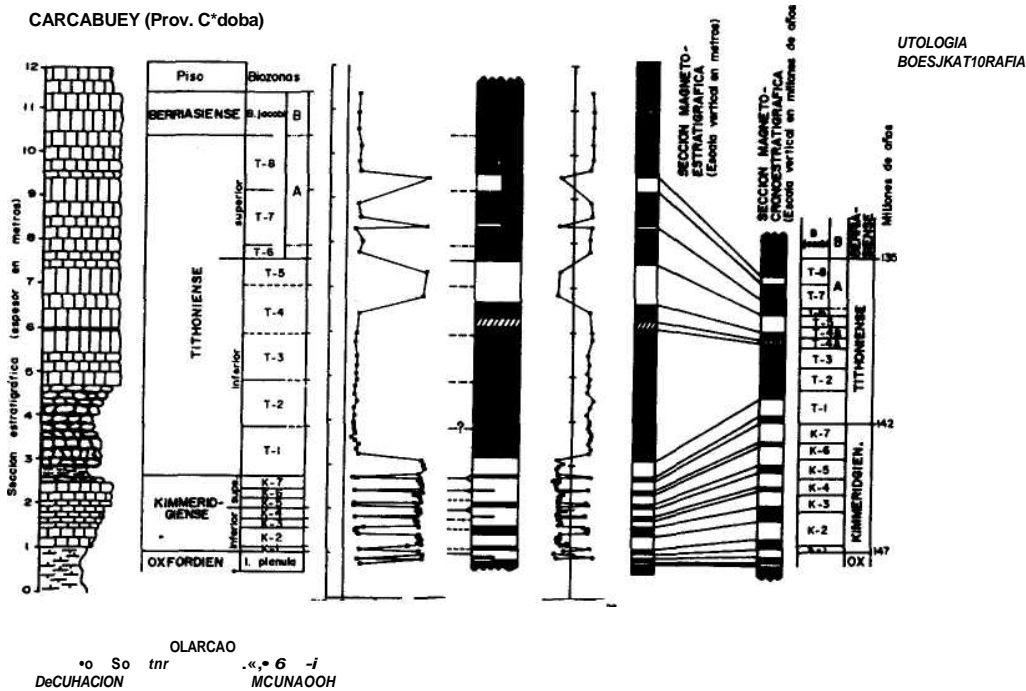
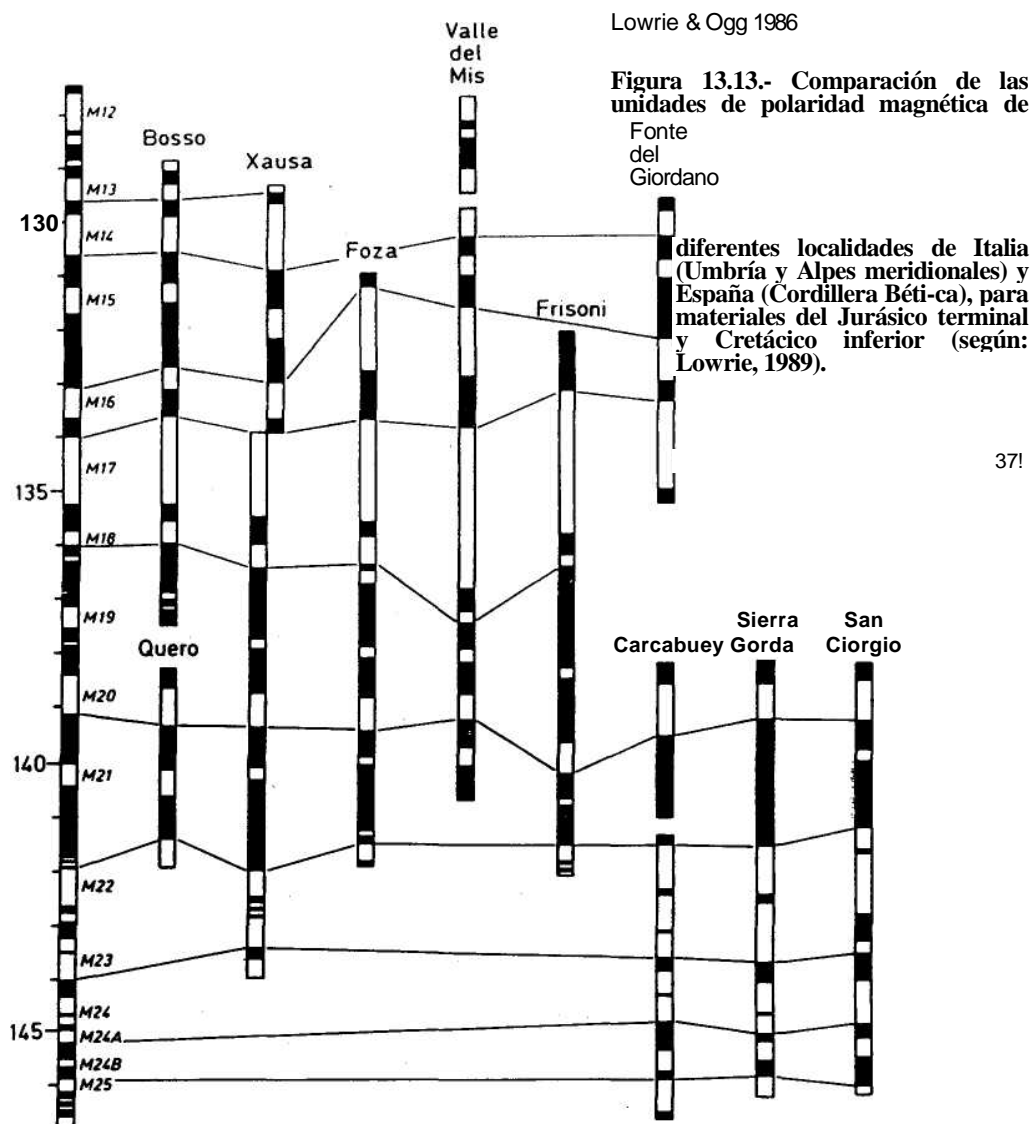


Figura 13.12.- Escala magnetocronoestratigráfica elaborada a partir de los datos de magnetismo remanente en materiales calizos de facies Ammonitico Rosso (Oxfordiense-Berriasiense) en el Subbético (Sur de España), elaborada a partir de los datos de Ogg *et al.* (1984)

Los datos de dichos autores son integrados por Lowrie y Ogg (1986) y Lowrie (1989) con los correspondientes a diferentes secciones estratigráficas de localidades italianas y españolas. Lo primero que destaca en el gráfico (fig. 13.13) es la isocronía de los



cambios paleomagnéticos en todas las secciones, lo que era de esperar partiendo de una hipótesis según la cual los cambios de polaridad han sido simultáneos en todo el mundo. En segundo lugar se deduce que se dispone de una nueva herramienta para poder correlacionar secciones estratigráficas de muy diferentes localidades comparando materiales marinos con continentales, aunque se necesita disponer de dataciones que controlen la zonación magneto-estratigráfica. Finalmente los datos obtenidos se pueden comparar con las sucesiones de anomalías magnéticas reconocidas y datadas de los fondos oceánicos.

13.3.4.- Los mecanismos de inversión del campo magnético

Las causas y la posible periodicidad de las inversiones magnéticas son temas sobre los que no se tienen, por el momento, ideas muy claras. En cuanto a las causas se han barajado, por diferentes autores (ver revisión en Creer y Pal, 1989), hipótesis muy diversas desde las que proponen un origen interno (modificaciones de la dinamo autoinducida), tales como desgasificaciones en el manto, a un origen externo, entre los que se han considerado como posibles desde cambios climáticos hasta impactos de cuerpos celestes (asteroides, grandes meteoritos o cometas) sobre la Tierra.

Es excepcional que en las rocas quede fosilizada la transición entre un tipo de polaridad y otro, debido a la corta duración del tiempo de la inversión (algunos miles de años) y a la disminución de la intensidad del campo magnético durante el proceso de la inversión. En gran parte se trata de un problema de velocidad de enfriamiento para una roca ígnea y de tasa de sedimentación para rocas terrígenas. Por esta razón es difícil seguir con detalle lo que sucede en el corto intervalo de tiempo, a escala geológica, que dura la inversión del campo magnético, aunque los datos que recientemente van suministrando los estudios sobre materiales lacustres de tasa de sedimentación elevada, se induce que los polos magnéticos siguen aparentemente una trayectoria sinuosa en la superficie de la Tierra.

En cuanto se refiere a la posible periodicidad, también hay disparidad de opiniones, desde quienes afirman que no hay periodicidad ninguna, a quienes a partir del análisis espectral de las duraciones de los crones quieren ver un cierta periodicidad de 15 y 30 Ma.

En definitiva, se puede afirmar que los cambios de polaridad del campo magnético terrestre en tiempo pasado son hechos indiscutibles, aunque por el momento no se conozcan sus causas y la posible periodicidad de los mismos.

13.4.- LA ESCALA MAGNETOCRONOESTRATIGRAFICA

Cuando en el capítulo 4 se trataba del tiempo se manejaba una escala de tiempo relativo basada en los fósiles y otra de tiempo absoluto que se obtenía con dataciones radiométricas, y se plantea-

ba como se podría hacer la "calibración". El estudio del paleomagnetismo amplía sustancialmente el campo ya que suministra una nueva metodología, que se suma (no se contrapone) a las anteriores. En efecto con los datos paleomagnéticos se dispone de un nuevo criterio de subdivisión de las rocas de una sección estratigráfica, ya que se pueden delimitar intervalos de magnetismo normal o inverso, considerando isócronos los momentos de cambio.

Hay sin embargo una diferencia sustancial, ya que mientras que en los cambios bioestratigráficos los fenómenos son irreversibles (de acuerdo con la evolución) con lo que se puede establecer una escala relativa completa, en el registro magnetoestratigráfico lo único que se tiene es una sucesión de intervalos con magnetismo normal e inverso, siendo semejantes entre si todos los normales y todos los inversos. Por ello es necesario utilizar una escala magnetoestratigráfica que tenga controles de edades absolutas, bien por datación radiométrica directa sobre materiales de la sección estratigráfica, bien por dataciones relativas mediante fósiles y el uso del valor numérico calculado mediante la calibración de escalas.

En la actualidad se dispone de una escala magnetocronoestratigráfica muy detallada para los últimos 160 Ma, desde el Bathonien-se hasta la actualidad (fig. 13.14). En dicha escala se numeran las anomalías magnéticas reconocibles en los fondos oceánicos desde la 1 (límite entre las épocas de Brunhes y Matuyama, 0,73 Ma) a la 34 (Campaniense inferior, 83 Ma). Después de una amplia zona de calma magnética que comprende el Santiense-Coniaciense-Turo-niense-Cenomaniense-Albiense (29 Ma) se empieza una nueva numeración desde M0, M1...hasta M29. Algunas cronozonas se han subdividido en unidades de rango menor, como por ejemplo la cronozona de polaridad 5, que comprende las unidades 5A, 5B, 5C, 5D y 5E (subcronozonas).

En la citada escala (fig. 13.14) se establece una división de cronozonas de polaridad que se numeran desde la C1 a la C34 aquellas que son correlacionables con las anomalías magnéticas de la misma numeración. En numerosos casos se establecen subdivisiones con letras (p.ej. C5, C5A, C5B, C5C, C5D, C5E). Para los últimos 83 Ma, la duración de las cronozonas es muy variable desde 3 Ma (p. ej. C20 y C26) a otras con valor cercano o ligeramente inferior a 1 Ma (p.ej. C2, C5E, C1 y C7A). Un valor anómalo destaca: los 7 Ma de la C33 (Campaniense), precursor de gran intervalo de calma magnética antes citado (Aptiense hasta Santiense) de una duración de 29 Ma.

Para el intervalo Calloviense-Aptiense se han definido una treintena de cronozonas de polaridad desde la CMO y CM1 a la CM29, con una duración media de 1 Ma, en algunos casos muy inferior (p.ej. CM6 y CM8) mientras que en otros supera los 2 Ma (CM24 y CM11), con la excepción de la cronozona de polaridad más antigua de la escala (CM29) en la que se superan los 15 Ma (fig. 13.14).

En la tabla Exxon (Haq *et al.*, 1988) se puede encomiar una detallada escala magneto-cronoestratigráfica, con sus equivalencias con las unidades bioestratigráficas y cronoestratigráficas, además de con la escala secuencial y de cambios eustáticos que establecen dichos autores, sobre las que se tratará más adelante. Para los intervalos anteriores al Bathoniense, al no disponer de la valiosísima información de los fondos oceánicos, las escalas magnetocronoes-tratigráficas son simplemente propuestas provisionales, con menor grado de fiabilidad a medida que son más antiguos los materiales. En la tabla Exxon, antes citada, se incluye una escala magnetocronoestratigráfica detallada desde el Trías hasta el Bathoniense, aunque se dice claramente que es una propuesta provisional que podrá ser modificada en el futuro.

Una importante limitación para el establecimiento de una escala magnetoestratigráfica en una sección estratigráfica local, que pueda compararse con la escala magnetocronoestratigráfica tomada de referencia, son las interrupciones sedimentarias (discontinuidades y diastemas). Estas interrupciones pueden pasar desapercibidas con lo que pueden faltar algunas magnetozonas, con lo que la propia numeración de las mismas se hace problemática. Cuando se dispone de un control bioestratigráfico detallado, o de dataciones radiométricas de coladas volcánicas intercaladas, estos problemas se resuelven fácilmente ya que se disponen de numerosos jalones que permitan establecer comparaciones (correlaciones) precisas entre la sección que se estudia y la sección de referencia.

Para intervalos anteriores al Triásico, Harland *et al.* (1990) establecen los supercrones de tendencias de polaridad, reconociendo, de más moderno a más antiguo, un supercron con tendencia a la polaridad inversa desde 250 a 320 Ma (todo el Pérmico y parte del Carbonífero), otro supercron en el que alternan episodios normales e inversos que ocupa el resto del Carbonífero (320-362 Ma), al que precede otro supercron de tendencia de polaridad inversa del Devónico superior. Para el resto del Devónico y parte del Silúrico la información es muy escasa, mientras que para el Silúrico inferior-Ordovícico superior se reconoce un nuevo supercron en este caso de tendencia a la polaridad normal. Para tiempos anteriores los datos disponibles no permiten elaborar una escala mínimamente fiable, ni tan siquiera a nivel de supercrones. Téngase en cuenta que los errores de datación en el Precámbrico pueden ser del orden de los 25 Ma y a veces superiores. Tan solo se puede decir que para el Proterozoico (570-2.500 Ma) se piensa que más de dos tercios del tiempo correspondieron a polaridades normales.

La dificultad del establecimiento de una escala magnetocronoes-tratigráfica detallada y fiable para términos paleozoicos (y anteriores) estriba fundamentalmente en dos razones: en que son muy diversos los procesos que han podido modificar la magnetización originaria y la falta de datos para comprobar la repetitividad de escalas locales. Así, por ejemplo, se dispone de una escala magne-

toestratigráfica para la mayor parte del Paleozoico de Rusia, pero falta comprobar en otras secciones de distintas localidades su representatividad así como precisar la calibración (equivalencia en edades absolutas) de los principales cambios de polaridad.

Finalmente se quiere destacar la importancia de las escalas magnetoestratigráficas ya que en ellas se reflejan fenómenos geológicamente instantáneos que quedaron reflejados simultáneamente en toda la superficie de la Tierra y en materiales de diferentes medios sedimentarios, tanto marinos como continentales. Sin embargo, su uso obliga a tomar múltiples precauciones y a apoyarse en otras escalas ya que las magnetozonas no se reconocen individualmente, sino que lo que se establece, en una sección estratigráfica, es una sucesión de magnetozonas y su equivalencia con la escala de referencia se hace mediante correlaciones detalladas basadas en fósiles y/o en dataciones absolutas.

14

QUIMIOESTRATIGRAFIA.

- 14.1- Componentes mayoritarios y minoritarios
 - I 4.1.1.- Las variaciones en el contenido en CO_3Ca
 - I 4.1.2.- El contenido en materia orgánica
 - 14.1.3.- Elementos traza
- 14.2- Isótopos estables
 - 14.2.1 - Los isótopos del oxígeno
 - 14.2.1.1 - Significado paleogeográfico
 - I 4.2.1.2- Medida de paleotemperaturas
 - 14.2.1.3- Aplicación al Cuaternario
 - I 4.2.1.4- Escala de paleotemperaturas
 - 4.2.2.- Los isótopos del carbono
 - 14.2.2.1.- Causas de las fluctuaciones del $\delta^{13}\text{C}$
 - 14.2.2.2.- Escala estratigrafía basada en la evolución del $\delta^{13}\text{C}$
 - 14.2.3.- Los isótopos del estroncio y de azufre

Se denomina "*Quimioestratigrafía*" a la rama de la Estratigrafía que se ocupa del estudio e interpretación de la composición geoquímica de las rocas sedimentarias representadas en las secciones estratigráficas. El término fue introducido por Renard (1985) y usado posteriormente (Renard, 1986, 1987; Cotillón, 1988; Brenner *et al.*, 1988; Vera, 1990; Gale *et al.*, 1993), en especial referido al estudio geoquímico de materiales pelágicos, tanto los obtenidos por los sondeos marinos profundos del *Deep-Sea Drilling Project* (DSDP) y *Ocean Drilling Program* (ODP) como en testigos de pistón de diferentes campañas oceanográficas, y en secciones estratigráficas levantadas en materiales que afloran en los continentes.

El estudio geoquímico de los sedimentos y rocas sedimentarias, metodología básica de la Quimioestratigrafía, constituye la denominada por Renard (1987) "geoquímica fría" ya que se refiere a los efectos de reacciones químicas en las que raramente se han superado las condiciones de presión y temperatura cercanas a las del medio ambiente, en contraposición con la "geoquímica caliente" que estudia las rocas ígneas y metamórficas. El mismo autor (Renard, 1987) hace unas interesantes reflexiones sobre el muy desigual desarrollo de la geoquímica sedimentaria con respecto a la de rocas ígneas y metamórficas: La geoquímica sedimentaria tiene dos importantes limitaciones, la primera es la escasa (o nula) representatividad de los análisis geoquímicos de roca total (de máxima importancia en las rocas ígneas y metamórficas) y la segunda los problemas de interpretación de los datos geoquímicos de rocas sedimentarias al resultar muy difícil conocer la composición originaria debido a las posibles modificaciones que han podido ocurrir durante los procesos diagenéticos.

La Geoquímica sedimentaria suministra dos tipos de datos: de una parte aquellos que sirven para la interpretación genética de los materiales (de utilidad en Sedimentología y Petrología Sedimentaria) y de otra parte los relativos a la evolución de los valores en una sección estratigráfica que sirven para la comparación (correlación) con otras secciones estratigráficas (objetivo de la Quimioestratigrafía). En este capítulo se va a tratar exclusivamente de este segundo tipo de datos y de su interpretación estratigráfica.

14.1.- COMPONENTES MAYORITARIOS Y MINORITARIOS

En un sedimento y en una roca sedimentaria se llaman componentes mayoritarios a los que constituyen la gran mayoría de la misma (p.ej. SiO_2 en rocas silíceas, CO_3Ca en rocas carbonatadas, etc.) mientras que se llaman componentes minoritarios a aquellos que están en pequeñas proporciones. Dentro de los minoritarios hay unos componentes cuya abundancia se mide en porcentajes y cuyo contenido varía del 0,1 al 5% en peso (p.ej. materia orgánica, residuo insoluble en carbonatos, etc.) y otros, denominados elementos traza, en los que la abundancia usualmente se mide en partes por millón en peso (ppm) y a veces en unidades más pequeñas. Los conceptos de componentes mayoritarios, minoritarios y trazas son relativos. Así, en el caso de elementos químicos algunos como Fe, Mg, K y Na son mayoritarios en el conjunto de las rocas sedimentarias y de la propia litosfera, mientras que para algunas rocas concretas (p.ej. calizas) pueden ser minoritarios o, incluso, trazas.

Entre los elementos minoritarios y traza hay, a su vez, una gran variedad, aunque en la práctica son pocos los utilizados en la Qui-mioestratigrafía, entre los que destacan: Sr, Mg, Mn, Fe, K y Na. Con carácter más eventual se han utilizado: Ba, Ni, Cr, Ti, P, Cu, V y algunas tierras raras, mientras que para la detección de posibles impactos de meteoritos se recurre a la medida del Ir y otros metales del grupo del platino.

Desde un planteamiento puramente teórico el conocimiento exacto de la abundancia de estos componentes en las diferentes rocas y, en especial, su evolución a lo largo de una sección estratigráfica, suministra un posible criterio de división y de correlación entre diferentes secciones estratigráficas de una misma cuenca. En la práctica este interés disminuye ya que se limita al estudio de materiales carbonatados, especialmente pelágicos, en los que las posibles modificaciones diagenéticas han sido menores (Renard, 1986) y, por tanto, su composición geoquímica es muy semejante a la original. En algunas secciones estratigráficas de materiales de plataformas marinas, ricos en materia orgánica y en algunas secciones en materiales salinos han suministrado resultados prometedores. En algunos casos concretos el interés es enorme ya que permite correlacionar intervalos de tiempo muy pequeños (de 10^5 - 10^6 Ma) a nivel mundial, como ocurre con los estadios isotópicos de materiales del Cuaternario.

En los registros de los sondeos marinos profundos, de los programas de investigación DSDP y ODP, se hacen sistemáticamente análisis de componentes mayoritarios y minoritarios de todos los niveles atravesados, lo que suministra una amplísima base de datos y una valiosa fuente de información (véanse los *Proceedings* de cada uno de los sondeos de estos programas). Los datos allí obtenidos, en especial los de la distribución en los diferentes niveles, pueden ser utilizados para explicar las distribuciones de valores semejantes en materiales pelágicos antiguos.

En los últimos años se intenta aplicar esta misma metodología a secciones estratigráficas carbonatadas y evaporíticas de medios lacustres, así como al reconocimiento de paleosuelos calizos (caliches o calcretas) formados en relación en áreas continentales sin sedimentación ni erosión. Para las rocas detríticas las aplicaciones de la Quimioestratigrafía son prácticamente nulas, ya que están constituidas por partículas sólidas procedentes de rocas anteriores. Solamente cuando estas rocas detríticas contengan fósiles de caparazón calizo, sobre éstos pueden aplicarse algunos aspectos geoquímicos, de los que se tratarán a continuación.

14.1.1.- Las variaciones en el contenido en CO₃Ca

Su interés se limita al estudio de las secciones estratigráficas en rocas carbonatadas marinas o lacustres, en especial, de aquellas que presentan ciclicidad, o ciclicidades de varios rangos superpuestas, reflejadas en cambios en el contenido en CO₃Ca. La determinación del %CO₃Ca se realiza por métodos de análisis químico diversos, incluidos los instrumentales (para detalles ver: Tucker, 1988).

El estudio de la distribución de los contenidos de CO₃Ca en materiales del Cuaternario obtenidos mediante testigos de pistón en fondos marinos (o en los primeros metros de sondeos oceánicos) pone de manifiesto una alternancia rítmica de episodios, de escala métrica o decimétrica, con mayor y menor contenido, los cuales se relacionan con las épocas de paleomagnetismo, de manera que dentro de cada una de las épocas (Brunhes, Matuyama, Gauss y Gil-vert) se diferencian varios ciclos (fig. 14.1), los mismos que se reconocen en otros testigos de pistón de localidades diferentes, lo que indica que la ciclicidad es debida a un factor que afecta a amplios sectores. El espesor de cada uno de los ciclos está relacionado con la tasa de sedimentación y la duración de cada uno es análoga en todos los testigos, datos de interés para explicar la génesis de los ciclos de calizas y margas (ver capítulo 16). Tan solo se adelanta que se debe a cambios climáticos que afectan al conjunto de los océanos y regulan la productividad y/o condiciones de conservación de los carbonatos.

14.1.2.- El contenido en materia orgánica

El contenido en materia orgánica en sedimentos y rocas sedimentarias se mide mediante pirólisis y se expresa en porcentajes en peso, respecto al total de la roca. Los contenidos de materia orgánica en las rocas carbonatadas o lutíticas varían normalmente de 0,1 % a 1%, alcanzando valores muy superiores en los denominados episodios anóxicos en los que el valor medio es del orden de 6 a 9% (Arthur y Schlanger, 1979; Jenkyns, 1985). Estos episodios anóxicos corresponden a intervalos en los que se depositaron en el conjunto de los océanos materiales anormalmente ricos en materia

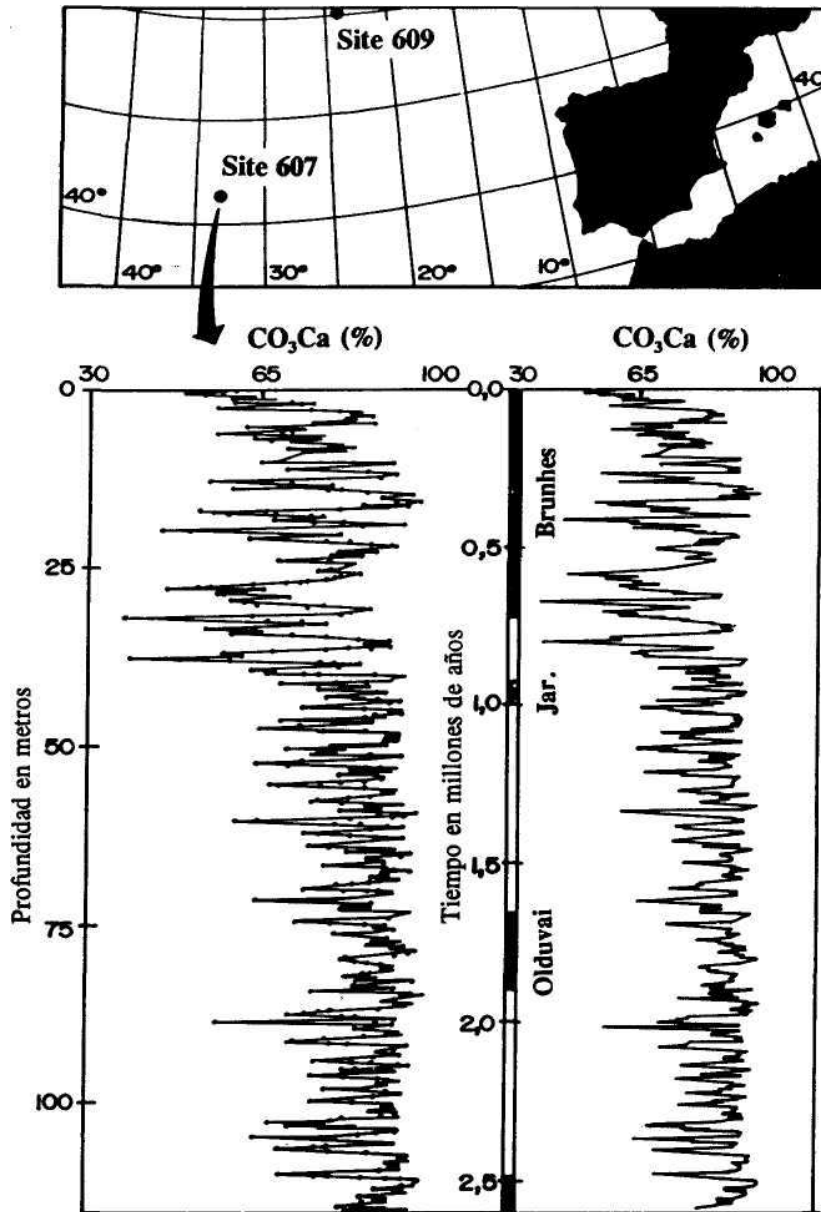


Figura 14.1.- Variaciones en el contenido de CO_3Ca en los materiales más modernos cortados en el sondeo oceánico 607, en el Atlántico norte (datos de: Ruddiman *et al.*, 1986). En la columna de la izquierda la escala vertical es dada en metros de profundidad, mientras que en la columna de la derecha se reproducen los datos pero con una escala vertical en tiempo absoluto (Ma), a la que se ha superpuesto la escala magnetocstratigráfica. Los autores establecen correlaciones de alta precisión con el otro sondeo cuyo emplazamiento se marca (localidad 609) localizado a más de 1.000 km de distancia e igualmente los correlacionan con los datos de testigos de pistón del Caribe de autores anteriores.

orgánica, que se expresan también en una anomalía en los valores de isótopos estables de carbono (Jenkyns, 1985; Jenkyns y Clayton, 1986). Dos episodios anóxicos han sido muy bien documentados en el registro estratigráfico del Mesozoico: uno de ellos corresponde al Toarciense inferior y el otro al límite entre Cenomaniense y Turo-niense. Estudios de detalle consideran que en el Cretácico hubo como mínimo otros dos episodios anóxicos, además del citado.

A escala más reducida, al estudiar secciones estratigráficas locales, con el análisis del contenido en materia orgánica se pueden detectar niveles (o conjuntos de niveles) de un valor anómalo de materia orgánica que corresponden a episodios de estancamiento de aguas, que pueden ser correlacionados entre secciones estratigráficas cercanas, siempre correspondientes a una misma cuenca sedimentaria.

14.1.3.- Elementos traza

El mayor interés se centra en el estudio de algunos elementos traza seleccionados que permitan delimitar conjuntos de estratos dentro de una sección estratigráfica caracterizados por su composición, que puedan ser correlacionados con secciones próximas. La determinación de estos elementos usualmente se hace mediante espectrofotometría de absorción atómica (AAS), microsonda en microscopía electrónica, espectrofotometría de llama, fluorescencia de rayos X (XRF) y espectrometría de plasma (ICP) (ver fundamentos en: Tucker, 1988 y sus referencias) cuyo resultados se expresan en partes por millón (ppm). Para elementos más extraños como el Ir se utilizan las técnicas de microanálisis de activación neutrónica que permiten medir partes por mil millones (billón inglés: ppb).

En el estudio de las muestras de testigo continuo obtenidas en los sondeos marinos profundos, en los programas DSDP y ODP, los elementos analizados sistemáticamente son Sr, Mg, Mn, Fe, Na y K, y en algunos casos además Ni y Cr. Con los datos se obtienen curvas de variación de los contenidos de estos elementos, en especial del Sr, Mg, Mn e Fe, las cuales junto con las curvas de CO_3Ca y de isótopos estables permiten delimitar intervalos o "*zonas quimioestratigráficas*". Cada una de estas zonas quimioestratigráficas está caracterizada por unos valores geoquímicos y podrá ser reconocida en secciones estratigráficas cercanas.

Así, por ejemplo, en la figura 14.2 se representa la distribución de CO_3Ca (en %) y de Sr, Fe, Mn y Mg (en partes por millón: ppm), para los materiales del Cretácico inferior del Margen de Galicia (ODP leg 103, localidad 638C) tomados de Clauer *et al.* (1988) de los *Proceedings* del ODP. En dicha figura la escala vertical corresponde a metros de profundidad en el sondeo, estando representados unos 250 m. De acuerdo con la distribución de los valores se diferencian cinco zonas quimioestratigráficas de un espesor medio de 50 m. La *zona I* (hasta los 210 m) se caracteriza por valores altos de

CO₃Ca (80-90%), de Sr (más de 400 ppm) y de Mg (más de 2.500 ppm), mientras que los valores de Fe y Mn son los mínimos (menos de 500 y 200 ppm, respectivamente). La *zona II* (210-260 m) se caracteriza por valores de CO₃Ca de 50-80%, de Sr comprendidos entre 300 y 400 ppm, de Mg entre 2000-3.000 ppm, de Mn entre 400-600 ppm y de Fe entre 1.000-2.500 ppm. La *zona III* (260-310 m) corresponde con un máximo en el Mn y un mínimo en el Mg, y dentro de ella se diferencian tres subzonas (A, B y C) limitadas por valores mínimos puntuales de Sr y Mg, que coinciden con límites de cambios bruscos de Fe y Mn. La *zona IV* (310-360 m) presenta valores de CO₃Ca inferiores al 50%, de Sr entre 150-350 ppm, de Mg próximos a 2000 ppm, de Mn entre 200-400 ppm y de Fe variables. La *zona V* (360-420 m) representa el máximo absoluto de Fe (más de 6.000 ppm) y máximos relativos de todos los demás componentes.

Esta zonación quimioestratigráfica, basada en elementos traza, puede constituir una herramienta de correlación, además de las zonaciones bioestratigráfica y magnetoestratigráfica, entre secciones estratigráficas de diferentes localidades, siempre dentro de una misma cuenca. El conjunto de valores de los elementos traza estará controlado por los factores paleoceanográficos y paleoclimáticos, así como por posibles actividades hidrotermales y cambios en los aportes. En un planteamiento teórico, puede usarse para correlacionar diferentes secciones estratigráficas levantadas en el terreno, pero con frecuencia los resultados obtenidos están poco proporcionados al esfuerzo, ya que es necesario analizar cientos o miles de muestras para llegar a tener una precisión de la correlación, que con frecuencia, es menor que la conseguida con otras técnicas (bioestratigráficas y magnetoestratigráficas).

La interpretación de los valores de cada uno de los elementos traza y su distribución a lo largo de una sección estratigráfica,

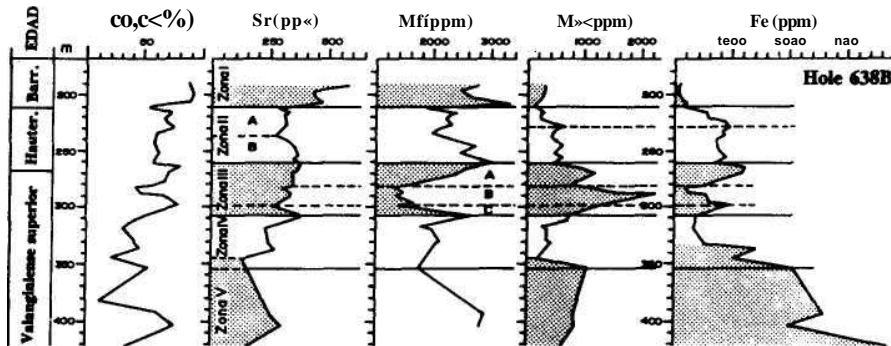


Figura 14.2.- Zonas quimioestratigráficas diferenciadas en un intervalo de unos 250 m del testigo continuo del sondeo 638 del ODP (datos de Clauser *et al.*, 1988) correspondientes al Cretácico inferior en el margen de Galicia. Explicación en el texto.

resulta más problemática, aunque para algunos de ellos se conoce relativamente bien. Dos de los elementos mejor conocidos son el Sr y el Mg, gracias a los estudios de Renard (1984, 1985), a partir de varios miles de muestras de diferentes edades (desde el Calloviense a la actualidad) y diferentes localidades (unas de afloramientos en tierra y otras de sondeos marinos profundos del DSDP).

El Sr coprecipita con la calcita y aragonito, y se modifica durante la diagénesis en los materiales marinos someros, permaneciendo constante en los pelágicos. El contenido en Sr en los sedimentos pelágicos actuales viene controlado por la salinidad, los aportes continentales y los flujos hidrotermales. Los valores absolutos de Sr en las rocas carbonatadas han ido cambiando con el tiempo de acuerdo con los datos de Renard (1985, 1986). Así, en los materiales del Cuaternario el Sr está presente en cantidades que varían desde 500 a 1.000 ppm; en el Neógeno alcanza un máximo en el Mioceno medio con valores de hasta 1.700 ppm, disminuyendo, hacia términos más antiguos, hasta estabilizarse de nuevo en valores de 500-1.000 ppm a partir del Eoceno medio hasta el Campaniense. En el Coniaciense la curva de contenido medio de Sr presenta un mínimo, con valores inferiores a 500 ppm, ascendiendo de nuevo durante el Turoniense y Cenomaniense, para llegar a otro mínimo en el Albiense y Aptiense, con valores de 100-400 ppm. A partir del Barremiense, hacia términos más antiguos, aumenta de nuevo a valores de 500 a 1.000 ppm, con un mínimo (300-400 ppm) en el Valanginiense medio y un máximo en el Valanginiense basal (550-1.000 ppm), para descender en el Tithoniense y Kimmeridgiense (valores de 100-250 ppm). Para términos inferiores la información es más difusa pero se estima que en el Calloviense se tuvieron valores muy altos (1.300-1.500 ppm). No se disponen de datos fiables de intervalos de tiempo anteriores al Calloviense.

La relación Sr/Ca tiene un gran interés en el estudio quimioestratigráfico, ya que puede detectar episodios de cambios en los océanos, correíacionables a larga distancia. La relación de ambos elementos se expresa, de acuerdo con Renard (1985), por la relación de moles de cada elemento en tanto por ciento. El valor medio de las aguas de los océanos actuales es de $0,86 \times 10^{-2}$, mientras que en los ríos es de $0,26 \times 10^{-2}$, en las aguas intersticiales continentales $0,4 \times 10^{-2}$ y en las aguas intersticiales oceánicas $0,8 \times 10^{-2}$. En los sedimentos marinos esta relación varía desde $0,07 \times 10^{-2}$ (precipitados inorgánicos) a $0,19 \times 10^{-2}$ (fangos de globigerinas), siendo por tanto siempre muy inferior a los valores de agua oceánica.

Cambios bruscos en la relación de Sr/Ca se producen ligados con cambios del nivel del mar (Renard, 1987). Se trata de fluctuaciones secundarias de una duración del orden del millón de años o inferiores. En los momentos de máximo nivel del mar aumenta el valor de la citada relación en el agua oceánica y disminuye notablemente en los sedimentos que se depositan. Por el contrario en los episodios regresivos disminuye la relación en el agua del mar y

aumenta en los sedimentos. Se tiene aquí una herramienta que permite detectar, en materiales pelágicos (materiales de sedimentación eminentemente continua y uniforme) cambios del nivel del mar que podrían pasar desapercibidos con otras metodologías, lo que permitirá hacer el estudio comparativo con los cambios del nivel del mar puestos de manifiesto en los márgenes continentales (con sedimentación episódica), y así correlacionar discontinuidades con las superficies de continuidad correlativas, aspecto de gran interés en el análisis de cuencas. Shimmiel y Mowbray (1991) en la localidad (*site*) 722 del ODP, en el mar de Arabia, muestran un gran paralelismo entre los valores de la relación Sr/Ca, los del CO_3Ca y la de los isótopos de oxígeno (fig. 14.3), por lo que plantean que se deban a factores comunes (ciclos climáticos).

El contenido en Mg de los carbonatos pelágicos de los últimos 140 millones de años ha sido analizado por Renard (1985), paralelamente al contenido en Sr. Los valores desde la actualidad hasta el Aptiense medio son de escaso contenido en Mg, con valores normalmente comprendidos entre 600 y 1.500 ppm. Por el contrario para intervalos anteriores al Aptiense medio los valores son mucho más altos, variando desde 2.000 a 5.000 ppm, con valores anómalamente altos en el Barremiense, que marcan un cambio brusco en las condiciones químicas de los océanos, disminuyendo bruscamente los valores de la relación Mg/Ca.

El contenido en Mn en los carbonatos varía de 500 ppm hasta 4.000-5.000 ppm y está controlado por las condiciones de oxidación-reducción del fondo de la cuenca y de las concentraciones de manganeso del agua del mar. En medios reductores el Mn coprecipita con los carbonatos en menor proporción que en los medios oxidantes, por lo que en estos aumenta el contenido en Mn. Entre los factores que regulan el contenido en Mn en el agua del mar está el

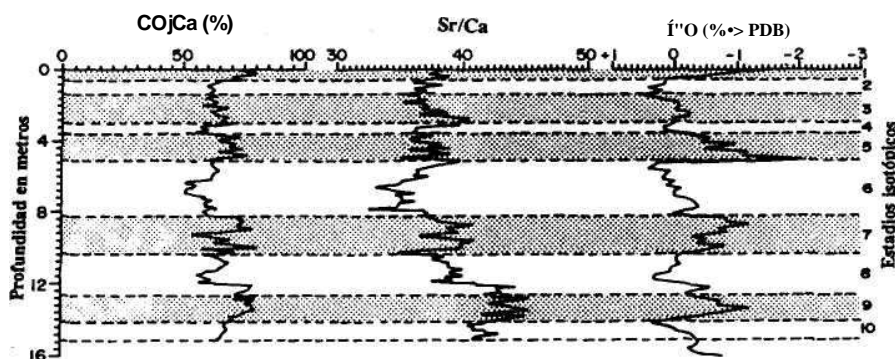


Figura 14.3.- Correlación entre los valores de la relación Sr/Ca, con el contenido en CO_3Ca y los valores de la razón isotópica $\delta^{18}\text{O}$ para materiales del Cuaternario, en el sondeo 722 del ODP (datos de Shimmiel y Mowbray, 1988), que permite establecer un zonación quimioestratigráfica que utilizan los autores a establecer correlaciones de alta precisión con otros sondeos.

vulcanismo y, más concretamente, la acción de soluciones hidrotermales. Por todo ello, es posible decir que el registro del contenido en Mn a lo largo de una sección estratigráfica se relaciona con estos factores, aunque a veces sea difícil separarlos. Los máximos de Mn pueden ligarse a etapas de actividad hidrotermal activa, mientras que los mínimos de Mn se relacionan muy probablemente con etapas carentes de dicha actividad hidrotermal y con condiciones, del fondo de la cuenca, oxidantes.

El contenido en Fe es difícil de interpretar ya que son muchos los factores que se interrelacionan. Uno de los factores dominantes es los aportes de influencia continental, que provocan aumentos en el contenido de Fe. La relación Fe/Mn tiene una correlación negativa con el hidrotermalismo submarino, de manera que los valores máximos de Fe/Mn se corresponderían con etapas de mínimo hidrotermalismo y viceversa.

Las abundancias en K y en Na son de muy difícil interpretación y tan solo sirven como valor comparativo de unas secciones a otras. Se han intentado, hasta ahora sin gran éxito, medidas de paleosalinidad a partir de los contenidos en estos elementos. Las relaciones Sr/K y Sr/Na suelen ser parámetros de comparación entre materiales.

El contenido en tierras raras en rocas arcillosas (lutitas y pizarras) ha sido utilizado recientemente como criterio quimioestratigráfico. En las arcillas de los medios sedimentarios actuales las tierras raras, en su conjunto, están en cantidades del orden de 100 ppm para las arcillas terrígenas de márgenes continentales, de unos 500 ppm para la arcilla roja abisal y con valores superiores a 1.000 ppm en los nodulos de manganeso. El criterio quimioestratigráfico que mayor interés tiene es el que aporta el estudio del Ce, en relación con los otros elementos del grupo de las tierras raras. Concretamente el valor de Ce/Ce* (en el que Ce es el contenido real de Ce en ppm y el Ce* es el valor obtenido por extrapolación a partir de los contenidos de los elementos más próximos) ha sido utilizado como criterio para reconocer cambios de oxidación-reducción en el medio (Liu *et al.*, 1988) que pueden ser correlacionados entre secciones estratigráficas diferentes. Igualmente dicho índice (Ce/Ce*) en sílex y en lutitas marinas es indicativo de los cambios paleoceanográficos en los materiales que rellenan una cuenca sedimentaria, ya que sus valores son, de acuerdo con Murray *et al.* (1990), diferentes en las proximidades de las dorsales (=0,29), con respecto a los de los fondos oceánicos (=0,55) y a los de los márgenes continentales (0,9-1,30).

Datos anómalos en el contenido en Ir y otros metales del grupo del platino, medidos en partes por mil millones (ppb = 10^9) fueron utilizados por Alvarez *et al.* (1980) para detectar niveles que jalonan el límite Cretácico-Terciario, que dichos autores interpretan como el reflejo de un evento de impacto de un gran meteorito sobre la superficie de la Tierra. Numerosos trabajos posteriores han utili-

zadas técnicas geoquímicas de alta precisión para localizar niveles semejantes en diferentes localidades y/o edades (ver capítulo 15).

14.2.- ISÓTOPOS ESTABLES

Se denominan nucleidos a las diversas especies atómicas caracterizadas por sus números atómico y másico. Los nucleidos isotópicos o isótopos de un elemento químico son especies atómicas en los que el núcleo contiene el mismo número de protones, pero diferente número de neutrones. Entre los isótopos se pueden diferenciar dos tipos muy diferentes: los estables y los radioactivos. Los primeros son los que permanecen con la misma estructura atómica lo largo del tiempo, mientras que los radiactivos son los que sufren, a partir del momento de su formación, un proceso de desintegración hasta alcanzar formas más estables. Los isótopos estables son los que tienen interés en la Quimioestratigrafía ya que nos pueden informar sobre las condiciones del depósito de unos materiales. Por su parte los isótopos radiactivos son los que se usan en la radiometría (ver capítulo 4).

En la figura 14.4 se reproduce parcialmente una tabla de nucleidos, en la que se indican en sus ejes de coordenadas el número de protones (fijo para cada elemento) y el de neutrones (variable para cada isótopo). Cada isótopo se denomina con el símbolo del elemento químico correspondiente precedido con un número de supe-ríndice que es la suma de los protones (Z, o número atómico) y los neutrones (N). A esta suma (Z + N) se le denomina número másico, ya que indica la masa del isótopo. En todos los casos se puede diferenciar un isótopo estable que es predominante, mientras que el resto son minoritarios o trazas. En la citada figura, se indican, además, los isótopos radioactivos diferenciando los que aparecen en la naturaleza, de aquellos que tienen una vida muy corta y que solo se conocen en el laboratorio. Por ejemplo, en el carbono el isótopo estable mayoritario es el ^{12}C (6 protones y 6 neutrones) que representa casi el 99% de total, un isótopo estable minoritario es el ^{13}C (6 protones y 7 neutrones, por tanto más pesado), y un isótopo radioactivo natural es el ^{14}C (6 protones y 8 neutrones); a nivel de laboratorio se conocen otras formas radioactivas de vida corta (^9C , ^{10}C , ^{11}C , ^{15}C y ^{16}C todas ellas con 6 protones y con un número de neutrones de 3, 4, 5, 9 y 10, respectivamente).

Entre los isótopos estables de interés en la Quimioestratigrafía destacan los isótopos del oxígeno (^{18}O) y del carbono (^{13}C). En un segundo plano, tienen interés los isótopos de estroncio (^{87}Sr) y de azufre (^{34}S). En la mayoría de los casos las medidas de abundancia de los isótopos estables minoritarios se hacen referidas a la del isótopo estable más abundante de cada uno de los elementos: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$. En el caso del Sr se mide la relación entre dos isótopos estables minoritarios: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Las medidas de ^{13}C y ^{18}O se realizan simultáneamente sobre

38 'sr fsr l'lr |lr Esr l'sr j»Kf» > l'» fe Tsr |lr fe fe fe fe '42 '43 '
 44 '45 '46 '47 '48 '49 '50 '51 '52 '53 '54 '55 '56 '57 '96 '59

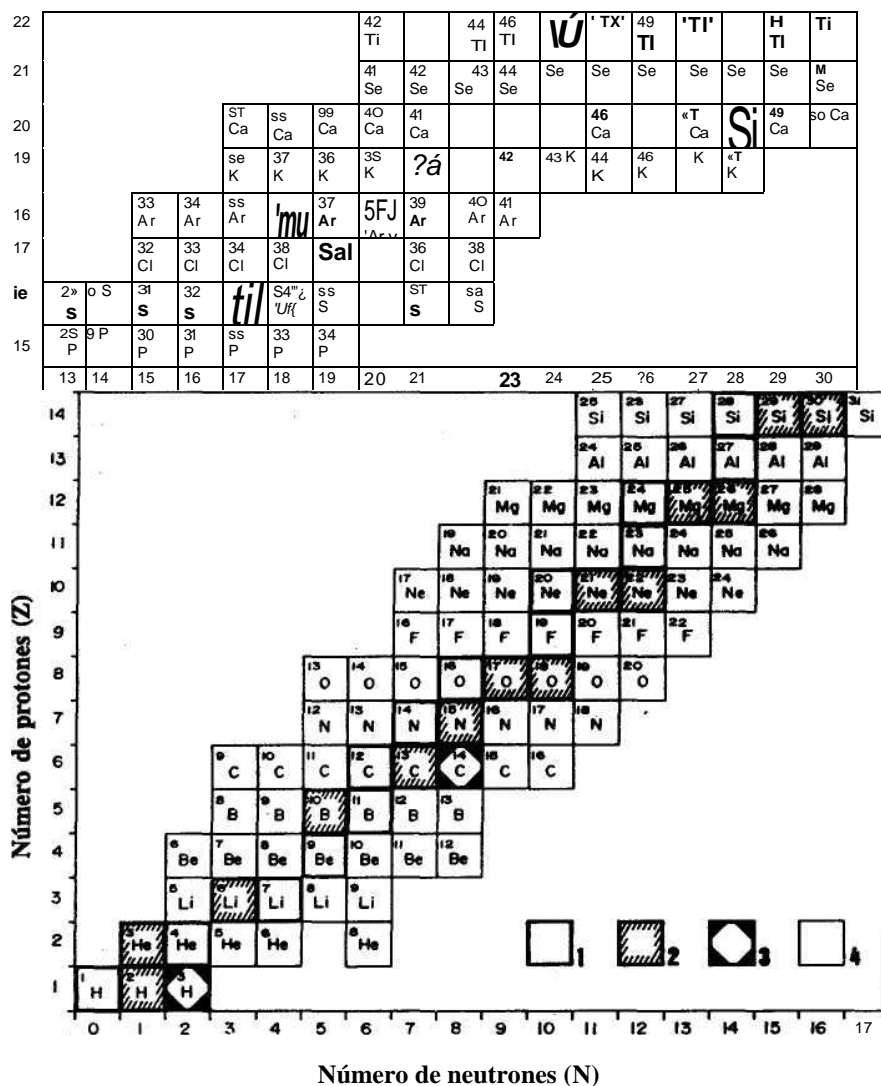


Figura 14.4.- Tabla parcial de nucleidos, en la que se representan los diferentes isótopos de cada elemento químico (mismo número de protones y diferente número de neutrones).
 Leyenda gráfica: 1.- Isótopo estable mayoritario de cada elemento. 2.- Isótopos estables minoritarios. 3.- Isótopos radioactivos existentes en la naturaleza. 4.- Isótopos radioactivos de vida muy corta conocidos en el laboratorio y no representados en la naturaleza.

rocas carbonatadas sometidas a un tratamiento químico para la extracción del CO₂ de la muestra (McCrea, 1950), el cual es analizado en un espectrómetro de masas (ver fundamento en: Faure, 1986; Hoefs 1987; Tucker, 1988; Bowen, 1988, 1991) consistiendo dicho análisis en una valoración de las diferencias en las razones isotópicas ¹⁸O/¹⁶O y ¹³C/¹²C de la muestra a analizar con respecto a una muestra patrón o estándar. Las composiciones isotópicas medidas son expresadas en tantos por mil con el símbolo δ, que define la relación entre la diferencia de la muestra a analizar y el estándar, y la propia composición del estándar:

$$\delta^{18}\text{O} = [(\text{O}^{18}/\text{O}^{16} \text{ de la muestra} - \text{O}^{18}/\text{O}^{16} \text{ del estándar}) \times 1000] : [\text{O}^{18}/\text{O}^{16} \text{ del estándar}]$$

$$\delta^{13}\text{C} = [(\text{C}^{13}/\text{C}^{12} \text{ de la muestra} - \text{C}^{13}/\text{C}^{12} \text{ del estándar}) \times 1000] : [\text{C}^{13}/\text{C}^{12} \text{ del estándar}]$$

Cuando la muestra del carbonato a analizar tenga la misma composición que el estándar el valor será de 0; cuando dicha muestra tenga más abundancia del isótopo más pesado (¹⁸O y ¹³C, respectivamente) que en el estándar los valores del δ serán positivos, mientras que cuando los más abunden (siempre en comparación con el estándar) sean los más ligeros (¹⁶O y ¹²C, respectivamente) los valores del δ serán negativos. Los patrones más utilizados son para muestras sólidas de carbonatos el PDB (*Belemnite* americana de la *Pee Dee Formation*, en Carolina del Sur) y para muestras de agua el SMOW (*Standard Mean Oceanic Water*). El paso de un estándar a otro se hace con las siguientes fórmulas:

$$\begin{aligned} \delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) &= 1,03086 \delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) + 30,86 \delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) \\ &= 0,97006 \delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) - 29,94 \end{aligned}$$

Para el ³⁴S los valores se expresan también en tantos por mil con el símbolo δ (δ³⁴S) que miden las diferencias de la razón isotópica (³⁴S/³²S) de la muestra a analizar con respecto al patrón (CDT = troilita del meteorito del Cañón del Diablo). En el ⁸⁷Sr los valores que más interés tienen son los de la razón ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr expresada numéricamente (sin tantos por mil ni patrón de referencia). Algunos autores usan el δ⁸⁷Sr para la medida de la razón ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr comparada con la del agua del mar actual (tomada como patrón) y expresada en partes por 100.000.

14.2.1.- Los isótopos del oxígeno

El oxígeno se presenta en la naturaleza bajo una forma dominante ¹⁶O (99,76%) y otros dos isótopos minoritarios ¹⁷O (0,04%) y ¹⁸O (0,2%). Debido a su abundancia y a la diferencia de masa la

390

razón isotópica que se utiliza es la ¹⁸O/¹⁶O, expresada en partes por mil con respecto a un estándar.

14.2.1.1.- Significado paleogeográfico

Los valores del δ¹⁸O de una roca sedimentaria pueden ser los originarios del depósito o haber sufrido modificaciones en la diagénesis. La interpretación genética y significado paleogeográfico se limita a los casos en los que los valores originarios se mantengan sin haber sufrido modificación. Esto ocurre con gran frecuencia en los materiales calizos marinos pelágicos (Renard, 1986), mientras que en los materiales calizos

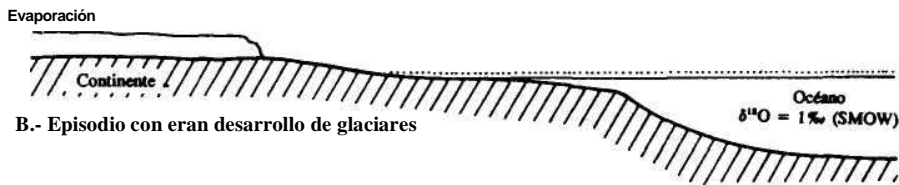
someros, costeros y continentales, los posibles cambios diagénéticos han podido ser muy significativos, enmascarando la señal isotópica originaria.

La señal isotópica originaria (^{18}O) de un fósil o de una roca sedimentaria depende, fundamentalmente, de varios factores que conviene analizar:

a.- Salinidad.- Los valores del ^{18}O aumentan al hacerle la salinidad y son mínimos en las aguas dulces, de manera que cambios en esta razón isotópica pueden estar ligados a cambios de salinidad. En los medios pelágicos la salinidad tiende a mantenerse constante, por lo que este factor solo presenta interés en medios cerrados o medios marinos someros en los que la salinidad puede cambiar considerablemente, por la entrada de aguas dulces y/o por la evaporación.

b.- Efecto vital.- Se refleja en cambios pequeños de la composición isotópica de diferentes géneros o especies de organismos con caparazón calizo. Los valores entre dos especies diferentes a lo largo de una sección estratigráfica presentan valores paralelos, de manera que todas las muestras presentan diferencias análogas.

c.- Efecto glacial.- Es uno de los factores más interesantes y está relacionado con el desigual contenido en isótopos del agua de los océanos, del vapor de agua de las nubes, del agua de lluvia y del hielo de los glaciares. Concretamente mientras que el agua de los océanos actuales tiene un valor medio del ^{18}O de 0% , con respecto al SMOW, estos valores son muy inferiores en el agua de lluvia (de -3% a -5%), vapor de agua de las nubes (de -13 a -17%), mientras que en el hielo de los casquetes glaciares es de -30% , alcanzando valores mínimos de -50% en la Antártida. La relación global del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en la superficie de la Tierra es constante, de manera que un crecimiento de los casquetes glaciares con la consiguiente concentración de isótopos más ligeros conlleva un aumento de la misma relación en el agua de los océanos (fig. 14.5). En definitiva una alternancia de periodos glaciares e interglaciares implicará unos cambios de las razones isotópicas del agua, que se reflejan, además, en cambios cíclicos los sedimentos que se depositaron en dichos periodos en condiciones de equilibrio isotópico.



B.- Episodio con gran desarrollo de glaciares

Figura 14.5.- Control del 5^{18}O del agua de los océanos por el glacioeustatismo. En episodios de escaso desarrollo de los glaciares, con nivel del mar alto, el valor del 8^{18}O del agua de los océanos es 0. En episodios de gran desarrollo de glaciares, y por tanto nivel del mar más bajo, en los que se concentran aguas dulces con 8^{18}O muy bajos en los casquetes glaciares (-30‰ a -50‰) aumenta el 5^{18}O del agua de los océanos hasta un valor de $+1\text{‰}$ ($+1,3\text{‰}$ según otros autores).

Los cambios del 5^{18}O en una sección estratigráfica de materiales pelágicos estarán preferentemente ligados al efecto glacial y a los cambios de temperatura. El efecto glacial se refleja en ritmicidades de corto periodo (20.000-100.000) que se constatan en ciclos de espesor decimétrico o métrico, según la tasa de sedimentación, con cambios en los valores del 8^{18}O del orden del 0,5‰, que a su vez coinciden con ciclos de cambio de CO_3Ca . Su detección implica muestreos muy detallados, con espaciado corto.

Los cambios de temperatura quedan reflejados en cambios del 8^{18}O de mayor envergadura tanto en magnitud, como en duración. Se trata de cambios que pueden implicar varias unidades del 8^{18}O y que separan intervalos de duración siempre superior al millón de años. El muestreo para detectar estos cambios puede hacerse con un espaciado más amplio, pero para tener una mayor fiabilidad de los resultados hay que partir de lotes de muestras que permitan obtener valores estadísticamente representativos.

14.2.1.2.- Medida de paleotemperaturas

El único método fiable para la medida de paleotemperaturas del que se dispone en la actualidad es el basado en los isótopos de oxígeno. Se basa en los resultados de experimentos realizados por Urey, premio Nobel de Química (Urey, 1947), y desarrolladas pos-

teriormente por Epstein *et al.* (1951, 1953) y Urey *et al.* (1951), en los que se pusieron de manifiesto una estrecha relación entre la temperatura de precipitación del carbonato calcico, la razón isotópica del agua del mar y la razón isotópica de los materiales precipitados. Aplicadas estas ideas a medios sedimentarios actuales se observó que había un equilibrio isotópico entre el agua en cada medio, los caparazones calizos de gran parte de los organismos que viven en ella y los sedimentos calizos que se forman.

De acuerdo con Anderson y Arthur (1983) entre los organismos actuales, y en consecuencia de los fósiles, hay unos como son los braquiópodos, moluscos, foraminíferos, etc. en los que el equilibrio isotópico entre carbonato calcico de sus caparazones y el del agua del medio es total y, por tanto, pueden usarse con gran fiabilidad en la medida de paleotemperaturas. Por el contrario hay otros organismos (equinodermos, corales y algunas algas) en los que este equilibrio o no existe o no está suficientemente demostrado, por lo resulta prudente no utilizarlos con este fin.

La técnica consiste en la medida del 8^{18}O en las rocas sedimentarias o en los fósiles calizos que contengan y, mediante la aplicación de las fórmulas propuestas por diversos autores, medir la pale-otemperatura del agua. La primera fórmula propuesta es la de Epstein *etal.* (1951):

$$T = 16,5 - 4,3 (8 - A) + 0.14 (8 - A)^2$$

en la que T es la temperatura a medir, expresada en grados centígrados, 8 es el 8^{18}O de la muestra medida en partes por mil con respecto al PDB y A es el valor deducido del 8^{18}O del CO_2 equilibrado isotópicamente con el agua del medio a la misma temperatura, igualmente expresado frente al PDB.

Una de las fórmulas más utilizadas en la actualidad para la medida de paleotemperaturas es la de Shackleton y Kennett (1975):

$$T = 16,9 - 4,38 (8c - 8w) + 0,1 (8c - 8w)^2$$

en la que T es igual que en la anterior, 8c es el 8^{18}O de la muestra medida en partes por mil con respecto al PDB y 8w (= A de la fórmula anterior) es el valor deducido del 8^{18}O del CO_2 equilibrado isotópicamente con el agua del medio.

La aplicación de una fórmula u otra implica pequeños cambios en la medida, apenas de medio grado según Jiménez de Cisneros *et al.* (1988). La dificultad real de la medida consiste en la deducción o atribución del valor del 8^{18}O del agua que estaba en equilibrio isotópico con el material depositado. Shackleton y Kennett (1975) recomiendan usar valores para el 8w, expresado en PDB, de -0,28 para los océanos actuales y de -1,28 para los océanos anteriores al Mioceno medio, o sea, para tiempos anteriores a la formación de los grandes casquetes glaciales actuales.

Para poder medir paleotemperaturas en medios cerrados hay que deducir indirectamente, por comparación con medios actuales, cual sería el valor del δw , lo que puede implicar errores absolutos importantes. Sin embargo, si para un medio concreto se acepta que el δw haya permanecido constante durante un intervalo de tiempo largo, las medidas de paleotemperaturas relativas que se realicen serán muy fiables. Para medios subaéreos se toman los valores del δw de las aguas de lluvia o las de las aguas dulces de ríos y lagos, fáciles de medir para medios actuales y muy difíciles de estimar para medios antiguos.

Las medidas de paleotemperaturas en los medios marinos para materiales del Cuaternario presentan una alta fiabilidad y permiten detectar ciclos climáticos de una duración del orden de varias decenas de miles de años (20.000-100.000 años). Para intervalos de tiempos anteriores se disponen de escalas de paleotemperaturas relativamente fiables para el conjunto de los océanos a partir del Cretácico hasta el Plioceno. El grado de precisión, en estas escalas generales, es mucho menor que en el Cuaternario y en ellas lo que se detectan son cambios de temperatura o intervalos de temperaturas anómalas siempre medibles en millones de años. Sin embargo, en estudios de detalle de secciones con ciclos decamétricos de calizas/margas, se pueden poner de manifiesto, con medidas de paleo-temperaturas, ciclicidades climáticas del orden de duración de las medidas en los materiales cuaternarios, que corresponden a los denominados ciclos de Milankovitch, sobre los que se tratará ampliamente en el capítulo 16.

Las medidas de paleotemperaturas en materiales calizos someros solamente tienen fiabilidad cuando por otros criterios (p. ej. texturales) se pueda afirmar que las alteraciones diagenéticas no han modificado la razón isotópica originaria.

Existen algunas variantes, de este método de medida de paleotemperaturas, que consisten esencialmente en medir el $\delta^{18}\text{O}$ en otros minerales que no sean la calcita, como pueden ser la sílice biogénica y el fosfato biogénico o químico (ver: Faure, 1986, capítulo 24). Entre ellas destaca la técnica propugnada por Longinelli y Nuti (1973) basada en la medida del $\delta^{18}\text{O}$ en fosfatos biogénicos o químicos, siempre marinos. Parten estos autores de datos obtenidos en medios marinos actuales donde detectan un equilibrio isotópico entre el agua del medio y los fosfatos tanto biogénicos (conodontos, peces, huesos de mamíferos, etc.) como químicos (fosforita). Ellos miden la paleotemperatura a partir de la siguiente fórmula:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 111,4 - 4,3 (\delta p - \delta w + 0,5)$$

en la que δp es el valor del $\delta^{18}\text{O}$ del fosfato expresado con respecto al SMOW y δw es el del agua en equilibrio isotópico a la misma temperatura, o sea, del agua del medio, como en la fórmulas anteriores. La medida de una paleotemperatura, a partir del estudio de una

muestra, aplicando cualquiera de los métodos anteriores (^{18}O en carbonatos o en fosfatos) solamente tiene un valor puntual. Los frecuentes cambios de temperatura acaecidos a lo largo del tiempo, unos de corto periodo (del orden de los 100.000 años) y otros de mayor amplitud (millones de años) hacen que tenga que elegirse un sistema u otro de muestreo según los objetivos perseguidos. Para poder detectar cambios de temperatura de escasa amplitud temporal es necesario hacer un muestro muy denso (p.ej. cada 10 cm) a lo largo del ciclo en el que se quiera constatar este posible cambio. Por el contrario si se quieren constatar cambios de mayor amplitud temporal, los muéstreos se tienen que hacer más espaciados y reunir por conjuntos de muestras afines para trabajar con valores medios, que sean representativos de un intervalo, de manera que se elimine el factor debido a los cambios menores. En el caso de hacerse las medidas en ritmitas de dos litologías (p.ej. calizas/margas) los valores que se comparan solamente serán los de una de ellas.

La información obtenida por los programas internacionales de sondeos marinos profundos (DSDP y ODP) es extraordinariamente importante ya que en ellos se conjungan ambos factores. Los muéstreos se realizan con espaciado muy denso (cada cm o dm) a lo largo de toda la columna, con lo que se disponen de centenares o miles de datos para cada sondeo, que permiten de una parte detectar cambios de menor amplitud y de otra hacer el tratamiento estadístico de lotes de muestras para ver su evolución temporal y elaborar curvas de paleotemperaturas.

14.2.1.3.- Aplicación al Cuaternario

Para los materiales más modernos, bajo los fondos oceánicos, además de los datos de los sondeos marinos (los metros más superficiales) se disponen de los datos de testigos de pistón que pueden cortar parte o todo el Cuaternario. Emiliani (1955) fue el investigador que constató por primera vez una ciclicidad de los valores del ^{18}O en los materiales del Pleistoceno de los fondos marinos, correlacionables entre testigos de pistón de diferentes océanos (Atlántico y Pacífico). El mismo autor (Emiliani, 1966, 1978) a partir del estudio de testigos de pistón en el mar del Caribe y el Pacífico define para los últimos 730.000 años un total de 20 estadios isotópicos, que numera del 1 al 20, de más moderno al más antiguo, y que corresponden los impares a valores bajos del ^{18}O (altos de paleotemperatura) y los pares a lo contrario. Esta escala completada y correlacionada con la escala magnetoestratigráfica por Shackleton y Opdyke (1973, 1976) se reproduce en la fig. 14.6.

Los estudios sucesivos en distintos emplazamientos correspondientes al conjunto del Cuaternario han ido poniendo de manifiesto de manera reiterada una correlación precisa de ciclos de ^{18}O , coincidentes con ciclos de CO_3Ca , con los establecidos en las escalas antes citadas. En la figura 14.7 se representa la correlación entre los

«oortóo

Figura 14.6.- Escala de estadios isotópicos basada en los valores del 8^{18}O de los sedimentos obtenida por Shackleton y Opdyke (1976) a partir de un testigo de pistón (V28-238) procedente del Pacífico Ecuatorial Caribe para los últimos 2,1 Ma, que incluye los estadios definidos previamente por Emiliani (1955) en otros testigos de pistón (P6304-8 y P6304-9) procedentes del Caribe.

ciclos de 8^{18}O (que son también de paleotemperaturas), entre un sondeo del DSDP, Hole 552A, localizado en el Atlántico norte y un testigo de pistón del Pacífico ecuatorial, correspondiente a la época de Brunhes y gran parte de la Matuyama (últimos 1,3 Ma). En ambos casos se delimitan una treintena de estadios isotópicos correlacionables entre sí y con los diferenciados en la escala de referencia.

La escala de estadios isotópicos ha sido recientemente perfeccionada por Williams *et al.* (1988) quienes, a partir de datos de múltiples autores previos, delimitan 65 estadios para los últimos 1,88 Ma (fig. 14.8). Para su elaboración se basan en los datos previamente publicados de un testigo de pistón en el Pacífico occidental-ecuatorial (V28-239) y en los sondeos del DSDP: 504 en el Pacífico cercano a Panamá, 502B en el mar del Caribe y 552A del Atlántico norte. A partir de los datos de espesores, dataciones y tasas de sedimentación hacen un cálculo de la edad precisa del límite de cada estadio isotópico. Así, por ejemplo, el límite entre los estadios 13 y 14 lo fijan en 531 ± 7 ka y en límite entre los estadios 24 y 25 lo fijan en 839 ± 5 ka.

14.2.1.4.- Escala de paleotemperaturas

La medida de paleotemperaturas para intervalos de tiempo anteriores al Cuaternario tiene algunas dificultades, que es necesario comentar, para en función de ello plantear lo más correctamente posible la

Hole 552A CO₃Ca (%) δ¹⁸O (‰ PDB)

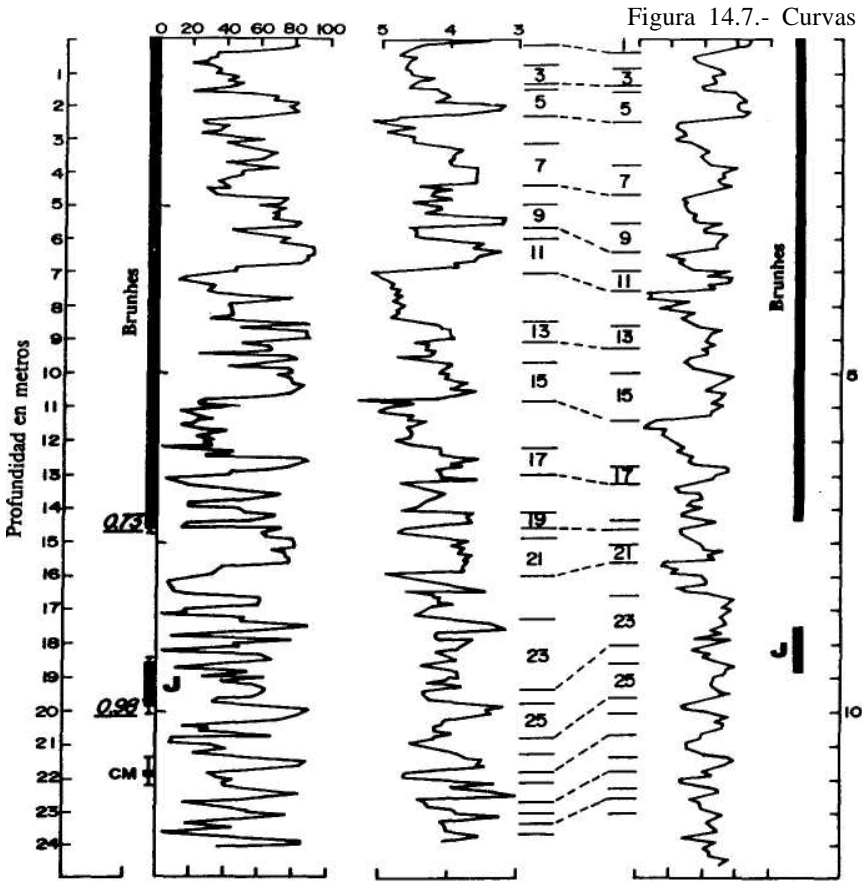


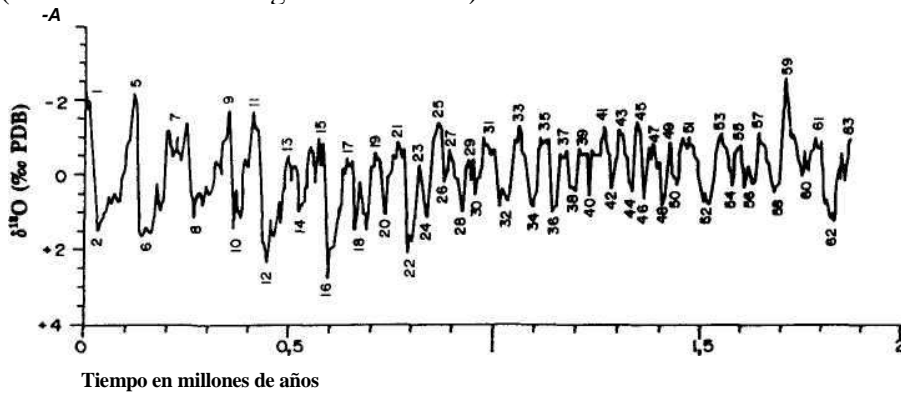
Figura 14.7.- Curvas de contenido en Cú^{Ca} y de

valores del δ¹⁸O para el sondeo del DSDP, Hole 552A, localizado en el Atlántico norte y correlación con los datos del testigo de pistón (V28-239) del Pacífico ecuatorial estudiado por Shackleton y Opdyke (1976), correspondiente a la época de Brunhes y gran parte de la Matuyama (últimos 1,3 Ma). En ambos casos se delimitan una treintena de estadios isotópicos correlacionares entre sí y con los diferenciados en las escalas de referencia.

toma de datos y la interpretación de los mismos. Se parte siempre de que se trabaje con materiales carbonatados pelágicos en los que la razón isotópica debe ser similar a la original. En el caso de que fuesen otros los materiales habría que añadir los problemas relacionados con cambios de dicha

razón isotópica por efectos de la diagénesis.

La primera dificultad consiste en la constante variación de temperatura, actual y pasada, con la latitud y altitud. Para hacer una valoración correcta de las medidas de paleotemperaturas es necesario precisar cual era la latitud (no necesariamente igual a la actual)



Brunhes

Jar.

Muvai

Figura 14.8.- Escala de estadios isotópicos de Williams *et al.* (1988) en la que se delimitan 65 estadios para los últimos 1,88 Ma (explicación en el texto).

de manera que al comparar medidas tengamos en cuenta las diferentes latitudes de los materiales estudiados. No se puede dar una escala única de paleotemperaturas para el tiempo pasado, sino como mínimo serán dos: una para regiones ecuatoriales y otra para áreas de alta latitud. La altitud es más difícil de valorar, por lo que usualmente las medidas se hacen siempre referidas al nivel del mar.

La segunda dificultad deriva de que en cualquier punto geográfico concreto hay continuos cambios de temperatura (diurnos, estacionales, de varios años, etc.), por lo que hay que recurrir a una medida con valor estadístico, concretamente a la "temperatura media anual". Las variaciones son menores en las aguas de los océanos donde los cambios a lo largo del tiempo son muy inferiores a los de los continentes, mares interiores o lagos. Lógicamente la escala de paleotemperaturas que se pudiese elaborar será más fiable si se parte de un número de muestras elevado que permita hacer un tratamiento estadístico de sus resultados. Esta razón hace que los datos de una posible escala global de paleotemperaturas se limiten al intervalo comprendido entre el inicio del Cretácico y la actualidad, por basarse fundamentalmente en los datos de DSDP y ODP en los que la densidad de información es enorme.

La tercera dificultad relacionada con la medida de paleotemperaturas de los océanos, a partir de materiales pelágicos consiste en saber separar los datos representativos de las temperaturas superficiales y de las temperaturas de fondo, siempre inferior y en algunos casos, como en las áreas ecuatoriales, muy inferior. Para sedimentos actuales se detecta que el ^{18}O de los foraminíferos planctónicos, y en general de los organismos flotadores, está relacionado con la temperatura de las aguas superficiales de los océanos, mientras

que los datos de los organismos bentónicos o los propios sedimentos están relacionados con la temperatura del fondo.

Las dificultades, anteriormente comentadas, pueden implicar errores en la valoración absoluta de las paleotemperaturas, de manera que una medida de 20°C pueda ser realmente algunos grados por encima o por debajo de esta cifra. Sin embargo, para una misma localidad (sección estratigráfica levantada en el campo o a partir de sondeos) los valores relativos de las paleotemperaturas pueden dar unos datos de máximo interés, ya que ponen claramente de manifiesto cambios de épocas más frías a más cálidas.

En la figura 14.9A se reproduce un gráfico de Francis y Frakes (1993) en el que se muestran (N) las curvas de paleotemperaturas para el Cretácico, para el Pacífico noroccidental, elaboradas a partir de los datos de 8^{18}O de fauna bentónica (temperatura del fondo) y planctónica (temperatura superficial de los océanos). Se puede ver un paralelismo entre ambas curvas con valor en la paleotemperatura del fondo del orden de 10°C menos que las superficiales. Los máximos de temperatura corresponde al Cenomaniense inferior y al tránsito Santoniense-Campaniense. Se añade una curva elaborada a partir de la medida del 8^{18}O de los fosfatos (O) sobre restos de peces en aguas ecuatoriales. Junto a la escala de tiempo se coloca, además, la escala del 5^{13}C (M) y la posición de los principales intervalos de facies anóxicas (OAE). Se puede ver claramente que no hay relación entre esta curva y dichos episodios con las curvas del 8^{18}O , que son las de paleotemperaturas.

En la figura 14.9B se reproduce parcialmente el gráfico de Barron y Keller (1982) con los valores de 5^{18}O , correspondientes a foraminíferos bentónicos, para el intervalo de 16-a 5 Ma y de sondeos realizados en el Pacífico ecuatorial. A ella se le ha añadido una escala de paleotemperaturas aplicando la fórmula de Shackleton y Kennett (1975), antes citada, y dando al 5w un valor de -0,28 como aconsejan dichos autores para tiempos recientes. Se puede constatar una progresiva reducción de la temperatura desde unos 12°C en la base del Mioceno medio hasta valores de 4-6°C en el Mioceno terminal y Plioceno.

Por su parte en la figura 14.10 se reproducen dos gráficos de medida de paleotemperaturas. El primero de ellos (fig. 14.10A) está realizado a partir de los valores del 8^{18}O de los foraminíferos planctónicos del Eoceno inferior y medio, para el Subbético (Sur de España) de Jiménez de Cisneros *et al.* (1988) y en él se observa un cambio brusco de temperatura hacia el límite Eoceno inferior -Eoceno medio. En el otro gráfico (fig. 14.10B), original de Shackleton y Kennett (1975), se reproduce la escala de paleotemperaturas de aguas superficiales, elaborada a partir de foraminíferos planctónicos del Eoceno, Oligoceno y Mioceno inferior, procedentes de testigos de sondeos oceánicos realizados al SW de Australia. El cambio más espectacular de temperatura se sitúa en el límite Eoceno-Oligoceno, con un descenso de unos 4-5°C.

Una curva de paleotemperaturas, de poca precisión, para el Jurá-

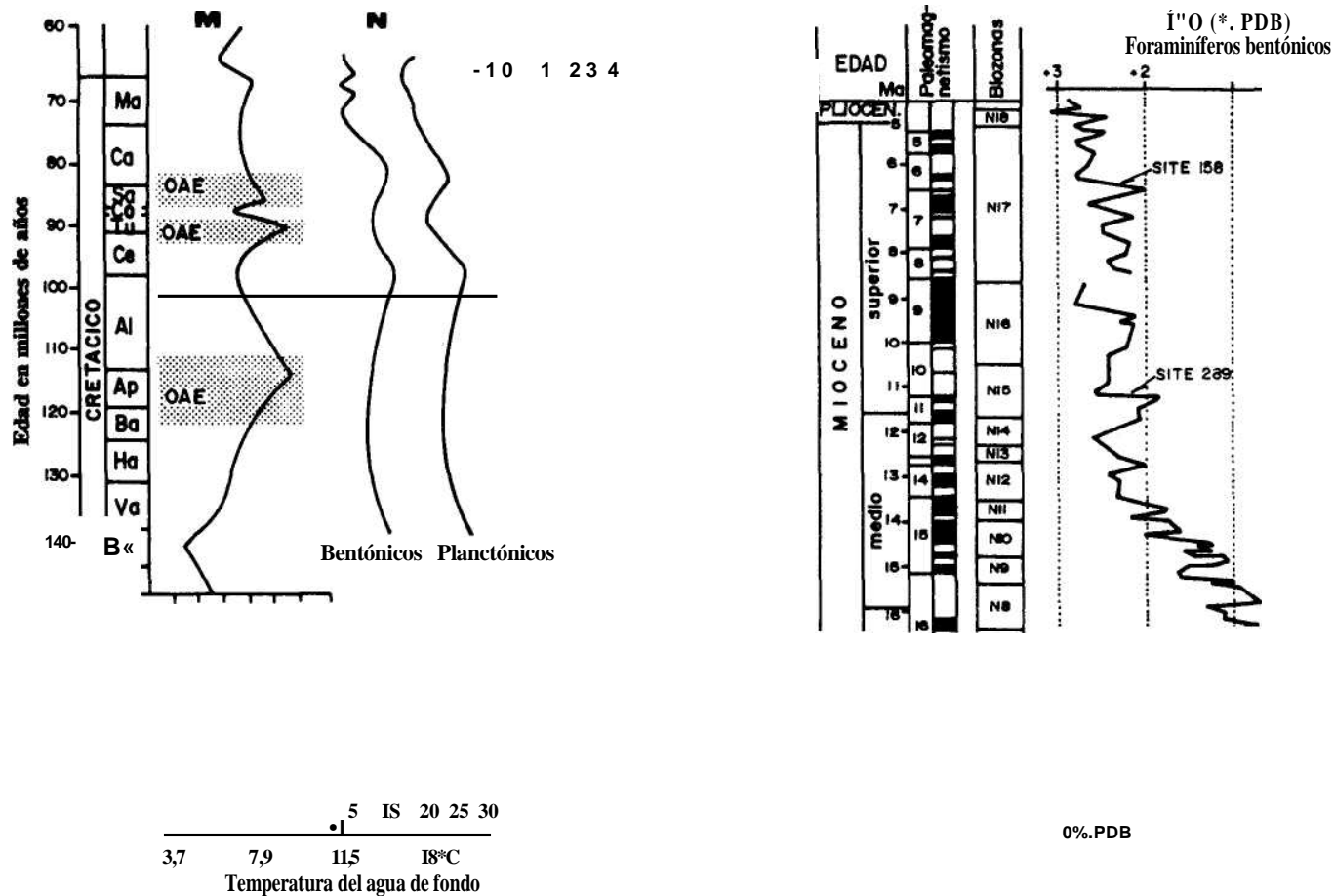


Figura 14.9.- Curvas de paleotemperaturas. A.- Curvas propuestas para el conjunto del Cretácico por Francis y Frakes (1993): N.- Curvas de paleotemperaturas para el Cretácico, en el Pacífico noroccidental, elaboradas a partir de los datos de $S^{18}O$ de fauna bentónica (temperatura del fondo) y planctónica (temperatura superficial de los océanos). O.- Curva elaborada a partir de la medida del $S^{18}O$ de los fosfatos sobre restos de peces en aguas ecuatoriales. M.- Valores medios del $\delta^{13}C$ y posición de los episodios anóxicos (OAE). B.- Curva de valores de $\delta^{18}O$, correspondientes a foraminíferos bentónicos, para el intervalo de 16 a 5 Ma y de sondeos realizados en el Pacífico ecuatorial (Barron y Keller, 1982). Explicación en el texto.

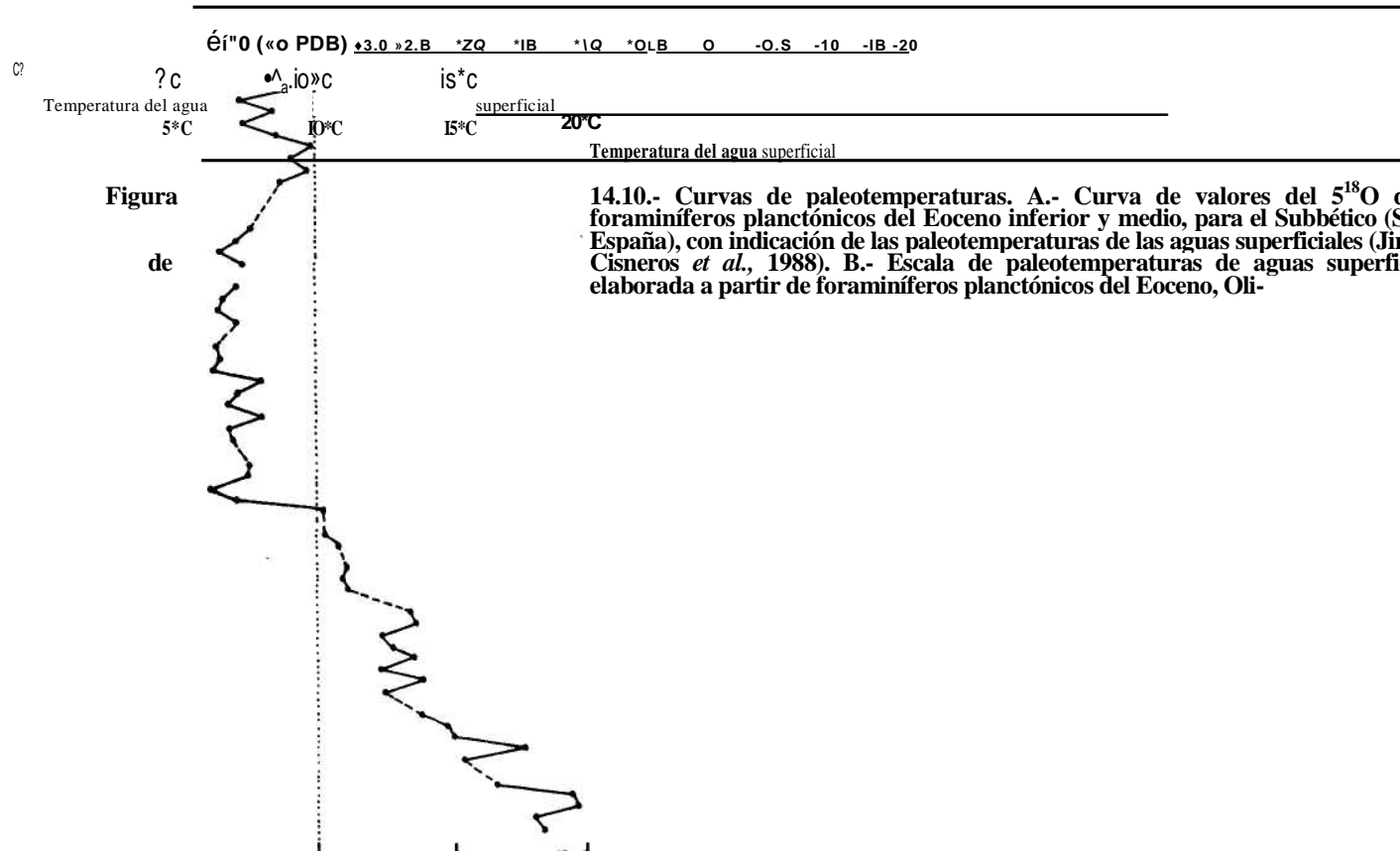


Figura
de

14.10.- Curvas de paleotemperaturas. A.- Curva de valores del $\delta^{18}O$ de los foraminíferos planctónicos del Eoceno inferior y medio, para el Subbético (Sur de España), con indicación de las paleotemperaturas de las aguas superficiales (Jiménez Cisneros *et al.*, 1988). B.- Escala de paleotemperaturas de aguas superficiales, elaborada a partir de foraminíferos planctónicos del Eoceno, Oli-

sico es presentada por Fischer y Arthur (1977) elaborada a partir del ^{518}O de Belemnites en el noroeste de Europa. En ella se inicia el Jurásico con temperaturas del orden de 18-20 C, que disminuyen durante el Sinemuriense y Pliensbachiense hasta valores de unos 16°C, para aumentar bruscamente durante el Toarciense (21-23°C). Durante el Jurásico medio se tienen los valores mínimos de temperatura (11-13°C) para subir hasta otro máximo relativo en el Oxfordiense (16-18°C) y desde ahí disminuir progresivamente hasta el inicio del Cretácico.

14.2.2.- Los isótopos del carbono

Como ya se dijo anteriormente, cuando una muestra de carbonatos (sedimento o resto de fósil) es tratada en el laboratorio y analizada en el espectrómetro de masas se obtienen simultáneamente los valores del ^{813}C y del ^{518}O . Sin embargo el análisis de sus resultados respectivos necesita tratamiento específico ya que se constata que entre las curvas de evolución temporal de los valores de ambas razones isotópicas no hay concordancia (p. ej. fig. 14.9A). Todo ello indica que las causas que motivaron los cambios en dichas razones isotópicas son diferentes para cada una de ellas. El interés del estudio isotópico de los carbonatos se ha centrado preferentemente en el ^{818}O hasta los años 1975-1980, en los que se empezó a prestar atención, además, a la interpretación de los valores relativos del ^{813}C en secciones estratigráficas.

Actualmente se conoce que la influencia de la temperatura del agua sobre el ^{813}C de los caparzones de los organismos que en ella viven, o de los sedimentos calizos que se depositan, es mínima o casi nula. Varios fenómenos de interés en la distribución estratigráfica del ^{813}C han llamado la atención y han motivado el estudio en detalle de esta razón isotópica.

Uno de ellos es la variación que presentan los valores de diferentes organismos. En la figura 14.11 se representa un gráfico de Berger *et al.* (1981) en el que se puede ver como los valores absolutos del ^{813}C son diferentes para cada especie, siendo mayores para el organismo bentónico (*G. sacculifer*) y menores para los organismos planctónicos. Se pone de manifiesto, que como en los isótopos de oxígeno, el "efecto vital" es un factor que controla esta razón isotópica, y que incluso su influencia es posiblemente mayor. Sin duda, el dato que más interesa en la figura es el marcado paralelismo entre todas las curvas de manera que se demuestra que todos los valores cambian respondiendo a factores comunes.

Otro fenómeno de interés es la relación entre el contenido en materia orgánica del agua de los océanos y el ^{813}C . Un alto contenido en materia orgánica lleva consigo un aumento del ^{813}C en los sedimentos que se depositan. Los conocidos episodios anóxicos, caracterizados por el alto contenido de materia orgánica, se corresponden con máximo en el ^{813}C .

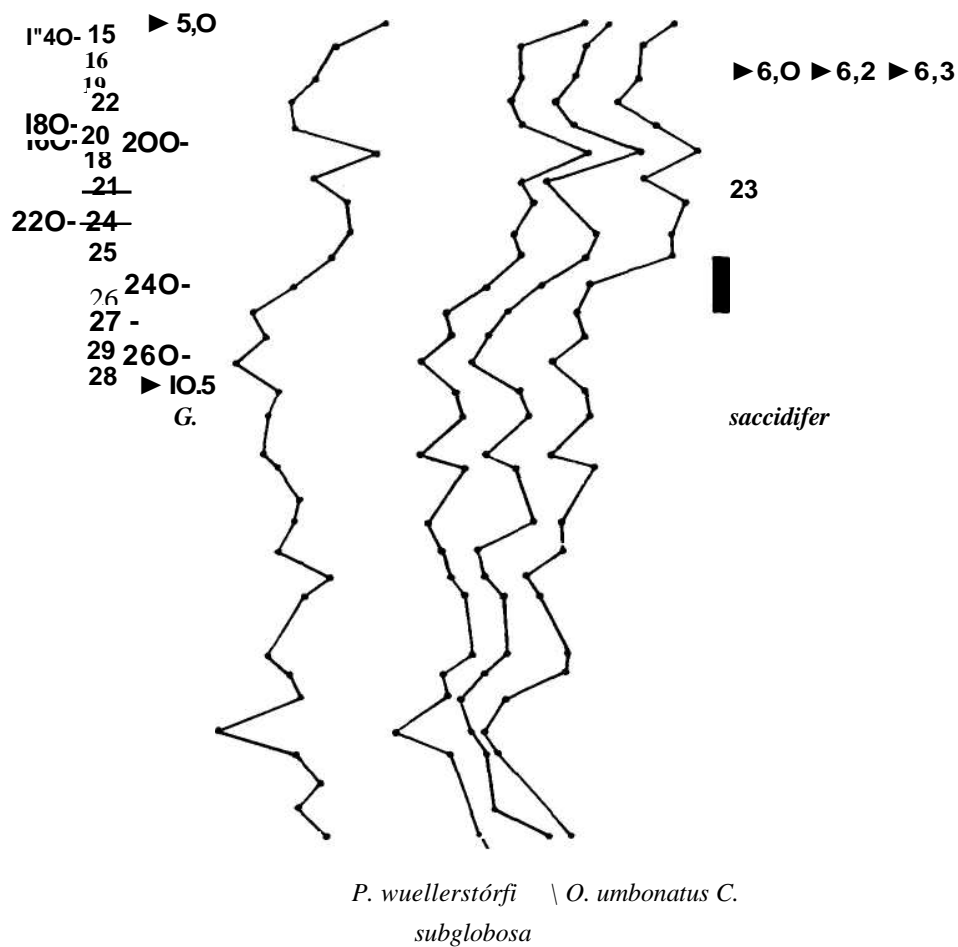


Figura 14.11.- Curvas con los valores del ^{13}C para cuatro especies diferentes donde se pone de manifiesto el "efecto vital" (Berger *et al.*, 1981). Explicación en el texto.

Un tercer fenómeno que ha llamado la atención en la distribución de los valores relativos del ^{13}C en secciones estratigráficas es la existencia de cambios bruscos (descensos especialmente) coetáneos en áreas muy distantes entre sí. Ejemplos de estos cambios son los que se dan en el límite Cretácico-Terciario, en el límite Paleoceno-Eoceno y dentro del Mioceno superior.

Un cuarto fenómeno constatado, que ha motivado el gran interés

reciente del 8^{13}C , es el paralelismo entre las curvas de variaciones del citado valor y las curvas de cambios relativos del nivel del mar, de manera que todo parece indicar que los cambios del 8^{13}C , al menos en parte, vengan controlados por los cambios relativos del nivel del mar, y lo que es más importante, que se disponga con ello de una herramienta para poder localizar en secciones estratigráficas de materiales pelágicos niveles que correspondan a dichos cambios. En el estudio de las calcretas los valores de 8^{13}C pueden indicar el tipo de vegetación dominante y a partir de ello deducir los aspectos climáticos reinantes durante su génesis (ver Wright y Tucker, 1991).

14.2.2.1.- Causas de las fluctuaciones del 8^{13}C

El análisis comparado de los cambios del 8^{13}C con otros índices geoquímicos (p. ej. elementos traza) permite deducir que son varias las causas que provocan cambios en la distribución de dicha razón isotópica.

Un cambio notable del nivel del mar va a quedar reflejado en variaciones, igualmente notables del 8^{13}C . Siguiendo las ideas de Broecker (1982) y Renard (1987) en los periodos de nivel del mar alto la superficie continental se reduce y la biomasa continental igualmente se reduce, lo que conlleva una reducción de aportes nutritivos de procedencia continental a los océanos, que trae como consecuencia un aumento del 8^{13}C . Por el contrario en los momentos de nivel del mar bajo, la biomasa continental aumenta y con ello igualmente aumentan los aportes nutritivos desde el continente al océano, con lo que se produce una disminución del 8^{13}C . En definitiva una transgresión quedará reflejada en cambios positivos del 8^{13}C , mientras que una regresión se reflejará en cambios negativos. Dado que en la historia de la Tierra los periodos bruscos de regresión son más frecuente que los de transgresiones, se tendrá que una regresión brusca que en el borde del continente puede producir discontinuidades, en el interior del océano quedará reflejada en un descenso neto del 8^{13}C , teniendo con ello un criterio de correlación de discontinuidades del borde de la cuenca con superficies de continuidad correlativa en el interior de la misma.

Otros factores que pueden reflejarse en cambios del 8^{13}C son: fluctuaciones en la biomasa de los continentes inducidas no por cambios del nivel del mar, sino por cambios climáticos y/o evolutivos (efectos positivos o negativos), incendios forestales de grandes dimensiones (efectos negativos), cambios de la circulación oceánica que influyan en la distribución de las masas más o menos ricas en materia orgánica, etc.

14.2.2.2.- Escala estratigráfica basada en la evolución del 8^{13}C

Renard (1984) a partir de múltiples datos de sondeos oceánicos y afloramientos superficiales de materiales pelágicos elaboró una

curva de contenido del 6^{13}C desde el Jurásico medio hasta la actualidad. En el Jurásico superior los valores medios son cercanos al $+1\text{‰}$ ascendiendo progresivamente en el Cretácico inferior, con varios máximos relativos de hasta $+2\text{‰}$, que alcanza un máximo absoluto en el Aptiense donde se llega a $+4\text{‰}$. A partir de aquí desciende bruscamente para tener en el resto del Cretácico valores comprendidos entre $+1\text{‰}$ y $+3\text{‰}$. Coincidiendo con el límite Cretácico-Terciario se pasa bruscamente desde valores cercanos a $+3\text{‰}$ hasta valores iguales o inferiores al $+1\text{‰}$. Durante el Paleoceno aumenta progresivamente hasta llegar al límite con el Eoceno en el que tiene lugar un nuevo descenso brusco (desde $+3\text{‰}$ hasta $+1\text{‰}$). Durante el Eoceno y Oligoceno los valores oscilan desde $+0,5\text{‰}$ a $+2\text{‰}$, con varios máximos y mínimos, alcanzando otro máximo notable en el Mioceno medio (valores de hasta $+3\text{‰}$), para descender progresivamente hasta el Pleistoceno (valores de $+0\text{‰}$ a $+1\text{‰}$), siendo muy fluctuantes durante el Cuaternario.

En la figura 14.12 se reproduce una tabla con valores de Renard (1984, 1985) en la que se marca la posible división en zonas qui-mioestratigráficas de los últimos 140 Ma, tanto para el 5^{13}C como para el Sr y el Mg. No se trata de una verdadera escala estratigráfica, sino de una tentativa de diferenciación de unidades quimioestratigráficas, que pudiera en un futuro servir de base a una escala qui-mioestratigráfica.

14.2.3.- Los isótopos del estroncio y de azufre

Cuatro isótopos estables del estroncio aparecen en la naturaleza: el 84Sr (82,53% de abundancia), el 86Sr (7,04%), el 87Sr (8,87%) y el 88Sr (0,56%). La relación que tiene mayor interés para su interpretación genética es la $87\text{Sr}/86\text{Sr}$. Esta relación ha sido cambiante a lo largo del tiempo geológico, desde valores de 0,709 en el Cámbrico, que descienden de manera fluctuante con mínimos relativos de 0,708 en el Ordovícico y Devónico, aún menores en el Carbonífero inferior, hasta un mínimo absoluto en el Pérmico superior con valores inferiores a 0,707. En el Triásico y Jurásico inferior los valores ascienden hasta cerca de 0,708, para llegar a otro mínimo en el inicio del Jurásico superior y a partir de ahí aumentar progresivamente hasta valores de 0,709 en la actualidad (fig. 14.13). De acuerdo con Renard (1987) los cambios vienen controlados por tres factores: hidrotermalismo submarino, aporte continental y reciclaje submarino por recristalización de antiguos sedimentos carbonatados.

Para el azufre se conocen cuatro isótopos estables cuyas abundancias relativas, respecto a la suma de ellos, son: $32\text{S} = 95,02\%$, $33\text{S} = 0,75\%$, $34\text{S} = 4,21\%$ y $36\text{S} = 0,02\%$. La razón isotópica que se utiliza en la interpretación geoquímica es $34\text{S}/32\text{S}$, que se expresa en 8^{34}S en partes por mil y referido a estándar CDT. Los valores del 5^{34}S para materiales marinos pelágicos varían a lo largo del tiempo de manera notable. En gran parte del Precámbrico son del orden de

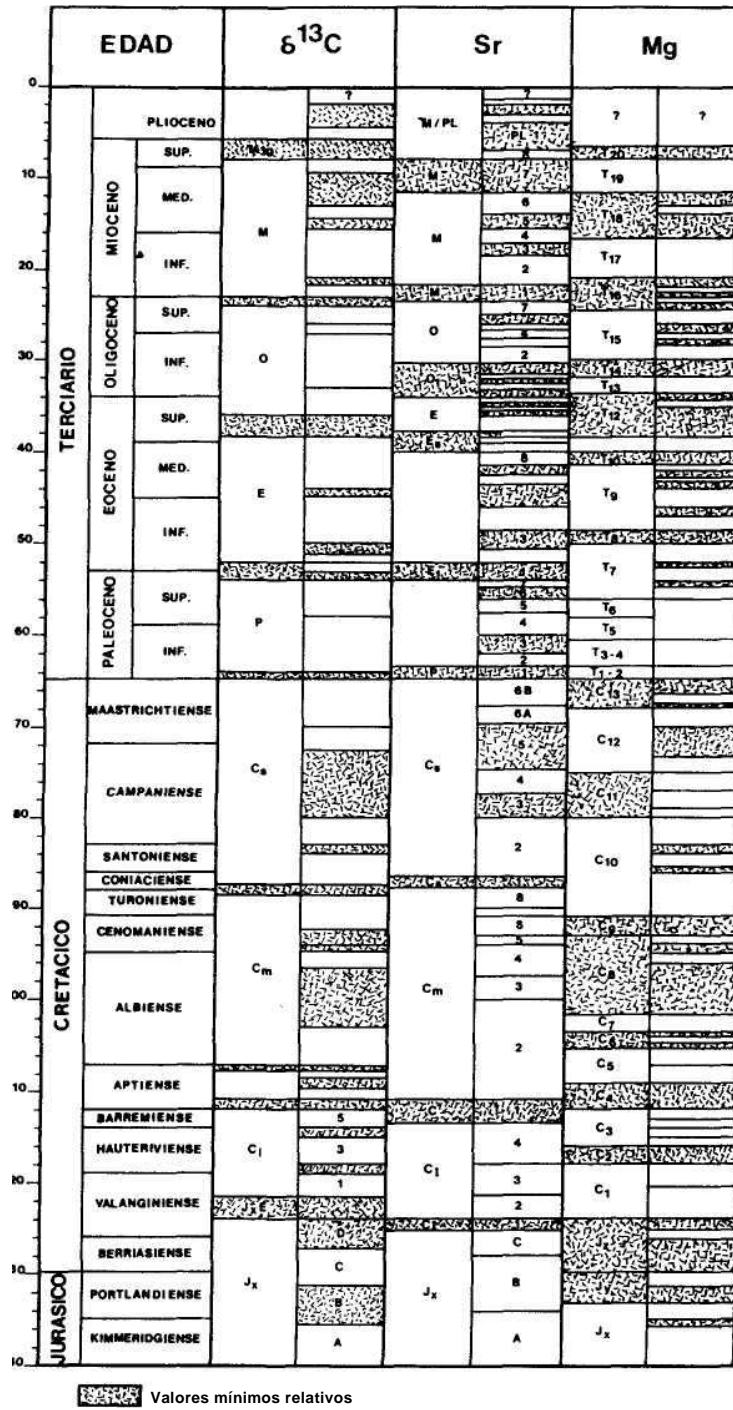


Figura 14.12.- Gráfico de valores relativos del $\delta^{13}\text{C}$, Sr y Mg (Renard, 1984, 1985) para los últimos 140 millones de años (explicación en el texto).

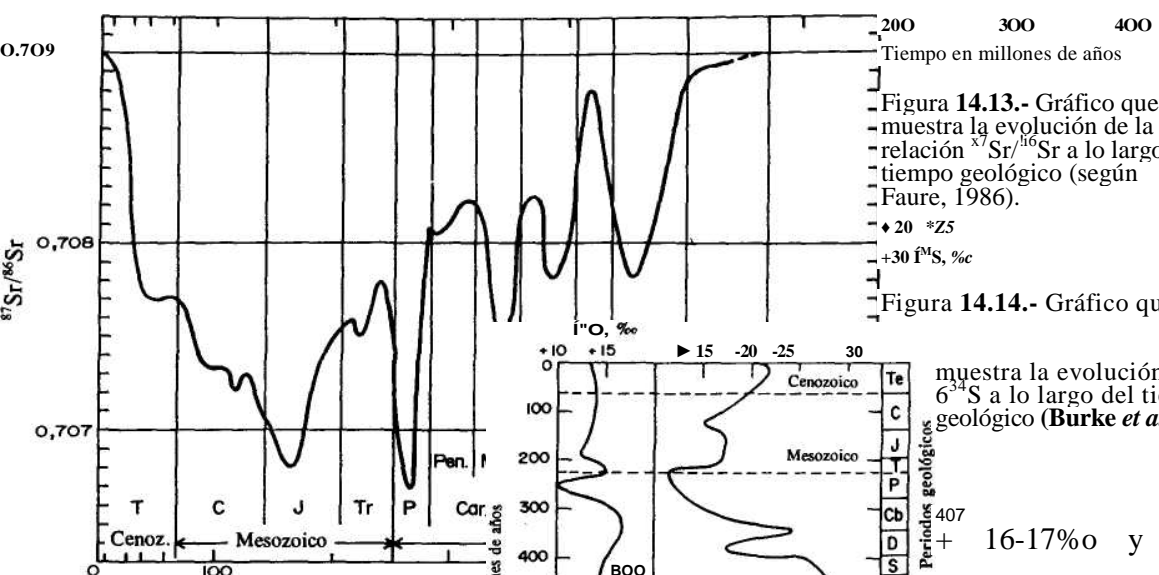


Figura 14.13.- Gráfico que muestra la evolución de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a lo largo del tiempo geológico (según Faure, 1986).

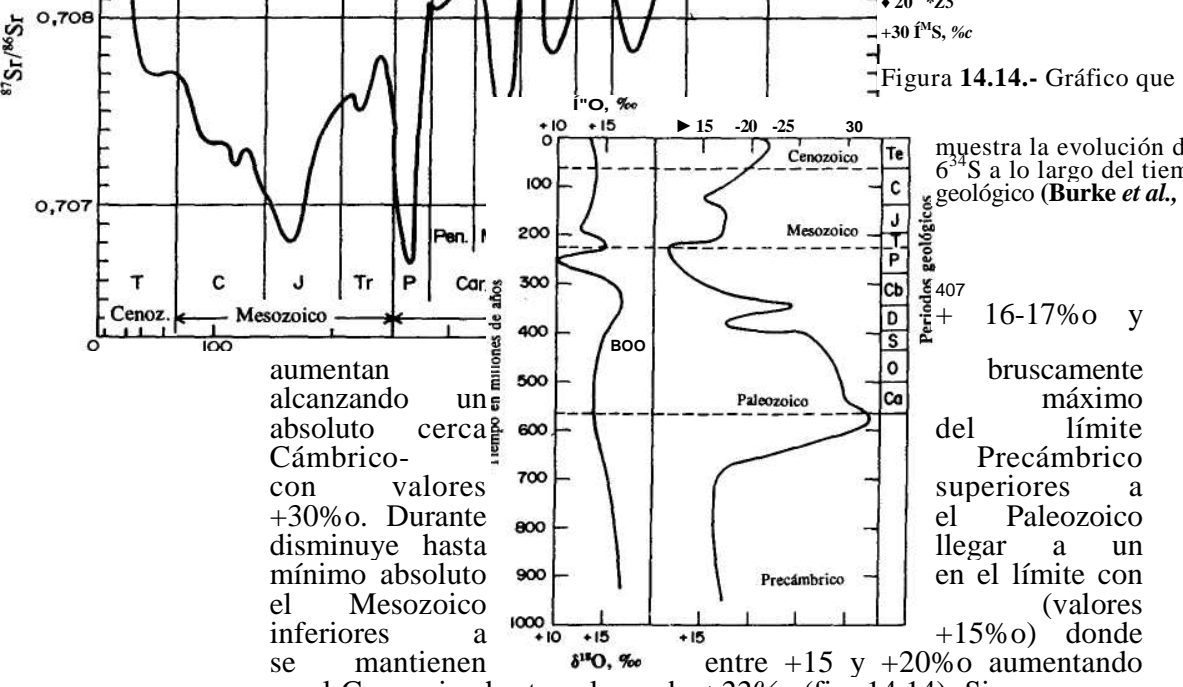


Figura 14.14.- Gráfico que muestra la evolución del ^{34}S a lo largo del tiempo geológico (Burke *et al.*, 1982).

aumentan alcanzando un absoluto cerca del Cámbrico con valores +30‰. Durante el Mesozoico disminuye hasta un mínimo absoluto inferior a +15‰. En el Cenozoico se mantienen valores entre +15 y +20‰ aumentando hasta valores de +22‰ (fig. 14.14). Si se compara con la curva media del ^{18}O se ve que no hay coincidencia, por lo que los factores que regulan los cambios de ambos valores son diferentes. En medios continentales la razón isotópica ^{34}S suministra información sobre las condiciones del depósito (Utrilla *et al.*, 1991) lo que podría utilizarse como criterio de correlación entre secciones estra-tigráficas.

- 1 5.1.- Fen6menos graduales y catastr6ficos 1 5.1.1.- Las catastrofes naturales I 5.1.2.- El catastrofismo actualista o nuevo uniformismo
- 1 5.2.- El concepto de evento en Estratigrafia
- I 5.3.- Tipos de eventos
 - 1 5.3.1.- Naturaleza de los eventos
 - 1 5.3.2.- Duracion e intervalo de recurrencia de los eventos
- 1 5.4.- Reconocimiento de los eventos en el registro estratigrafico 1 5.4.1.- Reconocimiento de eventos climaticos 1 5.4.2- Reconocimiento de eventos oceanograficos I 5.4.3.- Reconocimiento de eventos tect6nicos y eustaticos I 5.4.4.- Reconocimiento de eventos sedimentarios 1 5.4.5.- Reconocimiento de bioeventos I 5.4.6.- Reconocimiento de eventos c6smicos 1 5.4.7.- Reconocimiento de eventos magnetoestratigraficos 1 5.4.8.- Reconocimiento de eventos volcanicos
- I 5.5.- La Estratigrafia de eventos
 - 1 5.5.1.- Eventos a nivel de cuenca I 5.5.2.- Eventos a nivel mundial

En el capítulo 1 se trataba sobre el principio de la "simultaneidad de eventos" y se adelantaba la idea básica de que en tiempos pasados en la naturaleza han ocurrido fenómenos graduales como los que ocurren en la actualidad de manera continua y otros episódicos, semejantes a algunos ocurridos en la Tierra en tiempos recientes. A estos fenómenos, en conjunto considerados como normales, se superponen otros raros y eventuales (*eventos*). En este capítulo se va a tratar, sobre estos últimos, sobre su reconocimiento en el registro estratigráfico y sobre su utilización como herramienta para la correlación estratigráfica. Se planteará una nueva manera de enfocar el análisis de cuencas, que consiste en el reconocimiento, en los materiales que las rellenan, de superficies de estratificación o de estratos individuales que sean el reflejo de fenómenos que afectaron a toda la cuenca y en algunas ocasiones a áreas mucho más amplias.

15.1.- FENOMENOS GRADUALES Y CATASTROFICOS

Fenómenos graduales son aquellos en los que las modificaciones se realizan de un modo progresivo. Ejemplos de los mismos son: el crecimiento de una dorsal, la sedimentación marina pelágica, la formación de un suelo, los cambios climáticos estacionales (invierno-verano), los cambios en la posición del cauce de un río y los cambios en la extensión de un lago. Fenómenos catastróficos son los que ocurren de manera momentánea y que pueden producir verdaderas catástrofes naturales. Ejemplos de los mismos son: una gran explosión volcánica, un gran terremoto, una inundación importante y un cambio brusco en la posición de la línea de costa.

La distinción entre fenómenos graduales y catastróficos en procesos actuales es relativamente simple, ya que los segundos son los que ocasionan las catástrofes naturales. Sin embargo cuando se aplican estos conceptos a tiempos anteriores, y concretamente cuando su estudio se hace a partir del registro estratigráfico la distinción resulta, en muchas ocasiones, muy difícil. Ello se debe a que en las secciones estratigráficas el registro del tiempo no es completo, ya que la mayoría de ellas son el registro de una sedimentación episódica, en las que se suceden intervalos de depósito y otros de interrupciones sedimentarias cortas (diastemas), a los que se pueden superponer los de interrupciones mayores (discontinuidades).

15.1.1.-Las catástrofes naturales

Las catástrofes naturales son objeto de estudio muy detallado en la actualidad, atendiendo especialmente a los procesos que las originan, los efectos que producen, la periodicidad con la ocurren, e intentando (este es el objetivo principal de su estudio) predecir donde y cuando se pueden producir. Se pretende con ello prevenir y mitigar sus posibles efectos catastróficos sobre el hombre y sobre el medio ambiente.

Los tipos de catástrofes naturales, conocidas por sus efectos devastadores en la Tierra, son diversos. De una parte están las catástrofes debidas a cambios bruscos en los medios sedimentarios que originan depósitos excepcionales ("*eventitas*"). Se incluyen en ellas las grandes inundaciones con los consiguientes depósitos fluviales excepcionales ("inunditas"), las grandes tormentas que propician el depósito de "tempestitas" en las plataformas marinas y las corrientes de turbidez (y otros flujos en masas) que se expresan mediante depósitos de "turbiditas", y facies asociadas, especialmente en medios marinos profundos (fig. 15.1). A ellos añade las "sismitas", facies inducidas por grandes terremotos y los depósitos de flujos en masa que se asocian a las corrientes de turbidez (fig. 15.1). De otra parte se tienen las catástrofes debidas a explosiones de volcanes, que dieron lugar a capas de sedimentos piroclásticos que cubren grandes extensiones, de las cuales hay excelentes ejemplos en secciones estratigráficas de materiales de muy diferentes edades y localidades. Los grandes terremotos también constituyen catástrofes naturales conocidas por el hombre por sus efectos devastadores, hasta el punto que la escala clásica de intensidad de terremotos (Mercalli) se basa en los efectos que producen.

El estudio del registro estratigráfico, y dentro de él con especial interés el estudio del Cuaternario, permite afirmar que en tiempos pasados hubo algunas catástrofes no conocidas en los tiempos muy recientes (periodo histórico), cuyo papel hay que deducirlo a partir de los efectos reflejados en las secciones estratigráficas y que son objeto de investigación detallada por numerosos científicos.

El análisis detallado del registro estratigráfico permite afirmar que en tiempos pasados ocurrieron, además, otros fenómenos no tan espectacularmente reflejados en el Cuaternario, como por ejemplo cambios bruscos en las asociaciones de fósiles y cambios bruscos en las condiciones geoquímicas de los océanos (reflejadas en anomalías geoquímicas), que implican fenómenos catastróficos, o intervalos de aceleración de los procesos graduales, que afectaron a grandes extensiones de la Tierra.

15.1.2.- El catastrofismo actualista o nuevo uniformismo

En el capítulo 1 se planteó la gran controversia científica que durante el decenio 1830-1840 enfrentó a los defensores de la nueva



DEPÓSITOS DE EVENTOS
 tormenta
 corriente de turbidez

- BIOTURBACION POST-EVENTO
- ESTRUCTURAS INTERNAS
- ESTRUCTURAS DE MURO
- ICHTNOFACIES
- SISMITA
 (inducida por terremotos)

"INUNDITA" (inducida por corrientes) **TEMPESTITA** (inducida por olas) **TURBIDIT** (inducida por corrientes)

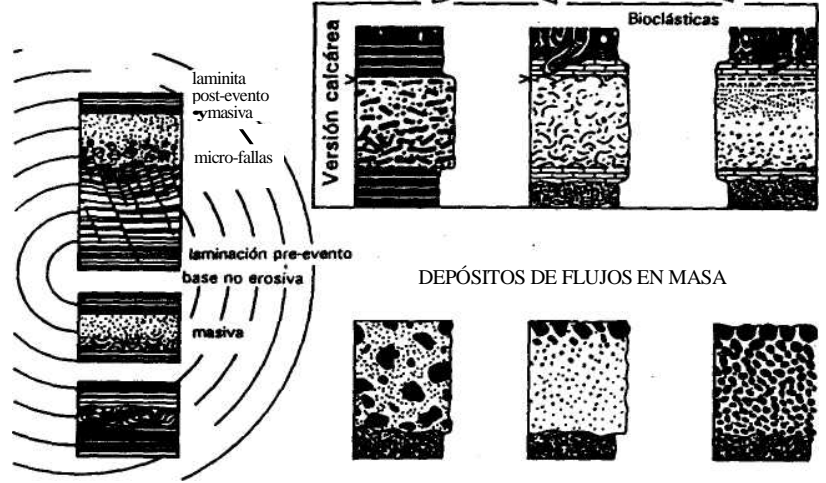
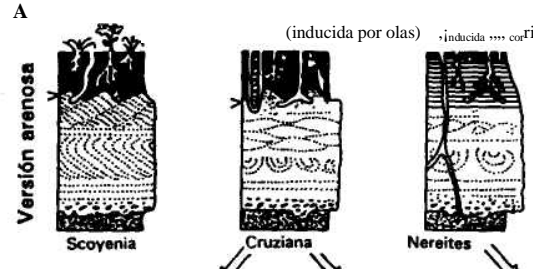


Figura 15.1.- Depósitos de eventos según Seilacher (1991) en los que se diferencian las "inunditas", la tempestitas, las turbiditas y las sismitas (reproducida con permiso escrito de Springer-Verlag)

teoría uniformista (propuesta por Hutton más de treinta años antes) con los partidarios de la tradicional teoría catastrofista. Esta controversia terminó con la aceptación generalizada de la teoría uniformista y la aplicación del método actualista, lo que constituyó uno de los puntos de partida más notables en la Historia de la Geología ya que impulsó el gran desarrollo de la Geología moderna y el propio nacimiento de la Estratigrafía dentro de ella. Siglo y medio después las dos teorías, anteriormente contrapuestas, encuentran un lugar común y nace el denominado "*catastrofismo actualista*" (Hsü, 1983) o "*nuevo uniformismo*" (Berggren y Van Couvering, 1984) o "*neocatastrofismo*" (Hallam, 1989; Ager, 1993).

Esta nueva concepción doctrinal defiende que en el tiempo pasado han ocurrido, además de los fenómenos normales que vemos todos los días en la naturaleza, otros catastróficos como son los cambios bruscos de temperatura, los cambios bruscos del nivel del mar, los cambios en el campo magnético, las tormentas excepcionales o los impactos de meteoritos, que quedan reflejados en el registro estratigráfico simultáneamente en muy diferentes localidades.

Esta nueva concepción filosófica aplica el método actualista pero tomando como referencia periodos de tiempo muy superiores a la vida media del hombre, como se había considerado en épocas anteriores. El intervalo que usualmente se toma como tiempo de referencia mínimo es el Cuaternario (últimos 1,6 millones de años) con lo que el estudio de la Geología del Cuaternario ha alcanzado una gran importancia hasta el punto de haberse convertido en verdadera vanguardia de la Geología. El principio del uniformismo o actualismo, que con frecuencia se ha simplificado en la frase de "el presente es la clave del pasado", con esta nueva concepción podría expresarse, como ya lo hiciera Matthews (1974), con una nueva frase: "el Cuaternario es la clave del pasado".

15.2.- EL CONCEPTO DE EVENTO EN ESTRATIGRAFÍA

El término *evento* se aplica a los fenómenos excepcionales que acaecieron a lo largo de la historia geológica y que pueden quedar reflejados en las secciones estratigráficas. El término fue introducido formalmente en la bibliografía geológica con la publicación del conocido libro *Cyclic and event stratification* (Einsele y Seilacher, 1982). Se definen como eventos a los "fenómenos geológicos raros y eventuales, que quedan reflejados en el registro estratigráfico, que se superponen a los fenómenos normales y frecuentes". Diferentes trabajos y monografías recientes se dedican al estudio de los eventos, entre los que se debe destacar el libro *Cycles and events in Stratigraphy* (Einsele et al., 1991a).

Todos los grandes fenómenos catastróficos son considerados como eventos, ya que son raros y eventuales. Sin embargo los tér-

minos "evento" y "fenómeno catastrófico" no son sinónimos. Hay fenómenos catastróficos de orden menor (por ejemplo el desbordamiento episódico, de un río) que no son considerados como eventos. Por otra parte hay eventos que son realmente procesos de aceleración de fenómenos graduales, que dan lugar a cambios muy rápidos a la escala del tiempo geológico, pero que no son necesariamente catastróficos. En fenómenos climáticos cíclicos del orden de las decenas o centenas de miles de años, se consideran que mayoritariamente los procesos fueron graduales, llamándose eventos a los momentos de aceleración desmesurada.

Varios fenómenos, propuestos para explicar hechos anómalos detectados en el registro estratigráfico y que han llamado fuerte-

mente la atención a los investigadores, pueden ser considerados como los prototipos de los eventos más importantes.

Uno de los ejemplos de eventos más conocidos es el posible impacto de un meteorito gigante hace unos 65 Ma (66,5 Ma según la escala usada en este libro) coincidiendo con el límite Cretácico-Terciario, sobre el que se han publicado muy numerosos trabajos tanto a favor (p.ej. Alvarez *et al.*, 1980 1984, 1989; Smit y Ten Kate, 1983; Smit, 1990) como en contra (p.ej. Keith, 1982; Officer *et al.*, 1987; Crocket *et al.*, 1988; Hallam, 1987). Fenómenos de impacto de cometas (p.ej. Rampino y Stothers, 1984; Clube, 1989) o de meteoritos en otras edades diferentes (p.ej. Ganapathy, 1982; Pomerol y Premoli-Silva, 1986; Kyte y Wasson, 1986) han sido propuestos y en todos los casos se relacionan con episodios de cambio muy importantes en el registro fósil de los organismos.

Otro ejemplo de evento deducido a partir del estudio del registro estratigráfico, en especial a partir de datos oceanográficos (sísmica, sondeos y la datación de los materiales con microfósiles), es la denominada "Crisis de la Salinidad del Messiniense" que afectó al Mediterráneo occidental (ver revisión en Cita, 1991) que implicó cambios del nivel del mar que condicionaron importantes cambios paleogeográficos y sedimentarios.

Un tercer ejemplo de eventos son los cambios oceanográficos bruscos que afectaron a los océanos, relacionados con el régimen general de corrientes oceánicas y sus modificaciones, que ocasionaron paraconformidades de amplia extensión (Keller y Barron, 1983; Keller *et al.*, 1987) o la formación de depósitos de características peculiares como los anóxicos que ocupan grandes extensiones (Schlanger y Jenhyns, 1976).

Finalmente, el fenómeno actual de "El Niño" (Cañe, 1986; Quinn y Neal, 1987; Graham y White, 1988), que afecta al Pacífico ecuatorial y que en los últimos años es objeto de investigaciones interdisciplinarias muy detalladas, es un ejemplo de fenómeno oceanográfico raro y eventual (evento) que han podido suceder en tiempos pasados y haber quedado desapercibidos en la interpretación del registro estratigráfico.

Un criterio esencial para considerar evento, establecido en la definición, es que quede reflejado en el registro estratigráfico y que, por tanto, pueda deducirse a partir del estudio de las secciones estratigráficas. De acuerdo con la técnica que sirva para reconocerlos se puede hablar de eventos físicos, químicos y biológicos.

Los eventos físicos (fig. 15.2) son aquellos que se reconocen en las secciones estratigráficas mediante técnicas físicas, incluidas la observación y medida. Un primer tipo es el de los eventos que quedan reflejados mediante discontinuidades estratigráficas reconocibles en amplios sectores de una cuenca (fig. 15.2A) tanto por observación directa en el campo como mediante la interpretación de perfiles sísmicos. El segundo tipo es el antes mencionado de depósitos más significativos ligados a corrientes de turbidez (u otros flu-

[EVENTOS FÍSICOS *i*

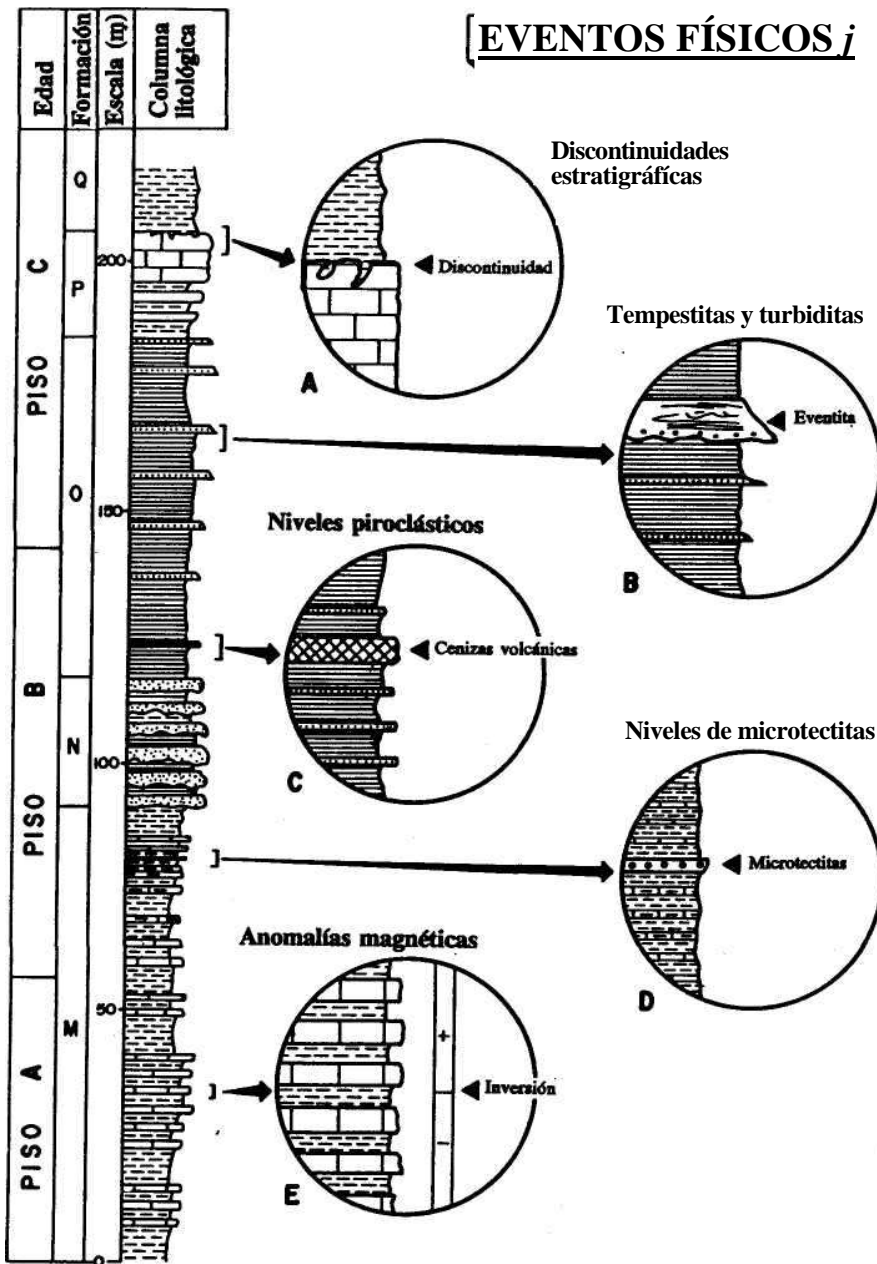


Figura 15.2.- Tipos de eventos físicos reconocibles en las secciones estratigráficas (basada en una figura de Kauffman *et al.*, 1991). A.- Discontinuidades estratigráficas reconocibles en amplias regiones de una cuenca sedimentaria. B.- Niveles significativos de tempestitas y turbiditas. C.- Niveles piroclásticos de extensión amplia. D.- Niveles de microtectitas. E.- Inversiones magnéticas.

jos de sedimentos por gravedad), así como los depósitos de tormentas (fig. 15.2B). El tercer tipo es el de los depósitos piroclásticos que ocupan grandes extensiones (fig. 15.2C) mayoritariamente constituidos por cenizas. El cuarto tipo es el de niveles de acumulaciones de microtectitas (fig. 15.2D). Finalmente, el quinto tipo es el de las inversiones magnéticas (fig. 15.2E) sobre las que se trataron en el capítulo 13.

Los eventos químicos (fig. 15.3) son aquellos que se detectan mediante técnicas de análisis químico (y mineralógico). Incluyen varios tipos, entre ellos los niveles de concreciones o de costras de óxidos de Fe y Mn (fig. 15.3A), los niveles estratiformes de fosfatos (fig. 15.3B), los cambios bruscos en el contenido en materia orgánica medidos con porcentaje de carbono orgánico (fig. 15.3C), los cambios bruscos en las razones isotópicas (^{18}O y ^{13}C) de los sedimentos (fig. 15.3D) y los niveles de concentración anómala de algunos elementos trazas (fig. 15.3E).

Los eventos biológicos (fig. 15.4) quedan reflejados en el registro estratigráfico en cambios bruscos en el contenido fósil (abundancia y diversidad). Los que mayor importancia tienen son las superficies estratigráficas en las que coinciden biocronohorizontes de última presencia y de primera aparición de múltiples organismos, que indican extinciones masivas (fig. 15.4D) sobre los que se trataron en el capítulo 12. De menor importancia son los debidos a factores paleoecológicos como son los ocasionados por fenómenos de colonización o de migración (fig. 15.4A), por fenómenos de mortandad (fig. 15.4B) o por cambios de la productividad expresados esencialmente en el nannoplancton (fig. 15.4C). Estos bioeventos paleoecológicos pueden enmascarar la posición de las extinciones masivas.

15.3.- TIPOS DE EVENTOS

A partir del estudio de los procesos recientes, así como de la interpretación detallada del registro estratigráfico, se pueden diferenciar varios tipos de eventos de acuerdo con sus causas y sus efectos. Por lo que se refiere a las causas, se puede hablar de eventos simples y eventos compuestos. Los primeros son los que tienen una sola causa (p.ej. evento sísmico), mientras que los segundos son los que son debidos a varias causas interrelacionadas, como por ejemplos cambios químicos, climáticos y eustáticos relacionados con una causa última común. Los efectos de los eventos quedan reflejados en el registro estratigráfico por superficies de estratificación o niveles estratigráficos de características anómalas.

15.3.1.- Naturaleza del evento

Atendiendo a las causas de los eventos simples, que puedan quedar reflejados en el registro estratigráfico, se pueden individua-

EVENTOS QUIMICOS|

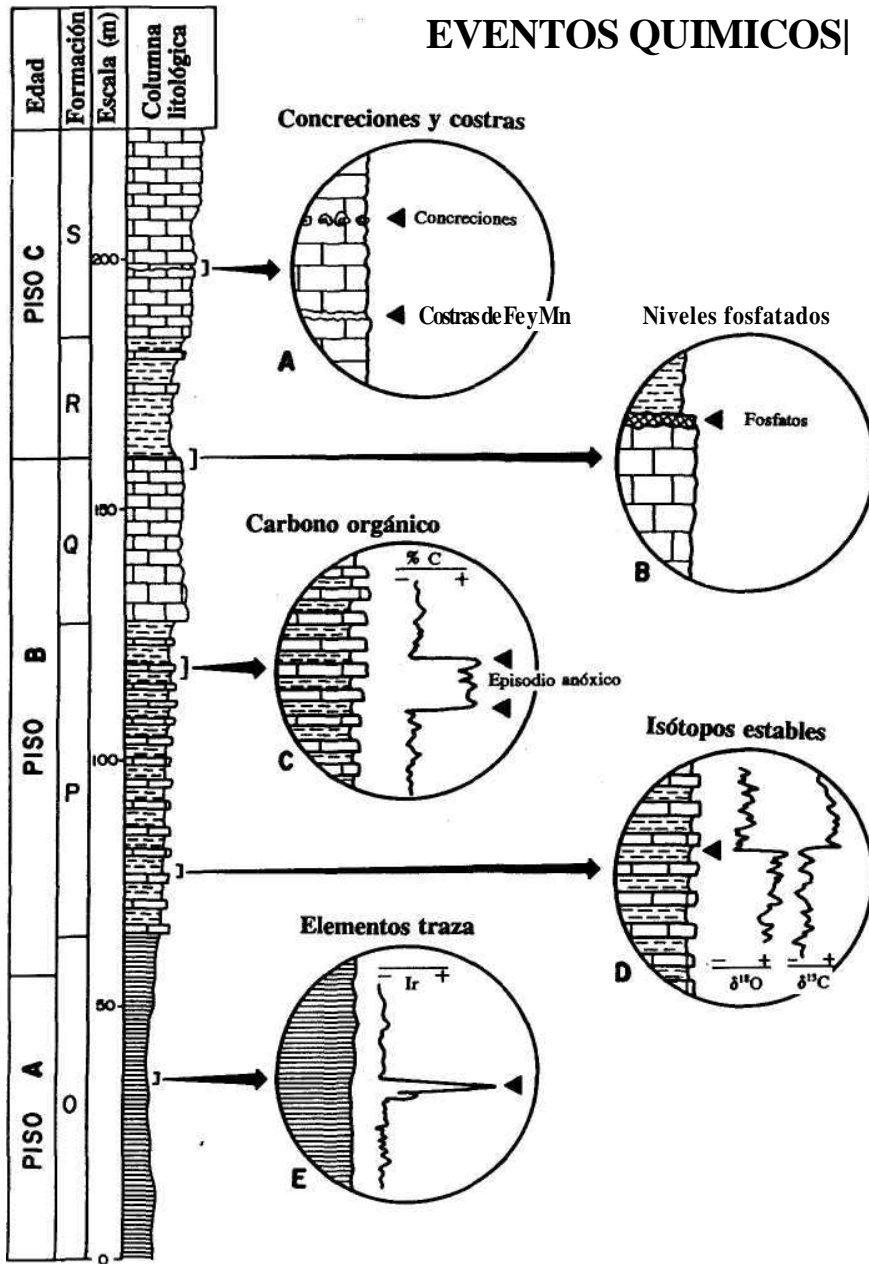


Figura 15.3.- Tipos de eventos químicos reconocibles en las secciones estratigráficas (basada en una figura de Kauffman *et al.*, 1991). A.- Niveles jalonados por concreciones y/o costras. B.- Niveles fosfatados. C.- Cambios en el contenido en carbono orgánico que delimitan episodios anóxicos. D.- Cambios en los isótopos estables. E.- Anomalías en el contenido de elementos traza (p. ej. Iridio).

EVENTOS BIOLÓGICOS!

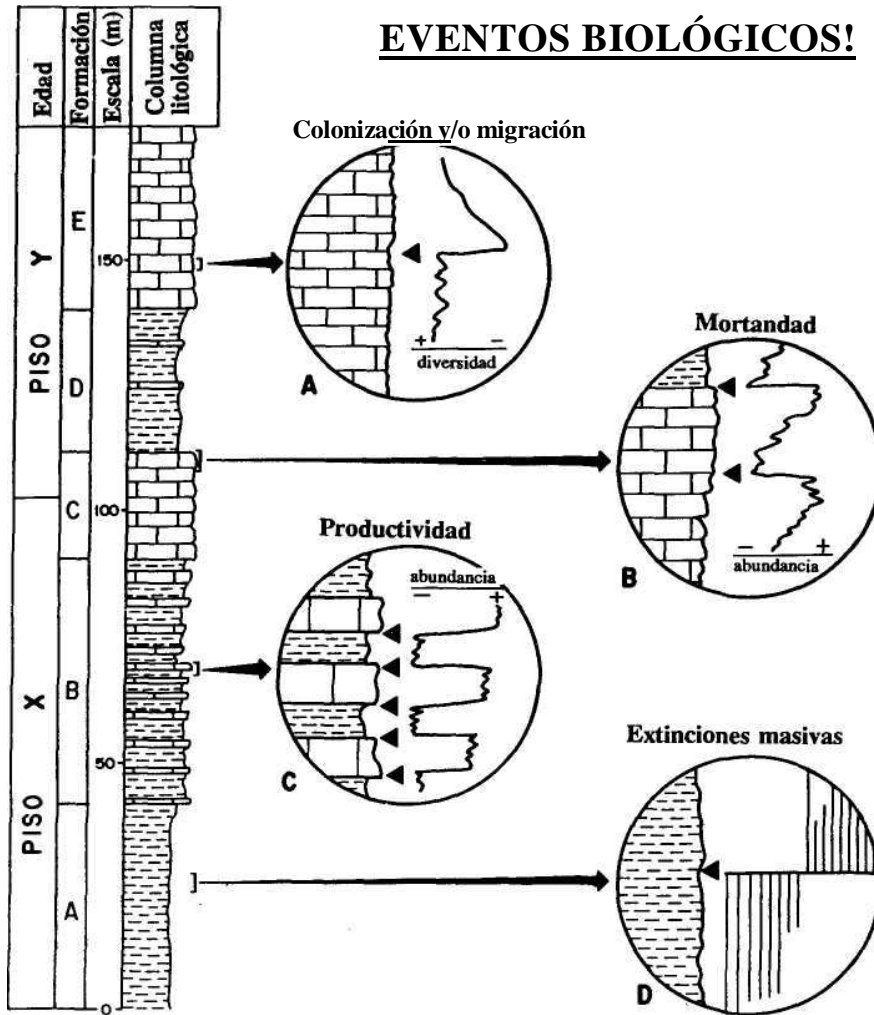


Figura 15.4.- Tipos de eventos biológicos reconocibles en las secciones estratigráficas (basada en una figura de Kauffman *et al.*, 1991). A-B-C: Cambios debidos a modificaciones de los factores ecológicos (A.- Cambios debidos a fenómenos de colonización y/o migración. B.- Cambios debidos a fenómenos de mortandad. C.- Cambios en la productividad). D.- Cambios debidos a factores evolutivos y expresados en extinciones masivas.

lizar varios tipos. En un intento de ordenación desde los más excepcionales a los menos y desde los más simples e independientes a los más complejos e interrelacionados, son los siguientes:

a.- Eventos cósmicos.- Son los impactos de cuerpos (o bólidos) extraterrestres (cometas, asteroides o meteoritos) sobre la superficie de la Tierra. Morfológicamente quedan reflejados en cráteres de

impacto, excelentemente conservados en la Luna donde no hay erosión, y que, en la Tierra, en gran parte, han podido quedar enterrados o destruidos por la erosión posterior.

b.- Eventos magnéticos.- Consisten en los cambios del campo magnético terrestre que han quedado reflejados en el registro estratigráfico por las inversiones magnéticas. Estos se trataron en el capítulo 13 donde se señaló que permitían establecer una escala magnetocronoestratigráfica muy detallada para los últimos 160 Ma, y que, para tiempos anteriores, aún sin disponer por el momento, de una escala detallada, se pueden reconocer igualmente inversiones magnéticas.

c.- Eventos tectónicos.- Se trata de los momentos culminantes ("paroxismos") de fases de deformación tectónica que afectaron a una región amplia. En algunos casos están relacionados con cambios en la tasa de la expansión oceánica, que ocasionan, además, cambios en el nivel del mar.

d.- Eventos sísmicos.- Ligados a los grandes terremotos y tsunamis que afectan a amplias regiones de la Tierra y quedan reflejados en deformaciones de sedimentos previos (sismitas) o que provocan el inicio de flujos gravitacionales en masa que dan lugar al depósito de megacapas turbidíticas, coladas de derrubios (*debris flows*) o ruditas intraformacionales, que se intercalan entre depósitos normales.

e.- Eventos volcánicos.- Son muy característicos y coinciden con etapas de erupciones explosivas de volcanes que quedan registradas mediante el depósito de material piroclástico en enormes extensiones. Algunas de ellas han originado catástrofes naturales muy conocidas en la historia de la humanidad (p.ej. destrucción de Pompeya por el Vesubio).

f.- Eventos climáticos.- En la Tierra se conocen cambios periódicos (anuales o ciclos mayores) que afectan a su conjunto, que pueden considerarse cambios normales. Cuando se habla de eventos climáticos se alude a momentos excepcionalmente rápidos de cambio del clima, que se superponen a los cambios normales, y que deben quedar reflejados en la sedimentación.

g.- Eventos eustáticos.- Son los cambios globales del nivel del mar, que se reflejan en el registro estratigráfico con discontinuidades estratigráficas regionales o interrregionales y mediante cambios bruscos de la batimetría de los sedimentos. Generalmente son debidos a causas tectónicas (tectono-eustatismo) o a causas climáticas (glacio-eustatismo).

h.- Eventos oceanográficos y geoquímicos.- Se plantean de manera conjunta por tratarse de dos aspectos muy relacionados. En efecto, los cambios oceanográficos consistentes en el cambio del quimismo de las aguas y del régimen de corrientes quedan usualmente reflejados en cambios geoquímicos en los sedimentos pelágicos.

i.- Eventos sedimentológicos.- Son aquellos que producen depósitos excepcionales, que contrastan con los episodios normales de

sedimentación. De una parte se trata de las grandes tormentas que ocasionan en los mares someros depósitos excepcionales (tempestitas) y en los continentes inundaciones excepcionales. Por otra parte se tienen las turbiditas (y facies afines) que se ligan generalmente a intervalos de erosión submarina.

).- *Eventos biológicos.*- Se les conoce en la bibliografía geológica con el nombre de *bioeventos* (Wallister, 1986). Corresponden, esencialmente, a los momentos cruciales de la historia de la vida en los que han acaecido cambios muy bruscos, que quedan reflejados en extinciones masivas, que contrastan fuertemente con los largos intervalos de tiempo de extinciones normales (ver revisión en Linares, 1989). Se incluyen también los cambios bruscos de las asociaciones de fósiles debidas a cambios paleogeográficos y/o climáticos que ocasionan fenómenos de migración, mortandad o cambios de productividad, sobre los que ya se ha tratado.

La clasificación anterior tiene el interés de poder analizar ordenadamente todas las posibles causas de los eventos, pero en la naturaleza con gran frecuencia se interrelacionan más de una de ellas, dando lo que se ha denominado *eventos compuestos*. Así, por ejemplo, en los denominados eventos eustáticos, como ya se ha planteado al describirlos, son generalmente la consecuencia de eventos tectónicos o climáticos, y pueden estar acompañados de eventos sedimentológicos y biológicos. Se ha discutido mucho en la bibliografía geológica las posibilidades de interrelación de diferentes eventos. Un evento cósmico, como un impacto de un meteorito sobre la Tierra, conlleva cambios bruscos (eventos) climáticos, biológicos y sedimentológicos. Loper *et al.* (1988) plantearon una posible relación entre los bioeventos, los eventos climáticos y los eventos magnéticos, aunque la misma es cuestionada por numerosos autores posteriores.

15.3.2.- Duración e intervalo de recurrencia de los eventos

Se trata de dos aspectos muy interesantes en el estudio de los eventos: el primero se refiere al intervalo de tiempo que dura el propio evento y el segundo a la frecuencia con la que se repiten los eventos en la Tierra. Ambos valores son difíciles de calcular, en especial el segundo, ya que se deben deducir de la información obtenida del estudio del registro estratigráfico, el cual es, como ya se ha dicho repetidamente, incompleto. Si a ello se une que algunos eventos apenas quedan reflejados en las secciones estratigráficas, la dificultad se acentúa.

Duración de los eventos (tabla 15.1)

La duración de un evento aislado es muy variable, aunque obviamente siempre "instantánea" al nivel de la escala del tiempo

Tabla 15.1.- Duración de los eventos.

Tipo de eventos	Duración
Impactos de cometas o meteoritos	Segundos
Grandes terremotos	Segundos
Tormentas y tsunamis	Minutos
Inundaciones muy catastróficas	Días
Erupciones de un volcán	Días
Cambios químicos y oceanográficos (tipo del Niño)	Días
Cambios climáticos globales	Miles de años
Cambios de polaridad magnética	Miles de años
Eventos biológicos (extinciones masivas)	Miles de años

geológico. Si se tiene en cuenta que el grado máximo de resolución de los métodos estratigráficos, en materiales anteriores al Cuaternario, está en el centenar de miles de años (a veces el millón de años), la oscilación de la duración de un evento va desde el segundo hasta el centenar de miles de años. En muchos casos hay que distinguir dos conceptos diferentes y complementarios. Uno es el fenómeno que produce (o inicia) el evento y el otro es el intervalo de tiempo en el que quedan modificadas las condiciones ambientales de la Tierra hasta recuperarse las iniciales.

Los impactos de cometas o meteoritos sobre la Tierra tienen una duración de unos segundos, aunque los efectos en cadena que pueden producir tales como formación de una nube de polvo que tiende a depositarse, cambios climáticos, cambios biológicos, etc. puedan durar mucho más tiempo (miles o decenas de miles de años). De una duración de segundos son también los eventos sísmicos, aunque en este caso los efectos en la sedimentación también son muy rápidos (horas). Eventos del orden de minutos serían las tormentas y tsunamis que pueden dar lugar a la erosión de materiales previamente depositados y a redeposición de los mismos en tiempos muy cortos (horas o días).

Eventos de duración del orden del día o varios días son las erupciones volcánicas que ocasionan depósitos piroclásticos. En momentos anómalos de vulcanismo explosivo se podrían producir cambios en cadena, que afectasen al conjunto de la Tierra y cuyos efectos pueden durar miles de años.

Las inundaciones más catastróficas en ríos y deltas (los eventos) tienen duraciones de días aunque los efectos devastadores que producen pueden durar mucho más (años). Algunos eventos químicos, reflejo de cambios oceanográficos, deducidos a partir del registro estratigráfico, se estima que se iniciaron en pocos días, como el conocido fenómeno del Niño, aunque sus efectos pudieron perdurar durante un millón de años o más.

Los cambios de polaridad magnética no son instantáneos sino

que tienen una duración de miles de años de manera que una inversión magnética con frecuencia tiene una "zona de transición" representada por un conjunto de sedimentos depositados durante el tiempo indicado. Los eventos biológicos igualmente son relativamente largos en tiempo absoluto, comparando las cifras con las de referencia usuales del hombre. Un evento biológico como una extinción en masa se puede producir a lo largo de varios miles de años, aunque en muchos casos haya una causa inicial mucho más corta. A pesar de su duración de miles de años, tanto los eventos magnéticos como los biológicos, pueden ser considerados como "instantáneos" a la escala de tiempo geológico.

Intervalo de recurrencia de los eventos (tabla 15.2)

Los eventos se pueden repetir en el tiempo, de manera que se puede calcular el intervalo de recurrencia. Los datos que se tienen para hacer estos cálculos se basan en la interpretación del registro estratigráfico, con las dificultades ya aludidas. En muchos casos los valores de los que se dispone no permiten hacer un tratamiento estadístico, por lo que el valor medio solamente indica el orden de magnitud de la recurrencia. Mientras que para unos eventos hay grandes diferencias en las cifras de unos a otros intervalos de recurrencia, en otros por el contrario se deduce que acontecen con una

Tabla 15.2.- Tiempo de recurrencia de los distintos tipos de eventos.

Tipo de evento

Tiempo de recurrencia en años y sus múltiplos

	10^2	1	10^4	10^5	10^*	10^7	10^8	$10'$
	-	0 3	-I-	-t-		-		-t-
		-r-		k-k				
				anomalías				
CLIMÁTICOS								
MAGNÉTICOS					fase tectónica	períodos orogénicos		
TECTÓNICOS					glacioeúfíticos	tectonocustáticos		
EUSTÁTICOS					mcgacapai			
SEDIMENTARIOS					biozonas	extinciones masivas		
BIOLÓGICOS								
OCEANÓGRAFICOS	-							$10'$
VOLCÁNICOS					Meteoritos (< 10 km)	Meteoritos(> 10 km)		
IMPACTOS	-----			4-		-f-		
	10^2	10^3	10^4	10^5	10^*	10^7	10^*	10^*
	No periódicos o periodicidad dudosa							
	* Periódicos							

cierta periodicidad y que se repiten en intervalos de tiempo semejantes (Einsele *et al.*, 1991b).

Eventos de recurrencia anual y periódica son los huracanes. Las tormentas excepcionales, las erupciones volcánicas catastróficas y las grandes inundaciones tienen periodos de recurrencia que varían entre 10 y 100 años, sin que se pueda probar su periodicidad, aunque tampoco se descarte esta posibilidad. Los niveles más potentes turbidíticos tienen intervalos del orden de los miles de años, sin poder afirmar que haya o no periodicidad.

Hay eventos compuestos periódicos, inicialmente climáticos, ligados a los ciclos de Milankovitch, que coinciden con eventos oceanográficos y glacioeustáticos que tienen usualmente periodicidades de 20.000 a 100.000 años.

Los eventos magnéticos tienen intervalos de recurrencia de 10^5 - 10^6 años para las anomalías magnéticas y de decenas de millones de años para los periodos magnéticos mayores. En el capítulo 13 se presentaba una escala magnetocronoestratigráfica (fig. 13.12) en la que se puede constatar que aunque hay intervalos de recurrencia muy diversos a lo largo de ella, para muchos lapsos de tiempo más cortos se pone de manifiesto una cierta periodicidad.

Los eventos eustáticos de orden mayor (los que marcan los límites de ciclos de 2^o y 3^{er} orden, ver capítulo 16) tienen intervalos de recurrencia de 10^6 a 10^8 años, sin que se haya podido demostrar la existencia de una periodicidad.

Se ha discutido mucho sobre la posible periodicidad de los bioeventos, concretamente de las extinciones masivas y sobre el periodo de recurrencia. Los autores que la admiten proponen una periodicidad de 26-32 Ma (Raup, 1991).

Para los impactos de meteoritos de menos de 1 km de diámetro se ha calculado un intervalo de recurrencia del orden de los centenares de miles de años, mientras que para los impactos de meteoritos de diámetros superiores a 10 km se estima un intervalo de decenas de millones de años (Einsele *et al.*, 1991b), en ambos casos sin que haya constancia de una periodicidad.

15.4.- RECONOCIMIENTO DE LOS EVENTOS EN EL REGISTRO ESTRATIGRAFICO

En este apartado se analizarán los criterios de reconocimiento de los mismos en las secciones estratigráficas.

15.4.1.- Reconocimiento de eventos climáticos

Los eventos climáticos se pueden reconocer en el registro estratigráfico mediante el análisis paleoclimático de los sedimentos. Ello permite detectar superficies que marquen cambios bruscos en el clima reinante durante el depósito. Los cambios periódicos de orden menor como los anuales o los de miles de años reflejados en

laminaciones (p.ej. varvas de medios lacustres) no son considerados normalmente como eventos, sino como cambios normales.

Entre los eventos climáticos de rango menor se pueden incluir las ligadas a los cambios de periodos glaciales a interglaciales en el Cuaternario y que se han registrado igualmente durante tiempos anteriores, con una notable periodicidad (20.000-100.000 años). En ellos se consideran como "eventos climáticos" los intervalos de fusión rápida de los casquetes glaciales, que quedan reflejados en secciones estratigráficas con superficies que indican una profundización rápida, que separan secuencias somerizantes depositadas durante el proceso lento de crecimiento de los citados casquetes. En el capítulo anterior se presentaban varias curvas (figs. 14.6 y 14.8) de valores de la razón isotópica 8^{18}O en materiales del Cuaternario procedentes de los fondos marinos que muestran los ciclos climáticos de este rango. En estas curvas, los límites de estadios isotópicos son los que se pueden considerar como eventos ya que representan precisamente los momentos de fusión rápida de los casquetes glaciales.

Cambios climáticos de mayor amplitud (rango intermedio) pueden ser detectados en secciones estratigráficas a partir de dos tipos de criterios. El primero de ellos es un criterio sedimentológico, reflejado en un cambio brusco de la litología, como puede ser el inicio de depósitos evaporíticos, el depósito de niveles de carbón, el depósito de sedimentos glaciales, el depósito de bauxitas o el depósito de facies detríticas rojas (*red beds* de la nomenclatura inglesa). Así por ejemplo el paso del Triásico al Jurásico estuvo marcado por un cambio rápido de clima árido a otro húmedo que implica un cambio litológico brusco (de facies Keuper a facies carbonatadas) en amplias regiones. El segundo criterio de cambio climático es el obtenido a partir del estudio del 8^{18}O de sedimentos pelágicos. Se conocen varios momentos de cambios bruscos de temperatura a partir de los datos del 8^{18}O en muestras del DSDP y del ODP, como son: límite Eoceno inferior/Eoceno medio, el límite Eoceno/Oligoceno, o el inicio del Mioceno medio (Shackleton y Kennett, 1975).

Se pueden diferenciar episodios climáticos de rango mayor, dentro del Fanerozoico, que se refieren a grandes intervalos de tiempo, unos con escaso desarrollo de los casquetes glaciales polares en los que se produce el efecto invernadero (periodos de *greenhouse*, en la nomenclatura inglesa) y otros con gran desarrollo de los casquetes glaciales, intervalos glaciales (periodos de *icehouse* en la nomenclatura inglesa). Un primer periodo de efecto invernadero comprende desde el Cámbrico hasta el Devónico, con algún episodio glacial en el Ordovícico. Un segundo periodo, en este caso de gran desarrollo de los glaciares, comprende el Carbonífero y Pérmico. El tercer periodo de rango mayor es de escaso desarrollo de los casquetes glaciales y comprende desde el Triásico al Mioceno medio. Finalmente el cuarto periodo se inicia en el Mioceno medio y continúa en la actualidad y de nuevo presenta un gran desarrollo de los cas-

quetos glaciales. Algunos autores (p.ej. Tucker, 1993) ven un cierto paralelismo entre los grandes intervalos climáticos antes aludidos y las curvas de variaciones del nivel del mar globales, por lo que piensan en una causa común. El estudio de estos intervalos de orden mayor es de gran importancia para poder entender el reflejo sedimentario de los ciclos climáticos de orden menor. En intervalos de efecto invernadero la alternancia de periodos glaciales e interglaciales, de periodicidades de 20.000-100.000 años, ocasiona cambios del nivel del mar de orden del decámetro, mientras que en los intervalos de gran desarrollo de los casquetes glaciales los cambios del nivel del mar de los periodos glaciales a interglaciales pueden llegar a ser del orden del hectómetro. Este aspecto se tratará con detalle en el tema siguiente cuando se estudie la ciclicidad.

15.4.2.- Reconocimiento de eventos oceanográficos

Los eventos oceanográficos se deben a cambios bruscos del régimen de corrientes de los océanos y se reconocen en el registro estratigráfico mediante discontinuidades (paraconformidades) simultáneas en amplias regiones o mediante cambios sedimentológicos y/o geoquímicos en los materiales pelágicos. Su localización exacta en el tiempo exige, además un control de edad (bioestratigráfico y/o magnetocronoestratigráfico) muy preciso que permita las correlaciones muy detalladas.

Eventos anóxicos

El concepto de evento anóxico oceánico (OAE = *oceanic anoxic event*) fue introducido por Schlanger y Jenkyns (1976) para denominar intervalos de tiempo en los que en los medios marinos se depositaron, simultáneamente en amplias regiones, sedimentos ricos en carbono orgánico. El término anóxico alude a falta de oxígeno y es sinónimo de "euxínico". En el registro estratigráfico los fenómenos anóxicos se reconocen por la presencia de facies oscuras (en inglés: *black-shales*) constituidas por lutitas, margas o rocas silíceas de color oscuro, laminadas, con contenido en materia orgánica del 1-6%, presencia de pirita dispersa (que produce un color oscuro), ausencia generalizada de fauna y concentración muy elevada de algunos elementos traza (ver revisión en López-Galindo, 1986). Estas facies aparecen simultáneamente en secciones estratigráficas aflorantes en continentes o en materiales cortados en los sondeos marinos profundos, de áreas muy distantes. Se prefiere aquí utilizar el término "evento anóxico" para los momentos de inicio o final de los depósitos antes aludidos, mientras que para el intervalo de tiempo completo en el que tuvo lugar el depósito se puede usar el término "episodio anóxico". Los eventos anóxicos más conocidos se iniciaron en: el límite Frasnense/Fameniense (Devónico), la Zona de Semicostatum (Sinemuriense), la Zona de

Margaritatus (Pliensbaquiense), la base de la Zona de Falciferum (Toarciense inferior), el Aptiense medio, el Albiense inferior, el Albiense terminal y el límite Cenomaniense-Turonense, destacando entre ellos, por la gran abundancia de trabajos publicados, los del Toarciense inferior y del final del Cenomaniense (Hallam, 1981; Jenkyns, 1980, 1988, 1991).

Se han reconocido facies oscuras ligadas a episodios anóxicos en dos contextos geotectónicos y paleogeográficos diferentes. El primero de ellos es el los mares epicontinentales, con menos de 200 m de profundidad. El segundo corresponde a los márgenes pasivos con sustrato de corteza continental adelgazada. En ambos contextos se producen simultáneamente fenómenos que modifican las condiciones sedimentarias y que afectan a amplias regiones (fig. 15.5), por lo que en todos los modelos genéticos se interpretan como resultado de eventos oceanográficos (Jenkyns, 1985, 1988). Estos eventos se deben a la expansión de la capa de mínimo contenido en oxígeno (Schlanger y Jenkyns, 1976) de manera que capas

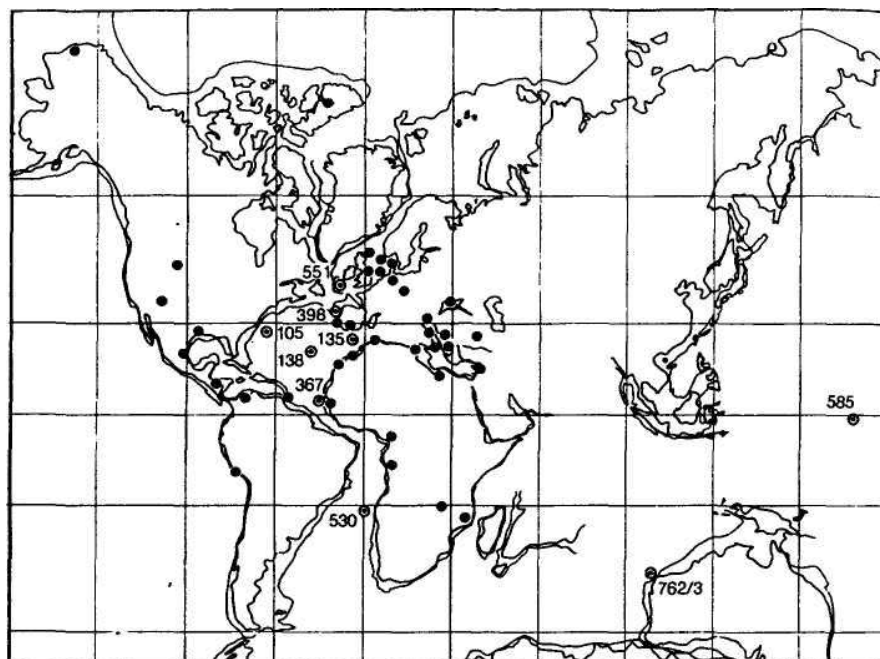
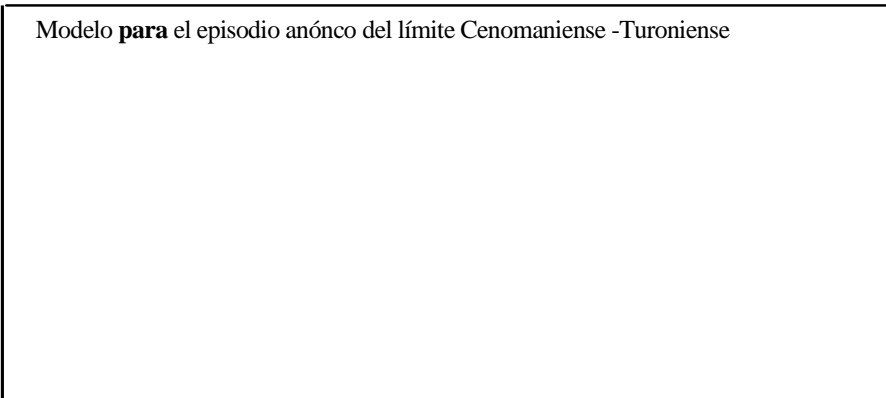
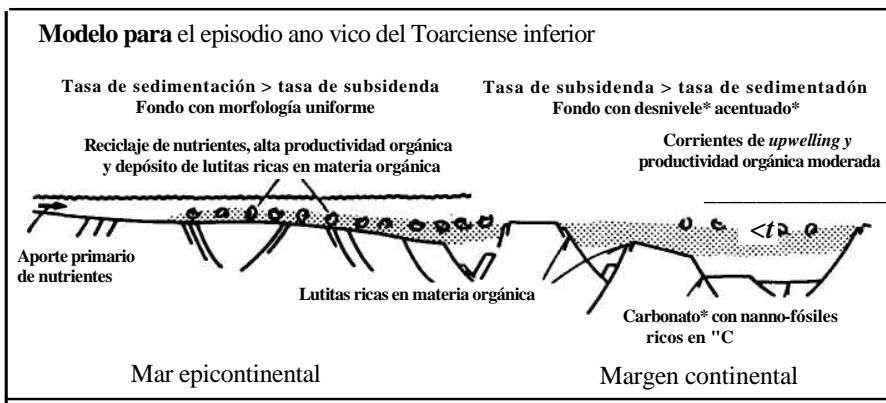


Figura 15.5.- Distribución areal de las facies oscuras del evento anóxico del límite Cenomaniense-Turonense. En la figura, original de Jenkyns (1991), se representan con círculo negro los afloramientos en superficie de las facies anóxicas de esta edad, mientras que con círculo blanco (con punto central) se marcan la posición de los sondes marinos profundos del DSDP o del ODP donde se han cortado estas facies oscuras. El mapa base es una reconstrucción de la posición de las masas continentales hace 90 millones de años.

de aguas con bajo contenido en O_2 pasaron a ocupar gran parte del fondo de las plataformas, así como amplios sectores de los márgenes continentales. Ello determinó la implantación en el fondo marino de unas condiciones de poca oxigenación, que hacían imposible la vida bentónica y favorecían la conservación de la materia orgánica en los sedimentos (fig. 15.6). Las corrientes ascendentes (*upwelling* de la nomenclatura inglesa) se han relacionado con importantes episodios transgresivos mundiales que conllevan importantes movimientos de masas de aguas oceánicas y que, a su vez, pueden tener su causa última en el tectonoestatismo. No se descarta la posibilidad de que cambios climáticos de gran envergadura pudieran, además, llevar implícitos cambios oceanográficos semejantes a los descritos.



Tasa de sedimentación > Usa de subsidenda Fondo con pequeñas irregularidades

locals de aguas «toxicas con deposito de lutitas ricas en materia orgánica
Tasa de subsidenda > tasa de sedimentación
Fondo con desniveles acentuados

Corrientes de *upwelling* y productividad orgánica alta
Cambios bruscos en el $\delta^{13}C$

*

Tienen especial interés los cambios de $\delta^{13}C$ detectados en rocas marinas pelágicas y simultáneos en amplias regiones, que son la expresión de cambios oceanográficos globales. Como ya se ha comentado en el capítulo anterior, de acuerdo con las ideas de Broecker (1982) y Renard (1986), los cambios bruscos de $\delta^{13}C$ están íntimamente ligados con los cambios globales del nivel del mar. Se puede hablar, por tanto, de cambios oceanográficos inducidos por cambios eustáticos, los cuales a su vez pueden estar controlados por cambios tectónicos.

Hsü y McKenzie (1990) consideran que el valor del $\delta^{13}C$ está relacionado con la productividad orgánica y que en la historia de los océanos habría episodios normales de productividad orgánica (en los que el Carbono-12 se consume en las aguas superficiales con lo que en el registro estratigráfico se constata un aumento progresivo del $\delta^{13}C$), que alternan con episodios en los que domina la descomposición bacteriana del fitoplancton que ocasionan disminuciones bruscas del $\delta^{13}C$.

Hiatos de amplia extensión paleogeográfica

Estos fenómenos han sido puestos de manifiesto a partir del estudio de los testigos obtenidos en los sondeos de los programas DSDP y ODP. Barron y Keller (1982) y Keller y Barron (1983) reconocieron varios hiatos en los materiales marinos pelágicos del Mioceno atravesados por los sondeos marinos profundos en amplios sectores de los océanos (fig. 15.7). Dichos autores, tras un detallado control bioestratigráfico, fijan los hiatos en los intervalos de tiempo siguientes: hiato NH-1 en el Mioceno inferior, iniciándose la interrupción sedimentaria hace 20 Ma y terminando hace 18 Ma, NH-2 hacia la base del Mioceno medio (16-15 Ma), NH-3 dentro del Mioceno medio (13,5-12,5 Ma), NH-4 hacia el techo del Mioceno medio (12-11 Ma), el NH-5 y NH-6, ambos dentro del Mioceno superior (10-9 y 7,5-6,2 Ma, respectivamente) y, finalmente, el hiato NH-7 en el límite Mioceno-Plioceno (5,2-4,7 Ma). En la figura 15.8 se representa la extensión geográfica de dos de estos hiatos: el NH-5 con una distribución de mares y océanos semejante a la actual (fig. 15.8A) y NH-1 con la distribución de mares y océanos inferida de las reconstrucciones palinspásticas y paleogeografías (fig. 15.8B). En dichas figuras se representan los sectores (mayoritarios) en los que este intervalo de tiempo no está presente en los registros de los sondeos marinos profundos, así como los sectores (minoritarios) en los que está presente parcial o totalmente. Mayer *et al.* (1986) han reconocido todos estos hiatos, en el Pacífico ecuatorial, y comprueban la coincidencia de los mismos con reflectores sísmicos fácilmente detectables en extensiones muy grandes.

Estas interrupciones sedimentarias que afectaron a tan amplios

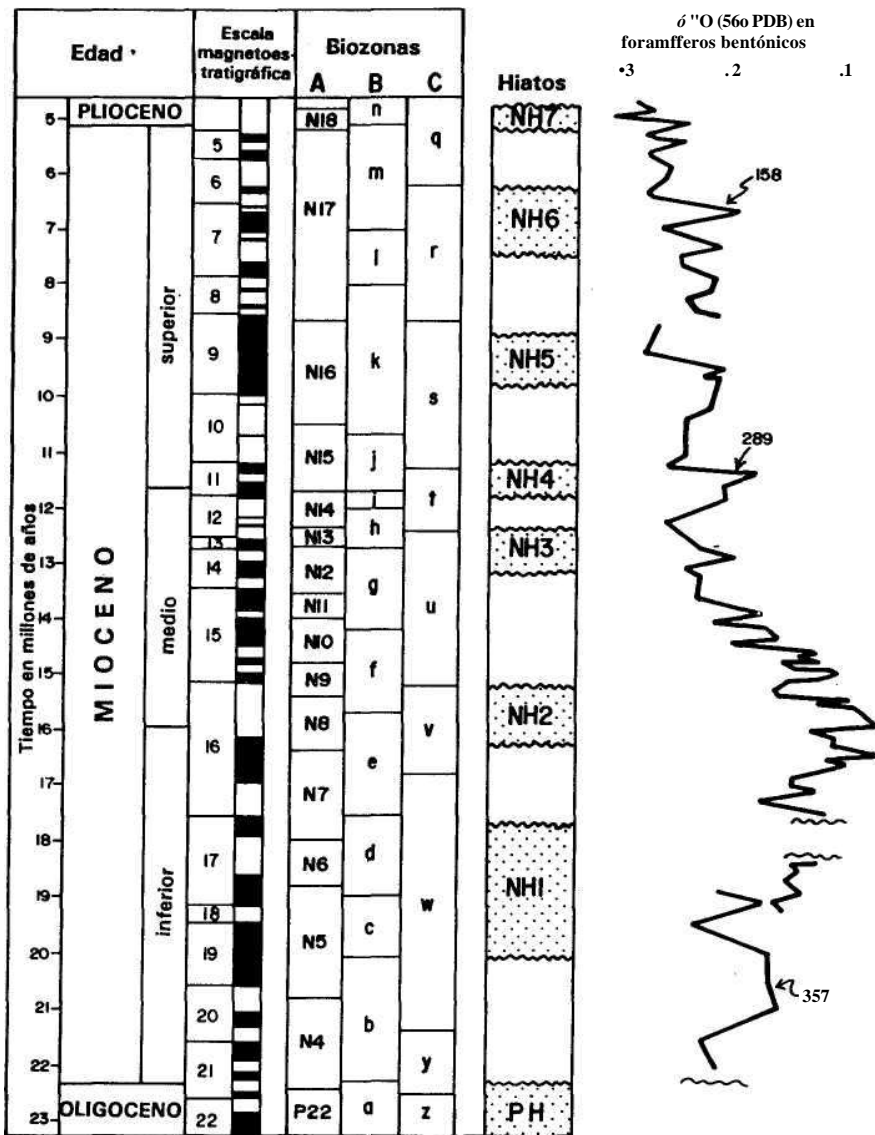
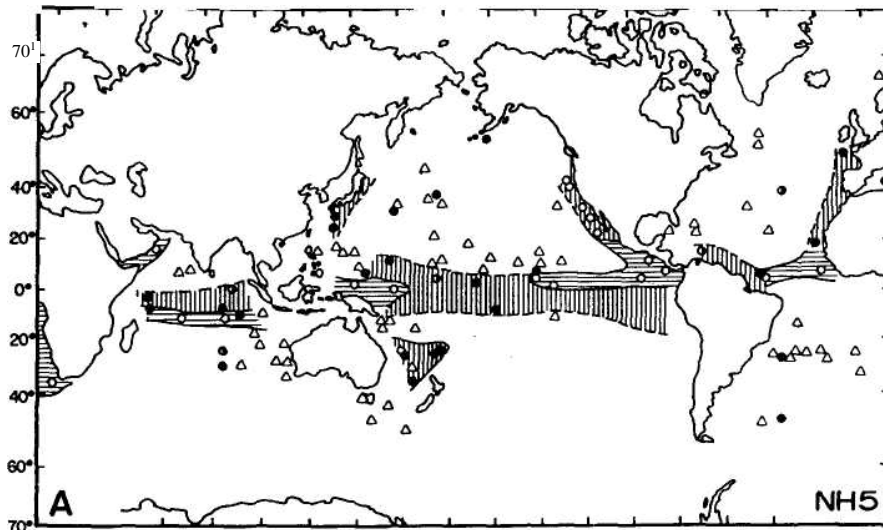


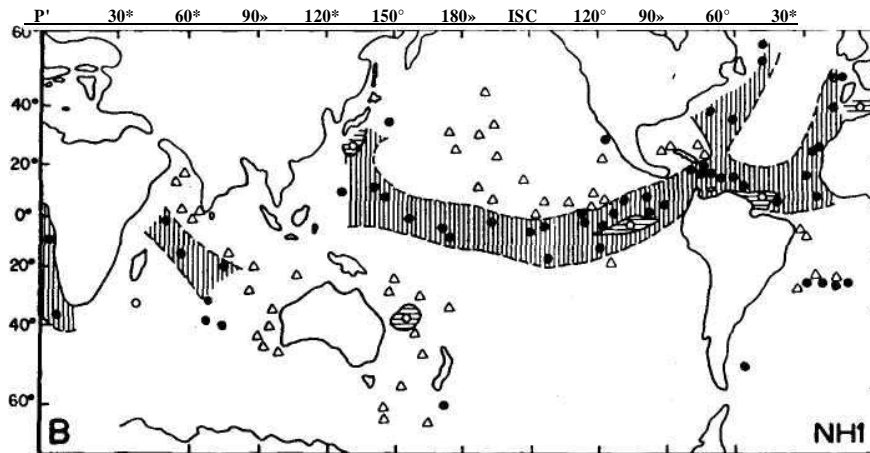
Figura 15.7.- Localización, dentro del Mioceno, de los intervalos de tiempo en los que se presentan hiatos de amplias extensión geográfica bajo el fondo del Atlántico, según Barron y Keller (1982) y Keller y Barron (1983). PH, NH1, NH2, NH3, NH4, NH5, NH6 y NH7: hiatos. Biozonas: A.- foraminíferos planctónicos, B.- nannofósiles, C.- radiolarios. Los números que figuran en las diferentes partes de la curva de isótopos estables son los de las localidades del DSDP a partir de los cuales se ha elaborado.

sectores de los fondos oceánicos, se explican en relación con eventos oceanográficos globales, expresados por cambios mayores en la



75*

40° 80° 120° 160° 120° 120° 80° 40° 0°



1 2 3 4 5

Figura 15.8.- Eventos oceanográficos. Hiatos de amplia extensión detectados en los sondeos marinos profundos de los programas DSDP y ODP (elaborado a partir de dos figuras de Keller y Barron, 1983). La figura A corresponde a la distribución de hiato NH-5 (10-9 Ma) y la figura B a la del hiato NH-1 (20-18 Ma). Leyenda: 1.- áreas con el intervalo de tiempo representado en su totalidad. 2.- áreas con el intervalo de tiempo representado parcialmente. 3.- secciones estratigráficas en las que se detecta el hiato. 4.- secciones con representación parcial del intervalo de tiempo. 5.- secciones con representación completa del tiempo.

circulación oceánica ocasionados por la apertura o cierre de pasos a las corrientes mayores, causados por variaciones notables en la con-

figuración de los casquetes glaciales de la Antártida y/o por cambios climáticos globales. Tanto la apertura como el cierre de pasos de las aguas oceánicas (p.ej. comunicación o no del Atlántico y Pacífico a través de América central), así como los cambios bruscos de los casquetes de hielo de la Antártida pueden ser considerados eventos, reflejados en cambios oceanográficos, que ocasionan las interrupciones sedimentarias en amplios sectores, mientras que otros se reflejan con cambios geoquímicos. Estos cambios oceanográficos son simultáneos a cambios eustáticos de orden mayor, por lo que pueden tener una causa común, como son los momentos cruciales de los movimientos relativos de las placas que implican reajustes en la geometría de los océanos.

En el registro estratigráfico hay intervalos de tiempo en los que suelen existir hiatos de amplitud constante y amplia extensión geográfica. Así por ejemplo, el Turoniense y el Calloviense son dos pisos escasamente representados en el registro estratigráfico de los materiales pelágicos de la Península Ibérica y en otros dominios alpinos cercanos, posiblemente debido a la existencia de dispositivos de circulación de las aguas oceánicas del Tethys que impedían el depósito de dichos materiales en sectores mayoritarios, del mismo modo que ocurrió en el Atlántico o en el Pacífico durante los hiatos del Mioceno.

15.4.3.- Reconocimiento de eventos tectónicos y eustáticos

Al hablar de eventos tectónicos se plantea un tema que ha sido muy discutido a lo largo del desarrollo de la Geología como ciencia: la simultaneidad o no de los fenómenos tectónicos en amplias regiones. Solamente hay un fenómeno tectónico (los terremotos) que pueda ser considerado casi instantáneo pero raramente afecta a regiones muy amplias. Cuando se alude a la polémica antes citada se plantea la simultaneidad de fenómenos orogénicos que afecten a amplias regiones o incluso se expresen a nivel mundial. La polémica sigue abierta y para una visión tanto retrospectiva como actualizada de la misma se remite al lector interesado a la revisión efectuada por Sengór (1991). Igualmente se considera un tema controvertido la interrelación entre la deformación tectónica dentro de una placa y los cambios del nivel del mar (ver discusión en: Cloetingh, 1991).

En una cadena montañosa, con frecuencia, se utilizan los términos preorogénico y postorogénico (ver capítulo 22) para aludir a los materiales anteriores y posteriores, respectivamente, a la formación de la cadena. La separación entre ambos se basa en las discordancias angulares de ámbito regional observables en la cadena montañosa de manera que los materiales postorogénicos descansan discordantemente sobre materiales preorogénicos plegados y erosionados.

Los eventos tectónicos son intervalos cortos de tiempo de acele-

ración o disminución de la actividad tectónica de una región amplia, que implican cambios relativos del nivel del mar locales, por efecto de hundimientos y/o levantamientos de áreas concretas. Estos movimientos tectónicos pueden producir, además, cambios generalizados del nivel del mar (cambios tectono-eustáticos) reconocibles en regiones muy distantes entre sí, como consecuencia de etapas de formación de nuevas montañas o etapas de crecimiento anómalo de las dorsales centro-oceánicas. Una bajada generalizada del nivel relativo del mar ocasionada por cambios globales del nivel del mar o por levantamiento tectónico de una cuenca, se refleja en superficies de discontinuidad en el borde de la cuenca y en superficies de continuidad correlativa hacia el interior de la misma (fig. 15.9A). La subida subsiguiente del nivel del mar implica la vuelta a las condiciones iniciales del depósito.

Las discordancias sintectónicas de bordes activos y las superficies de continuidad correlativas hacia el interior de la cuenca (fig. 15.9B) constituyen el reflejo de un evento tectónico. Este evento, como se explicaba en el apartado 10.3.2, coincide con el cambio de polaridad de una etapa de diastrofismo acelerado a otra etapa de diastrofismo retardado, que conlleva la erosión del ápice del abanico de capas anterior al evento.

Las rupturas sedimentarias, sobre las que se trató en el apartado 10.5.2, constituyen en la mayoría de los casos ejemplos de superficies estratigráficas reflejo de eventos. Concretamente los tres primeros tipos de rupturas de la clasificación de Pardo *et al.* (1989) se ligan con eventos tectónicos que afectan, como mínimo, a la totalidad de la cuenca sedimentaria. Los tipos 4 y 5, por el contrario, se relacionan con cambios climáticos bien bruscos (eventos) o graduales.

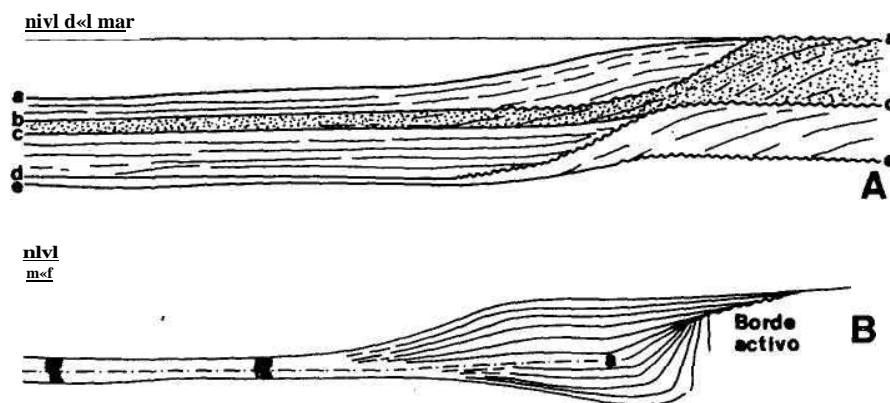


Figura 15.9.- Discordancias sintectónicas y superficies de continuidad correlativas en márgenes continentales (según Vera, 1989c). A.- Margen pasivo afectado por cambios del nivel del mar (a, b, c, d, e: superficies de continuidad en el interior una cuenca sedimentaria que hacia el borde pasan a superficies de discontinuidad). B.- Dispositivo geométrico en un borde activo de una cuenca en el que se tiene una discordancia sintectónica que, lateralmente hacia el interior de la cuenca, cambia una superficie de continuidad.

En el estudio de secciones estratigráficas se pueden reconocer superficies de estratificación que marcan cambios litológicos controlados por cambios eustáticos. Se trata de superficies que jalonan episodios de profundización o somerización; estas últimas se detectan especialmente en medios marinos someros, por la presencia de superficies de emersión temporal. El valor de estas superficies para reconocer eventos tectónicos será tanto mayor cuanto más extensa sea el área en la que se detecten.

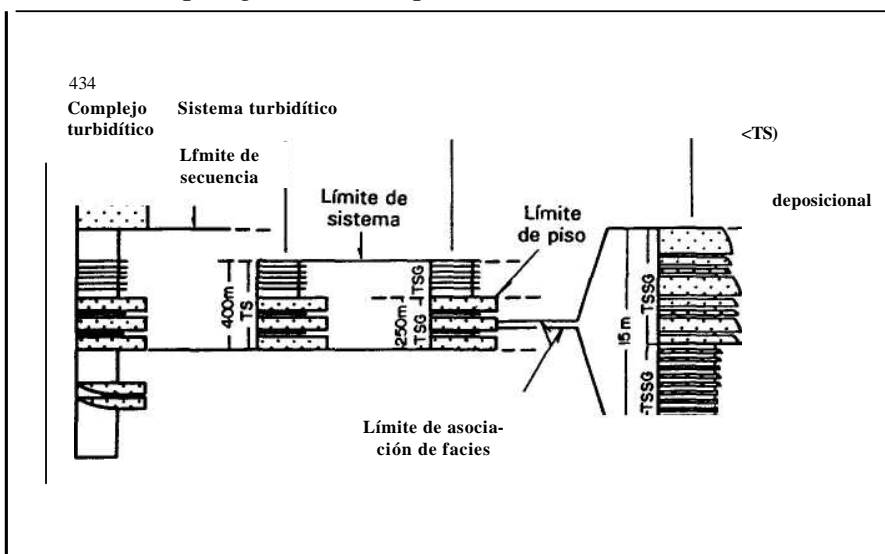
Un tipo especial de material en el que se detectan los efectos de eventos tectónicos son las llamadas "sismitas". Se trata de materiales previamente depositados, localizados bajo el fondo marino o de un lago, que por la acción de un terremoto sufren deformaciones (escapes de agua, *slumps*, microfracturaciones, etc.) que se observan especialmente en materiales que originariamente presentasen laminación (fig. 15,1).

15.4.4.- Reconocimiento de eventos sedimentarios

Los depósitos de las turbiditas (y facies asociadas) constituyen uno de los tipos de depósitos catastróficos más característicos. Cada capa individual de turbiditas es un depósito geológicamente instantáneo, que se intercala en materiales depositados lentamente. Los intervalos de recurrencia de las diferentes capas de turbiditas son muy variables, pero su orden de magnitud es de los miles o decenas de miles de años. Sin embargo, cada una de las capas no puede considerarse como un evento ya que se trata de niveles que difícilmente reconocibles en toda una cuenca. Los eventos quedarán reflejados en niveles anormalmente potentes y continuos (megacapas) y en el techo o muro de conjunto de estratos con una polaridad determinada (p.ej. estratocrecientes).

En los últimos años se ha planteado un nuevo e interesante enfoque del estudio de las turbiditas, con una concepción neocatastrofista. El pionero de este nuevo planteamiento ha sido Mutti (1985), pudiéndose encontrar revisiones de este planteamiento en Rosell (1989) y Mutti (1992). Se diferencian cinco rangos de eventos que producen depósitos turbidíticos (fig. 15.10). El rango menor (5º orden) es el de las capas individuales antes mencionadas. Los rangos mayores son cambios del nivel del mar de diferente envergadura que producen erosión de materiales depositados en sectores más someros y el redepósito en áreas más profundas. Se diferencian conjuntos de estratos de diferente espesor y duración de su depósito: subpisos turbidíticos (15 m, miles de años), pisos turbidíticos (250 m, decenas de miles de años), sistemas turbidíticos (400 m, centenas de miles de años) y complejos turbidíticos (1.500 m, millones de años). Los eventos son los límites de cada una de las unidades diferenciadas.

Las megacapas son cuerpos estratiformes excepcionalmente potentes y con gran continuidad lateral, intercalados en los materiales hemipelágicos en los que también se intercalan los materiales



► Sistema turbidítico	2° ORDEN	x 10*
Piso turbidítico	3' ORDEN	x 10*
Asociaciones de facies turbidíticas y subpisos	4° ORDEN	x 10 ³
Estratos y sus rasgos diferenciales	5° ORDEN	Instantáneos

Figura 15.10.- Expresión en el registro estratigráfico de los eventos de diferente rango en los depósitos turbidíticos (ligeramente modificado y simplificado de Mutti, 1992). Se consideran desde los fenómenos instantáneos expresados por estratos turbidíticos individuales a los complejos turbidíticos que comprenden unidades de más de mil metros de espesor y cuyo depósito ocurrió en intervalos de tiempo del orden del millón de años.

turbidíticos, constituidos por depósitos turbidíticos y facies asociadas (p. ej. *debris flows*), que corresponde a redepósitos caóticos excepcionales. La formación de una megacapa es la expresión de un evento sedimentario, en la mayoría de los casos inducido tectónica-

mente, que implica la destrucción parcial de los relieves adyacentes y el redepósito de los materiales en áreas más profundas.

Las capas depositadas por efecto de tormentas son también expresiones de fenómenos catastróficos, en este caso inducidos climáticamente. Cada capa individual es la expresión de una tormenta que afecta a la línea de costas y al fondo de la plataforma marina y produce la erosión y posterior redepósito de los materiales. Sin embargo, como en el caso de las turbiditas, cada una de las capas individualmente no puede considerarse como el depósito de un evento concreto ya que muchos de estos estratos no pueden reconocerse en áreas amplias. Los eventos en las capas de tormentas se ponen de manifiesto en el techo de secuencias de tempestitas estratocrecientes. Los techos de estas secuencias coinciden con modificaciones del régimen de tormentas y pueden ser correlacionables a larga distancia (Aigner, 1985).

Las superficies de interrupción sedimentaria (paraconformidades y disconformidades) pueden ser la expresión de eventos sedimentarios, inducidos por factores diversos (climáticos, eustáticos, oceanográficos, etc) y que se reflejan en las secciones estratigráficas con interrupciones sedimentarias (paraconformidades) a veces acompañadas de etapas de erosión (disconformidades).

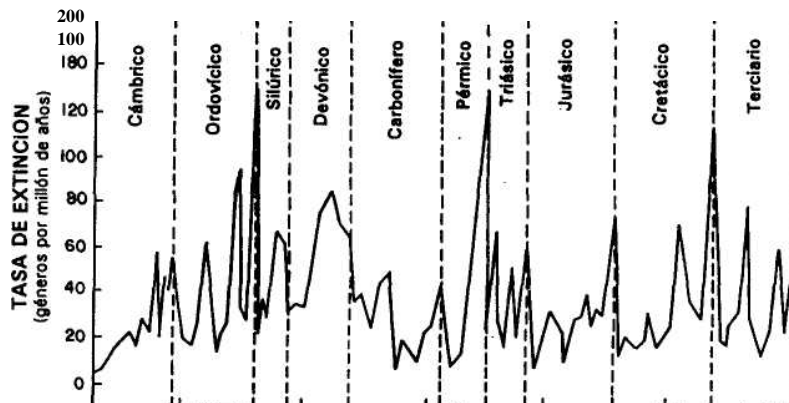
15.4.5.- Reconocimiento de bioeventos

Los bioeventos más significativos son las extinciones en masa, que consisten en la desaparición simultánea de gran número de géneros y especies (ver capítulo 12). En la figura 15.11 se reproduce un gráfico, original de Davis (1989), en el que se representa la tasa de extinción de los organismos expresada en géneros por millón de años. En ella se marca la posición temporal de los cinco grandes eventos de extinción en masa de la historia de la Tierra. El más antiguo se localiza en el límite Ordovícico-Silúrico, el segundo en el límite Devónico-Carbonífero, el tercero en el límite Pérmico-Triásico, el cuarto en el límite Triásico-Jurásico y el quinto en el límite Cretácico-Terciario. Para cada uno de estos cinco bioeventos principales se ha calculado el porcentaje de organismos que desaparecieron y se dan los siguientes valores: 12%, 14%, 52%, 12% y 11%, respectivamente (ver revisión en: Linares, 1989). De acuerdo con estas cifras la extinción mayor ocurrió en el límite Pérmico-Triásico, aunque la más conocida y sobre la que se dispone de un número mayor de trabajos publicados es, sin duda, la quinta (límite Cretácico-Terciario). Algunos autores (Raup, 1991) han llegado a estimar que los bioeventos son periódicos y que se repiten cada 26-32 Ma.

15.4.6.- Reconocimiento de eventos cósmicos

Se trata de uno de los tipos de eventos que más ha llamado la atención en los últimos años y sobre el que hay una bibliografía

EXTINCCIONES GLOBALES EN MASA



ESCALA DE TIEMPO GEOLÓGICO (millones de años B.P.)

Figura 15.11.- Bioeventos en el registro estratigráfico. Tasas de extinción de géneros por millón de año para el Eon Fanerozoico (original de Davies, 1989). Se marca la posición temporal de las cinco grandes extinciones masivas (explicación en el texto).

reciente, muy extensa. La primera propuesta científica de eventos de este tipo fue realizada por Alvarez *et al.* (1980) para el límite Cretácico/Terciario y su reconocimiento se basó esencialmente en una anomalía de Iridio y otros metales del grupo de Platino, de posible procedencia extraterrestre.

Actualmente hay una controversia científica sobre la existencia o no de un impacto de un bólido (meteorito o cometa) de grandes dimensiones coincidiendo con el citado límite, pero en la comunidad científica se acepta de manera general que, a lo largo del tiempo geológico, han ocurrido impactos, los cuales pueden quedar reflejados en el registro estratigráfico en áreas muy distantes unas de otras. Igualmente la comunidad científica acepta de manera general que en el límite Cretácico-Terciario se produjo un fenómeno catastrófico de gran importancia, aunque unos creen que se trató del impacto referido y otros que fue un evento de vulcanismo explosivo muy intenso.

La existencia de cráteres de meteoritos de grandes dimensiones en la superficie de la Tierra, a pesar de la destrucción de parte de los mismos por efectos de erosión (lo que no ocurre en la superficie de la Luna) es una evidencia indiscutible de que en tiempos pasados han ocurrido impactos sobre la superficie de la Tierra, aunque para una edad determinada (como en el caso del límite Cretácico-Terciario) pueda cuestionarse si ocurrió.

Los efectos de un impacto de un cuerpo celeste (asteroide o meteorito) sobre la superficie de la Tierra son diversos, ya que unos son instantáneos con duración de segundos, mientras que otros son más largos con duraciones que varían desde días hasta algunos miles de años (Alvarez *et al.*, 1980, 1984, 1989; Smit y Ten Kate, 1983; Hsü, 1989; Smit, 1990). Entre los fenómenos instantáneos se tienen el aumento brusco de la temperatura en el momento de la colisión del cuerpo y la formación de una nube de polvo. Entre los fenómenos más largos, iniciados con el impacto, están en primer lugar la caída de partículas producto de la colisión y la formación de un estrato milimétrico o centimétrico que incluye partículas de origen extraterrestre, que dan lugar a anomalías geoquímicas (niveles de alto contenido en Ir y otros metales frecuentes en los meteoritos). Posiblemente, además, se producirán incendios forestales de gran envergadura que darían lugar a concentraciones anómalas de materia carbonosa en dichos niveles. Entre los fenómenos más largos estarían los debidos a la persistencia de la nube de polvo en la atmósfera con la consiguiente disminución de la actividad solar sobre la Tierra y descenso brusco de la temperatura, seguidos de una etapa de efecto invernadero y cambios en cadena en la flora y fauna, que dieron lugar a extinciones en masa que afectaron en especial a los fósiles continentales y los marinos planctónicos durante un intervalo de tiempo de varios miles de años (Smit, 1990).

Diferentes autores han sistematizado los criterios de reconocimiento de dichos impactos en el registro estratigráfico, los cuales se pueden agrupar en los siguientes:

L- Anomalías de Ir y elementos afines.- El criterio fundamental utilizado por Alvarez *et al.* (1980) en su trabajo originario sobre el impacto en el límite Cretácico/Terciario fue la presencia de anomalías de Ir y otros metales del grupo del platino, como el Osmio. Estos valores anómalos fueron siendo reconocidos en diferentes localidades tanto de materiales aflorantes en los continentes, de antiguos medios marinos y continentales, como de materiales marinos cortados en sondeos del DSDP o del ODP (fig. 15.12). Además del límite Cretácico/Terciario han sido descritas anomalías de Iridio en los límites Frasnense/Fameniense, Pérmico/Triásico, Cenomaniense/Tuioniense y, especialmente, en el Eoceno/Oligoceno, para cuya explicación se ha recurrido a los impactos por muy diferentes autores. Martínez-Ruiz (1993) recopila la información sobre un total de 33 localidades con materiales marinos (siete estudiadas por ella) y 12 de materiales continentales donde se ha reconocido la anomalía de los metales del grupo del Platino en el límite Cretácico/Terciario. Los valores son muy reducidos y se miden en unidades o decenas de partes por mil millones (ppb), con valores para el Iridio que varían desde el 1 a 60 ppb. Estos valores tan reducidos en valor absoluto han hecho que haya sido cuestionado el origen cósmico.

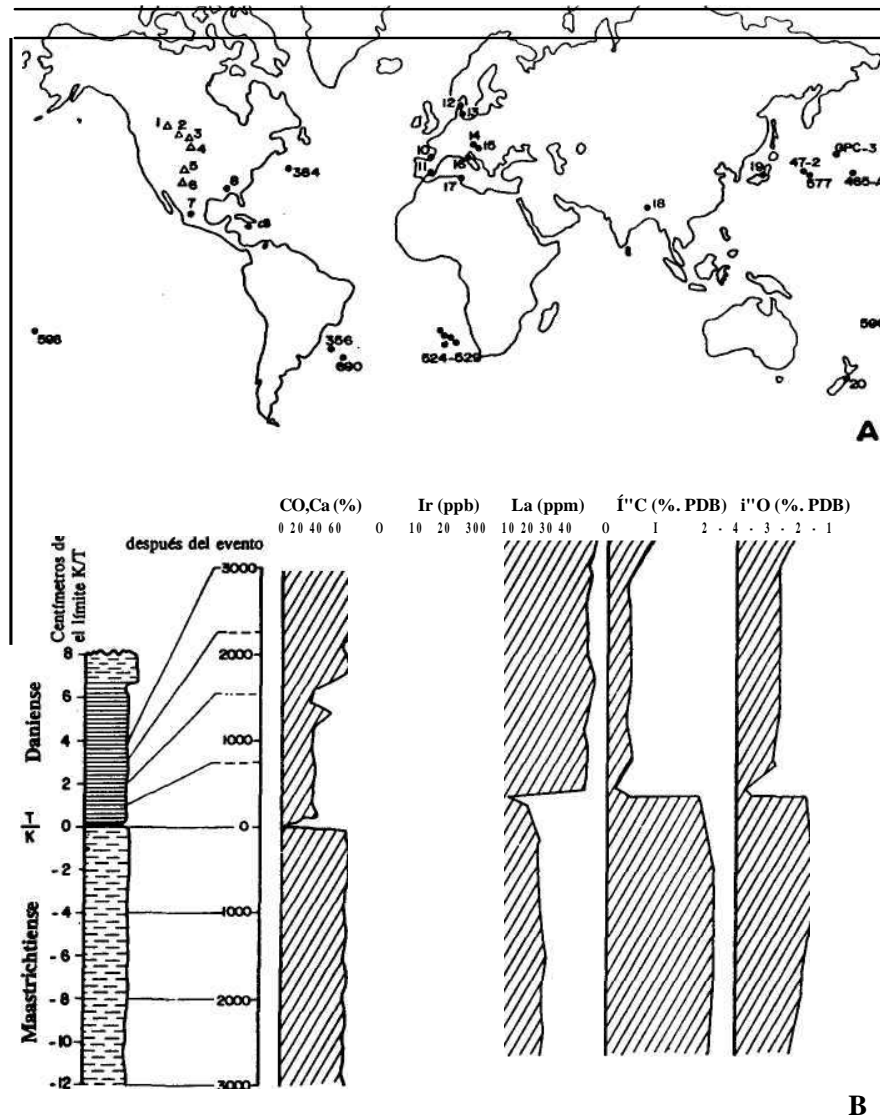


Figura 15.12.- Anomalías geoquímicas en el límite Cretácico/Terciario. A.- Mapa de localización de áreas geográficas donde han sido reconocidas estas anomalías. En triángulos se marcan las áreas donde el límite se reconoce en materiales continentales, mientras que con círculos se marcan aquellas donde el límite se detecta en materiales marinos pelágicos, bien aflorando en los continentes, bien cortados por sondeos marinos profundos de los programas DSDP y ODP (se indican los números de los sondeos). Localidades: 1.- Coal Valley (Alberta, Canadá). 2.- Red Deer Valley (Alberta, Canadá). 3.- Frechman Valley (Saskatchewan, Canadá). 4.- Brownie Butte (Montana, Estados Unidos). 5.- Varios cortes en Wyoming (Estados Unidos). 6.- Varios cortes de los estados de Nuevo México y Colorado (Estados Unidos). 7.- Braggs (Alabama, Estados Unidos). 8.- Arroyo el Mimbral (México). 9.- Haití. 10.- Varios cortes de la cuenca vasco-cantábrica (sur de Francia y norte de España). 11.- Cortes de Caravaca, Finestrat y Agost (Subbético, sur de España). 12.- Nye Klov (Dinamarca). 13.- Stevns Klint (Dinamarca). 14.- Lattengerbirge (Alemania). 15.- Gossau (Austria). 16.- Varios cortes en los Apeninos septentrionales, incluido el de Gubbio. 17.- El Kef (Túnez). 18.- Meghalaya (India). 19.- Hokkaido (Japón). 20.- Varios cortes en Nueva Zelanda. Elaborado a partir de la recopilación de Martínez-Ruiz (1993). B.- Anomalía geoquímica del límite Cretácico/Terciario (k/T) en el corte de Agost (Subbético, Alicante). Gráfico elaborado a partir de datos de Smit (1990).

mico del Ir por algunos autores, los cuales piensan que esta anomalía puede ser de origen mantélico, explicada por fenómenos volcánicos (Crocket *et al.*, 1988): Los argumentos que sirven para esta interpretación alternativa son: a) enriquecimientos anómalos de Ir en algunas cenizas volcánicas, b) presencia de anomalías de Ir en fondos endurecidos (*hardground*) de algunas paraconformidades (ver discusión en Renard, 1987).

2.- *Otras anomalías geoquímicas.*- Los niveles milimétricos o centimétricos que representan el posible impacto (o varios impactos simultáneos) vienen geoquímicamente marcados también por descensos bruscos de los valores del 8^{18}O y del 8^{13}C (Smit, 1990) que se explican por cambios de la temperatura del agua y cambios en la biomasa, respectivamente, inducidos por el impacto o por el evento alternativo (vulcanismo explosivo) en su caso.

3.- *Presencia de esférulas con morfologías similares a microtectitas.*- Generalmente se trata de esférulas cuyo diámetro oscila entre 0,1 y 0,6 mm con morfologías muy similares tanto a microtectitas encontradas en la Tierra como a esférulas lunares y texturas propias de enfriamiento rápido (Martínez-Ruiz, 1993), que se interpretan como "gotas" formadas a partir del material pulverizado generado por el impacto sobre un área oceánica en el que el material extraterrestre se vaporiza más rápidamente que el terrestre (Melosh y Vickery, 1991) y que posteriormente han sido alteradas en la diagénesis (Montanari, 1991). La interpretación de estas esférulas en el límite constituye actualmente el principal tema de discusión, ya que se considera como el argumento más concluyente a favor del impacto. Una vez más hay posturas encontradas, desde algunos autores que rechazan la relación con un impacto, proponiendo un origen volcánico y/o autógeno (p.ej. Nasland *et al.*, 1986; Izett, 1987), hasta otros que llegan a proponer que la ubicación del cráter del impacto del límite Cretácico/Terciario debió estar en el Caribe a partir de la presencia de esférulas centimétricas en Haití (p.ej. Koeberl, 1992).

4.- *Eventos biológicos ligados.*- La existencia de importantes y bruscos cambios en las asociaciones de organismos, más importantes en los terrestres y en los marinos flotadores (planctónicos) y mucho menores en los bentónicos, constituye otro argumento a favor de estos impactos. Se trata de extinciones en masa que afectan a un porcentaje muy elevado de los taxones. El escenario de la extinción finicretácica ha sido reconstruido, hipotéticamente, por diferentes autores (ver p. ej. Smit, 1990) los cuales sugieren que tras el impacto y como consecuencia del material pulverizado desprendido a la atmósfera se produjo un oscurecimiento total seguido de una lluvia ácida que pudo durar de 1 a 3 meses y que marcó el inicio de la desaparición en cadena de taxones diferentes. Posibles incendios forestales de grandes magnitudes y un rápido incremento del CO_2 en la atmósfera ocasionaron un efecto invernadero, con un calentamiento global que duró al menos 5.000 años durante los cuales se produjeron las desapariciones de numerosos grupos de orga-

nismos. Posteriormente y de manera progresiva en unos 40.000-60.000 años se fueron restaurando unas condiciones medioambientales análogas a las anteriores al impacto que permitieron la colonización de las diferentes regiones por organismos de nuevos taxones.

Un argumento decisivo a favor de los impactos es la existencia de cráteres producto de la colisión de meteoritos. Algunos de ellos han sido estudiados con el mayor detalle e incluso ha sido datada con gran precisión la edad del impacto. Hay grandes dudas sobre la posible periodicidad de los impactos e igualmente se cuestiona el que todos los impactos causen extinciones (bioeventos).

En definitiva el tema de los efectos de los impactos y su relación con otros eventos sigue abierto y, en cualquier caso, se estima que el fenómeno catastrófico del límite Cretácico/Terciario (impacto o no) fue algo muy especial en la historia de la Tierra.

15.4.7.- Reconocimiento de eventos magnetoestratigráficos

Su reconocimiento se realiza mediante el estudio instrumental en el laboratorio de muestras de una sección estratigráfica, detectando en ellas los episodios de polaridad normal o inversa del campo magnético terrestre. Cada cambio de polaridad constituye un evento magnetoestratigráfico.

Se pueden diferenciar tres rangos de eventos magnetoestratigráficos de acuerdo con la envergadura de los intervalos de tiempo que separen. Los eventos de rango mayor son los que delimitan los supercrones de polaridad, cuya duración es del orden del centenar de millones de años. Los eventos de rango intermedio, que son los más frecuentes, son los que delimitan las cronozonas de polaridad magnética, que constituyen la base de la escala magnetoestratigráfica detallada de los últimos 160 Ma (ver capítulo 13). Finalmente los eventos de rango menor son las denominadas "excursiones" que corresponden a cambios momentáneos de la polaridad del campo magnético.

15.4.8.- Reconocimiento de eventos volcánicos

Los principales eventos volcánicos son las etapas de vulcanismo explosivo que ocasionan el depósito de materiales piroclásticos, que quedan intercalados entre rocas sedimentarias de otra naturaleza. La explosión del Vesubio del año 79 después de Cristo, que sepultó la ciudad de Pompeya con material piroclástico de varios metros de espesor, constituye un excelente ejemplo de este tipo de eventos volcánicos. La explosión del volcán de la isla de Krakatóa en 1883, que destruyó parte de la isla, dejó una capa de material piroclástico de pocos centímetros de espesor y varios centenares de kilómetros de extensión, en los sectores marinos adyacentes. A las acumulaciones primarias de piroclastos de cualquier tipo se les

llama genéricamente *tefra* y al estudio de los mismos dentro del registro estratigráfico se le ha llamado "tefroestratigrafía" (Schmincke y van den Bogaard, 1991)

En el registro estratigráfico los niveles ligados a eventos volcánicos de mayor interés son los de cenizas volcánicas (entre ellos los de bentonitas) y los de material piroclástico de mayor tamaño (tobas volcánicas) intercalados en sedimentos marinos. En materiales continentales las posibilidades de fosilización de niveles piroclásticos, sin una destrucción previa, son mucho menores. Kauffman *et al.* (1991) describen la existencia de niveles de bentonitas y tobas intercaladas en materiales marinos del Ordovícico, Devónico y Cretácico de las grandes llanuras americanas (USA y Canadá) reconocibles en superficie y en el subsuelo en áreas geográficas cuya extensión es de centenares o miles de kilómetros cuadrados.

En la figura 15.13 se reproducen cuatro secciones estratigráficas, distantes entre sí más 500 km, de materiales del Cretácico, de las grandes llanuras americanas, estados de Colorado y Kansas (Estados Unidos). En ellas se diferencian cinco niveles de bentonitas correlacionares en todas ellas y que corresponden a sendos eventos volcánicos que afectan a regiones muy amplias. Schmincke y van den Bogaard (1991) presentan diferentes ejemplos de eventos volcánicos que se expresan en niveles piroclásticos reconocibles en amplias extensiones y caracterizado cada uno de ellos por sus características geoquímicas.

15.5.- LA ESTRATIGRAFÍA DE EVENTOS

La nueva concepción del catastrofismo actualista ha llevado al nacimiento muy reciente dentro de la Estratigrafía de una rama que se denomina "Estratigrafía de eventos". Vera (1990) define la *Estratigrafía de eventos* como la ciencia que tiene por finalidad reconocer los diferentes eventos presentes en las sucesiones estratigráficas, interpretarlos genéticamente, localizarlos en el tiempo, conocer su amplitud regional y utilizarlos en definitiva como criterio de correlación y de división de las secciones estratigráficas.

15.5.1.- Eventos a nivel de cuenca

El objetivo básico del análisis de cuencas consiste en delimitar volúmenes de materiales separados por discontinuidades, en especial las discordancias sintectónicas, y las superficies de continuidad correlativas. Este reconocimiento se puede hacer tanto a partir de observaciones sobre el terreno como en perfiles sísmicos, y constituye la base de la denominada Estratigrafía Secuencial (ver capítulo 21). Las superficies de discordancias sintectónicas (y las de continuidad correlativas) separan volúmenes de materiales depositados antes y después de un evento tectónico (fase de deformación). Otros tipos de discontinuidades se deben en unos casos a cambios del

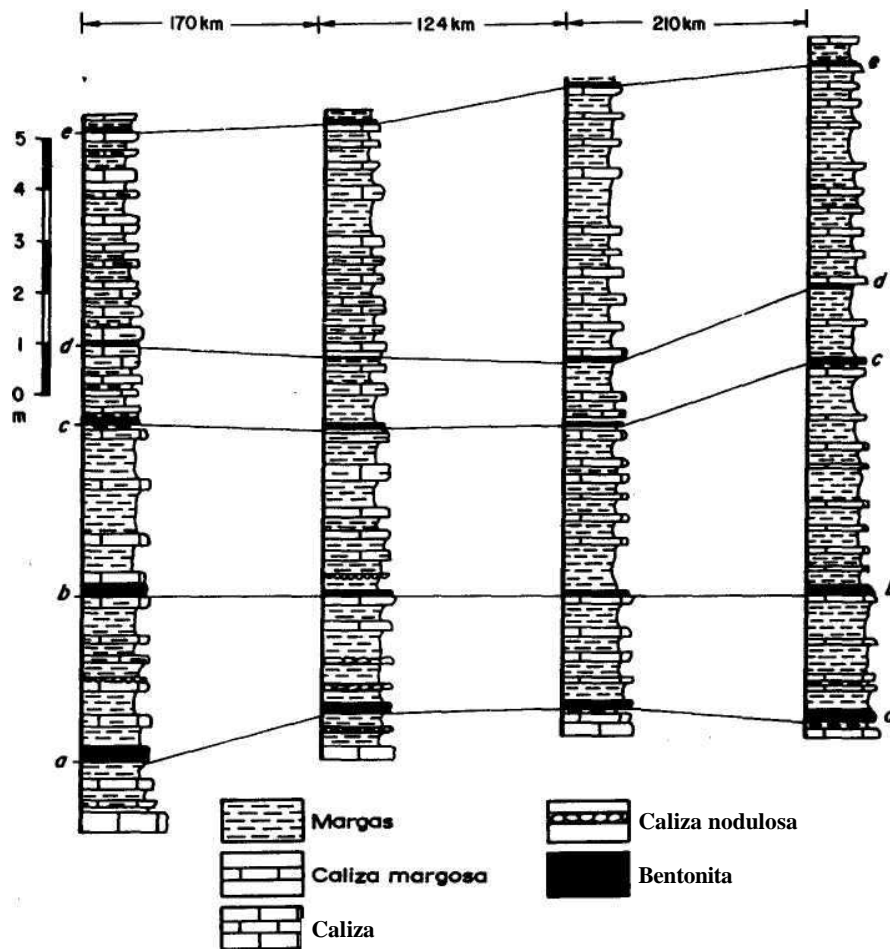


Figura 15.13.- Ejemplo de la expresión de eventos volcánicos en el registro estratigráfico. En un intervalo de algunas decenas de metros se localizan cinco niveles de bentonitas (a, b, c, d, e), con características geoquímicas específicas cada uno de ellos, que pueden ser reconocidos en secciones estratigráficas distantes entre si más 500 km. Elaborado a partir de los datos de un gráfico de Kauffman (1988) y correspondiente a secciones estratigráficas en materiales del Cretácico en las grandes llanuras americanas, en los estados de Colorado y Kansas (Estados Unidos).

nivel de base de los ríos o del nivel relativo del mar y quedan reflejados en paraconformidades y disconformidades, mientras que en otros casos se deben a etapas de deformación tectónica (básculamiento o plegamiento), que se reflejan en discordancias angulares.

El concepto de *ruptura sedimentaria*, desarrollado en el capítulo 10, no es más que la expresión a nivel de cuenca de eventos que afectan a la mismas. Las rupturas sedimentarias de tipo 1, 2 y 3, de la clasificación de Pardo *et al.* (1989), son expresiones de eventos

tectónicos, mientras que las rupturas de tipo 4 y 5 son el reflejo de eventos* climáticos. En ambos casos se denomina evento al cambio de polaridad en un proceso tectónico (paso de una fase de deformación creciente a otra de deformación decreciente), a un salto en dicho proceso (separación de dos fases de deformación creciente) y a cambios de una tendencia climática (paso de una etapa de aridez creciente a otra decreciente, y viceversa).

Los niveles piroclásticos formados por eventos volcánicos, sobre los que se acaban de tratar, pueden constituir otro excelente criterio de correlación temporal a nivel de cuenca.

15.5.2.- Eventos a nivel mundial

Los mejores ejemplos de eventos de nivel mundial y los más fácilmente reconocibles en el registro estratigráfico son los bioeventos de extinción masiva, ya que ellos marcan la desaparición de organismos y la aparición de otros, acaecidas simultáneamente e instantáneamente (a nivel de tiempo geológico) en todo el mundo, sin que el proceso se repita (ninguna especie desaparecida vuelve a aparecer después).

Otros eventos que afectan a toda la superficie de la tierra son los magnéticos. Las inversiones magnéticas se pueden reconocer en materiales depositados en medios sedimentarios muy distintos y en áreas muy distantes. Sin embargo hay una diferencia con respecto a los anteriores: los magnéticos sí son repetitivos, ya que a todo episodio de magnetismo normal le sigue otro de magnetismo inverso hasta llegar de nuevo a otro normal. La distinción de un evento concreto, con respecto a otro, se hace con un control muy detallado de edad mediante fósiles o, en su caso, de dataciones radiométricas.

Los eventos eustáticos de orden mayor (1^o y 2^o orden, ver capítulo siguiente) pueden quedar reflejados en áreas muy distantes, de manera que se puede decir que afectan a todos los márgenes continentales simultáneamente. Los eventos cósmicos igualmente pueden quedar reflejados a nivel mundial, en especial los grandes impactos. Los eventos climáticos, en particular los que afectan a toda la Tierra, quedan también reflejados en secciones estratigráficas de áreas distantes entre sí. Finalmente, los fenómenos oceanográficos, quedan reflejados en los materiales pelágicos de los diferentes océanos-de manera simultánea.

16

LA CICLICIDAD EN EL REGISTRO ESTRATIGRAFICO

- I 6.1.- El concepto de adicidad
- I 6.2.- Escala o rango de los ciclos y ritmos
 - I 6.2.1 .- Ciclos y ritmos a escala de laminación
 - I 6.2.2.- Ciclos y ritmos a escala de estriato
 - I 6.2.3.- Ciclos a escala de afloramiento
 - I 6.2.4.- Ciclos a macroescala
- I 6.3.- Fenómenos alocíclicos y autocíclicos
- I 6.4- Causas de la adicidad
 - I 6.4.1 .- Ciclos tedono-eiistáticos
 - I 6.4.2.- Ciclos climáticos
 - I 6.4.2.1.- Ciclos de Milankovitch
 - I 6.4.2.2- Ciclos de orden mayor
 - I 6.4.2.3- Ciclos de orden menor
- I 6.5.- Superposición de ciclos de diferente rango
 - I 6.5.1 .- El diagrama de Fischer
 - I 6.5.2- Análisis secuencial
 - I 6.5.3.- Jerarquización de los ciclos

Los tres factores fundamentales que controlan el depósito en una cuenca sedimentaria (como ya se afirmaba en el capítulo 3) son: 1.- El volumen de aportes que llega a la cuenca. 2.- La subsidencia de la propia cuenca y los levantamientos tectónicos que afectan tanto a la cuenca como a las áreas adyacentes. 3.- Los cambios del nivel del mar (eustatismo). Todos ellos vienen regulados, básicamente, por dos factores de orden mayor: el *clima* y la *tectónica*. Cuando estos dos factores principales permanecen invariables, en un área concreta de una cuenca sedimentaria y para un intervalo de tiempo igualmente concreto, la sedimentación es homogénea. Esto ocurre solamente en circunstancias muy especiales, ya que en la mayoría de los casos tanto el clima como la tectónica cambian, con variaciones que generalmente no coinciden en el tiempo, lo que se refleja en la estratificación mediante sucesivos cambios verticales de facies.

Cuando se estudian en detalle los procesos que rigen la sedimentación y sus resultados en las rocas estratificadas, se puede comprobar que con gran frecuencia, los cambios que ocurrieron durante el depósito fueron repetitivos (cíclicos). Estos cambios quedan reflejados en una sección estratigráfica por ciclos sedimentarios de diferente naturaleza y rango. Al estudio de estos ciclos, su reconocimiento, su posible periodicidad y su interpretación genética se dedica este capítulo.

16.1.- EL CONCEPTO DE CICLICIDAD

Cuando en una sucesión estratigráfica o, más concretamente, en una parte de la misma, las características litológicas se repiten ordenadamente se dice que presenta una *estratificación cíclica*, mientras que si se disponen de un modo aleatorio se trata de una *estratificación no cíclica*. La nomenclatura utilizada para denominar la estratificación cíclica ha sido muy diversa y, a veces, excesivamente compleja y confusa (Lombard, 1956; Duff *et al.*, 1967; Delfaud, 1972). Recientemente se han realizado revisiones críticas de esta nomenclatura (Einsele *et al.*, 1991b; Einsele, 1992) y se ha propuesto una notable simplificación de la misma.

Con mucha frecuencia se ha llamado genéricamente *ciclicidad* a la repetición sistemática y ordenada de diferentes términos litológicos en una sección estratigráfica. Sin embargo, de la *ciclicidad s.l.* se tiende a excluir al tipo más elemental de la misma, que es aquel en el

que alternan, a escala de estratos o de láminas, solamente dos términos litológicos. A este tipo de ciclicidad se le llama *ritmicidad*. Tanto en la ciclicidad como en la ritmicidad los procesos que se repiten pueden hacerlo de manera periódica (a intervalos de tiempo constantes) o de manera aleatoria. En el primero de los casos se puede hablar de *periodicidad* y el valor del intervalo de tiempo es el *periodo*.

La ciclicidad y la ritmicidad son términos descriptivos aplicables a dispositivos repetitivos de estratos. Ambos términos se aplican, igualmente, a la repetición de procesos por los que se llega reiteradamente a una situación similar o idéntica a la inicial, lo que ocasiona cambios cíclicos en la sedimentación. Con frecuencia en una ciclicidad, o en una ritmicidad, se desconoce si estos procesos se repitieron a intervalos de tiempo iguales o diferentes. Por el contrario el término periodicidad es puramente interpretativo y su uso implica la deducción previa del carácter temporal periódico de los cambios que regulan la formación de dichos ciclos o ritmos.

En este libro se van a utilizar los términos básicos anteriores con las siguientes acepciones, únicas para cada término, con el fin de evitar confusiones:

Ciclicidad.- Dispositivo observable en una parte de una sección estratigráfica según el cual se repiten ordenadamente tres o más litologías (fig. 16.1a).

Ritmicidad.- Alternancia repetida de dos litologías, a nivel de estratos o de láminas, observada en una parte de una sección estratigráfica (fig. 16.1b)

Periodicidad.- Término aplicable, tanto en ciclicidad como en ritmicidad, para aludir a la repetición de los procesos en intervalos de tiempo constantes.

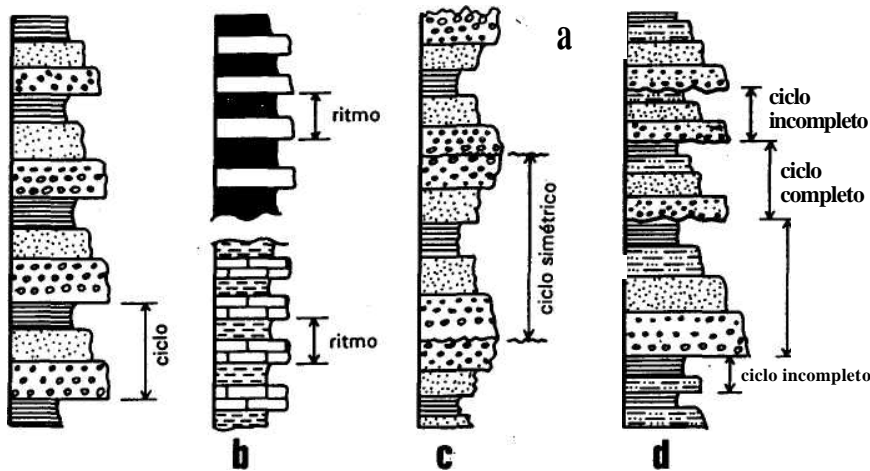
En todo dispositivo cíclico o rítmico, a la escala del estrato, hay un módulo estratigráfico que se repite. En el caso de la ciclicidad este módulo se denomina: *ciclo básico* o (*ciclo elemental*), y está compuesto por tres o más términos litológicos que se repiten ordenadamente. Se utiliza el término ciclo con los adjetivos básico o elemental para evitar confusiones con otros usos de la palabra ciclo en el campo de la Geología. Con mucha frecuencia se ha utilizado el término *secuencia elemental* como sinónimo de ciclo básico o elemental, por lo que aquí también se considera su uso como correcto. Todos estos términos (*ciclo básico*, *ciclo elemental* o *secuencia elemental*) se aplican para definir el módulo que se repite ordenadamente en una sección estratigráfica. Se diferencian los ciclos *completos*, con todos los términos litológicos, de los *incompletos*, a los que les faltan algunos términos por el techo o por el muro (fig. 16.1d). Aplicando la nomenclatura de asociaciones de facies expresada en el capítulo 7, un ciclo básico es una secuencia de facies que se repite ordenadamente.

Se diferencian los *ciclos simétricos* (fig. 16.1c), en los que la

repetición litológica muestra una simetría de los *ciclos asimétricos* (fig. 16. la,d) en los que ésta no existe. Entre los ciclos asimétricos más conocidos están las secuencias granocrecientes y las granodecrescentes, limitadas por superficies erosivas. Por el contrario los ciclos simétricos (a los que algunos autores llamaron bisecuencias) se componen de una parte granocreciente y otra granodecrescente en este orden o el inverso y sin que entre ellos medie ninguna superficie erosiva.

El término *ciclotema*, introducido en la nomenclatura geológica hace más de 70 años (Wanless y Weller, 1932), ha sido utilizado por autores posteriores, sorprendentemente, de manera inequívoca, por lo que merece ser mantenido en la nomenclatura. Adaptando su uso a la terminología del párrafo anterior, un ciclotema se puede definir como el ciclo básico asimétrico característico de secciones estratigráficas con niveles de carbón, en cuencas carboníferas.

En el caso de la *ritmicidad*, el módulo que se repite está formado exclusivamente por dos términos litológicos y se llama *ritmo*. La palabra *ritmita* se utiliza, con mucha frecuencia, para aludir a las facies constituidas por alternancia rítmica de dos litologías (p.ej. ritmita calizas/margas). Dos tipos fundamentales de ritmicidad (fig. 16.1b) se pueden diferenciar de acuerdo con su génesis y sus rasgos



ciclo
completo
asimétrico

Figura 16.1.- Conceptos básicos de ciclicidad y ritmicidad. a.- Sección estratigráfica cíclica. El módulo que se repite (ciclo) está constituido por tres litologías diferentes, b.- Ejemplos de ritmicidad en los que el módulo que se repite (ritmo) es de dos términos. En la parte superior se representa la ritmicidad de niveles turbidíticos (en blanco) intercalados entre materiales interturbidíticos (en negro). En la parte inferior se representa la ritmicidad de niveles de calizas con niveles de margas, muy característica de materiales hemipelágicos. c- Ciclos simétricos: los tres términos litológicos que forman el módulo se disponen inicialmente con una ordenación y a continuación con la contraria, d.- Ciclos asimétricos, en los que la sucesión de los términos litológicos se presenta siempre con una misma polaridad. En los *ciclos completos*, todos los términos del módulo se repiten. En los *ciclos incompletos* falta alguno o algunos de los términos, bien en la parte superior o bien en la inferior del ciclo.

litológicos. En el primero se intercalan niveles de depósitos correspondientes a una sedimentación prolongada en medios acuosos, marinos o lacustres (como son las calizas micríticas, margas, lutitas, etc.), con niveles de redepósito (ruditas, areniscas, calcarenitas, etc) ocasionados por eventos sedimentarios intermitentes, como son los flujos gravitacionales en masa o las tormentas (fig. 16.2). En el segundo tipo alternan dos litologías debidas a cambios en el medio, sin que haya procesos de redepósito. A este segundo tipo pertenecen las ritmitas calizas/margas, lutitas/evaporitas, limos/arcillas, etc. (fig. 16.2). El término *periodita* fue introducido por Einsele (1982) para denominar a las ritmitas en las que se pueda afirmar que la alternancia litológica responde a cambios periódicos en las condiciones sedimentarias. Las dificultades que normalmente presenta la valoración del carácter periódico o casi periódico de una ritmita hacen que el término *periodita* haya sido poco utilizado por autores más modernos.

16.2.- ESCALA O RANGO DE LOS CICLOS Y RITMOS

Los ciclos y los ritmos pueden ser de espesor y duración muy diferentes. Además, en muy numerosas ocasiones se encuentran asociados los de varias escalas (fig. 16.2). De acuerdo con el valor del espesor se pueden diferenciar cuatro grandes grupos de ciclos o ritmos:

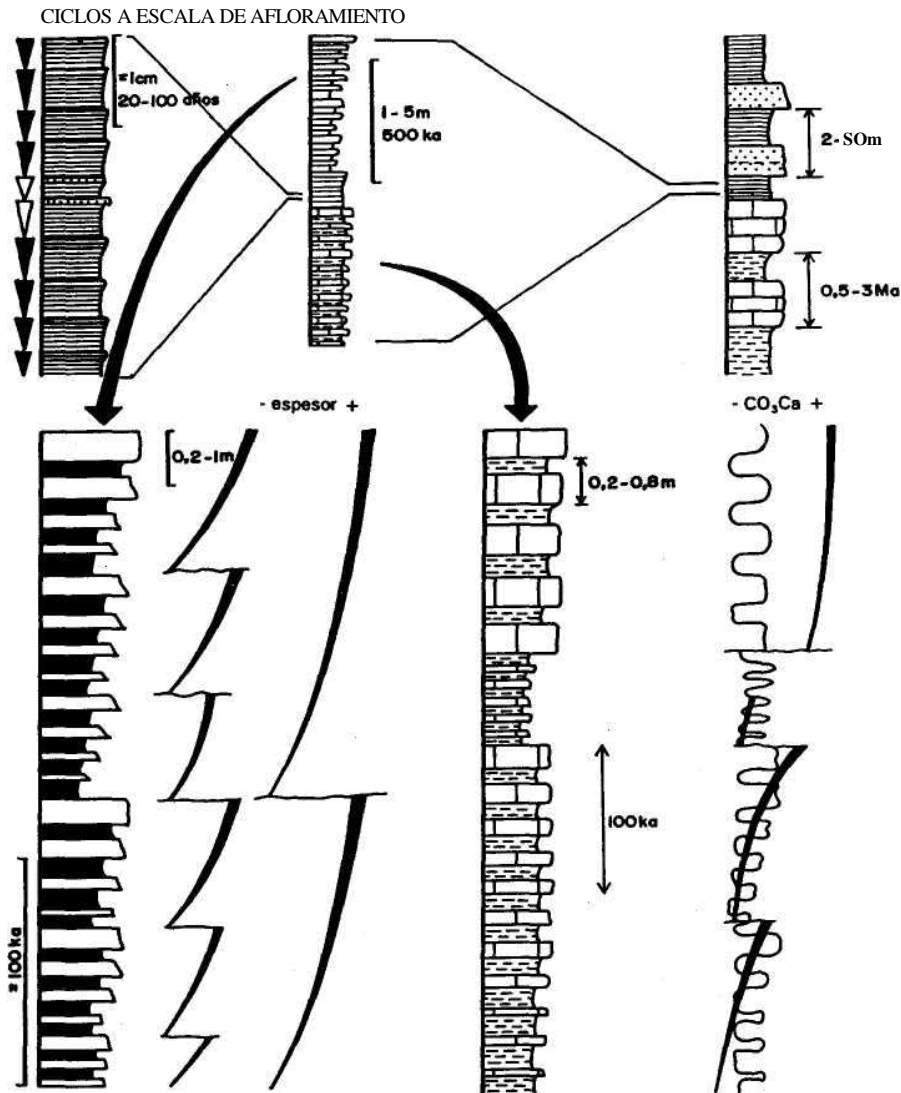
a.- Primer rango.- Ciclos y, especialmente, ritmos, de escala milimétrica o centimétrica, observables a nivel de laminación, tanto en muestras de mano como al microscopio. Entre ellos se encuentran las conocidas *varvas*, que han sido consideradas tradicionalmente como el mejor ejemplo de ciclos anuales (fig. 16.3).

b.- Segundo rango.- Ciclos o ritmos observados a nivel de estrato, de espesor decimétrico a métrico. Se incluyen en este rango las alternancias de capas de turbiditas con material hemipelágico y las alternancias rítmicas de calizas/margas (fig. 16.4).

c.- Tercer rango.- Ciclos a escala de afloramiento (mesoescala) que normalmente se miden en decenas de metros y que corresponden a asociaciones verticales de estratos. Son, por ejemplo, las secuencias estratocrecientes (con crecimiento de espesor hacia el techo).

d.- Cuarto rango.- Ciclos normalmente no observables en el campo (macroescala), salvo en el caso de contar con afloramientos excepcionales. En la mayoría de los casos son ciclos deducidos a partir de los gráficos de correlación entre secciones estratigráficas y de la interpretación de perfiles sísmicos y sondeos.

Se han propuesto varias clasificaciones de ciclos y ritmos de acuerdo con el rango temporal. En la mayoría de ellas se pretende incluir a los ciclos de 1^o, 2^o y 3^{er} orden previamente definidos por Vail *et al.* (1977), manteniendo la misma nomenclatura, aunque



RITMOS EN TURBIDITAS y/o TEMPESTITAS
 RITMOS EN ALTERNANCIAS DE CALIZAS y MARGAS

Figura 16.2.- Ciclicidades observables en el campo. Se parte del tipo más evidente: el de ciclos a la escala del estrato (parte superior central). Dentro de ellos los más elementales son los ciclos (o ritmos) de estratos individuales y le siguen en simplicidad los ciclos de varios estratos. En la parte inferior se dan dos ejemplos de ritmicidad: turbiditas y/o de tempestitas que forman ciclos estratocrecientes de escala métrica, con dos rangos superpuestos, y el de las ritmitas de calizas/margas, con lotes de ritmos de diferente espesor. En la parte superior izquierda se representan los ciclos de menor escala que se pueden observar (escala de la laminación) y en la parte superior derecha los ciclos a escala de afloramiento que comprenden a un conjunto de ciclos que tienen algunas decenas de metros de espesor.

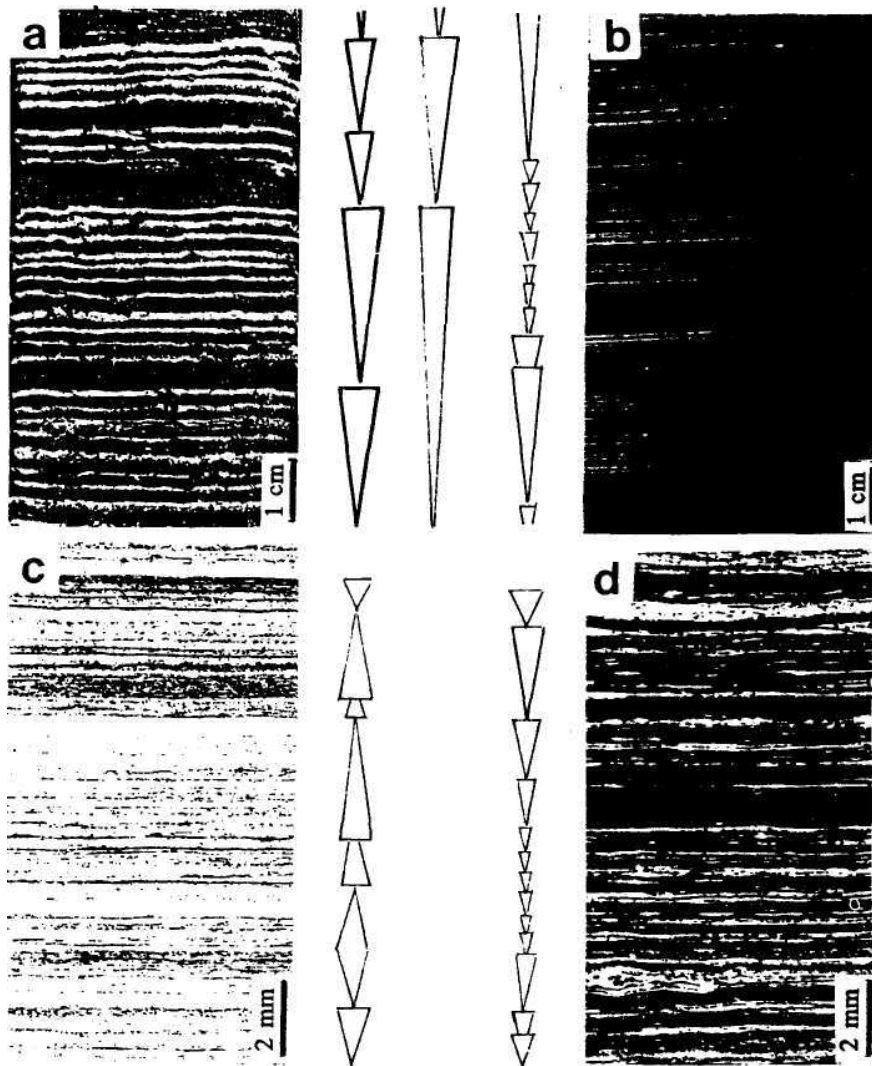


Figura 16.3.- Ejemplos de ciclos y ritmos a la escala de la laminación, a.- Varvas lacustres recientes procedentes del Lago Zurich. Las láminas oscuras son ricas en materia orgánica y diatomeas, mientras que las claras son de calcita (Glenn y Kelts, 1991). Al lado se marcan las asociaciones de varvas que indican ciclos de decenas de años, b.- Varvas lacustres de lagos salobres (Lago Van, Turquía). Las láminas oscuras son arcillas ricas en materia orgánica y las claras son aragonito y calcita (Glenn y Kelts, 1991). Obsérvense los ciclos de asociaciones de varvas de diferente rango, c.- Ritmos a escala de laminación (varvas) de materiales lacustres con variaciones anuales en el contenido de materia orgánica (Fischer y Roberts, 1991). d.- Lutitas petrolíferas con laminación en varvas (Fischer y Roberts, 1991). Se observan, como en los casos anteriores, ciclicidades de diferente rango.



Figura 16.4.- Ejemplos de campo de ciclos y ritmos a la escala del afloramiento.
A.- Ritmicidad en turbiditas de la cuenca Jaca-Pamplona (Eoceno). Los niveles que destacan en el relieve son los de turbiditas (arenitas) y los más erosionados los de interturbiditas (lutitas). **B.-** Ritmita de calizas y margas de escala decimétrica (Kimmeridgiense, Prebético).

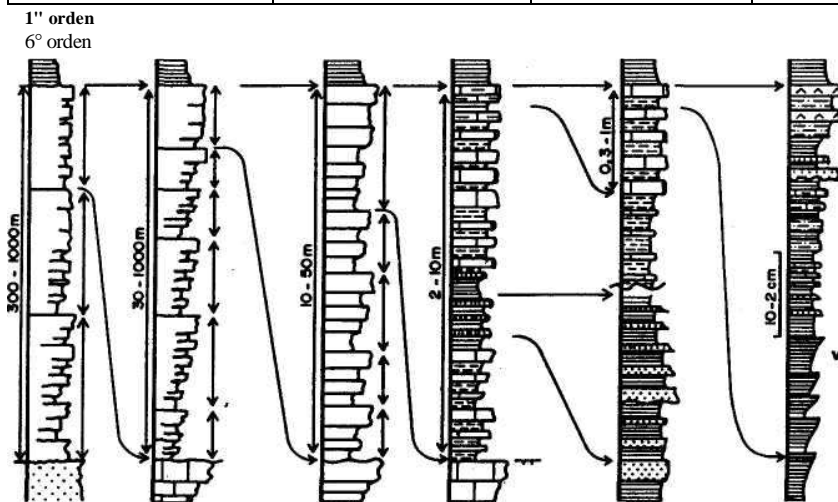
variando algo los valores originales de su duración. Los diferentes tipos de ciclos, según su escala, se ordenan desde los de rango mayor (1^{er} orden) a los de rango menor (6^o u 8^o orden según la clasificación seguida). La clasificación que se sigue aquí (fig. 16.5) es la de Einsele (1992) en la cual se diferencian seis órdenes de acuerdo con su duración, con una gama continua de valores desde los inferiores a los 20.000 años (20 ka) a los superiores a los 50 millones de años (50 Ma). En la figura citada se indica la equivalencia con los cuatro rangos anteriormente descritos y basados en la escala de espesor. Para cada uno de los seis tipos se indica el espesor medio que suele tener en los casos reales.

Ciclos de 1^{er} orden.- Tienen una duración igual o superior a los 50 Ma y suelen tener espesores de centenares de metros e incluso alcanzar el millar. Son ciclos no observables generalmente en el campo; se deducen del estudio de las correlaciones estratigráficas y de la interpretación de los perfiles sísmicos.

Ciclos de 2^o orden.- Su duración es de 3 a 50 Ma y su espesor se mide en decenas de metros (pudiendo llegar al centenar). Son,

RANGOS DE LA CICLICIDAD

CICLOS DE MACROESCALA (Deducidos a partir de gráficos de correlación y de perfiles sísmicos)	CICLOS A ESCALA DE AFLORAMIENTO (Equivalentes a las secuencias deposicionales y parasecuencias)	CICLOS A ESCALA DE LOS ESTRATOS (Ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch)	CICLOS A ESCALA DÉCILA LAMINACIÓN
---	--	---	-----------------------------------



> 50 Ma 50-3 Ma
3-0.5 Ma 0,5-0.1 Ma

como los anteriores, ciclos no observables en el campo sino que se deducen del estudio de las correlaciones y los perfiles sísmicos

Ciclos de 3^{er} orden.- Tienen una duración de 0,5 a 3 Ma y su espesor suele ser de algunas decenas de metros. Son ciclos observables a la escala del afloramiento y comprenden secuencias de facies que indican periodos de profundización o somerización.

Ciclos de 4^o orden.- Su duración es de 0,1 a 0,5 Ma (110-500 ka) y el espesor es de 1 a 10 metros. Son ciclos observables a la escala del afloramiento y comprenden secuencias de facies que indican periodos relativamente cortos de profundización o somerización. Equivalen a las parasecuencias de Vail *et al.* (1991).

Ciclos de 5^o orden (ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch).- La duración oscila entre los 20-100 ka y dentro de ellos se diferencian tres categorías. Son ciclos decimétricos o métricos observables a la escala del estrato y constituidos por la alternancia de varios tipos litológicos.

Ciclos de 6^o orden (laminaciones y varvas).- Se trata de los ciclos y ritmos observables a escala de la laminación, milimétricos o centimétricos. Expresan la ciclicidad climática de orden menor desde la anual a la de centenas o miles de años, siempre inferiores a los 20 ka.

En este libro se adopta la clasificación temporal de Einsele (1992), pero se quiere llamar la atención al lector sobre la posibilidad de encontrar en la bibliografía un alto grado de confusión debido a la utilización de clasificaciones análogas, pero con distinto número de categorías o con valores de espesores y/o tiempos diferentes para cada uno de ellos. Así, por ejemplo, los ciclos de 4^o orden de Vail *et al.* (1991) tienen duraciones de 0,08-0,5 Ma (ligeramente inferiores a las de los ciclos equivalentes de la clasificación usada aquí), mientras que en la clasificación de Kauffman (1986) tienen duraciones de 1-3 Ma (muy superiores a los de la clasificación usada aquí). En algunas clasificaciones (p.ej. Kauffman, 1986) los ciclos de 5^o orden se subdividen en tres rangos diferentes, que se denominan 5^o, 6^o y T orden, con lo que se amplían los rangos pasando el rango menor al 8^o orden en lugar del 6^o de la clasificación usada aquí. Con ello se quiere decir que para cuidar el buen uso de la nomenclatura estratigráfica, cuando se aluda a uno de los órdenes de ciclos (p.ej. ciclos de 2^o orden), se debe indicar que clasificación se utiliza.

A continuación se va a tratar sobre las características descriptivas y sobre los criterios de reconocimiento de los diferentes tipos de ciclos, desde los de escala menor a los de escala mayor, para tratar después sobre las causas que pueden determinar su origen.

16.2.1.- Ciclos y ritmos a escala de laminación

Son los ciclos o ritmos de 6^o orden de la clasificación de la figura 16.5 y corresponden a los denominados ciclos de escala de varvas, por constituir éstas los ejemplos más característicos. El térmi-

no *varvas* (o *varves*) (palabra de origen sueco que indica rayado) se utilizó originalmente para denominar a las ritmitas milimétricas de lagos relacionados con glaciares en los que durante el invierno la superficie está helada y en verano no lo está. Cada ritmo tiene dos niveles (láminas) uno de grano mayor (arena o limo) depositado en los meses más cálidos y el otro de grano más fino (arcilla) depositado en los meses más fríos, por lo que cada ritmo representa un año.

El uso del término *varva* se ha extendido, también, a las laminaciones milimétricas rítmicas, observables en depósitos lacustres (no necesariamente relacionados con glaciares) y en algunos mares cerrados, donde, con frecuencia, durante el otoño-invierno se depositan láminas más ricas en materia orgánica (más oscuras) y durante la primavera-verano otras menos ricas en materia orgánica (más claras). Existen excepciones en las que la ritmicidad se debe a un aumento periódico de la productividad orgánica o del estancamiento de las aguas, en los que el depósito de los niveles oscuros ocurre en primavera-verano.

En los sedimentos lacustres se observan diferentes rangos de ciclicidad o ritmicidad formados por asociaciones de varvas y en los que se diferencian ciclos formados por decenas o centenas de varvas, con una polaridad o tendencia en el espesor, que se repite ordenadamente. Anderson y Dean (1988) hacen un estudio detallado de las ciclicidades en las que se agrupan las varvas y diferencian ciclos de algunas decenas de varvas con espesores crecientes o decrecientes (fig. 16.3), ciclos en los que hay material evaporítico, ciclos con abundantes diatomeas y ciclos con contenidos anormalmente altos o bajos de materia orgánica que tienen extensiones muy amplias, de manera que permiten establecer correlaciones de alta precisión entre secciones estratigráficas muy alejadas.

En secciones estratigráficas de materiales lacustres es frecuente ver niveles decimétricos que presentan ritmicidades de dos, tres, o incluso, cuatro rangos, que se reflejan en cambios de composición, color y/o textura. Anderson y Dean (1988) consideran que en muchos sedimentos lacustres la laminación podría haberse borrado totalmente después del depósito, por lo que se puede pensar que, originariamente, serían más abundantes los niveles con ritmicidad anual de lo que se observa en el registro estratigráfico.

Puesto que el límite entre los ciclos de 6^o y 5^o orden se establece en los 20.000 años (fig. 16.5), la diferenciación de ambos en algunos casos resulta compleja. Concretamente existe dificultad para diferenciar los ciclos de mayor rango de 6^o orden de los del rango menor del 5^o orden. Usualmente se recurre a criterios numéricos de estimación del valor medio, previa medida de la tasa de sedimentación de los materiales. Conocida la tasa de sedimentación de la unidad litoestratigráfica se puede calcular cual es la cifra de espesor medio de ciclos de 20 ka. Así, por ejemplo, con una tasa de sedimentación de 2 cm/ka los ciclos de 20 ka tendrían 40 cm de espesor medio y con una tasa de sedimentación de 5 cm/ka el espesor sería

de 1 m. Estas cifras corresponderían a los ciclos de menor envergadura ¿entro del 5º orden de manera que todos los ciclos o ritmos que tuviesen espesores inferiores serían de 6º orden.

16.2.2.- Ciclos y ritmos a escala de estrato

Dentro de este grupo, que equivale a los ciclos de 5º orden de la clasificación aquí utilizada (fig. 16.5), se van a separar dos conjuntos, que tienen significado genético muy distinto y cuyo estudio requiere utilizar técnicas muy diferentes. El primer conjunto lo constituyen las alternancias de niveles de turbiditas y de materiales hemipelágicos o de tempestitas dentro de sedimentos de plataforma. El segundo incluye de una parte los depósitos de inundaciones periódicas fluviales (inunditas) y de otra los ciclos de control climático en medio subacuático. Generalmente se conocen con el nombre genérico de "ciclos o ritmos de la banda de frecuencia de Milankovitch", indicando con ello un orden de magnitud de frecuencia (20-100 ka) pero no necesariamente que respondan a las condiciones genéticas de los ciclos de Milankovitch, sobre los que se trata más adelante.

Turbiditas y tempestitas

Las denominadas facies turbidíticas están representadas generalmente por ritmitas en las que alternan niveles (arenitas o calcarenitas) depositados por efecto de corrientes de turbidez (u otros flujos gravitacionales en masas) con sedimentos margosos o lutíticos, mayoritariamente hemipelágicos. En las sucesiones estratigráficas con tempestitas los niveles depositados por efecto de las tormentas se intercalan entre sedimentos depositados normalmente en la plataforma marina. En ambos casos, con frecuencia, se utiliza una nomenclatura muy simple, según la cual se diferencian el "estrato" y el "interestrato". El término "estrato" designa al material alóctono formado episódicamente por los procesos de redepósito de materiales anteriores por la acción de corrientes de turbidez o tormentas. Con el término "interestrato" se denomina al sedimento autóctono que se deposita de manera regular; en el caso de las turbiditas marinas, normalmente es hemipelágico (lutitas o margas) y en las tempestitas es el sedimento propio de plataformas marinas (terrígeno o carbonatado). La relación de espesores estrato/interestrato es uno de los criterios de proximalidad/distalidad frecuentemente utilizados y sobre los que se ha tratado en el capítulo 9.

Para conocer la frecuencia de los eventos es necesario disponer de dataciones absolutas, o de dataciones relativas y posterior calibrado con la escala geocronológica. Dividiendo el valor del tiempo de un intervalo de una sección estratigráfica por el número de intercalaciones se estime una cifra media del intervalo de recurrencia. Esta cifra solamente indica cual es el intervalo medio de tiempo entre los límites de los ciclos y, por tanto, una aproximación a la duración de

los ciclos. Especial interés tienen los estudios en materiales del Pleistoceno y Terciario, localizados directamente en los fondos marinos, ya que permiten establecer correlaciones precisas, manejando numerosas isócronas. Los resultados obtenidos son: 1°.- Que en cada caso el intervalo de recurrencia es muy diferente variando entre 500 y 5.000 años para las turbiditas y de 1.000 a 10.000 años para la tempestitas, y 2°.- Que no hay pruebas de periodicidad, sino más bien hay numerosos argumentos que indican un carácter aleatorio en los tiempos que separan cada dos eventos sucesivos.

Con las cifras antes indicadas se podría decir que los ritmos formados por un estrato y un interestrato, estarían dentro del rango anterior (6° orden) ya que tiene menos de 20.000 años. Los conjuntos formados por varios estratos ordenados en secuencias estrato-crecientes o estratodecrescientes son los que sí están dentro de la escala que aquí se considera (5° orden). Estos ciclos parecen mostrar una cierta periodicidad (fig. 16.2) aunque con frecuencia no se dispone de dataciones precisas que permitan afirmarlo.

La metodología de estudio de estos materiales, con este fin, consiste en el levantamiento de secciones estratigráficas y, para sectores seleccionados de las mismas, de perfiles estratigráficos (ver capítulo 11), ya que ello permitirá la diferenciación de los ciclos. Un tratamiento estadístico de los datos (espesores de los estratos alóctonos, número de estratos por metro, etc.) facilita la interpretación de los diferentes rangos de ciclicidad que se puedan superponer.

¡ñuriditas

Con este nombre se denomina, de acuerdo con Seilacher (1991), a los depósitos catastróficos en momentos de inundaciones excepcionales, en ríos de alta sinuosidad. Estas inundaciones dan lugar a estratos de espesor decimétrico a métrico. El intervalo de recurrencia de las inundaciones fluviales es muy variable y puede ser de decenas a miles de años. No se tiene constancia de que puedan ser periódicas, aunque la dificultad de hacer una medida precisa del tiempo en secciones estratigráficas de materiales continentales antiguos impide realizar una interpretación.

Recientemente se ha propuesto que los ciclos climáticos de rango de las decenas de años (entre ellos los que producen El Niño) puedan ser coincidentes con los grandes episodios de sequía y de inundaciones catastróficas, por lo que se puede pensar que responden a un fenómeno común y que, al menos en este rango, podrían ser periódicos.

Ciclos y ritmos de la banda de frecuencia de Milankovitch

Este nombre genérico de uso común en los últimos diez años (Fischer, 1986, 1991; Goldhammer *et al*, 1987; Berger, 1988; Berger y Loutre, 1989; Foucault, 1992; entre otros muchos) se utiliza

para denominar a los ciclos o ritmos cuyo intervalo de recurrencia es de $> 20-100$ ka (algunos autores lo extienden hasta los 400 ka). No necesariamente responden a los llamados *ciclos de Milankovitch* que son ciclos o ritmos periódicos inducidos por cambios orbitales (Milankovitch, 1930, 1941) sobre los que se tratará detalladamente en el apartado 16.4.2.1. Se trata de ciclos de escala decimétrica a métrica, cuya periodicidad o intervalo de recurrencia está en este orden de tiempo (20-100 ka), cuya génesis puede ser diversa y entre los que se incluyen los ciclos de Milankovitch.

Como norma general para poder afirmar que unos ciclos o ritmos concretos son de la banda de frecuencia de Milankovitch es necesario conocer el intervalo de recurrencia (entre 20-100 ka) que se obtiene dividiendo el tiempo representado en la parte seleccionada de una sección estratigráfica (1,6 Ma en el ejemplo de la figura 16.6) por el número de ciclos reconocibles. Para poder afirmar que genéticamente se trata de ciclos de Milankovitch (inducidos por factores astronómicos) hace falta, además, demostrar su periodicidad, aspecto que se tratará en los apartados dedicados a la génesis de los ciclos.

Estos ciclos se detectan en materiales depositados en diferentes medios sedimentarios. Los más comunes son los medios pelágicos en los que se expresan con ritmos de calizas/margas o con la alternancia de carbonatos y lutitas negras y en los medios maréales (y plataformas carbonatadas someras) en los que se expresan con la repetición de ciclos de somerización. Se han reconocido, también, en materiales lacustres (Olsen, 1986; Glenn y Kelts, 1991; Fischer y Roberts, 1991) con alternancias de lutitas/evaporitas y con ritmicas calizas/margas. En medios sedimentarios terrígenos se conservan preferentemente en medios deltaicos y medios costeros. Son bastante raros en medios de plataformas terrígenas debido a que las etapas de erosión pueden haber barrido parte de los materiales ya depositados, lo que dificulta el reconocimiento de los ciclos.

En los ritmos de calizas/margas en medios pelágicos los espesores varían según la tasa de sedimentación. En secciones estratigráficas con tasas de sedimentación de 0,5 cm/ka (como en la figura 16.6) el espesor de los ciclos (o ritmos) de esta banda de frecuencia oscila entre 10-50 cm. En medios marinos con tasas de sedimentación más elevadas (1-20 cm/ka valores normales en las plataformas marinas y de los sedimentos hemipelágicos) los espesores de estos ciclos oscilan entre 20 cm y 4 m. Las alternancias de calizas/margas en numerosas ocasiones forman ciclos de varios ritmos en los que el contenido en carbonatos crece hacia el techo (fig. 16.7A) o disminuye hacia el techo (figura 16.7B), debido a incrementos periódicos en la producción de carbonatos o en los aportes de arcillas, respectivamente.

Uno de los aspectos más discutidos en años anteriores ha sido el origen primario o diagenético de estos ritmos. En la actualidad esta discusión se da prácticamente por finalizada y se piensa de manera general que son ritmos reflejados en el sedimento original con variaciones en la composición, pero que estas variaciones se han

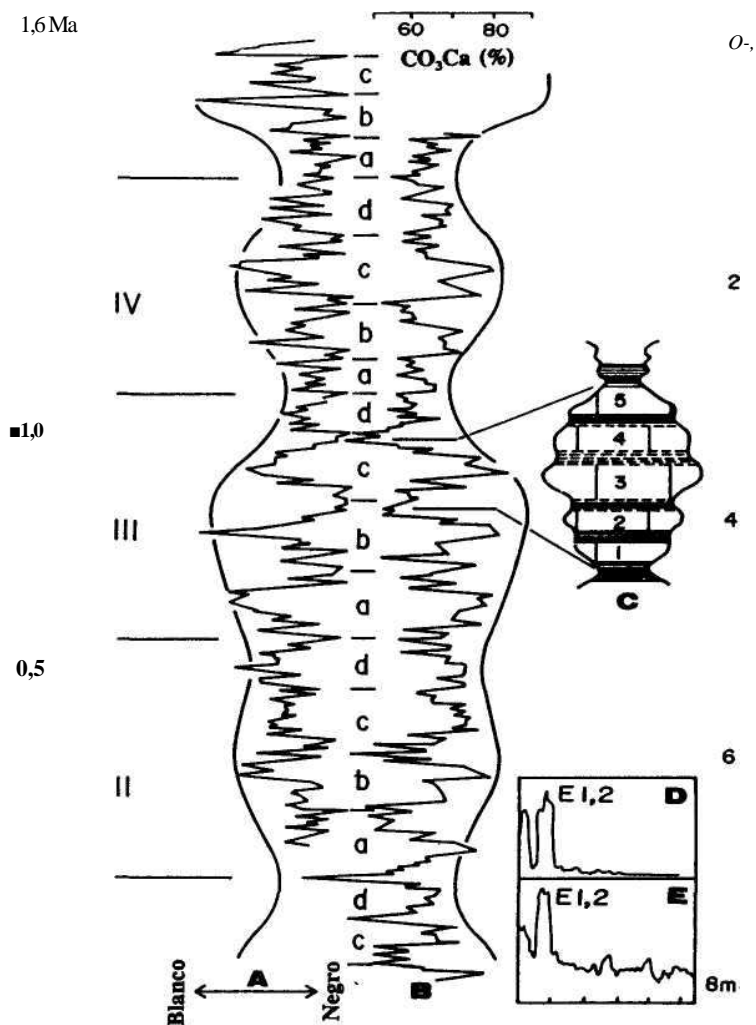


Figura 16.6.- Métodos de estudio de la ciclicidad calizas/margas de la banda de frecuencia de Milankovitch. Ejemplos de ciclos debidos a variaciones en la productividad de carbonatos y en el potencial de oxidación/reducción, correspondiente a materiales del Albiense de Umbria (Italia) (según: Fischer *et al.*, 1991). Leyenda: A.- Curvas de variaciones de intensidad de color, desde el blanco al negro (a la derecha se indican las variaciones de detalle y a la izquierda la envolvente). B.- Curvas de variaciones del contenido de CO₃Ca (a la izquierda se indican las variaciones de detalle y a la derecha la envolvente). C.- Ciclos simétricos combinados de cambios litológicos (calizas/margas) y de cambios en las condiciones de oxidación/reducción. D.- Gráfico obtenido aplicando el análisis espectral de Fourier a partir de las variaciones de color. E.- ídem, a partir de las variaciones en el contenido en CO₃Ca. Con numeración romana (II, III, IV) se destacan los ciclos de escala mayor cuya duración es de 400 ka (ciclos de 4° orden de la clasificación aquí seguida), mientras que con letras minúsculas (a, b, c, d) se destacan los ciclos de una duración media de 100 ka, mientras que los ritmos indicados con números arábigos (1, 2, 3, 4, 5) corresponden a ciclos de una duración de unos 20 ka.

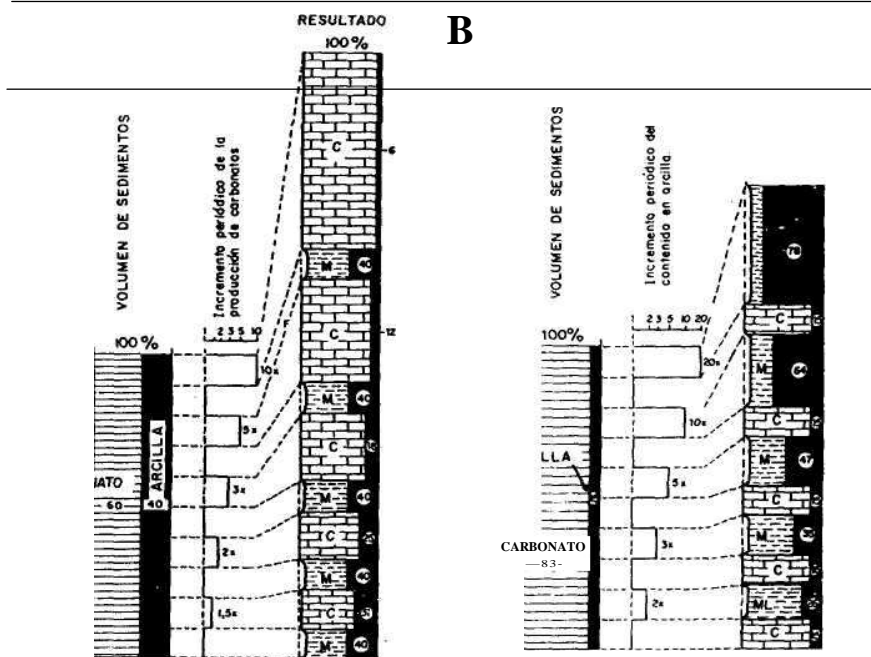
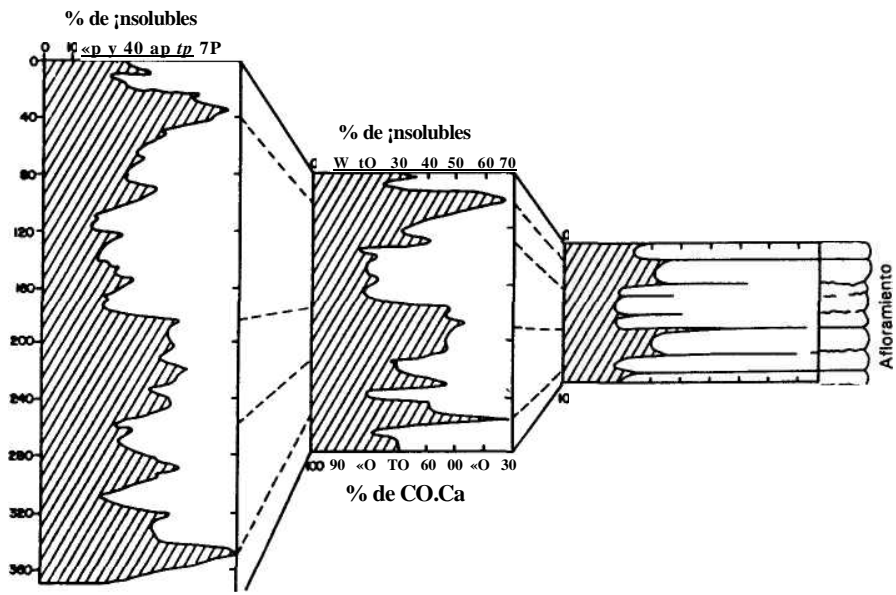


Figura 16.7.- Modelos simplificados de asociaciones de ritmos calizas/margas (según: Einsele y Ricken, 1991). A.- Asociación de cinco ritmos en los que hacia el techo aumenta el contenido en carbonato y el espesor del ritmo, debido a un periódico aumento en la productividad de los carbonatos. B.- Asociación de cinco ritmos en los que disminuyen el contenido de carbonatos, y aumenta el de arcilla, hacia el techo.

acentuado durante la diagénesis, en especial por efecto de la compactación. El estudio de ciclos parcialmente compactados permite establecer la evolución de los cambios de composición, desde el sedimento original, hasta llegar a la roca sedimentaria totalmente compactada (fig. 16.8).

Otro tipo de ritmos de esta escala, propios de medios marinos (plataformas, mares cerrados, hemipelágicos, etc.) son las ritmitas de carbonatos de colores claros y lutitas (margas) negras que implican cambios en la productividad de carbonatos y en las condiciones de oxidación/reducción del medio. El ejemplo de la figura 16.6 es muy interesante, ya que en el cada 100 ka se repiten niveles negros, que marcan el límite de ciclos constituidos por cinco ritmos de calizas/margas.

En los ciclos de carbonatos de medios marinos someros y maréales los ciclos de esta banda de frecuencia tienen espesores de 0,1-5 m dependiendo del rango y de la tasa de sedimentación. Goldhammer *et al.* (1987) para el Triásico del norte de Italia describen ciclos



% de insolubles									
10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
190	80	70	60	50	40	30	20	10	0
% de CO ₃ Ca									

Ciclos de CO₃Ca después de una reducción de la porosidad del 100% enterramiento - 1500 a 2000 m.

Figura 16.8.- Evolución de los ciclos de calizas/margas en función de una diagénesis creciente (Pomerol *et al.*, 1987). La disminución progresiva de la porosidad (80% inicial) hace que durante la compactación se reduzcan notablemente los espesores de niveles de máximo contenido en material insoluble, quedando representados en niveles extraordinariamente finos.

de 0,1-5 m, con un valor medio de 0,65 m. Anderson y Goodwin (1990) para materiales de edades y localidades diferentes describen ciclos de 1-5 m. Jiménez de Cisneros y Vera (1993) para el Berriasiense del Prebetico (S de España) reconocen ciclos cuyo espesor varía desde 60 cm a 4 metros, con un valor medio del orden de los 2 m. En la mayoría de los casos se trata de ciclos de somerización que se inician con facies submareales, le siguen las intermareales y terminan con las supramareales, coronadas por superficies de interrupción sedimentaria (y a veces erosivas). A este tipo de ciclos de somerización (asimétricos) se les llaman "ciclos de agradación pulsantes" (PACs: *punctuated aggradation cycles*) de acuerdo con la nomenclatura de Goodwin y Anderson (1985).

Más raramente se trata de ciclos de profundización, conocidos con el nombre de *ciclos loferíticos* (Fischer, 1966) que se inician con facies supramareales, le siguen la intermareales y terminan con las submareales. La génesis de este tipo de ciclos es muy diferente a los de somerización, como después se argumentará.

16.2.3.- Ciclos a escala de afloramiento

Comprenden los ciclos de 3^o y 4^o orden cuyo espesor suele ser de algunas decenas de metros o algunos metros, y su duración de

0,5-3 Ma y 0,1-0,5 Ma, respectivamente. Son ciclos observables en cortes limpios de los afloramientos y comprenden secuencias de facies que, con gran frecuencia, indican periodos de profundización o somerización, reflejo de cambios relativos del nivel del mar. Se reconocen mediante el análisis de facies cuando se deduce la batimetría del depósito, aspecto sobre el que se tratará ampliamente en el capítulo 20.

En muchos casos, al estudiar márgenes continentales pasivos o bordes de cuencas sedimentarias, los ciclos de 3^{er} orden se corresponden con unidades estratigráficas delimitadas por superficies de discontinuidad, que hacia el interior de la cuenca pasan a las superficies de continuidad correlativas. A estas unidades se las llama *secuencias deposicionales* (definidas por Mitchum *et al.*, 1977) y sobre ellas se tratará ampliamente en el capítulo 21. Dentro de estas secuencias deposicionales se delimitan unidades de rango inferior, que se llaman *parasecuencias* (definidas por Van Wagoner *et al.*, 1988), las cuales tienen usualmente espesores de varios metros, y que son los ciclos de 4^o orden (ver también capítulo 21). Dentro de las parasecuencias se pueden delimitar los anteriormente nombrados "ciclos de agradación pulsantes" (PACs).

Los límites de los ciclos de esta escala se establecen coincidiendo con cambios verticales bruscos de facies, que implican cambios igualmente bruscos del medio sedimentario. Especial interés tienen, para fijar los límites de estos ciclos, las superficies de estratificación que separan materiales más someros (p.ej. de plataforma) de otros más profundos (p.ej. hemipelágicos). En muchas cuencas sedimentarias estos cambios bruscos se presentan, para una misma edad, en secciones estratigráficas muy alejadas unas de otras, lo que indica que su génesis debe relacionarse con un fenómeno que afectó a toda la cuenca.

16.2.4.- Ciclos a macroescala

Se trata de ciclos que se deducen a la hora de interpretar la evolución de una cuenca sedimentaria y que quedan limitados por grandes cambios paleogeográficos. Se incluyen en este conjunto los ciclos de 2^o orden (también llamados *superciclos*) cuya duración es de 3-50 Ma y los ciclos de 1^{er} orden (también llamados *megaciclos*) cuya duración es superior a los 50 Ma. Algunos autores (Haq *et al.*, 1988) amplían la clasificación anterior, de manera que en los ciclos de 2^o orden incluyen los superciclos (con duración media de unos 10 Ma) y los lotes de superciclos (*supercycles sets*) cuya duración media es de unos 30 Ma. Igualmente dentro de los ciclos de 1^{er} orden diferencian los megaciclos (duración media de 70 Ma) y los lotes de megaciclos (más de 250 Ma).

Los ciclos de mayor duración (1^{er} orden) tienden a ser simétricos y corresponden a una evolución a gran escala (kilométrica a plurikilométrica) desde medios continentales, a costeros y marinos

someros, marinos profundos, de nuevo costeros y marinos someros, para terminar con continentales. Sus límites suelen venir jalonados por discontinuidades de rango mayor que llevan relacionadas lagunas estratigráficas notables.

Los ciclos de 2^o orden por el contrario son asimétricos, de manera que cada uno está compuesto por conjuntos de ciclos de rango inferior (3^o y 4^o orden) y su límite está jalonado por un cambio muy brusco de facies, que indica una profundización de la cuenca. En muchos casos vienen jalonados por la presencia de materiales pelágicos sobre materiales someros o de materiales marinos sobre otros costeros o continentales. En la definición de los ciclos de segundo orden es muy interesante hacer un análisis de la subsidencia tectónica de la cuenca (aspecto sobre el que se tratará en el capítulo 22) con el fin de conocer la posible coincidencia de los límites de los ciclos con los de cambios bruscos en la subsidencia.

En definitiva tanto los ciclos de 1^{er} orden como de 2^o orden son interpretativos y su establecimiento ha de hacerse tras el estudio detallado del relleno de una cuenca sedimentaria y la reconstrucción de la historia sedimentaria de la misma.

16.3.- FENÓMENOS ALOCÍCLICOS Y AUTOCÍCLICOS

Los fenómenos geológicos que pueden quedar reflejados en ciclos sedimentarios, de diverso rango, pueden ser diferenciados genéticamente en dos tipos: autocíclicos y alocíclicos (Einsle *et ni.*, 1991b).

Fenómenos *autocíclicos* son aquellos que tienen lugar dentro de una cuenca sedimentaria, por causas intrínsecas a la dinámica deposicional. Pueden considerarse como autocíclicos a los fenómenos de progradación deltaica, de migración de costas, de inundaciones fluviales, de variaciones de extensión de un lago, etc. que dan lugar a dispositivos de cambios laterales de facies generalmente regulados por la ley de Walther.

Fenómenos *alocíclicos* son, por el contrario, aquellos que están condicionados por factores independientes, extrínsecos, al sistema deposicional, que varían independientemente de éste. Un excelente ejemplo de fenómenos alocíclicos son los cambios climáticos que afectan al conjunto de la Tierra, como los que ocasionaron en el Pleistoceno la-alternancia de periodos glaciales y no glaciales. Otro ejemplo de fenómenos alocíclicos son los cambios del nivel del mar que efectan simultáneamente a todos los océanos y que quedan reflejados en los márgenes continentales de áreas muy distantes y ocasionan descensos del nivel de base de los ríos. Un tercer tipo de fenómenos alocíclicos son los eventos tectónicos en relación con la Tectónica Global (etapas de fracturación, fases culminantes de un diastrofismo, etc.). Finalmente se consideran fenómenos alocíclicos los eventos oceanográficos, como son los cambios bruscos de la circulación en los océanos, y los eventos de impacto.

De acuerdo con las definiciones anteriores, se puede conocer que los fenómenos autocíclicos afectan, generalmente, a áreas restringidas (desde una parte a la totalidad de una cuenca sedimentaria), mientras que los fenómenos alocíclicos pueden, en muchos casos, afectar a la totalidad de la superficie de la Tierra.

La diferenciación entre fenómenos autocíclicos y alocíclicos actuales es fácil, pero la interpretación de un rasgo concreto de una sección estratigráfica como consecuencia de un fenómeno de un tipo u otro, o de la interrelación de ambos, con gran frecuencia resulta bastante difícil. Para establecer la diferenciación es necesario precisar la edad del nivel estratigráfico o superficie de estratificación en la cual queda reflejada el fenómeno que ocasiona el ciclo, comparar con otras secciones estratigráficas para ver la posible coincidencia temporal y con ello deducir la extensión areal de los efectos de un fenómeno y dilucidar sus causas.

La obtención de una escala global de ciclos, sobre la que se tratará ampliamente en el capítulo 21, no es más que el estudio comparado de gran cantidad de secciones estratigráficas y de la deducción de la coincidencia temporal de fenómenos a escala global. Los errores que se pueden cometer consisten en considerar como isócronos a límites de ciclos que no lo sean o en considerar como globales a fenómenos locales o regionales. Por otra parte, un mismo fenómeno alocíclico global puede quedar reflejado en las secciones estratigráficas de manera muy diferentes en regiones distantes, lo que dificultará su reconocimiento.

16.4.- CAUSAS DE LA CICLICIDAD

Las causas de la ciclicidad han sido uno de los temas a los que se ha prestado una mayor atención en los últimos años, dentro de la Estratigrafía. En la actualidad la mayoría de los autores consideran que los factores alocíclicos que producen la ciclicidad son la tectónica y el clima.

La Tectónica Global influye, como factor alocíclico, produciendo cambios en el nivel del mar (eustáticos) que son reconocibles en márgenes continentales muy alejados entre sí. Igualmente pueden quedar reflejados en la creación de una cuenca o en el plegamiento generalizado de los materiales que la rellenan. De este modo se forman los ciclos, de 1^o, 2^o y 3^{er} orden, que son ciclos tectono-eustáticos.

El clima es el factor que regula la formación de los ciclos de rango menor. Los cambios climáticos globales que se producen como consecuencia de modificaciones orbitales producen los ciclos de 5^o orden (ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch) mientras que cambios climáticos de rango menor producen los ciclos de 6^o orden, incluyendo en ellos los ciclos anuales que se representan en las varvas.

Los ciclos de 4^o orden de carácter alocíclico pueden formarse

tanto por factores tectónicos como climáticos, sin que en muchos casos se puedan llegar a conocer exactamente la influencia mayor o menor de cada uno de ellos.

A estos factores alocíclicos, que regulan la formación de ciclos de diferente rango de manera simultánea en amplias regiones (incluso a nivel global), hay que unir otros factores alocíclicos y, mayoritariamente, autocíclicos que pueden producir ciclos con carácter local en sectores de una cuenca sedimentaria.

La tectónica local o regional dará lugar, fundamentalmente, a ciclos de 3º y 4º orden reconocibles a la escala del afloramiento. Igualmente a ciclos de rango mayor interpretables a partir del estudio detallado del relleno sedimentario. Los procesos tectónicos que producen cambios autocíclicos son el plegamiento, la fracturación, el magmatismo y el diapirismo, los cuales pueden quedar reflejados en las secciones estratigráficas, en muchos casos, por discontinuidades y, en otros, por cambios bruscos de facies. Las variaciones locales de la subsidencia de una cuenca pueden ser otra expresión de fenómenos tectónicos. Estas variaciones producen ciclos no comparables con los de otras cuencas o incluso con los de otros sectores de la misma cuenca, salvo que estos cambios de subsidencia sean el reflejo de un factor alocíclico de gran escala.

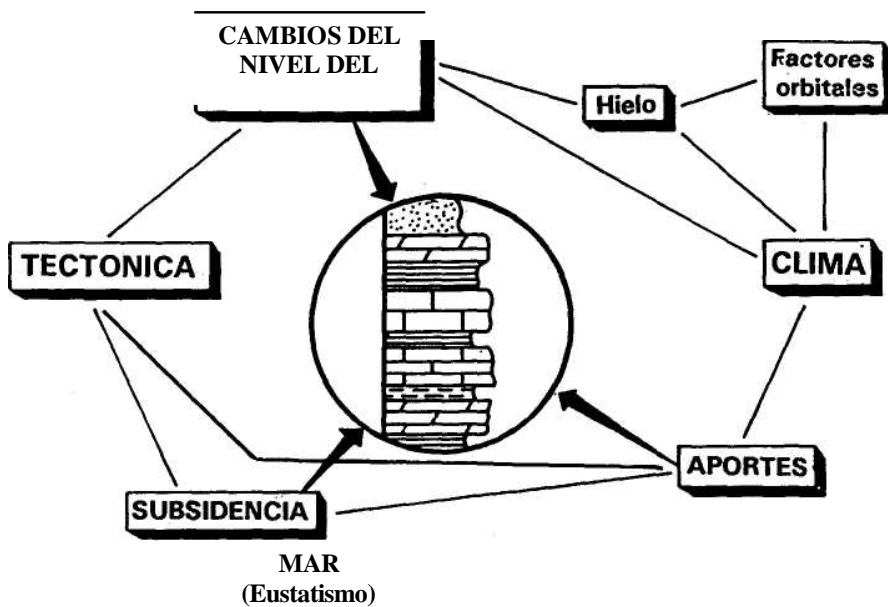
La sismicidad es otro proceso tectónico que puede producir ciclicidad, ya que origina el inicio de flujos gravitacionales en masa y el depósito de capas individuales de turbiditas y facies asociadas. Además, puede ser responsable, de los cambios de caudal de los ríos que producen avances y retrocesos en los deltas.

En la figura 16.9 se presenta un gráfico en el que se relacionan los factores que controlan la estratificación y cuyos cambios son los que producen la ciclicidad (o ritmicidad) de diferente rango. Los tres factores que inciden directamente son la subsidencia, los aportes y los cambios del nivel del mar. La tectónica controla esencialmente los cambios de nivel del mar y la subsidencia, mientras que el clima controla los aportes y, también, los cambios del nivel del mar, en especial por las variaciones temporales del volumen de los casquetes de hielo polares. A su vez el clima viene parcialmente controlado por factores orbitales. Los levantamientos tectónicos de los relieves adyacentes a una cuenca condicionan notablemente el volumen de aportes que pueden llegar a la misma.

Los cambios de estos factores, tanto alocíclicos como autocíclicos, son los que producen los diferentes tipos de ciclicidad. Las causas de los factores alocíclicos de diferente rango se analizan a continuación.-

16.4.1.- Ciclos tectono-eustáticos

Con este nombre se denominan a los ciclos de cambios globales del nivel del mar cuyo origen está ligado a factores tectónicos globales. Estos factores son los siguientes:



FACTORES QUE CONTROLAN LA ESTRATIFICACIÓN Y QUE PRODUCEN CICLICIDAD DE DIFERENTE RANGO

i

Figura 16.9.- Factores que regulan la formación de la estratificación y cuyos cambios son los responsables de la ciclicidad de diferente rango. Se indica la interrelación entre los diferentes factores y se destacan dos de orden mayor (tectónica y clima) como los principales. La figura está inspirada en un esquema previo de Strasser (1991).

a.- Cambio en la tasa de crecimiento de las dorsales.- Idea introducida por Hallam (1963), matizada por Hays y Pitman (1973) y desarrollada por Pitman (1978). La hipótesis en la que se basa admite que los cambios globales del nivel del mar (subidas o bajadas) estuvieron relacionados con desajustes entre la disminución de la capacidad de los océanos que produce la acreción de las dorsales centro-oceánicas y el aumento de dicha capacidad ocasionado por la separación continental. Las ideas de estos autores han sido posteriormente matizadas y completadas (Pitman y Golovchenko, 1983, 1991; Haq *et al*, 1987; Alien y Alien, 1990; entre otros). Estos factores pueden ocasionar subidas y bajadas del nivel del mar, generalmente lentas y duraderas, de hasta 350 m, que quedan reflejadas simultáneamente en diferentes márgenes continentales, con intervalos de recurrencia superiores a los 70 Ma, produciendo ciclos de primer orden.

b.- Etapas orogénicas.- Las etapas de colisión continental producen un acortamiento de la corteza continental y un incremento del área ocupada por los océanos, lo que conlleva una bajada generalizada del nivel del mar que pueden llegar a ser de hasta 70 metros.

c.- *Levantamiento continental e incremento de los aportes.*- Un levantamiento tectónico de un continente favorece un incremento de la meteorización del mismo y un aumento del volumen de sedimentos que pueden llegar a las cuencas sedimentarias adyacentes, lo cual a su vez produce una elevación del nivel del mar. Del mismo modo un intervalo de estabilidad de los continentes implica una disminución de la meteorización (con la consiguiente disminución de aportes) y una bajada del nivel del mar. Los movimientos producidos por esta causa puede dar lugar a modificaciones del nivel de mar de unos 60 m.

d.- *Puntos calientes (hotspots).*- Los procesos térmicos en la litosfera, como los puntos calientes, pueden ocasionar subidas o bajadas del nivel global de los océanos, que son lentas y pueden tener una magnitud de hasta 100 m.

e.- *Inundaciones de nuevos océanos.*- La formación de un nueva cuenca oceánica en un área continental, tras una etapa de *rifting*, presenta un momento en el cual el agua de los océanos la llena por primera vez. En el caso de cuencas de tamaño medio y que previamente estuvieran aisladas del océano global, esta inundación puede ocasionar una bajada instantánea generalizada del nivel del mar de los océanos del orden de unos 15 metros.

Todos estos factores que producen cambios globales del nivel del mar se reflejan en la secciones estratigráficas con episodios transgresivos o regresivos (sobre los que se tratarán en el capítulo siguiente). A ellos hay que sumar, como causa tectónica de ciclos de orden mayor, los procesos tectónicos locales y regionales que pueden quedar reflejados en ciclos tales como: inicio de la subsidencia en una región con la formación de una cuenca sedimentaria, cambios en la tasa de subsidencia, fenómenos de deformación (locales o regionales), etc. Combinando todos los factores se puede decir que el origen de cada uno de los ciclos de rango mayor es el siguiente:

Los ciclos de primer orden (megaciclos) vienen limitados por cambios tectónicos de orden mayor tales como la ruptura de supercontinentes, con la consiguiente redistribución de las placas. A nivel regional quedan reflejados por la individualización de una cuenca sedimentaria y a nivel global se reflejan por episodios de inundación por parte del mar de amplias áreas de continentes. Los límites de los ciclos de 1^{er} orden son discutibles, ya que se trata de ciclos del rango mayor, siempre interpretativos, sin que exista un criterio unánime para establecerlos. Haq *et al.* (1988) definen para el intervalo de tiempo comprendido entre el Pérmico y la actualidad cuatro megaciclos que denomina con las siglas UA (255-177 Ma), LZ (177-107 Ma), UZ (107-68 Ma) y TEJAS (desde hace 68 Ma hasta la actualidad). La duración de los mismos es, por tanto, 78, 70, 39 y 68 Ma, respectivamente, con un valor medio de unos 70 Ma, cifra que Pitman (1978) considera como la de la duración de

los ciclos de cambio del volumen de las cuencas oceánicas debidas a variaciones de la tasa de expansión y crecimiento de dorsales. Para otros autores (p.ej. Alien y Alien, 1990; Vail *et al.*, 1991; Einsele, 1992) dentro del Fanerozoico solamente se diferencian dos ciclos de primer orden: uno que va desde el Cámbrico inferior al Pérmico superior (duración 300 Ma) y el otro desde el Pérmico superior a la actualidad (255 Ma), comprendiendo, por tanto, los cuatro megaciclos de Haq *et al.* (1988), antes mencionados.

Los ciclos de segundo orden (superciclos) están compuestos por conjuntos de ciclos de rango inferior (3^o y 4^o orden) y su límite está jalonado por una bajada brusca del nivel del mar, que Vail *et al.* (1991) consideran que debe ser superior a los 50 m. Entre las causas de estas bajadas del nivel del mar que jalonan los ciclos de 2^o orden se han propuesto los cambios en la subsidencia tectónica y los cambios en los aportes de sedimentos, en ambos casos inducidos por factores tectónicos. Igualmente se han propuesto como causa de los ciclos de 2^o orden los cambios en el volumen de las dorsales oceánicas, que producen ocupaciones por el mar de áreas emergidas (transgresiones) que afectan a regiones muy amplias.

Los ciclos de tercer orden se forman por cambios relativos del nivel del mar, los cuales son la expresión de factores globales (eustáticos) o locales. En la práctica, en muchos casos, resulta difícil valorar si se trata de uno o de otro, ya que lo único que se constata son variaciones de la posición relativa del nivel del mar.

16.4.2.- Ciclos climáticos

Con este epígrafe se aluden a todos los ciclos o ritmos cuyo origen esté relacionado con cambios climáticos que afecten a amplias regiones y que se expresen en unos cambios sedimentarios repetitivos. Especial interés tienen aquellos que afectan a la totalidad de la superficie de la Tierra, entre los que hay que incluir los debidos a cambios de la órbita de la Tierra con respecto al Sol, que producen cambios temporales periódicos de la energía solar recibida sobre la superficie de la Tierra.

16.4.2.1.- Ciclos de Milankovitch

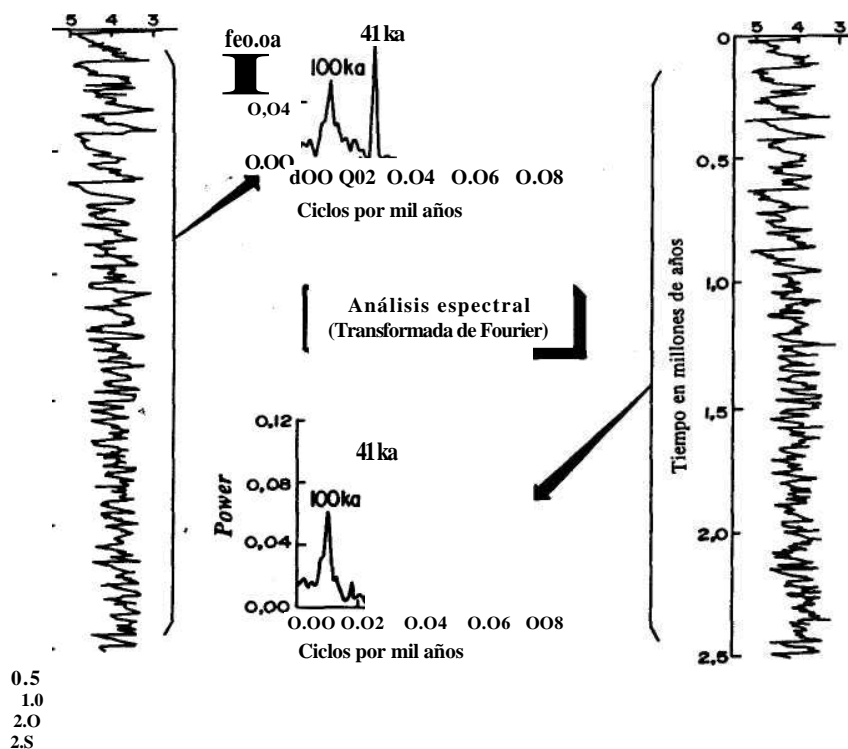
Se utiliza el término en un sentido estrictamente genético. Su reconocimiento exige conocer el intervalo de recurrencia (que sea entre 20-100 ka) y probar su periodicidad. Sobre el intervalo de recurrencia ya se trató anteriormente. Para demostrar la periodicidad de los ciclos hay que recurrir al análisis espectral (para detalles ver Weedon, 1993), en especial el análisis de la transformada de Fourier o el de Walsh, elaborado a partir de los datos de la composición química (fig. 16.6E), del color (fig. 16.6D) o del espesor de estratos de litologías diferentes.

El análisis sistemático de testigos de pistón de materiales del

Pleistoceno y Plioceno de diferentes procedencias, en especial el estudio de la razón isotópica 8^{18}O con un detallado control de edades ha permitido comprobar la existencia, en los materiales pelágicos recientes, de ritmos debidos a cambios de la composición isotópica simultáneos a los cambios en la extensión de los casquetes glaciales. El análisis espectral efectuado mediante la transformada de Fourier o la de Walsh sobre la evolución cíclica de los valores isotópicos (fig. 16.10) suministra, para la periodicidad de estos ritmos, cifras análogas en todas las regiones, con tres valores 100, 41 y 23 ka. Estos datos permiten afirmar que en la superficie de la Tierra han ocurrido cambios de 8^{18}O del agua de los océanos simultáneos en todas las latitudes que pueden ser inducidos por cambios orbitales.

El estudio de los ciclos climáticos periódicos inducidos por causas orbitales es uno de los temas más tratados y con mayor aceptación en el campo de la Estratigrafía y Sedimentología en el último decenio. Consiste en la aplicación de las ideas del astrónomo SDP site 607 $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)

ODP site 677 $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)



ueron consideradas en el campo de la Geología, hasta varios decenios, después de su emisión. Como es ya bien sabido (p.ej. Covey, 1984; Fischer, 1982, 1986, 1991; Goldhammer *et al.*, 1987; Berger, 1988; Berger y Loutre, 1989; Foucault, 1992; Weedon, 1993; entre otros muchos) Milankovitch postuló que la Tierra sufre (y ha sufrido en tiempos anteriores) cambios climáticos cíclicos de duraciones variadas, motivados por factores astronómicos. Dicho autor diferencia tres tipos de ciclos de acuerdo con su periodicidad y factor astronómico que los regula.

Los ciclos de periodicidad cercana a los 100.000 años son debidos a cambios de la excentricidad de la órbita de la Tierra (fig. 16.11) que ocasionan cambios periódicos de la posición más cercana al Sol (perihelio), que a su vez regulan la cantidad total de insolación que recibe la Tierra en cada momento. Los ciclos cuya periodicidad es de unos 40.000 años se deben a cambios en la oblicuidad del eje de la Tierra (fig. 16.11) y en ellos los intervalos de tiempo en los que los rayos solares llegan a la Tierra más oblicuos los inviernos se hacen más fríos y los veranos más cálidos. Finalmente los ciclos cuya periodicidad está en torno a los 20.000 años están

Mínimo

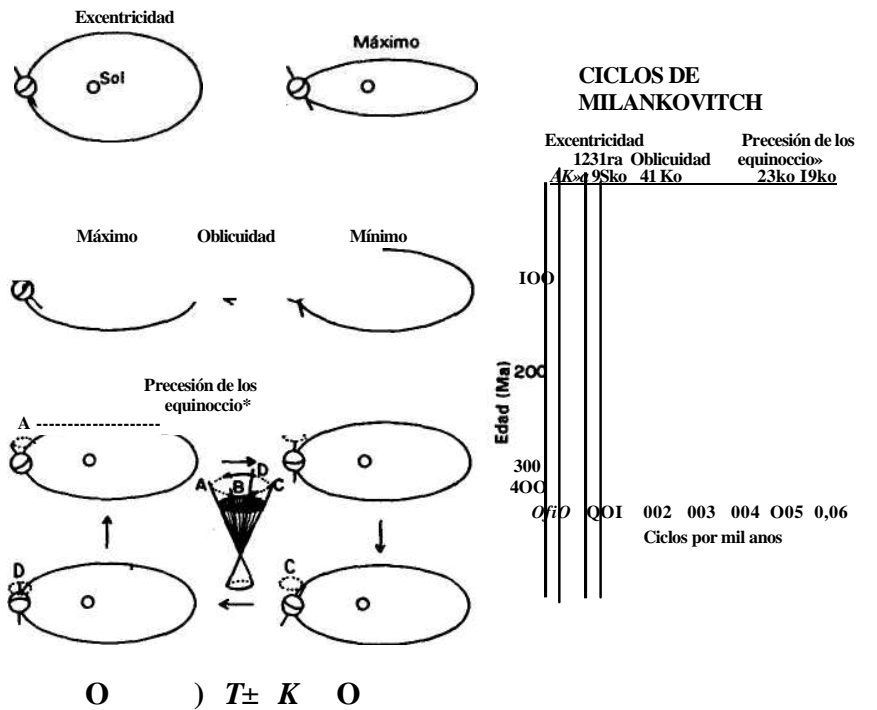


Fig. 16.11.- Ciclos de Milankovitch. Gráneos simples en los que se muestran los ciclos de excentricidad, oblicuidad y precesión de los equinoccios (Weedon, 1993). En la figura de la derecha se marca la duración en miles de años de estos ciclos en la actualidad y los cambios de los mismos en los últimos 400 Ma (datos de Berger y Loutre, 1989). Obsérvese cómo el número de ciclos de oblicuidad y precesión de los equinoccios ha ido disminuyendo con el tiempo, mientras que el de excentricidad ha permanecido constante.

inducidos por la precesión de los equinoccios (fig. 16.11), movimiento de cabeceo del eje de la tierra a manera de una peonza, que produce variaciones de la fecha del perihelio, lo que ocasiona un aumento de la intensidad de las estaciones en un hemisferio y la disminución en el otro. Para detalles se remite al lector interesado a Covey (1984), Imbrie (1985) y Fischer (1991).

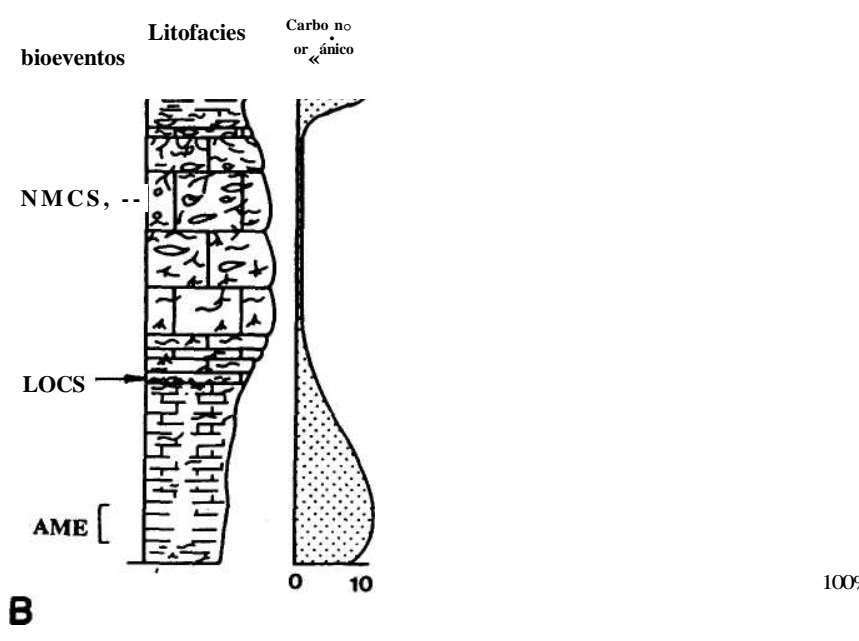
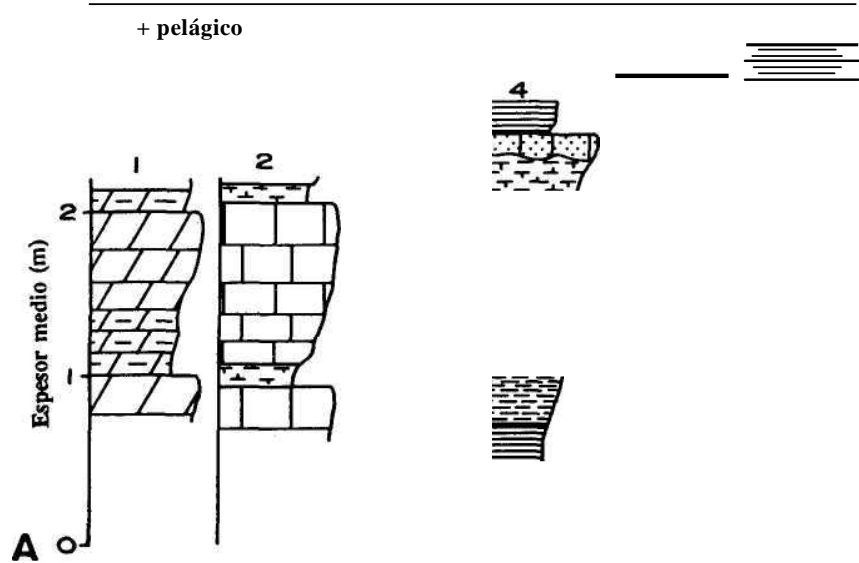
Las cifras de las periodicidades de estos ciclos han sido discutidas por diferentes autores y precisadas a partir del perfeccionamiento de las técnicas de medida y tratamiento de datos. Se plantea que los cambios de excentricidad pueden producir ciclos de 440, 123 y 99 ka (de Boer, 1991) siendo los más representativos los próximos a los 100 ka. Los ciclos de oblicuidad son considerados por la mayoría de los autores recientes (de Boer, 1991; Weedon, 1993) de una duración de 41 ka. Para los ciclos de precesión de los equinoccios la dificultad es mayor ya que los movimientos de precesión tienen una periodicidad en torno a los 25-26 ka, pero producen variaciones periódicas en la fecha del perihelio de entre 19 y 23 ka, que son las que se expresan en la ciclicidad.

Otro aspecto que se ha ido precisando en los últimos años es la permanencia de esta periodicidad a lo largo del tiempo o el cambio de la misma. Berger y Loutre (1989) estudian la duración en miles de años de estos ciclos en la actualidad y los posibles cambios de los mismos en los últimos 400 Ma, y concluyen que los ciclos de oblicuidad y precesión de los equinoccios han ido disminuyendo lenta y gradualmente con el tiempo, mientras que los de excentricidad han permanecido constantes (fig. 16.11).

Los cambios climáticos cíclicos de la escala que aquí se trata quedan reflejados en la sedimentación marina por cambios litológicos y de facies igualmente cíclicos (normalmente rítmicos) que, en las partes más próximas al continente (deltas, costas, llanuras de mareas, etc.), forman secuencias de somerización. En algunos casos se encuentran secuencias de profundización de una escala similar, pero cuya génesis es muy diferente, como después se tratará. En los medios hemipelágicos los cambios climáticos se traducen en modificaciones en la productividad orgánica y en los aportes de arcillas, procedentes desde fuera de la cuenca, lo que determinará la aparición de ritmos de calizas y margas (fig. 16.12A).

Los estudios de materiales pelágicos del Pleistoceno obtenidos por sondeos oceánicos (del DSDP y del ODP) o por testigos de pistón con medidas de los isótopos de oxígeno permitieron por primera vez el reconocimiento de estos ciclos y el establecimiento de los estadios isotópicos (Emiliani 1955) sobre los que se trató en el capítulo 14. Trabajos más recientes, también aplicados al Cuaternario (Emiliani, 1978; Emiliani y Shackleton, 1974; Rudiman *et al.*, 1986; entre otros) constatan estos ciclos en materiales de cualquier latitud y establecen escalas de correlación de alta precisión con los mismos. En sondeos efectuados en los hielos de la Antártida y Groenlandia se han reconocido igualmente estos ciclos y se ha demos-

CICLOS DE MILANKOVITCH



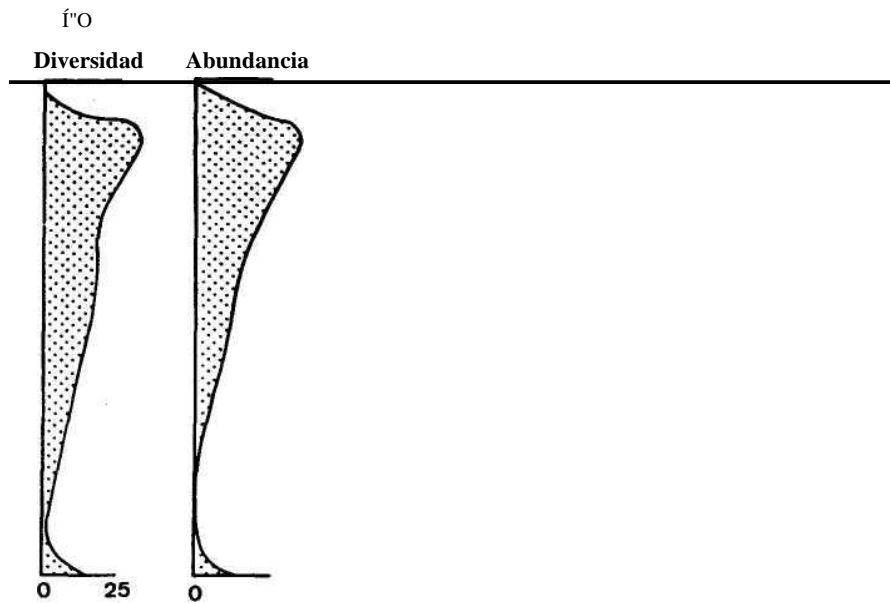


Figura 16.12.- Expresión estratigráfica de los ciclos climáticos de la banda de frecuencia de Milankovitch según Kauffman (1986). A.- Tipos de ciclos reconocibles y asociaciones de facies desde las zonas de plataforma cercanas al continente, con enriquecimiento de detríticos hasta los medios pelágicos. B.- Ciclos del orden de los 100 ka en los que se marca la evolución en el contenido de materia orgánica, del $S^{18}O$, de la diversidad de fósiles y de la abundancia de los mismos. A la izquierda se marcan los bioeventos diferenciados por el autor (Kauffman, 1986): AME.- Evento anóxico de mortandad en masa. LOCS.- Evento de inicio de la colonización que marca el final de la etapa de bajo contenido en oxígeno. NMCS,- Evento de máxima colonización en el fondo del mar.

trado que fueron simultáneos en ambos hemisferios. Todo ello evidencia que los ciclos son debidos a fenómenos climáticos alocíclicos que afectan a todo el globo simultáneamente. Los cálculos numéricos de la duración y el estudio de las frecuencias obtenidas para las curvas isotópicas y las curvas de variación del contenido de microfósiles en testigos de pistón de sedimentos marinos (Hays *et al.*, 1976; Imbrie e Imbrie, 1980; Imbrie, 1985) permiten ver que dichas curvas se ajustan bastante precisamente a los valores de la periodicidad y los cálculos teóricos efectuados por Milankovitch casi cincuenta años antes.

Milankovitch planteó que para el Pleistoceno estos ciclos climáticos, inducidos por cambios orbitales, esencialmente consistían en cambios en la insolación de altas latitudes del hemisferio norte durante el verano. Los casquetes glaciales se desarrollaron porque el sol del verano no derrite la nieve del invierno, más que porque hubiese caído más nieve en el invierno. Se plantea con ello la teoría del *glacioeustatismo* según la cual el nivel del mar (y la composición isotópica del agua de los océanos) ha ido cambiando periódicamente por efecto del crecimiento y reducción de los casquetes de hielo del polo N. Los cálculos de previsión de estos ciclos climáticos estiman que el próximo mínimo de radiación solar sobre el hemisferio norte ocurrirá dentro de 3.000 a 5.000 años y que el primer mínimo severo equivalente a la última glaciación ocurrirá dentro de 55.000 años.

A partir de la publicación del libro de Einsele y Seilacher (1982) se aplican sistemáticamente estos conceptos a materiales antiguos y se reconocen los ciclos en materiales pelágicos de diferentes edades y contextos (Fischer, 1986; Cotillón y Rio, 1983; Barron *et al.*, 1985; Arthur *et al.*, 1986; Boer, 1990, 1991; entre otros). En algunos casos faltan los ciclos de rango menor lo que se explica debido a efectos diagenéticos (Kauffman, 1988). A partir de estudios en diferentes ejemplos se han propuesto modelos de ciclos correspondientes especialmente a los dos rangos superiores 100 y 40 ka). En la figura 16.12B se incluye el modelo que propone Kauffman (1986) en el que se consideran, para ritmos de calizas y margas, los cambios en los fósiles (bioeventos), el contenido en materia orgánica, el contenido en isótopos de oxígeno (^{18}O), la diversidad de los fósiles y la abundancia de los mismos. La parte inicial del ritmo-(episodio margoso) presenta un alto contenido en carbono orgánico, un menor valor de ^{18}O (que indica mayor temperatura) y menor diversidad y abundancia de fósiles, con un nivel que marca un evento anóxico de mortandad en masa. La parte superior del ciclo (episodio carbonatado) comienza con una colonización del fondo que conlleva una progresiva disminución del contenido en carbono orgánico, y aumento de la razón isotópica del oxígeno, de la diversidad y de la abundancia de organismos, hasta llegar a la parte más alta caracterizada por la máxima diversidad debida a la colonización total del fondo.

La relación entre los ciclos climáticos debidos a factores orbitales (ciclos de Milankovitch) de materiales anteriores al Pleistoceno con el glaciario constituye otro aspecto de interés. Hasta hace unos años se pensaba que los fenómenos de glaciario anteriores al Cuaternario fueron escasos, limitados a algunos intervalos de tiempo en los que se han reconocido depósitos glaciales en el registro estratigráfico. Los argumentos acumulados en la última década han hecho cambiar esta opinión y se admite con carácter casi general que la alternancia de periodos glaciales e interglaciales ha existido desde el Precámbrico hasta nuestros días.

Recientemente se ha introducido una nueva idea de gran interés que explica el desigual reflejo de los cambios climáticos en el registro estratigráfico (Sandberg, 1983; Given y Wilkinson, 1987; Veevers, 1990). En el capítulo 15 ya se decía que en el Fanerozoico se pueden diferenciar episodios climáticos de rango mayor que se refieren a grandes intervalos de tiempo, unos con escaso desarrollo de los casquetes glaciales polares (periodos de *greenhouse*, en la nomenclatura inglesa) y otros con gran desarrollo de los casquetes glaciales (periodos de *icehouse* en la nomenclatura inglesa). Los periodos de escaso desarrollo de los glaciares son desde el Cámbrico hasta el Devónico (con algún episodio corto de desarrollo de glaciares en el Ordovícico) y desde el Triásico al Mioceno medio. Los periodos de gran desarrollo de los glaciares comprenden el Carbonífero-Pérmico y desde el Mioceno medio a la actualidad. El estudio de estos intervalos de orden mayor del desarrollo de los glaciares tiene un gran interés para explicar la ritmicidad glacioeustática en tiempos anteriores. La periodicidad de los ciclos es similar y el reflejo en los ritmos de materiales pelágicos idéntica, mientras que en los ciclos de medios carbonatados marinos someros y costeros hay grandes diferencias. La explicación es relativamente simple: En los intervalos de escaso desarrollo de los casquetes glaciales (*greenhouse*) la alternancia de periodos glaciales e interglaciales, de periodicidades de 20-100 ka, ocasionan cambios del nivel del mar solamente de algunos metros, mientras que en los intervalos con mayor desarrollo de los casquetes (*icehouse*) los cambios del nivel del mar de los periodos glaciales a interglaciales son mucho mayores (varias decenas de metros e incluso el hectómetro). En materiales marinos someros los ciclos de la escala de frecuencia de Milankovitch en periodos de escaso desarrollo de los casquetes glaciales (p.ej. Cretácico inferior) son de la escala de pocos metros, mientras que para, los periodos de máximo desarrollo global de los casquetes polares (p.ej. Carbonífero) estos ciclos pueden llegar a ser de 20-40 metros (Maynard y Leeder, 1992). Estos ciclos de gran potencia solamente se pueden formar en áreas con una tasa de subsidencia alta (20-40 cm/ka) ya que en regiones con tasas de subsidencia y sedimentación más bajas (p.ej. 2-5 cm/ka), alternarán los intervalos de depósito con otros de erosión, que se reflejarán en superficies de interrupción sedimentaria. La desaparición

ción de ritmicidades en algunos intervalos de tiempo dentro de episodios de escaso desarrollo general de los casquetes, como es por ejemplo el Aptiense (Weissert y Lini, 1991) se considera como un criterio para hablar de episodios de desarrollo anormalmente elevado de los casquetes glaciales.

En ciclos de escala métrica de medios marinos someros y márales se puede llegar a estimar la fracción de tiempo que falta por erosión. Para ello se elabora una gráfica como la de la figura 16.13, aplicando la metodología de Read *et al.* (1988). Se parte de una sección estratigráfica (o parte de la misma) en la que se han delimitado los depósitos de diferentes condiciones sedimentarias (sub-, inter-, supra-mareales). A partir de cada nivel se trazan líneas obli-

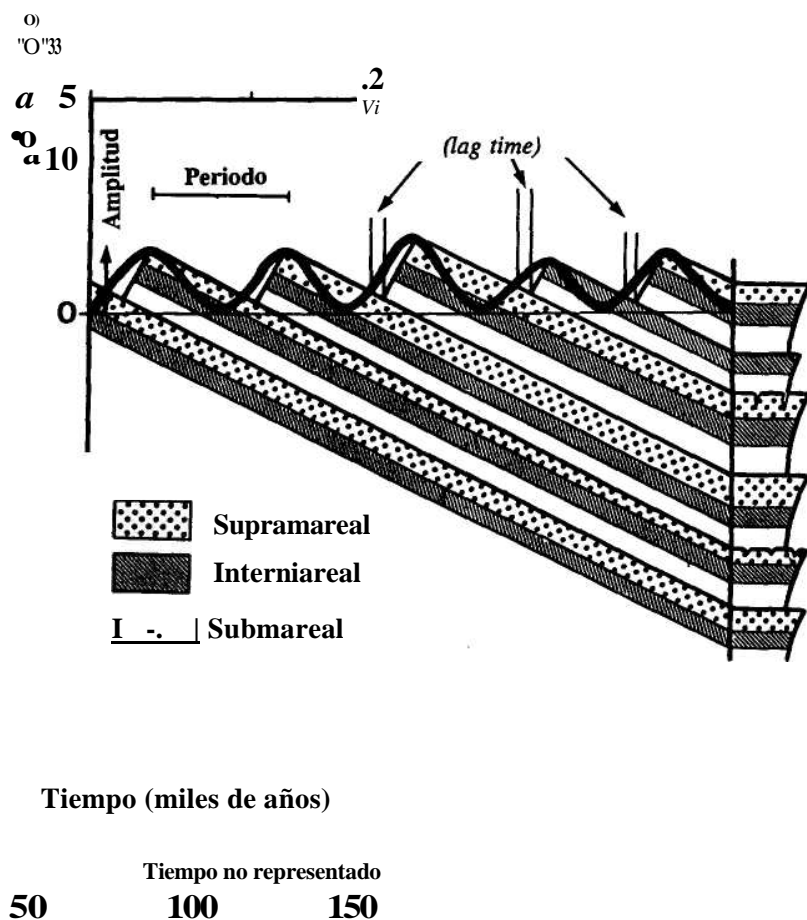


Figura 16.13.- Ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch en materiales marinos someros y maréales, carbonatados, del Berriasiense del Prebético, sur de España (según: Jiménez de Cisneros y Vera, 1993). Deducción del tiempo sin depósito de cada ciclo aplicando la metodología de Read y Goldhammer (1988). La línea negra gruesa representa las oscilaciones del nivel del mar deducida de la periodicidad (40 ka) y la amplitud del cambio (media de 2 m). Las líneas inclinadas trazadas desde las crestas de la curva tiene una inclinación de acuerdo con la subsidencia, que en este ejemplo es de 50 m/Ma (10 m en 200 ka). La distancia, proyectada en la línea horizontal (o escala temporal), entre dos puntos de las líneas inclinadas: la intersección con la curva de cambios del nivel del mar y la perpendicular trazada hasta la cresta siguiente, indica el tiempo sin depósito. En ciclos de 40 ka este intervalo es de 1-3 ka, que representa el 5% del tiempo total. A medida que disminuye la subsidencia las líneas estarían menos inclinadas y aumentaría notablemente este porcentaje.

cuas hacia la izquierda, todas paralelas entre si, y cuya inclinación está en función de la tasa de sedimentación, la cual se considera igual a la tasa de subsidencia. Los ejes de coordenadas son tiempo (en la horizontal) y altura del nivel del mar (vertical). Conocida la tasa de subsidencia (50 ra/Ma en el ejemplo de la figura 16.13) se trazan estas líneas hasta la línea que une el eje de coordenadas a un punto calculado (10 m en 200 ka). Las subidas y bajadas del nivel del mar producidas por los cambios climáticos se representan como una curva sinusoidal cuyo origen se sitúa en el punto cero y cuya periodicidad se calcula dividiendo el tiempo total por el número de ciclos, siempre de manera que los puntos más altos de la curva de variaciones del nivel del mar sean tangentes a las líneas que marcan los límites de los ciclos de somerización. La distancia proyectada en la línea horizontal (escala temporal) entre la curva de cambios del nivel del mar y la perpendicular a las líneas inclinadas según la subsidencia trazada desde el punto más alto de la curva indica el tiempo sin depósito. En general, en estos ciclos el intervalo de tiempo sin depósito es mayor cuando disminuye la subsidencia.

Finalmente un aspecto interesante de los ciclos glacioeustáticos en el registro sedimentario de medios marinos someros y costeros es su carácter asimétrico generalizado. En los medios carbonatados marinos someros el tipo de ciclos dominantes son las secuencias de somerización, marcadamente asimétricas. Considerando la subsidencia uniforme la elevación relativa del nivel del mar se obtiene sumando el aumento progresivo de profundidad debido a la subsidencia, y las modificaciones debidas a las subidas y bajadas del nivel relacionadas con los ciclos climáticos. La mayoría de los autores explican estos ciclos como asimétricos originariamente debido a que la fusión de los casquetes glaciales (subida del nivel del mar) es bastante más rápida que la etapa de crecimiento de dichos casquetes. De esta manera los ciclos completos constan de tres términos (submareal, intermareal y supramareal) y un intervalo inicial sin depósito. En los momentos en los que la bajada del nivel del mar supera en magnitud a la elevación que conlleva la subsidencia se produce una emersión y durante ella puede haber karstificación (fig. 16.14).

Las secuencias de profundización en medios marinos carbonatados someros, como las denominadas loferíticas (Fischer, 1964), son mucho menos frecuentes y su génesis hay que explicarla por el efecto de factores, no necesariamente periódicos. Podrían ser esencialmente tectónicos como pulsaciones de elevación tectónica del fondo marino momentáneas, seguidas de un depósito lento en condiciones en las que la tasa de sedimentación es inferior a la tasa de subsidencia.

16.4.2.2.- Ciclos de orden mayor

Ciclos de orden mayor que los 100 ka también han sido reconocidos mediante el estudio estadístico, con análisis espectral, de sec-

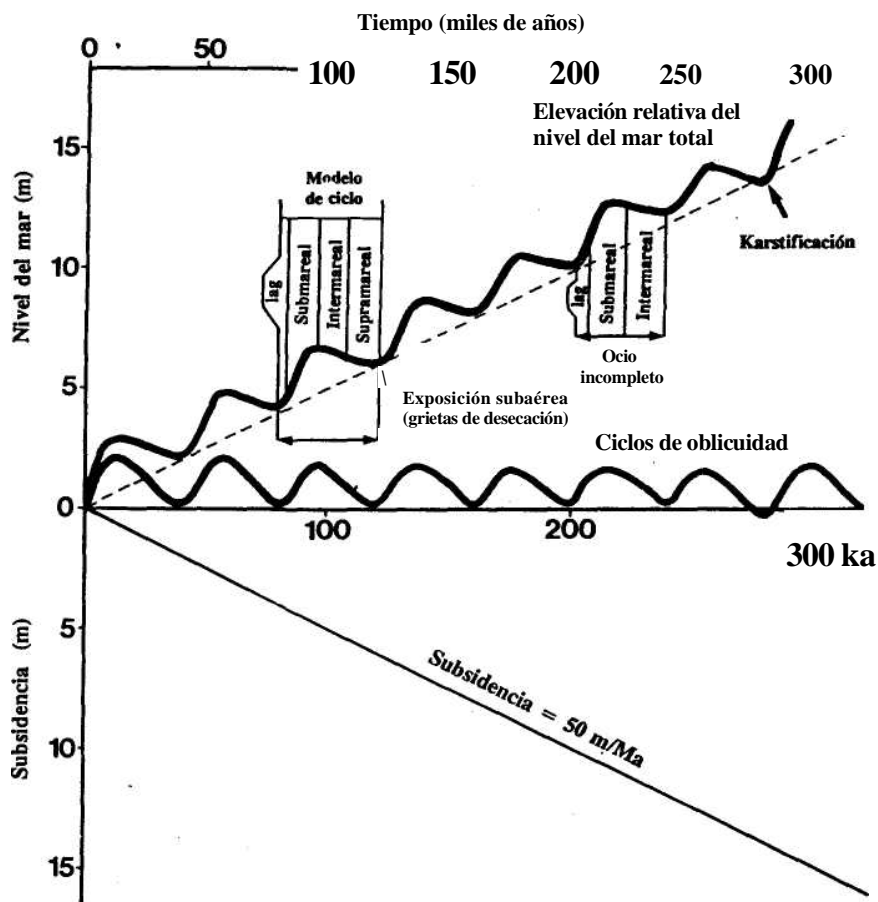


Figura 16.14.- Idealización de la asimetría de los ciclos de oblicuidad a partir del estudio de la ciclicidad en materiales de llanuras maréales carbonatadas (según: Jiménez de Cisneros y Vera, 1993). En la parte central del dibujo se marcan los cambios del nivel del mar debidos a ciclos de oblicuidad (periodicidad 40.000 años) considerados asimétricos, con ascensos del nivel del mar rápidos y bajadas lentas. En la parte inferior se marca la línea que refleja la subsidencia, considerada uniforme. En la parte superior y con la misma escala se marca la curva de elevación relativa del nivel del mar, que sería la suma de la subsidencia y de los cambios del nivel del mar. Se detallan dos modelos de ciclos uno completo con tres términos (sub-, Inter- y supramareal) y un intervalo sin depósito inicial y el otro con solo dos términos, además de este intervalo inicial sin depósito. Se marcan, igualmente, los momentos en los que hay emersión y en aquellos en los que puede haber karstificación.

ciones estratigráficas de materiales pelágicos. Concretamente Fischer (1982) plantea la existencia de ciclos de 500 ka, cifra que por otra parte corresponde a los valores estimados para los ciclotemas de las cuencas con carbón. Foucault *et al.* (1987) consideran que

los ciclos debidos a los cambios en la excentricidad de la órbita terrestre son, además de los de 100 ka, los de 400 ka y los de 2.000 ka (2 Ma). Imbrie (1985), por su parte, considera que hasta los 400 ka los ciclos serán reflejo de cambios climáticos inducidos astronómicamente, que podrían incluirse en los llamados ciclos de Milankovitch, mientras que los superiores a los 400 ka son de origen tectónico. Foucault y Renard (1987) reconocen ciclos climáticos de 1,3 Ma y Fischer (1985) propone diversos rangos que llegan hasta los 2 Ma. Foucault (1992) hace una detallada revisión de trabajos previos y concluye que hay ciclos climáticos de rango superior a los 100 ka, concretamente de 400 ka (generalmente aceptados como ciclos de excentricidad de rango mayor) y otros de 1,3 Ma y 2 Ma.

El origen de estos ciclos de mayor escala (más de 100 ka) se atribuye igualmente a factores climáticos inducidos por causas astronómicas, aunque no se descarta que pueden relacionarse, además, con factores eustáticos y/o tectónicos. En definitiva todos los ciclos de 4^o orden (cuya periodicidad es de 0,1-0,5 Ma) se pueden relacionar con ciclos climáticos (glacioeustáticos). Incluso los ciclos de 3^{er} orden, con periodicidad de 0,5-3 Ma, pueden tener un doble origen (climático y tectónico), sin que se pueda decir con claridad, en cada caso concreto, cual es el factor dominante.

16.4.2.3.- Ciclos de orden menor

Se alude aquí a los ciclos (o ritmos) climáticos de rango inferior a la banda de frecuencia de Milankovitch, por tanto, con intervalos de tiempo de recurrencia o periodicidades (según el caso) inferiores a los 20 ka. Se incluyen en este apartado a los ciclos de 6^o orden de la clasificación seguida en este libro.

La ritmicidad más simple es la de las *varvas*, que son depósitos anuales compuestos por dos láminas: una depositada en los intervalos de invierno y otra de verano. Uno de los ejemplos más conocidos es el de las *varvas* glaciolacustres donde los niveles (láminas) que alternan son los depósitos de intervalos de tiempo sin hielo y de otros con la superficie del lago helada. Para las *varvas* de depósitos lacustres no relacionados con glaciares y de mares cerrados, las láminas que alternan son la más y menos ricas en materia orgánica. En todos los casos se trata de ritmicidad con una periodicidad anual.

En materiales lacustres se reconocen ciclos de intervalos de recurrencia de unos cinco años, semejantes a la escala del evento de El Niño, y otros de 10-15, 21-24, 40 y 100 años han sido interpretados debidos a los efectos del ciclo de las manchas solares, que da ciclicidades climáticas de este orden de magnitud (Fischer, 1986; Ripepe *et al.*, 1991). Se estima que estos ciclos mayoritariamente tienen una periodicidad, aunque no se tengan las pruebas definitivas por los problemas de medida.

Ciclos climáticos de la escala del millar de años han sido tam-

bien reconocidos en materiales tanto lacustres como marinos, aunque su origen y posible periodicidad son motivo de discusión.

16.5.- SUPERPOSICIÓN DE CICLOS DE DIFERENTE RANGO

En las secciones estratigráficas con gran frecuencia se reconocen ciclos de diferente rango superpuestos. En algunos casos el reconocimiento de esta superposición es relativamente simple en el campo. Un ejemplo puede ser el de las ciclicidades (y ritmicidades) superpuestas de medios lacustres (todas ellas dentro del 6° orden) que a su vez pueden superponerse a ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch. En otros casos puede ser mucho más complejo el reconocimiento de estas superposiciones y es necesario recurrir a técnicas de medida y representación que faciliten dicho reconocimiento. A continuación se tratará sobre dos de estas técnicas (diagrama de Fischer y análisis secuencial), para abordar finalmente la jerarquización de los ciclos.

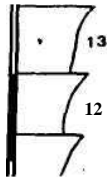
16.5.1.- El diagrama de Fischer

La presencia de ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch, tanto en sedimentos pelágicos como en carbonatos marinos someros (incluidos los maréales) puede dificultar el reconocimiento de ciclos de rango mayor (3° y 4° orden). Recientemente se ha propuesto una técnica muy simple para reconocer dichos ciclos, que ha sido definida con el nombre de *diagrama de Fischer*, en honor al autor que posiblemente más ha aportado al conocimiento de la ciclicidad y que ya había establecido previamente el fundamento de esta metodología (Fischer, 1964). La explicación detallada de la técnica de elaboración de este diagrama puede verse en Read y Goldhammer (1988) donde se define con este nombre y en Read (1989), Osleger y Read (1991) y Sadler *et al.* (1993) en los que se completa la explicación y se aplica a casos concretos.

Para elaborar el diagrama de Fischer (fig. 16.15) se parte de unas normas generales fundamentales y se aplican los siguientes criterios:

1.- Cada ciclo de 5° orden se asimila a un ciclo con una duración media, la cual se calcula simplemente dividiendo el tiempo total representado en la parte seleccionada de la sección estratigráfica por el número de ciclos de escala métrica presentes en la misma. En el ejemplo de la figura 16.15 el tiempo es 650 ka y el número de ciclos 13, con lo que la duración media es 50 ka.

2.- Se representa en un sistema cartesiano cuyo eje horizontal es la escala de tiempo en miles de años y cuyo eje vertical es el espesor acumulado en metros. Se trazan líneas verticales para cada uno de los intervalos de tiempo correspondiente al valor del ciclo medio (50 ka en la figura 16.15) y sus múltiplos.



MODO DE ELABORACIÓN DE UN DIAGRAMA DE FISCHER

Datos:
 Tasa de sedimentación (= tasa de subsidencia) = 1m/10ka (100 m/Ma)
 Número de ciclos del intervalo = 13 Duración del intervalo = 0,65 Ma Duración media del ciclo = 50 ka

CICLOS DE 4° ORDEN

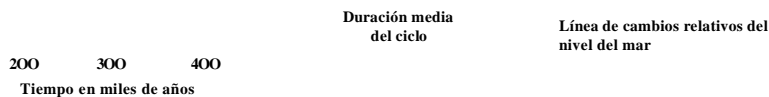


Figura 16.15.- Gráfico explicativo de la elaboración de diagramas de Fischer (inspirado en gráficos de Read y Goldhammer, 1988; Osleger y Read, 1991). A.- Sección estratigráfica compuesta de 13 ciclos superpuestos de duración media de 50 ka y de espesor cambiante. B.- Diagrama de Fischer elaborado para la

Línea paralela a la de subsidencia
misma sección estratigráfica. Los números que se indican, en ambas figuras, corresponden a los ciclos numerados de más antiguo (1) a más moderno (13). Explicación en el texto.

3.- Se traza otra línea básica que corresponde a la subsidencia lineal, que será una línea inclinada de valores positivos de x a valores igualmente positivos de y. Para trazar esta línea patrón (que servirá para trazar muchas paralelas) es necesario conocer la subsidencia lineal, o sea, el hundimiento de la cuenca simultáneo al depósito considerado uniforme. Cuando en una sección estratigráfica no hay cambios significativos de la batimetría, la subsidencia lineal coincide con la tasa de sedimentación. El trazado de esta línea se hace tomando un valor en metros del hundimiento por efecto de subsidencia y el del tiempo correspondiente (p.ej. 20 metros en 200 ka), de la misma manera que en la fig. 16.13.

4.- La construcción se inicia a partir de la ordenada cero (fig. 16.15) y sobre el eje horizontal se marca la distancia del ciclo medio (50 ka) hasta el punto B. A partir del eje de ordenadas se traza un segmento paralelo a la línea inclinada que marca la subsidencia hasta cortar a la línea vertical que pasa por B, la intersección es el punto A. A partir de este último se traza un segmento vertical

con la dimensión del espesor del primer ciclo medido (distancia A-C). A partir del punto C se traza otra paralela a la línea que indica la subsidencia hasta cortar la línea vertical del siguiente intervalo de tiempo (punto D). A partir de este punto D se dibuja hacia arriba el segmento D-E que representa el espesor del segundo ciclo medido. Se repite la operación de construcción gráfica indicada para cada uno de los ciclos consecutivos (3, 4, 5,...) y, una vez terminada, se traza la línea que une todos los puntos superiores de la línea quebrada (fig. 16.15). Esta línea envolvente marca los cambios relativos del nivel del mar y en ella se pueden reconocer ciclos de 3^{er} y 4^o orden.

El diagrama de Fischer fue propuesto para el reconocimiento de ciclos superiores a los de 5^o orden en sedimentos maréales y en ellos la interpretación resulta simple. Cuando los espesores de los ciclos sucesivos son iguales la línea envolvente del diagrama será una línea horizontal indicando la estabilización del nivel relativo del mar y, por tanto, la ausencia de ciclos de rango mayor, lo cual es poco frecuente. Cuando los espesores de los ciclos individuales (ciclos de somerización) aumentan por encima del valor medio la línea envolvente se eleva con respecto a la horizontal indicando periodos de depósito más importantes que pueden corresponder a periodos de subidas relativas del nivel del mar, que conllevan aumentos en el espacio disponible para la sedimentación (acomodación) de la cuenca. Cuando los espesores son inferiores al valor medio de los mismos en la curva envolvente se tiene una bajada, indicando intervalos de tiempo en los que hay bajadas relativas del nivel del mar, que ocasionan disminuciones en la acomodación de la cuenca.

El gráfico obtenido con el diagrama de Fischer en carbonatos de medios maréales es fácil de interpretar, por lo que ésta metodología, que a su vez es simple de aplicar, tiene un gran interés para el estudio de las superposiciones de ciclicidades de varios órdenes. En la figura 16.16 se reproduce un ejemplo de aplicación del diagrama de Fischer al estudio de la ciclicidad de materiales marinos someros y maréales (facies Purbeck) del Berriasiense del Prebético (tomado de Jiménez de Cisneros y Vera, 1993), en el que para el intervalo de tiempo comprendido entre los 134,5 Ma y los 129 Ma (datos-obtenidos por datación bioestratigráfica y posterior calibrado), por tanto de 5,5 Ma de duración, se han reconocido 138 ciclos de escala métrica. Dividiendo los 5,5 Ma por los 138 ciclos se obtiene un valor medio de duración de ciclos de 39,86 ka (40 ka por redondeo). El primer dato que llama la atención es que la curva envolvente al final llega al punto 0 mostrando un ciclo en su conjunto, más concretamente entre los 134 a 129 Ma, de una duración de 5 Ma por lo que habría que asimilarlo a un ciclo de 2^o orden. Se observan también ciclos formados por cinco ciclos básicos, como son los mostrados entre 134,5 y 135 Ma, los

cuales pueden ser atribuidos a ciclos de 4^o orden (duración 0,2 Ma) y que terminan con ciclos elementales con karstificación en el techo. Finalmente se observan asociaciones de una veintena de ciclos elementales (p.ej. entre 134,1-133,3 y entre 133,3-132,5) cuya duración sería de 0,8 Ma y por tanto se consideran ciclos de 3^{er} orden.

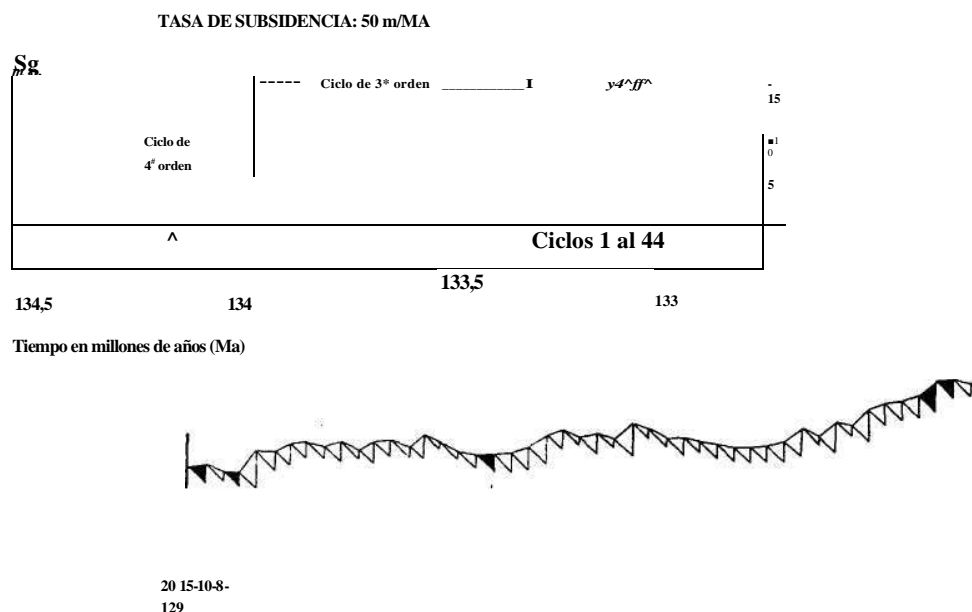


Figura 16.16.- Ejemplo de aplicación del diagrama de Fischer para un conjunto de 138 ciclos de materiales del Berriasiense del Prebético (según Jiménez de Cisneros y Vera, 1993), correspondientes al intervalo de tiempo iniciado hace 134,6 Ma y terminado hace 129 Ma. El gráfico muestra los cambios relativos del nivel del mar de rango superior a los ciclos de Milankovitch, que delimitan ciclos unos de la escala de 0,2 Ma (ciclos de 4^o orden), otros de 0,8 Ma (ciclos de 3^{er} orden) y otro desde 134 a 129 Ma (5 Ma) atribuible a un ciclo de 2^o orden. Los triángulos negros indican ciclos elementales en los que se termina con una superficie de karstificación.

La aplicación de los diagramas de Fischer a materiales pelágicos tiene muchos más problemas de interpretación, aunque también tiene su interés. La uniformidad de espesores en los ciclos (o ritmos) en los materiales pelágicos daría líneas envolventes horizontales indicando que no se reconocen ciclos de rango mayor. Por el contrario la presencia de intervalos en los que los ciclos tienen espesores superiores al valor medio indicarían un aumento de la productividad de los carbonatos y de los aportes de lutitas, mientras que si son inferiores al espesor medio indicarían una disminución. Estos cambios pueden ser el reflejo de ciclos de rango mayor inducidos tanto por factores tectónicos como climáticos.

16.5.2.- Análisis secuencial

El análisis secuencial introducido por Lombard (1956, 1972) y Delfaud (1972) constituye la herramienta fundamental para el estudio de la superposición de ciclos de escala de afloramiento y superiores. Esta técnica consiste en representar gráficamente la evolución de las facies y, consecuentemente de los medios sedimentarios, de los materiales presentes en una sección estratigráfica y con ello reconocer los niveles o superficies de estratificación que corresponden con momentos de cambios más notables en dicha evolución. Especial interés tiene la datación de estos niveles, mediante técnicas bioestratigráficas y magnetoestratigráficas, ya que ello permite la comparación detallada con los ciclos de otras secciones estratigráficas de la misma cuenca o incluso de otras cuencas sedimentarias.

En la figura 16.17 se presenta un ejemplo de la aplicación del análisis secuencial para el reconocimiento de ciclos de 2^o orden. El ejemplo corresponde a los materiales del Cretácico de la Ibérica central (sector de Oliete) y Maestrazgo y la interpretación de los ciclos se debe a Canerot *et al.* (1982). Tanto los llamados ciclos mayores como los ciclos menores de la figura, por su escala de tiempo, pueden incluirse en los ciclos de 2^o orden de la clasificación seguida en este libro, aunque con dos rangos dentro de este orden. Solamente el ciclo IIb, cuya duración es inferior a los 3 Ma sería un ciclo de 3^{er} orden. El mayor interés de esta representación consiste en que se elaboran los ciclos de dos áreas diferentes, dentro de una misma cuenca, y se encuentra una coincidencia entre los ciclos que se pueden reconocer en ellas, por lo que se puede hablar de un control por factores alocíclicos que afectaron, al menos, al conjunto de la cuenca.

16.5.3.- Jerarquización de los ciclos

En todo estudio de ciclicidad es fundamental establecer una jerarquía, de manera que los ciclos puedan ordenarse de mayor a menor rango. Para ello se tomará como referencia la clasificación

de la figura 16.6, en la cual se establece la duración de cada una de las seis categorías (órdenes) diferenciadas. Para poder aplicar esta clasificación es necesario disponer de datos de edad precisos, a par-

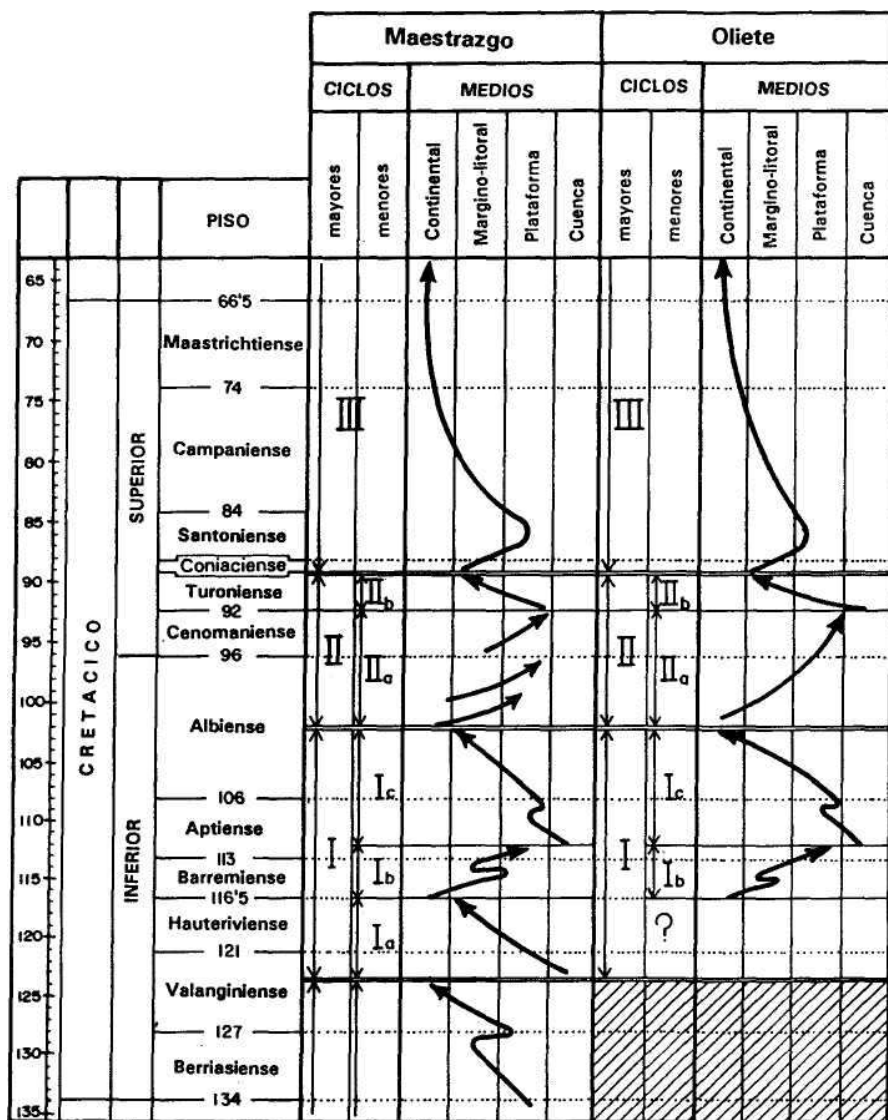


Figura 16.17.- Aplicación del análisis secuencial al reconocimiento de ciclos de diferente rango superpuestos. Ciclos diferenciados en el Cretácico de la Ibérica central (sector de Oliete) y Maestrazgo según Canerot *et al.* (1982). Tanto los llamados ciclos mayores como los ciclos menores, por su escala de tiempo, pueden incluirse en los ciclos de 2º orden de la clasificación seguida en este libro, excepto el ciclo III_b, con menos de 3 Ma, que sería de 3º orden.

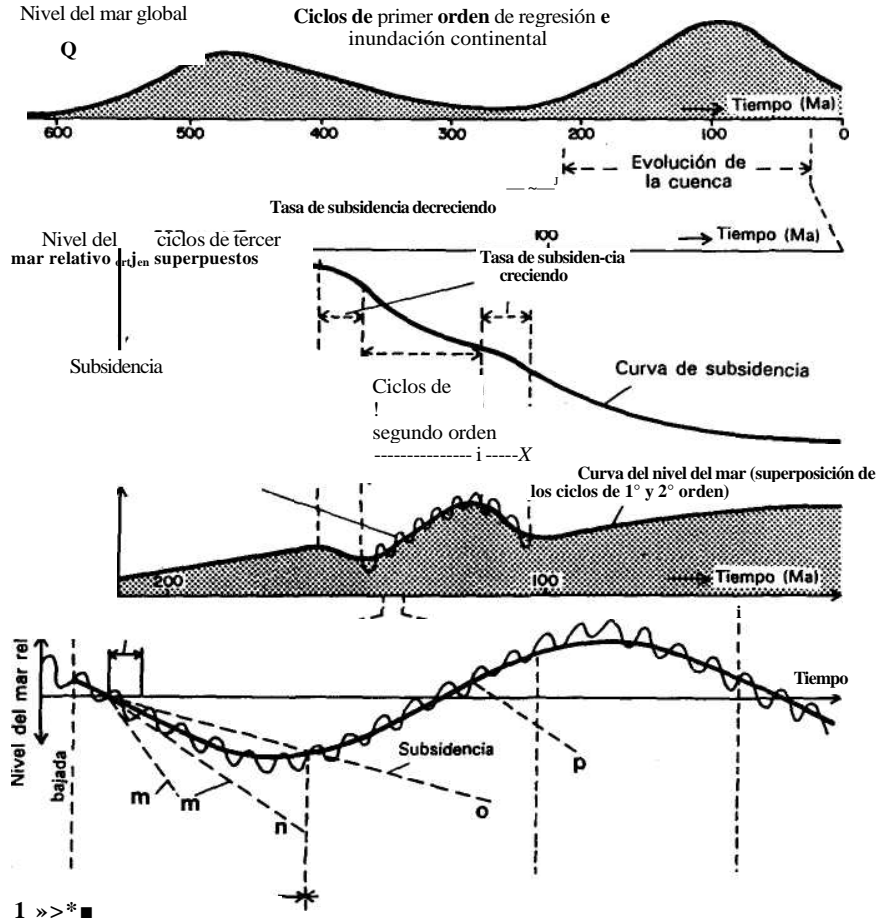
tir de los cuales se pueda calcular la tasa de sedimentación y el valor aproximado de cada uno de los ciclos observados.

En numerosas ocasiones se pueden diferenciar más rangos de los seis establecidos en esta clasificación. Igualmente, con mucha frecuencia, al estudiar materiales concretos de una sección estratigráfica, faltan algunas de las categorías establecidas en la clasificación. Concretamente, los rangos de escala menor (6^o orden) no están representados en muchos casos y, cuando se presentan, es muy frecuente encontrar varios tipos de ciclos superpuestos. Los ciclos de 5^o orden tampoco aparecen sistemáticamente sino que se preservan especialmente en unos materiales y unos intervalos de tiempo preferentes. Cuando aparecen, con frecuencia están presentes los tres (o al menos dos) de los ciclos de Milankovitch (precesión, oblicuidad y excentricidad). Los ciclos de 4^o orden, cuando están presentes, pueden ser de más de un rango. Los de 3^{er} orden aparecen de manera más regular y también pueden ser de más de un tipo. Finalmente los ciclos de orden mayor interpretativos (1^o y 2^o orden) ya se ha comentado que pueden subdividirse, cada uno de ellos, en dos subtipos.

En la figura 16.18 se reproduce un expresivo gráfico, original de Einsele (1992), en el que se muestra la superposición de ciclos de diferente rango. En la parte superior (a de la figura 16.18) se sitúan los ciclos de primer orden con una periodicidad de unos 250 Ma, de los cuales se toma una fracción para mostrar, en la parte siguiente del gráfico (b de la figura 16.18), la evolución temporal polifásica de la subsidencia de una cuenca: ésta se inicia con valores suaves para aumentar bruscamente, alternándose intervalos de tasa de subsidencia creciente y decreciente. Los ciclos de segundo orden serán los comprendidos entre dos intervalos consecutivos de tasa de subsidencia creciente, que dan lugar a profundizaciones del medio. En la tercera parte del gráfico (c de la figura 16.18) se amplía una parte de los ciclos de segundo orden para mostrar los ciclos transgresivos y regresivos que son los de tercer orden y dentro de ellos con ciclos de menor rango (4^o y/o 5^o orden superpuestos). En la parte inferior del gráfico, (d de la figura 16.18) se marcan cuatro supuestos según sea la relación entre la bajada máxima del nivel del mar, la duración y la subsidencia, indicando en cada caso si habría o no discontinuidades en los límites de los ciclos. Las discontinuidades se tienen cuando las bajadas máximas del nivel del mar superan temporalmente a la subsidencia.

Un aspecto que ha llamado la atención a diferentes autores es el desigual comportamiento de los ciclos en los periodos de escaso desarrollo de los casquetes glaciales (*greenhouse*) y en los intervalos con mayor desarrollo de los casquetes (*icehouse*). En los primeros la alternancia de periodos glaciales e interglaciales, de periodicidades de 20-500 ka, ocasionan cambios del nivel del mar solamente de algunos metros, y dan lugar a ciclos de 4^o y 5^o orden que se superponen a los ciclos de 3^{er} orden (y las secuencias depo-

sicionales) de origen tectónico, mientras que, en los segundos, los cambios del nivel del mar son de varias decenas de metros (incluso la centena) con lo que los ciclos de 3^{er} orden no quedan representa-



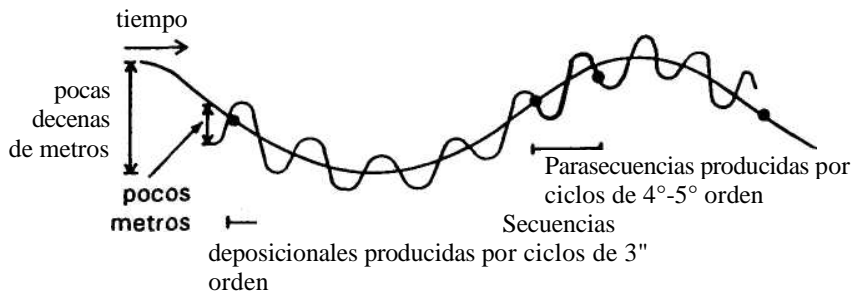
j.,. Cortejo de ~ nivel bajo

Figura 16.18.- Superposición de ciclos de diferente rango (según: Einsele, 1992).
a.- Ciclos globales de primer orden, b.- Curva de evolución temporal polifásica de la subsidencia de una cuenca extensional. c.- Ciclos transgresivos y regresivos de segundo orden (suma de a y b). d.- Ciclos de tercer orden con ciclos de menor rango (4^o y 5^o orden superpuestos). Leyenda: m.- Bajada máxima del nivel del mar de corta duración mayor que la subsidencia (con discontinuidades), n.- Bajada máxima del nivel del mar de larga duración menor que la subsidencia (sin discontinuidades), o.- Bajada máxima del nivel del mar de corta duración mayor que la subsidencia (con discontinuidades), p.- Bajada máxima del nivel del mar de corta duración mayor que la subsidencia.

dos y son los ciclos de 4° y 5° orden (glacioeustáticos) los que producen las secuencias deposicionales (fig. 16.19). Las parasecuencias serán divisiones de las secuencias deposicionales exclusivamente presentes en los intervalos de tiempo con escaso desarrollo de glaciares, mientras que no lo estarán en los intervalos de gran desarrollo de los glaciares.

PERIODOS DE ESCASO DESARROLLO DE CASQUETES GLACIALES

(Greenhouse period)



PERIODOS DE GRAN DESARROLLO DE CASQUETES GLACIALES

(Icehouse period)

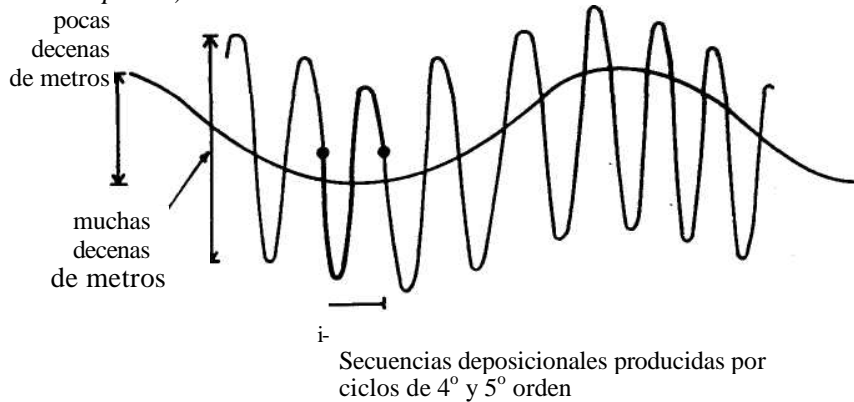


Figura 16.19.- Curvas de cambios relativos del nivel del mar de 3° y 4°-5° orden en periodos de escaso y de gran desarrollo de los casquetes glaciales (según: Tucker, 1993). La magnitud de los cambios relativos del nivel del mar es muy diferente en cada caso, por lo que en los periodos de escaso desarrollo de los casquetes glaciales las secuencias deposicionales están ligadas a los ciclos de 3° orden, mientras que en los periodos de gran desarrollo de los casquetes las secuencias deposicionales se relacionan con ciclos de 4° y 5° orden.

17

CORRELACIONES ESTRATIGRAFICAS

- 17.1.- Definición y tipos de correlación estratigráfica 17.1.1.-
Definición de correlación estratigráfica 17.1.2.- Tipos de correlación I
- 7.2.- Métodos de correlación I 7.2.1 - Métodos físicos
 - 1 7.2.1.1.- Métodos de autocorrelación (en campo y en
perfiles sísmicos)
 - I 7.2.1.2- Métodos litológicos
 - I 7.2.1.3.- Métodos basados en propiedades físicas
(magnetoestratigrafía y diagráfías)
 - I 7.2.1.4.- Métodos radiométricos
 - I 7.2.1.5.- Métodos litoestratigráficos I 7.2.2.-
Métodos basados en fósiles
 - 1 7.2.2.1.- Métodos paleoecológicos
 - 1 7.2.2.2.- Métodos biocronoestratigráficos I 7.3.- Validez de los
métodos de correlación según la escala I 7.3.1.- Correlación local I 7.3.2.-
Correlación regional I 7.3.3.- Correlación global

Al plantear los objetivos sucesivos de la Estratigrafía, en el capítulo 1, se decía que una vez levantadas las secciones estratigráficas locales el objetivo inmediato consistía en compararlas entre sí, para de este modo, llegar a conocer las características estratigráficas de los materiales presentes en áreas sucesivamente más amplias. A esta comparación se le denomina correlación estratigráfica y a ella se dedica el presente capítulo, en el que se prestará especial atención a dos aspectos concretos: los métodos de correlación y el rango de la propia correlación.

17.1.- DEFINICIÓN Y TIPOS DE CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

Aunque el término correlación estratigráfica suele usarse con un significado relativamente homogéneo por los diferentes autores, en muchos casos se establecen algunos matices peculiares en su uso, por lo que se estima de interés tratar inicialmente sobre el concepto y los tipos de correlación, así como, sobre la nomenclatura utilizada.

17.1.1.- Definición de correlación estratigráfica

La palabra correlación en el lenguaje normal (no científico) tiene como principal acepción: "correspondencia o relación recíproca entre dos o más cosas". El término se usa en diferentes ciencias entre ellas la Estadística, en la que se aplica para valorar numéricamente (mediante coeficientes de correlación), el grado de asociación o interdependencia entre dos o más variables matemáticas.

En el conjunto de las Ciencias Geológicas el término *correlación* se usa de manera preferente en el campo de la Estratigrafía, y casi siempre con una connotación temporal. En el Glosario de Geología (Bates y Jackson, 1987) se define como correlación la "demostración de la equivalencia de dos o más fenómenos geológicos en diferentes áreas". Correlacionar, en sentido estratigráfico, es "establecer la correspondencia en carácter y en posición estratigráfica" (GEL, 1980).

La *correlación estratigráfica* es una de las técnicas de mayor interés en Estratigrafía y consiste en comparar dos o más secciones estratigráficas, de un intervalo de tiempo semejante, estableciendo la equivalencia entre los niveles o superficies de estratificación reconocibles en cada una de ellas.

El objetivo fundamental de la correlación estratigráfica es ampliar la validez de los datos estratigráficos locales. Al comparar varias secciones estratigráficas se puede ver la relación lateral entre las diferentes unidades estratigráficas representadas en ellas, los cambios de facies y de potencia, etc. y con ello deducir las características estratigráficas de una región más amplia, concretamente de aquella en la que quedan incluidos todos los sectores en los que se han levantado las secciones estratigráficas locales que son comparadas.

La correlación estratigráfica entre dos o más secciones estratigráficas locales relativamente cercanas entre sí (*correlación local*) permite reconstruir la geometría de las unidades litoestratigráficas, valorar su posición en el tiempo, conocer sus cambios laterales, etc. Con ello se elabora una sección estratigráfica compuesta local en la que quedarán destacados los rasgos más significativos de las unidades estratigráficas presentes en un sector determinado.

Las correlaciones entre secciones estratigráficas más distantes, pero dentro de una misma cuenca sedimentaria (*correlación regional*), constituyen el elemento esencial para realizar el análisis estratigráfico de la cuenca, incluido el estudio paleogeográfico de la misma. Esta correlación se hace tanto a partir de las secciones estratigráficas levantadas en superficie, como de las elaboradas a partir de datos del subsuelo (sondeos y diagráfias). La interpretación de perfiles sísmicos (si los hubiese) constituye una herramienta esencial para la realización de este tipo de correlación.

Las correlaciones entre secciones estratigráficas de áreas geográficas muy distantes entre sí (*correlación global*), tienen una doble utilidad. Por una parte contribuye a engrosar el banco de datos necesario para elaborar la sección estratigráfica ideal del conjunto de la Tierra, a la que se ha llamado "registro estratigráfico" (capítulos 2 y 11). De otra parte permite valorar si los rasgos estratigráficos reconocidos en una sección estratigráfica concreta, son debidos a fenómenos autocíclicos o alocíclicos (incluidos los globales).

En el estudio de una cuenca sedimentaria (el llamado "análisis de cuencas") las correlaciones se realizan ordenadamente, de escala menor a la mayor, desde las locales a las globales. Inicialmente se efectúan las correlaciones locales lo que permitirá ver, a partir de diferentes secciones estratigráficas locales, los rasgos comunes de cada sector de la cuenca. A continuación se establecen las correlaciones regionales, para lo que se comparan las secciones estratigráficas representativas de cada sector de la cuenca, con lo que se deducen los rasgos comunes a nivel de cuenca sedimentaria, entre ellos el reconocimiento de los ciclos de 2º, 3º y 4º orden, sobre los que se trató en el capítulo anterior. Finalmente se hacen las correlaciones globales, con lo que se pretende conocer si los diversos rasgos estratigráficos que se observan en las secciones estratigráficas de los materiales del relleno de una cuenca sedimentaria, se deben a factores autocíclicos que afectan solamente a un sector concreto de la cuenca, o por el contrario, a factores alocíclicos que afectan a la

cuenca en su conjunto, o incluso si se trata del reflejo de fenómenos aloctónicos globales.

En definitiva la correlación estratigráfica, en sus diversas escalas, facilita la correcta interpretación de los rasgos observados en una sección estratigráfica concreta dentro de un contexto regional (a nivel de toda la cuenca) y global, con lo que se deducen si dichos rasgos se deben a factores genéticos locales, regionales o globales. Por otra parte la correlación estratigráfica contribuye permite la elaboración de la sección estratigráfica ideal a nivel global (ver capítulos 2 y 11), que sirve de referencia en las clasificaciones cronoestratigráficas internacionales del registro estratigráfico.

17.1.2.- Tipos de correlación

Puesto que la correlación es la comparación entre dos o más secciones estratigráficas, se pueden tener varios tipos de correlación en función del aspecto o propiedad que se comparen y los rasgos que se intenten destacar. Los tres tipos de correlación básicos son: litológica, bioestratigráfica y cronoestratigráfica.

La *litocorrelación*, o correlación litológica (o litoestratigráfica), pretende demostrar la correspondencia en cuanto al carácter litológico y la posición litoestratigráfica. Para hacer este tipo de correlación se comparan las unidades litoestratigráficas presentes en cada una de las secciones estratigráficas y los niveles de litologías especiales dentro de las mismas.

La *biocorrelación*, o correlación bioestratigráfica, intenta establecer la correspondencia entre dos niveles fosilíferos, basándose en la presencia de ciertos fósiles y en su posición bioestratigráfica. En la biocorrelación tiene un enorme interés el reconocimiento de los biohorizontes de primera aparición y los de última presencia (ver capítulo 12) de los fósiles característicos en diferentes secciones estratigráficas, ya que al considerarse como simultáneos a nivel mundial se trataría realmente de una biocronocorrelación.

La *cronocorrelación*, o correlación cronoestratigráfica, tiene como finalidad el establecimiento de la correspondencia de superficies isócronas y el reconocimiento de su posición cronoestratigráfica. Consiste en la comparación temporal de dos o más secciones estratigráficas, para lo cual, se seleccionan los rasgos estratigráficos que indiquen simultaneidad (p.ej. inversiones magnéticas, biohorizontes, anomalías geoquímicas, etc.) y faciliten el establecimiento de la correspondencia de todas las unidades estratigráficas representadas.

A pesar de esta división en tres tipos de correlación es necesario resaltar que en Estratigrafía, desde los primeros tiempos de esta ciencia, la correlación se utilizó fundamentalmente en el sentido de

la equivalencia de edad, ya que "el tiempo es el parámetro básico para relacionar de forma recíproca todos los procesos que estudia la Estratigrafía" (Corrales *et al.*, 1977). Dunbar y Rodgers (1957) aconsejaban restringir el uso del término correlación al establecimiento de las relaciones de tiempo (cronocorrelación). Otros autores (p.ej. Krumbein y Sloss, 1955, 1963) por el contrario, aconsejaron extender el uso del término a la comparación de unidades litoestratigráficas (litocorrelación) y unidades bioestratigráficas (biocorrelación) aunque también decían que el uso preferente es en el sentido de comparar en tiempo (cronocorrelación).

En la actualidad al hablar de correlación estratigráfica se alude, esencialmente, a la cronocorrelación. No obstante se siguen considerando válidos los términos de litocorrelación y biocorrelación, tal como se han definido anteriormente y como recomienda la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980). En este mismo sentido se usan los términos en este libro.

17.2.- MÉTODOS DE CORRELACIÓN

Todo criterio que facilite la demostración de la equivalencia de dos unidades estratigráficas o superficies de estratificación en diferentes secciones estratigráficas puede considerarse como un método de correlación. Se va a prestar especial atención a los métodos que permitan reconocer superficies isócronas en las diferentes escalas de correlación (local, regional y global) y que, por tanto, sean criterios de cronocorrelación. En la práctica muchos de ellos se basan en criterios litológicos y/o biológicos. Los basados en aspectos litológicos serán, además, criterios de litocorrelación (litocronocorrelación) y los basados en la interpretación de los fósiles lo serán de biocorrelación (biocronocorrelación). Existen algunos métodos instrumentales cuya finalidad es exclusivamente de cronocorrelación (p. ej. los magnetoestratigráficos y los radiométricos).

En la figura 17.1 se representa un primer ejemplo real de correlación estratigráfica tomado de Martín-Algarra y Vera (1989), que puede servir para completar esta explicación inicial. En él se correlacionan tres secciones estratigráficas de materiales del Jurásico y Cretácico del Penibético (sur de España). En las tres se reconocen un conjunto de unidades litoestratigráficas cuyos nombres, a nivel de formación y de grupo, se indican en la figura. La equivalencia con las unidades cronoestratigráficas, establecida a partir de la datación con fósiles de los materiales, también se indica en la citada figura.

La litocorrelación sería la comparación simple de las unidades litoestratigráficas reconocidas en las tres secciones. Así se podría correlacionar el límite entre las formaciones Endrinal y Torcal por separar materiales de litologías diferentes (calizas oolíticas blancas y calizas nodulosas rosadas). Del mismo modo se correlacionan las calizas nodulosas rojas de la base de la Formación Torcal.

La presencia de fósiles característicos, concretamente de

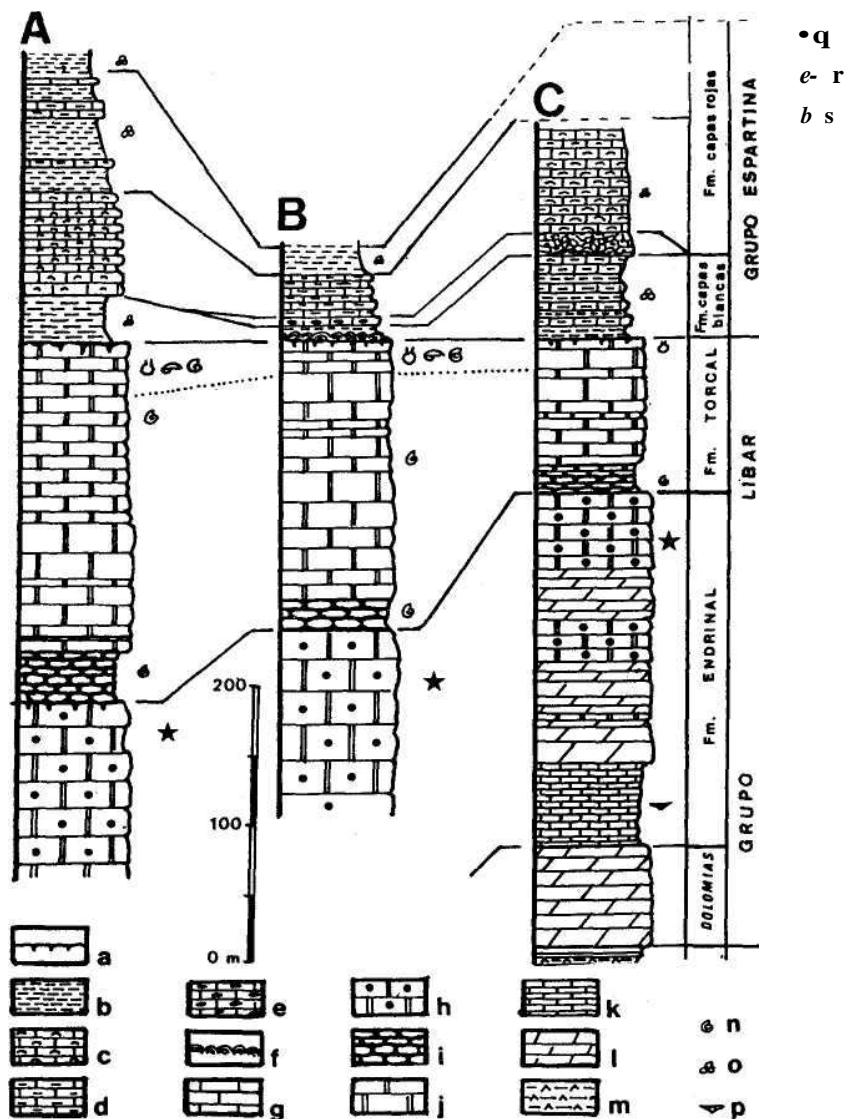


Figura 17.1.- Correlación estratigráfica entre tres secciones estratigráficas de materiales del Jurásico y Cretácico de una misma unidad geológica (Penibético, sur de España) reproducida de Martín-Algarra y Vera (1989). Secciones estratigráficas: A.- Teba. B.- Hacho de Montejaque. C.- Sierra Blanquilla (anticlinal de Lifa). Las tres secciones estratigráficas están dentro de un sector cuya distancia mayor es de 35 km. Leyenda: a.- paraconformidad con un fondo endurecido (*hardground*), con diques neptúnicos (en la sección A), b.- margas y margocalizas pelágicas, c.- calizas margosas pelágicas, d.- calizas y margocalizas pelágicas, e.- calizas con sílex, f.- estromatolitos pelágicos fosfatados, g.- calizas de medios marinos someros, h.- calizas oolíticas (marinas someras), i.- calizas nodulosas y facies asociadas, j.- calizas pelágicas, k.- calizas tableadas. l.- dolomías, m.- margas y arcillas con yesos, n.- ammonites. o.- foraminíferos planctónicos, p.- lamelibranchios, q.- crinoides. r.- braquiópodos. s.- tintínidos.

Ammonites en el Fm. Torcal, de Tintínidos en los términos superiores de la misma formación y de Foraminíferos planctónicos en los términos más recientes (Grupo Espartina), permiten establecer biocorrelaciones entre numerosos niveles de las diferentes secciones estratigráficas.

La cronocorrelación sería la comparación de superficies consideradas isócronas en las tres secciones estratigráficas. Estas superficies se tienen que reconocer indirectamente a partir de los criterios bioestratigráficos que indiquen edad con mayor precisión (p.ej. biohorizontes de primera aparición de los fósiles característicos, límite de biozonas, etc.) o de los criterios litoestratigráficos que indiquen fenómenos simultáneos en el área que cubra las tres secciones estratigráficas (p.ej. superficies de discontinuidad estratigráfica, cambios litológicos bruscos, etc.). Todas las líneas de correlación marcadas en la figura 17.1 son realmente líneas de cronocorrelación, basadas en criterios bioestratigráficos y litoestratigráficos (o litológicos) seleccionados por indicar líneas isócronas. Así, en el límite entre las formaciones Endrinal y Torcal comparados por litocorrelación, se constata que los primeros fósiles presentes por encima, en las tres secciones estratigráficas, son de la misma biozona (zona de Riazi, del Oxfordiense medio), por lo que puede considerarse como límite de biocorrelación y, a su vez, de cronocorrelación. La línea de puntos que se dibuja cercana al techo de la Fm. Torcal (fig. 17.1) uniendo las tres secciones estratigráficas, es la línea de biocorrelación que marca la primera aparición de los Tintínidos y que puede considerarse igualmente como de cronocorrelación: base del Tithónico (o Tithoniense) superior. El límite entre los grupos Libar y Espartina se correlaciona por criterios litológicos (litocorrelación) ya que hay un cambio brusco de facies y una superficie de paraconformidad muy manifiesta (localmente con diques neptúnicos). También se correlaciona por criterios de fósiles (biocorrelación) ya que los fósiles por debajo y por encima de la discontinuidad son de edad muy diferentes (ver González-Donoso *et al.*, 1983). En definitiva, es uno de los límites que con mayor fiabilidad se pueden hacer correlacionar temporalmente (cronocorrelación) en toda la región, aunque en este caso, debido a que existe un hiato que comprende gran parte del Cretácico inferior, haya mayores dificultades para fijar la edad exacta del fenómeno que se refleja en dicho cambio.

Los métodos de correlación son muy diversos y tienen diferente grado de fiabilidad según la escala de la correlación. Existen métodos de gran fiabilidad a escala local que no pueden ser aplicados a escalas mayores. Así, por ejemplo, cuando se correlacionan secciones estratigráficas muy cercanas, los métodos más fiables son los de autocorrelación. Consisten en seguir una superficie de estratificación (considerada isócrona) en sus afloramientos y representarla en un mapa. Estos métodos no son aplicables a escala regional y, menos aún, global. En correlaciones a nivel de cuenca sedimentaria tendrán importancia los métodos de correlación basados en criterios

estratigráficos (p.ej. discontinuidades), reconocibles en superficie o en perfiles sísmicos, que permitan dividir el relleno sedimentario de la misma en unidades temporales separadas por eventos. En correlaciones globales los criterios fundamentales serán aquellos que faciliten el reconocimiento de isócronas en la totalidad de la Tierra, como, por ejemplo, los biohorizontes de los fósiles característicos y las inversiones de campo magnético.

Los métodos de correlación ideales serían aquellos que tuviesen un grado de fiabilidad muy alto en cualquiera de las escalas y que pudieran aplicarse en cualquier tipo de material. Estos métodos no existen en la realidad, y los que más se acercan a ellos son los bio-cronoestratigráficos aunque con importantes limitaciones, tales como que no se pueden aplicar al Precámbrico, que es necesaria la presencia de fósiles y que presentan graves dificultades para correlacionar materiales marinos con continentales.

En función del tipo de criterio seguido para el reconocimiento se van a diferenciar, de acuerdo con Corrales *et al.* (1977), dos grandes grupos de métodos: los basados en aspectos físicos, que incluyen los litológicos y los instrumentales, y los basados en la interpretación de los fósiles.

17.2.1.- Métodos físicos

Bajo este epígrafe se incluyen todos los métodos basados en la observación y/o en la medida de sus propiedades físicas (incluida la propia litología) de las diferentes rocas representadas en las secciones estratigráficas que se quieren comparar. Se incluyen, además, algunos métodos que realmente consisten en el reconocimiento de niveles con diferente composición química (p.ej. quimioestratigráficos) pero en los que las medidas usualmente se hacen por métodos físicos de microanálisis.

Dentro de los métodos físicos de correlación se diferencian cinco tipos: 1^o.- *Autocorrelación*, basados en la continuidad de las superficies de estratificación (o de determinados reflectores) y aplicables tanto en campo como en perfiles sísmicos. 2^o.- *Métodos litológicos*, o de litocorrelación propiamente dicha, incluyen a su vez diversos subtipos según se apliquen directamente en el campo o mediante estudios en el laboratorio de los componentes de las rocas. 3^o.- *Métodos basados en propiedades físicas*, que comprenden a su vez dos subtipos: los magnetoestratigráficos y los aplicados a partir de las diagráfias. 4^o.- *Métodos radiométricos*, que consisten en la comparación de las dataciones radiométricas de materiales de diferentes secciones estratigráficas. 5^o.- *Métodos litoestratigráficos* que se basan en el reconocimiento de superficies de estratificación peculiares, reflejo de un fenómeno común, que indiquen isocronía y que, por tanto, permitan comparar dos o más secciones.

Una vez más conviene insistir en que el grado de fiabilidad de

los diferentes métodos aumentará con el uso conjunto de todos ellos o parte de los mismos, así como del uso coordinado con los métodos basados en el análisis del contenido fosilífero sobre los que se tratará en el epígrafe siguiente (17.2.2).

17.2.1.1.- Métodos de autocorrelación (en campo y en perfiles sísmicos)

Se trata de la aplicación de uno de los principios fundamentales de la Estratigrafía, el "principio de la horizontalidad y continuidad lateral de los estratos" (ver capítulo 1), según el cual una superficie de estratificación puede considerarse como isócrona. Cuando una superficie de estratificación pueda ser observada (o reconocida instrumentalmente) puede aplicarse este criterio. El método, a pesar de su gran simplicidad, es bastante fiable, pero presenta graves limitaciones de aplicación ya que solamente es utilizable en correlaciones locales y con condiciones de observación excepcionales.

En el campo la extensión en la que se pueden reconocer es muy diversa ya que en unos casos están cubiertas por materiales más modernos o por suelos y en otros se pierden por erosión o por efecto de pliegues o fallas que hunden o levantan la superficie de estratificación de referencia por encima o debajo de la superficie topográfica. En condiciones de observación normal las superficies de estratificación individuales se pueden seguir en el campo (a veces con un gran esfuerzo) solamente algunas decenas (incluso la centena) de metros. En algunos casos en los que las condiciones de observación son muy buenas, con capas subhorizontales, se supera el kilómetro e incluso la decena de kilómetros. Ejemplos excepcionales como el conocido Cañón del Colorado (fig. 17.2) permiten seguir superficies de estratificación de capas subhorizontales varias decenas de kilómetros y establecer correlaciones regionales.

Mediante las técnicas de teledetección, en especial con el uso de fotografías aéreas, se facilita la aplicación de este criterio ya que permite mostrar con gran fiabilidad la traza de una superficie de estratificación sobre la superficie topográfica (fig. 17.3) y permite reconocerla incluso cuando haya sectores donde dicha superficie esté oculta por suelos o por materiales más modernos.

En el levantamiento de mapas geológicos se combinan los dos tipos de criterios de autocorrelación anteriores (observación en el campo y fotografía aérea) de manera que las superficies que se dibujan sobre el mapa topográfico son superficies de separación de unidades estratigráficas, las cuales suelen ser superficies de estratificación reconocibles y por tanto que separan materiales de diferente edad. Se está, por tanto, dibujando la traza sobre el mapa de una superficie isócrona, cuya edad podrá ser establecida por otros métodos (p.ej. bioestratigráficos).

Mayor aplicabilidad tiene aún este método en la interpretación

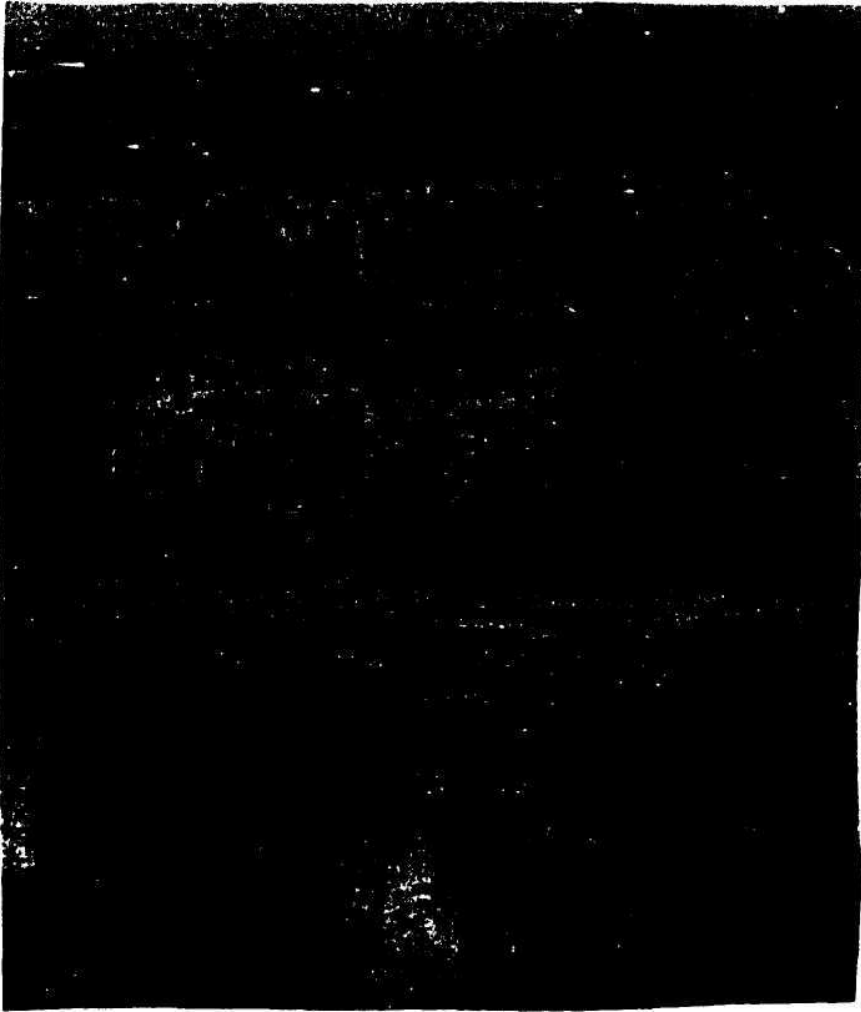
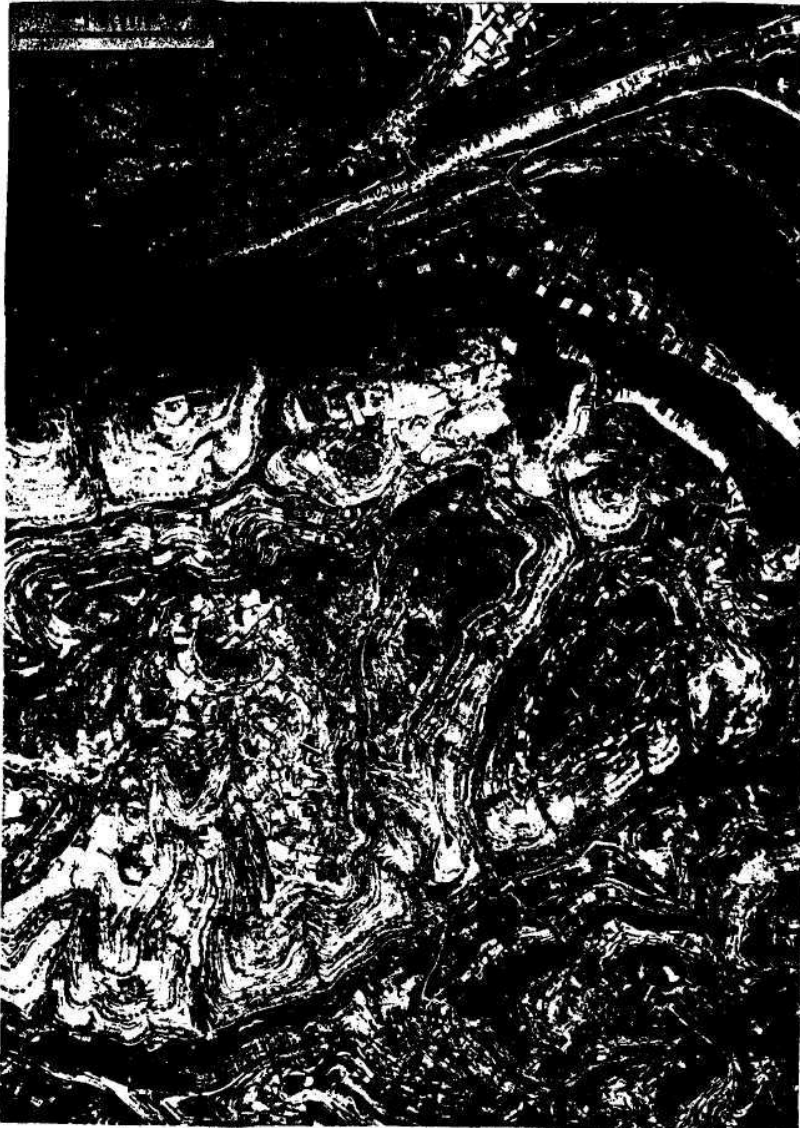


Figura 17.2.- Vista del Cañón del Colorado en el que se puede observar la continuidad lateral de los estratos y la posibilidad de aplicar el criterio de autocorrelación a larga distancia.

de perfiles sísmicos. Cada nivel reflectante de un perfil sísmico no es -más que una superficie de estratificación que separa materiales de diferente velocidad de propagación de ondas elásticas (diferente litología y facies sísmicas). Por la geometría de las superficies reflectantes se puede deducir si se trata de superficies de continuidad o discontinuidad (ver capítulo 10). Aquí nos interesan como criterio de autocorrelación las superficies de continuidad y en ellas se consideran como isócronas la superficie en todo el sector que se pueda reconocer. Generalmente pueden seguirse durante extensio-

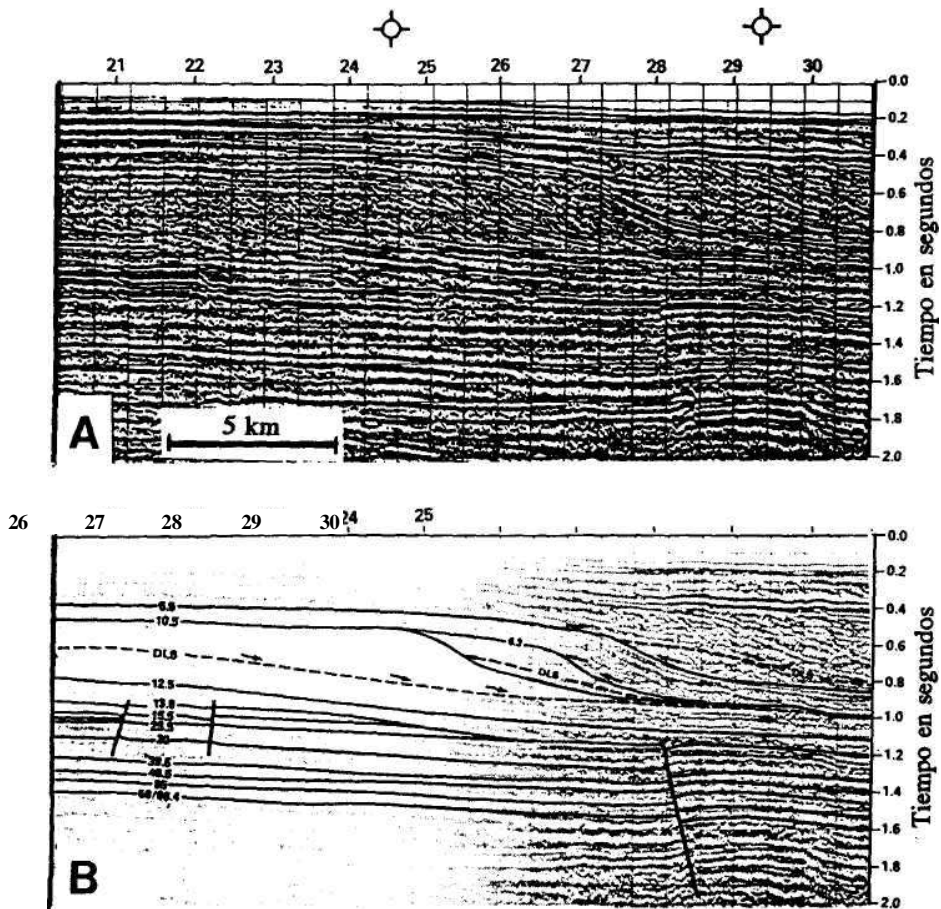


...Trazas de superficies de estratificación reconocidas en la fotografía aérea vertical (método de autocorrelación).

Figura 17.3.- Ejemplo de autocorrelación aplicado en fotografía aérea. Se marcan algunas líneas de estratificación que son líneas isócronas.

nes de decenas de kilómetros (fig. 17.4), por tanto mucho mayores que las de la aplicación del método mediante observación directa.

Como ya se planteaba en el capítulo 5 los métodos sísmicos tienen las limitaciones de disponer solo de medidas físicas, pero completando (calando) con los datos de un sondeo, en el mismo sector, dichas medidas pasan a tener un significado geológico, ya que se conocerán las litologías, velocidades de propagación de las ondas elásticas (por tanto espesores reales de unidades), contenido en microfósiles, etc. Para valorar la edad de las superficies isócronas reconocidas en un perfil sísmico es necesario disponer de muestras



sólidas de un sondeo realizado en la misma región y proceder a la datación mediante fósiles (casi exclusivamente de los microfósiles). En el ejemplo de la figura 17.4 los autores (Greenlee y Moore, 1988) reconocen y datan varias líneas isócronas (desde 5,5 Ma a 58 Ma) a partir de los datos suministrados por las muestras sólidas obtenidas en dos sondeos. Se trata de un fragmento de un perfil sísmico en un margen continental adyacente a las costas atlánticas de Estados Unidos con una longitud de 20 km (el fragmento reproducido) y una información hasta 2 segundos de penetración (aproximadamente 2 km de profundidad desde el fondo marino). Las líneas isócronas reconocidas por autocorrelación superan los límites geográficos del perfil sísmico.

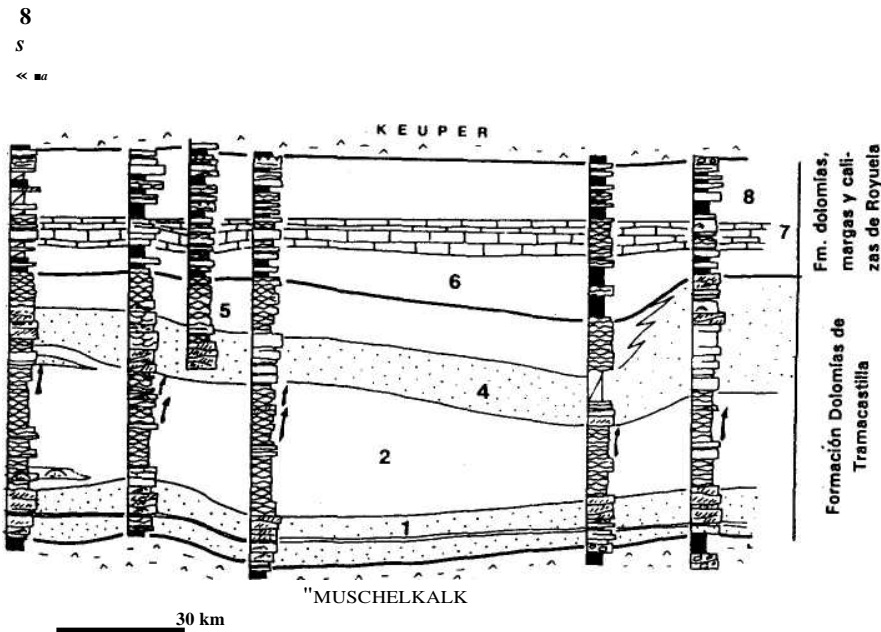
17.2.1.2.- Métodos Litológicos

Se incluyen bajo este epígrafe a todos los métodos de litocorrelación propiamente dichos, que se basan en el estudio de los cambios litológicos bruscos y en la presencia de algunos niveles de litologías especiales detectados a simple vista en el campo (niveles guía) o reconocidos instrumentalmente, entre ellos los detectados mediante estudios de laboratorio. A efectos de la correlación, se considera que los cambios litológicos reconocibles en dos secciones estratigráficas diferentes son debidos a un mismo fenómeno y que, en el caso que hubiese sido simultáneo en todas las secciones estratigráficas, serviría como criterio de cronocorrelación. La simultaneidad de un fenómeno que quede reflejado en dos (o más) secciones estratigráficas, será más probable cuando se trate de correlaciones locales y cuando se trate de un evento. En correlaciones regionales es necesario estudiar, coordinadamente con otros métodos de correlación (p.ej. bioestratigráficos, magnetoestratigráficos, etc.), la posible simultaneidad de los fenómenos y de este modo delimitar claramente si lo que se realiza es una litocorrelación simple, sin connotación de edad, o por el contrario puede tratarse de una litocorrelación, que a su vez deriva en una cronocorrelación basada en criterios litológicos.

Cambios litológicos bruscos

Uno de los criterios de litocorrelación más usuales es el basado en los cambios litológicos bruscos observables en varias secciones estratigráficas. Consiste en hacer corresponder los límites netos entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas, que sean reconocibles en las diferentes secciones estratigráficas que se comparen. Como ya se planteó en el capítulo 7 (figura 7.2) los límites de unidades litoestratigráficas superpuestas pueden ser paralelos u oblicuos a las isócronas. Al correlacionar los límites entre unidades en todos los casos se establece una litocorrelación, pero cuando el límite es isócrono será, además, una cronocorrelación. Igualmente

en el mismo capítulo 7 (figura 7.5) se planteaba una idea muy interesante que se vuelve a desarrollar aquí. Se trata de que en la distribución de asociaciones de facies con gran frecuencia había intervalos de somerización lenta en los que los materiales cambian oblicuamente de facies cumpliéndose la ley de Walther y separados por superficies de cambio brusco, coincidente con isócronas, que indicaban momentos de profundizaciones bruscas en el medio. Evidentemente estas superficies son las que pueden utilizarse como criterio de litocorrelación y si se puede demostrar que se trata de la misma superficie (reflejo del mismo fenómeno) constituyen además un criterio de cronocorrelación.



[7] Tramo semicubierto
es Cantos planos
◀◀ Cantos negros (*black pebbles*)
TT Grietas de desecación
/ Secuencias de somerización
MEDIO

p5*i* Laminaciones de algas
[ÍSTSF] *Mounds*
[SggSj] Dolomías nodulosas
[-:■:---:] Dolomías con textura calcarenítica
[---] Lutitas, margas y yesos
[◐: i :◑] Calizas negras
ftCII *Ripples*
ÜH Tramo masivo

Figura 17.5.- Ejemplo de litocorrelación basado en cambios litológicos bruscos, realizado entre diferentes secciones estratigráficas del Muschelkalk superior de la Cordillera Ibérica, por Pérez-Arlucea (1991). Los números indican los diferentes miembros definidos por la autora dentro de las formaciones indicadas: 1.- Dolomías bioclásticas de Gea de Albarracín. 2.- Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz. 4.- Dolomías bioclásticas y oolíticas del Cuervo. 5.- Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela. 6.- Dolomías y margas de Libros. 7.- Calizas negras de Libros. 8.- Calizas, margas y dolomías de Villed. Explicación en el texto.

En la práctica, la isocronía o no de las superficies que limitan unidades litoestratigráficas se deduce a partir de la correlación entre diferentes secciones estratigráficas. Para ello en todos los casos se establece inicialmente una litocorrelación y posteriormente se aplican nuevos métodos de correlación (bioestratigráficos, magnetoestratigráficos, etc.) que permitan comprobar la isocronía o heterocronía de dichas superficies y, por tanto, la validez o no del criterio para la cronocorrelación. Las posibilidades de uso serán mayores cuando se cumplan las dos condiciones siguientes: que se trate de secciones estratigráficas cercanas entre sí y que se trate de cambios muy bruscos que sean el reflejo de modificaciones muy rápidas de batimetría o de clima, acaecidas en el medio sedimentario. Para su posible utilización hay que considerar una tercera condición, que no por obvia es menos importante, y es que se trate de superficies fácilmente reconocibles mediante la observación. Así por ejemplo un cambio batimétrico quedará netamente reflejado en medios marinos someros, en los que se pase de 5 a 50 m de profundidad, mientras que puede pasar desapercibidos en medios pelágicos, en los que se pase de 1.000 a 1.050 m.

Para el correcto levantamiento de mapas geológicos se usan, además de los criterios de autocorrelación ya comentados, los basados en cambios litológicos bruscos. Los límites que se dibujan en un mapa son límites entre unidades litoestratigráficas, que coinciden con cambios litológicos, en muchos casos bruscos, y que, a su vez, cuando se trate de una relación de concordancia, son superficies de estratificación.

En la figura 17.5 se presenta un ejemplo de litocorrelación basado en cambios litológicos bruscos. El ejemplo ha sido tomado de una publicación reciente (Pérez-Arlucea, 1991) en la que se correlacionan diferentes secciones estratigráficas del Muschelkalk superior de la Cordillera Ibérica. La unidad litoestratigráfica marcada con el 7 (Calizas negras de Libros) presenta tanto el techo como el muro jalonados por cambios litológicos bruscos, que se correlacionan considerando además como probable que se trate de una superficie isócrona que marca cambios bruscos en la cuenca sedimentaria simultáneos en amplios sectores. La base de la unidad 1 (Dolomías bioclásticas de Gea de Albarracín) igualmente viene marcado por un cambio litológico muy brusco y semejante en toda la cuenca. Los límites de la unidad 4 (Dolomías bioclásticas y oolíticas del Cuervo) que están jalonados por un cambio textural (de calcarenitas a otras texturas), y también se correlacionan, aunque en este caso, al menos en algunos sectores, se trata simplemente de una litocorrelación y no de una cronocorrelación.

En la interpretación de perfiles sísmicos, al delimitar unidades litosísmicas (ver capítulo 5), se está aplicando este criterio. En efecto, cuando se trazan líneas que separen materiales con diferentes facies sísmicas, normalmente se están trazando superficies que son el reflejo de cambios bruscos de litología. En estos perfiles se

pueden diferenciar, además, las superficies de estratificación con lo que se obtienen dos aspectos complementarios: el primero es el establecimiento de correlaciones dentro de una misma unidad con el criterio de autocorrelación y el segundo el reconocimiento del carácter concordante o discordante de la relación entre dos unidades.

Niveles guía

Otro criterio de litocorrelación muy utilizado es el basado en el reconocimiento de "niveles guía". Con este nombre se denominan los niveles (estratos o grupos de estratos) con características litológicas especiales que se intercalan entre materiales mayoritarios de otra naturaleza. Con dos ejemplos simples se puede entender bien este tipo de criterio. El primero lo constituye una capa, generalmente de menos de 1 m de espesor, de oolitos ferruginosos (Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío definida por Gómez, 1979) que aflora en la mayor parte de la Cordillera Ibérica jalonando el límite entre Jurásico medio y superior, constituyendo un nivel guía de extensión muy amplia. Un segundo ejemplo, de carácter más local, son los niveles individuales de cantos negros dentro de secciones estratigráficas de calizas tanto de medios marinos someros como lacustres, y que marcan episodios especiales de redepósito en condiciones de exposición subaérea (Vera y Jiménez de Cisneros, 1993). En ambos ejemplos se tienen niveles guía formados en unas condiciones especiales que pueden considerarse como isócronos en varias secciones estratigráficas y, por tanto, servir de criterio de correlación.

Los mejores ejemplos de niveles guía se pueden encontrar en los depósitos formados por eventos (eventitas) a los que se aludía en el capítulo 15 y figura 15.1. Un especial interés tendrán aquellos niveles cuya litología sea diferente de los infrayacentes y los suprayacentes y que tengan una extensión amplia. A continuación se consideran la aplicación de este criterio de correlación en ejemplos de secciones estratigráficas con niveles de carbón, con turbiditas, con niveles piroclásticos y con paleosuelos.

Un ejemplo excelente de nivel guía lo constituyen los niveles individuales de carbón que se intercalan entre los materiales detríticos de una sección estratigráfica de una cuenca carbonífera. El depósito de una capa de carbón usualmente se forma ligado a un evento de inundación y enterramiento brusco de la vegetación. En la figura 17.6 se presenta un ejemplo idealizado de litocorrelación entre dos secciones estratigráficas con niveles de carbón, tomado de Nemeč (1988), autor que lo aplica también, en el mismo trabajo, a casos concretos. Se correlacionan dos secciones estratigráficas levantadas dentro de una misma cuenca. Para su correlación se utiliza el sistema gráfico de correlación de Shaw (1964), al que algunos autores han llamado recientemente "diagrama de Shaw". Este

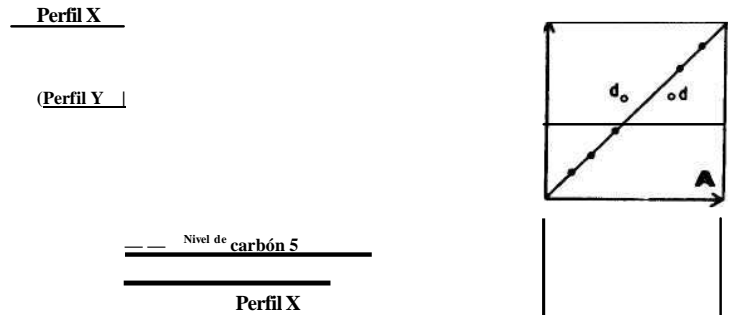
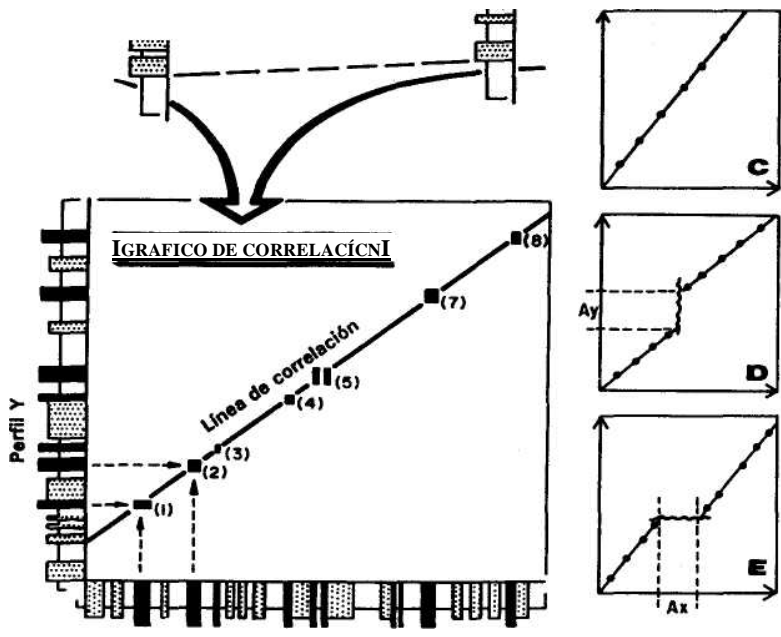


Figura 17.6.- Ejemplo de litocorrelación entre dos secciones estratigráficas con niveles de carbón, dentro de una misma cuenca, utilizando el sistema gráfico de correlación de Shaw, según Nemeč (1988). Las dos secciones o perfiles estratigráficos (X e Y) se colocan en un eje de coordenadas. El eje de las coordenadas se hace coincidir con una superficie de correlación isócrona reconocible en la base de cada una de las secciones. A partir de ella se van comparando los diferentes niveles de carbón y se traza la línea de correlación. Todos los puntos que queden situados sobre esta línea o muy cercanos se consideran isócronos en ambas secciones. A.- Correlación lineal de dos perfiles con la misma potencia; con la letra d se marcan los niveles diacrónicos (aquellos que se separan de la línea de correlación). B.- Correlación entre dos perfiles en la que el perfil X tiene una mayor potencia (mayor tasa de sedimentación). C.- Correlación entre dos perfiles en la que el perfil Y tiene una mayor potencia. D.- Modo gráfico de detectar y cuantificar un hiato en el perfil X. E.- Modo gráfico de detectar y cuantificar un hiato en el perfil Y.

506



sistema de representación consiste en colocar las dos secciones o perfiles estratigráficos (X e Y), en un eje de coordenadas dibujados con la misma escala.

El eje de coordenadas se hace coincidir con una superficie de correlación (isócrona) reconocible en la base de cada una de las secciones, la cual servirá de referencia para iniciar la correlación. A partir de ella se van comparando los diferentes niveles de carbón y se traza la línea de correlación. La mayor o menor dispersión de los puntos con respecto a la línea, puede expresarse numéricamente con el coeficiente de correlación aplicando las técnicas usuales en Estadística. Todos los puntos que queden situados sobre la línea o muy cerca de la misma, se consideran isócronos en ambas secciones, mientras que aquellos que se separen de la línea marcarán posibles fenómenos o niveles diacrónicos (d de la figura 17.6A). Cuando las potencias de ambas secciones estratigráficas sean semejantes y, por tanto, las tasas de sedimentación también habrían sido análogas, habrá una correlación lineal de dos perfiles con una inclinación de 45 grados. Cuando las potencias en uno de los perfiles sean mayores que en el otro las líneas de correlación cambiarán de ángulo (fig. 17.6B,C) con respecto a los 45 grados anteriores. Cuando en uno de los perfiles haya un intervalo no representado (un hiato) éste quedará fácilmente detectado por saltos bruscos en las líneas de correlación (fig. 17.6E,D). Esta técnica de representación (diagrama de Shaw) permitirá detectar los cambios de tasas de sedimentación de una sección con respecto a la otra, en intervalos de tiempo diferentes. Asimismo servirá para detectar la posición exacta de interrupciones sedimentarias o superficies erosivas expresadas en hiatos.

En cuencas turbidíticas en las que se disponen de secciones estratigráficas a veces de potencias muy grandes (varios miles de metros) y en las que, con frecuencia, el control bioestratigráfico no es muy preciso, por la ausencia de fósiles (o las removilizaciones de los mismos que dificulten la datación), se han utilizado las técnicas de litocorrelación. Se pretende establecer una correlación de gran precisión a partir de algunos niveles turbidíticos aislados de características especiales, como son niveles potentes con estructura interna caótica (ruditas intraformacionales y/o *debris flows*) y niveles de megaturbiditas que se puedan reconocer en varias secciones estratigráficas, siempre dentro de una misma cuenca sedimentaria. En ambos casos se trata de capas de gran potencia (megacapas) formadas por eventos que pueden afectar a amplios sectores de una cuenca y que movilizan y redepositan enormes volúmenes de materiales. El reconocimiento de cada una de las capas significativas permite la cronocorrelación. Generalmente, este criterio se usa combinado con el de autocorrelación, de manera que no solamente se comparan dos (o más) secciones estratigráficas entre sí sino que se intenta seguir en el campo o mediante perfiles sísmicos, la continuidad de las capas individuales de características especiales en los sectores comprendidos entre ellas.

En la figura fig. 17.7 se reproduce parcialmente un gráfico de correlación de Mutti (1992) para turbiditas del Grupo Hecho, del Eoceno en el Pirineo aragonés, en las que se establece la correlación entre cinco secciones estratigráficas, relativamente cercanas. En todas ellas se reconocen dos niveles guía: uno de megaturbiditas y otro basal denominado "unidad caótica" que permiten establecer cronocorrelaciones, ya que se consideran cada uno de ellos isócrono y depositado en relación con un evento concreto. La comparación de los otros niveles sería una litocorrelación sin garantía de

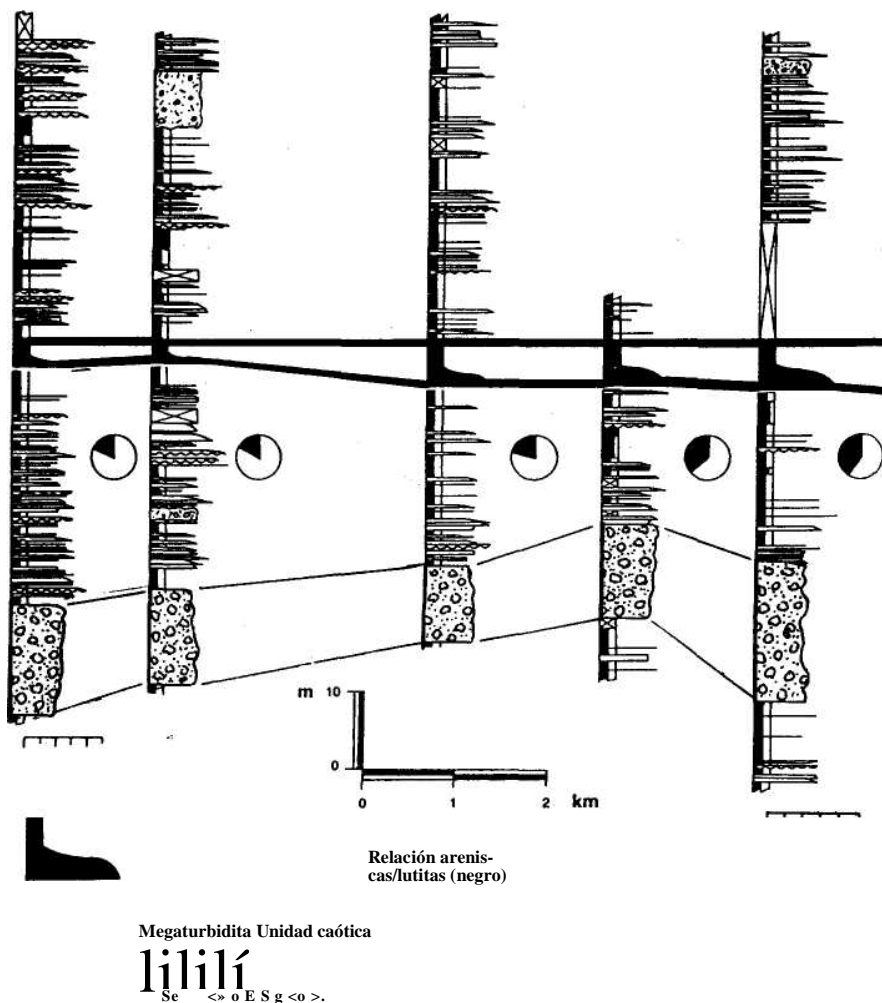


Figura 17.7.- Ejemplo de litocorrelación local basada en la continuidad de niveles turbidíticos (según Mutti, 1992). El ejemplo corresponde a un conjunto de perfiles estratigráficos levantados en las proximidades del Río Ara, en el Pirineo aragonés, en las turbiditas del Eoceno del Grupo Hecho. Se consideran como niveles guía para establecer la correlación las unidades caóticas (brechas intraformacionales), *debrisflow* y las megaturbiditas.

que se trate de niveles isócronos, dada la similitud entre las diferentes capas. Las turbiditas del Grupo Hecho han podido ser estudiadas en gran detalle, gracias al reconocimiento de ocho megacapas, observables en el campo y reconocibles en perfiles sísmicos.

En la figura 17.8 se presenta un espectacular ejemplo de correlación entre secciones estratigráficas con niveles turbidíticos. El ejemplo corresponde a un trabajo de Ricci-Lucchi y Valmori (1980) sobre las turbiditas de la Formación Marnoso-arenacea del Mioceno de los Apeninos. En los materiales turbidíticos diferencian un nivel guía que se conoce en la bibliografía regional con el nombre de "Capa de la Contessa" caracterizado por su gran potencia (5-15 m) y formado por turbiditas calcáreas (calcarenitas) lo que contrasta

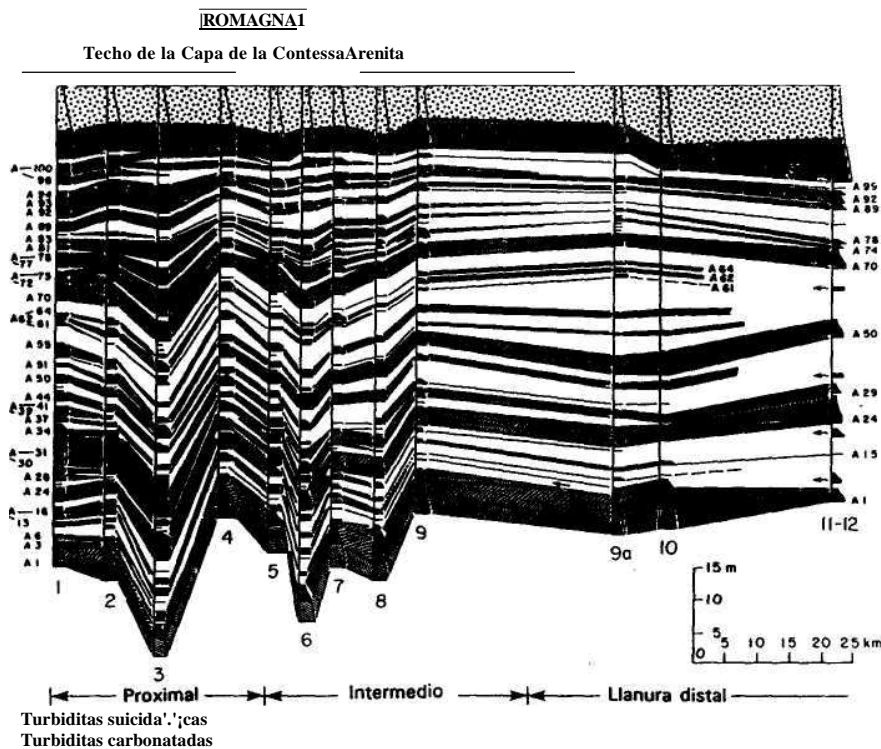


Figura 17.8.- Ejemplo de litocorrelación regional basada en el reconocimiento de depósitos turbidíticos y afines en el Mioceno de los Apeninos (Lucchi y Valmori, 1980). La Capa de la Contessa constituye un magnífico ejemplo de nivel guía, ya que está formada por calcarenitas turbidíticas de gran potencia y continuidad. Los términos inferiores al nivel guía (en unos 60 metros de espesor) se correlacionan en una extensión de más de 180 km, reconociendo los niveles de turbiditas terrígenas y turbiditas carbonatadas más potentes (p.ej. A1, A24, A50, A70, etc).

con los niveles turbidíticos terrígenos. Este nivel guía puede ser reconocido en el campo, de manera relativamente continua, en áreas de más de 200 km de distancia. Aplicando el criterio de autocorrelación y el principio de la superposición, los materiales turbidíticos se dividen, por estos autores, en pre-Contessa y post-Contessa. En la figura 17.8 se representan 12 secciones estratigráficas en el techo de las cuales se localiza la "Capa de la Contessa", por tanto para los materiales pre-Contessa. La distancia entre las secciones estratigráficas más alejadas es de 180 km. La correlación (litocorrelación) se establece haciendo equivalentes los niveles turbidíticos más significativos por su espesor (p.ej. A-1) que son las que probablemente signifiquen depósitos de eventos más drásticos y representativos.

Especial interés tienen como criterio de litocorrelación, los niveles piroclásticos que se intercalan entre rocas sedimentarias y constituyen niveles guía. Cada uno de los niveles piroclásticos es la expresión de un evento volcánico (ver capítulo 15) y puede ser considerado como nivel guía en toda su extensión. En secciones estratigráficas en las que se superpongan varios niveles piroclásticos, cada uno de ellos suele presentar propiedades geoquímicas diferentes en sectores muy amplios, lo que permite el reconocimiento individual de los mismos, con lo que se tienen diversos y excelentes criterios de cronocorrelación. Se conocen ejemplos en los que se realizan correlaciones entre secciones estratigráficas distantes más de 100 km entre sí, con gran precisión gracias a los niveles piroclásticos intercalados. En el capítulo 15 se incluía un ejemplo (fig. 15.9) en el que se correlacionaban entre sí varias secciones estratigráficas distantes entre sí hasta 500 km, en el que en tan sólo unos 15 metros de espesor, se tenían 5 niveles guía de bentonitas reconocibles individualmente gracias a sus propiedades geoquímicas.

En secciones estratigráficas de materiales continentales, los niveles guía más usuales son los paleosuelos, incluidos los caliches. Se trata de niveles que implican interrupciones sedimentarias y procesos de edafización, cuyo resultado dependerá de los factores climáticos. Como en los casos anteriores la correlación mediante paleosuelos en general, o caliches en particular, se suele hacer combinándola con la técnica de autocorrelación, de manera que se intentará establecer la equivalencia de algunos niveles (p.ej. los más potentes) mediante la observación directa de los mismos en el campo, en el sector comprendido entre las dos secciones estratigráficas.

Componentes mayoritarios y minoritarios (elementos traza e isótopos)

Los criterios litológicos pueden ser también aplicados a partir del estudio de los componentes (minerales y/o elementos químicos) de múltiples muestras a lo largo de las secciones estratigráficas que

se quieren comparar. Desde el primer momento se quiere llamar la atención sobre el enorme trabajo que conlleva la aplicación de estos métodos, ya que es necesario estudiar cientos o miles de muestras. Pese a ello, con frecuencia, los resultados obtenidos no aportan grandes precisiones con respecto a otros criterios de correlación más simples de utilizar. En los estudios efectuados en las muestras de los materiales atravesados por los sondeos marinos profundos de los programas DSDP y ODP, se hace sistemáticamente la medida muy detallada de todos los componentes lo que aporta una enorme fuente de información. En la mayoría de los casos, la aplicación de estos métodos se limita a comparar algunas secciones estratigráficas levantadas en el campo con las establecidas en estos sondeos, para llegar a establecer correlaciones muy precisas. En otros casos de trata de criterios que permiten precisar la correlación dentro de términos litológicos aparentemente muy semejantes, en los que mediante estudios de laboratorio se detectan niveles de composición anómala correlacionables.

En cuanto a los componentes mayoritarios se dispone de correlaciones muy precisas para materiales pliocenos y cuaternarios a partir del contenido en carbonatos y en residuo insoluble. En la figura 14.1 se mostraba un ejemplo de las variaciones de los carbonatos en los primeros cien metros atravesados en uno de estos sondeos, en la que se constataba una ciclicidad muy marcada, controlada por los cambios climáticos de la banda de frecuencia de los ciclos de Milankovitch. Empezando a contar desde la superficie del fondo marino (o a partir de niveles de rocas piroclásticas intercaladas), se pueden establecer correlaciones entre los ciclos sucesivos reconocidos en cada una de las secciones estratigráficas con un alto grado de precisión (menos de 100 ka). En materiales antiguos este criterio de correlación tiene menor interés ya que su uso queda subordinado a poder establecer previamente correlaciones exactas por otros métodos. Una vez establecida esta correlación precisa previa, los ciclos situados por encima y por debajo de la isócrona correspondiente se pueden correlacionar uno a uno, simplemente numerándolos.

El contenido en componentes minoritarios se puede utilizar igualmente como criterio de correlación. En la figura 14.2 (en el capítulo de Quimioestratigrafía) se presentaba una correlación entre el contenido en carbonatos, la relación Sr/Ca, el Mg, el Mn y el Fe, por lo que estos valores pueden servir, igualmente, de criterio de correlación, con las limitaciones ya indicadas.

El contenido en materia orgánica igualmente puede ser un buen criterio de correlación ya que permite reconocer intervalos de contenido anómalo que pueden ser correlacionables entre varias secciones estratigráficas. Estos niveles son debidos a episodios con condiciones oceanográficas especiales (euxínicas), que afectan a amplias regiones de una cuenca. El contenido anómalo de materia orgánica usualmente queda reflejado en un cambio de color de las rocas

estratificadas, lo que facilita su detección en el terreno y con ello la selección»de los intervalos para la toma de muestras.

El contenido en minerales pesados o en minerales de la arcilla en los diferentes términos de dos secciones estratigráficas puede, ocasionalmente, utilizarse como criterio de correlación. Para ello es necesario que en ambas secciones se detecten superficies que jalonen cambios bruscos de las asociaciones de minerales pesados o de las arcillas debidos a cambios ambientales que afecten a toda la cuenca. En otro caso se basa en el reconocimiento de un nivel con contenido anómalo en dichos minerales (pesados o de las arcillas, según el caso) y cuya génesis sea debida a un factor común (p.ej. climático) que afecte al conjunto de la cuenca sedimentaria. Su uso como método de correlación es muy limitado, ya que con otras técnicas más simples y más rápidas, en la mayoría de los casos, se puede establecer correlaciones incluso más fiables y con un esfuerzo mucho menor.

Las variaciones en los contenidos en elementos traza, como el Sr, el Mg, el Mn, etc, en sedimentos pelágicos carbonatados, han sido eventualmente utilizadas como criterio de correlación entre secciones estratigráficas levantadas a partir de los sondeos oceánicos. Su utilidad para la correlación en secciones estratigráficas levantadas en el campo en la actualidad se puede considerar más potencial que real, ya que implican un trabajo enorme de muestreo y determinaciones de laboratorio sin una mínima garantía de resultados positivos.

Los niveles milimétricos o centimétricos de contenido anómalo en Ir y otros metales del platino, a los que se aludió en el capítulo 15 como niveles que se consideran como la posible expresión de colisiones de meteoritos, pueden considerarse al menos teóricamente como niveles que permiten correlaciones muy precisas incluso globales. En la práctica no se utilizan realmente como criterio de correlación (o sea, como herramienta de trabajo), ya que lo que se hace normalmente es que con la utilización de otros criterios (lito-, bio- y magneto-estratigráficos) se delimita el intervalo de la sección estratigráfica en el que se debe realizar el muestreo detallado que facilite el reconocimiento del nivel geoquímicamente anómalo.

Los contenidos en isótopos estables (^{18}O y ^{13}C) a lo largo de una sección estratigráfica puede constituir un excelente criterio de correlación, aunque presenta algunas limitaciones. Se basa en que la consideración de que los cambios de ambas razones isotópicas pueden venir reguladas por fenómenos alocíclicos que afecten al conjunto de una cuenca sedimentaria (p.ej. cambios del nivel del mar) o incluso que afecten al conjunto de la Tierra (cambios climáticos). La limitación para su uso como criterio de correlación (aparte de las posibles modificaciones diagenéticas) consiste en que se trata de cambios cíclicos que incluso se pueden repetir periódicamente y que por tanto se expresan de manera semejante todos ellos. Para una correlación precisa tienen una mayor importancia los cam-

bios del 5^{18}O que se deben esencialmente a cambios climáticos inducidos astronómicamente (ciclos de Milankovitch). Por el contrario, para una correlación menos precisa (intervalos de mayor duración) pueden llegar a ser más interesantes las modificaciones del 8^{13}C que se deben esencialmente a cambios del nivel del mar.

En el capítulo de Quimioestratigrafía, concretamente en la figura 14.7, se presentó un ejemplo de correlación entre los materiales más superficiales (los primeros 25 metros) de un sondeo oceánico y los de un testigo de pistón de áreas geográficas muy distantes. En el primero se dispone de los datos del contenido en carbonatos y en 8^{18}O y en el segundo solamente de la razón isotópica indicada. Se puede establecer una correlación muy precisa entre ambas secciones estratigráficas, en las cuales el nivel más alto es siempre el fondo marino. En ambos casos se reconocen los estadios isotópicos sobre los que se trató detenidamente en el capítulo 14. El estudio magnetoestratigráfico de los materiales permite disponer, además, de otro jalón de correlación diferente, con lo que aumenta la fiabilidad.

En la figura 17.9 se reproduce un interesante ejemplo de correlación global por criterios quimioestratigráficos, tomado de Williams *et al.* (1988). Se correlacionan los valores del 8^{18}O entre cuatro testigos de pistón de muy diferentes localidades, uno extraído del Atlántico norte al sur de Islandia (552A), otro del Caribe (502B), el tercero del Pacífico ecuatorial cercano a Panamá (504) y el cuarto del Pacífico ecuatorial al NW de Nueva Guinea (V28-239). En las secciones estratigráficas de los cuatro testigos de pistón, para el último millón de años se reconocen 28 estadios isotópicos correlacionares, cuya duración media es de 35-40 ka, por tanto dentro de la banda de frecuencia de Milankovitch.

La aplicación de estos criterios a secciones estratigráficas levantadas en materiales antiguos que afloran en los continentes es bastante limitada. De una parte su uso solamente es posible en materiales carbonatados marinos pelágicos, ya que en los medios no carbonatados no se pueden realizar medidas significativas y en los otros medios carbonatados las modificaciones diagenéticas han podido cambiar sustancialmente las razones isotópicas originales (ver capítulo 14). De otra parte para poder utilizarlos es necesario disponer de un nivel guía u otro criterio muy preciso que permita correlacionar con una fiabilidad total una superficie concreta, reconocible en las dos secciones estratigráficas que se comparan. Cuando esto ocurre, el reconocimiento de estos ciclos permite hacer correlaciones muy detalladas comparando los ciclos reconocidos, uno a uno, a partir de la superficie de referencia. El caso ideal, para establecer una correlación de muy alta precisión, entre dos secciones estratigráficas (ceranas o distantes) sería cuando se dispone de dos superficies isócronas bien reconocidas en ambas secciones y que el número de ciclos que haya entre ellas, en ambas secciones, fuese el mismo. En este caso se pueden correlacionar uno a uno

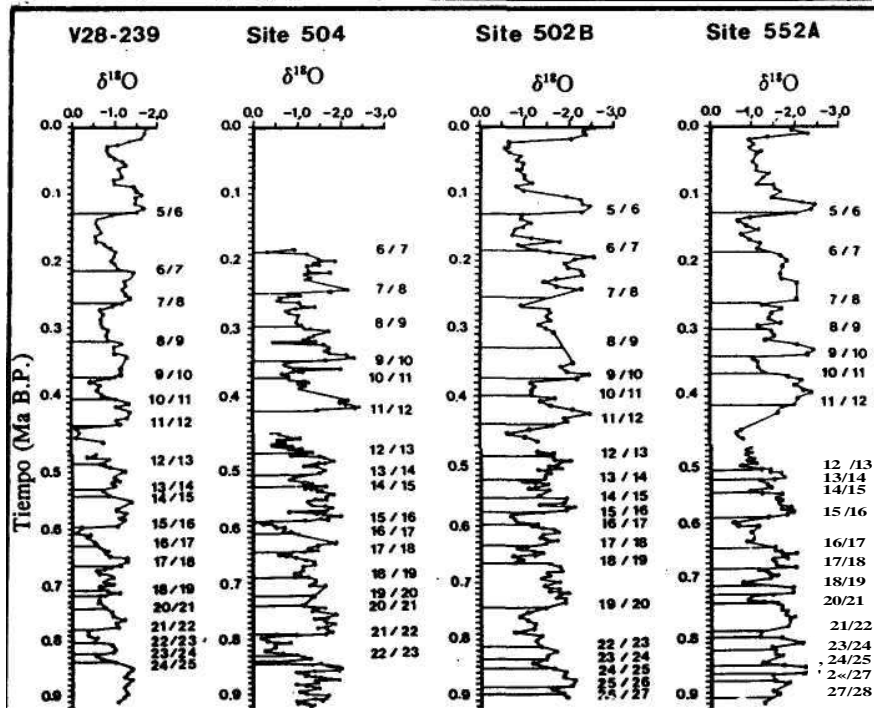
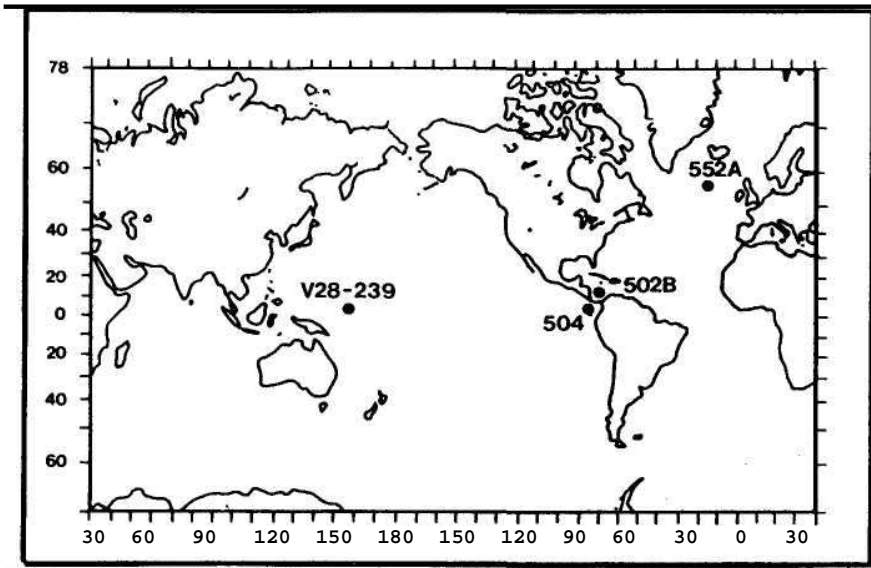


Figura 17.9.- Ejemplo de correlación global por criterios quimioestratigráficos. Correlación de los contenidos en $\delta^{18}\text{O}$ entre cuatro testigos de pistón procedentes de áreas muy distantes entre sí (la localización geográfica se indica gráficamente), según Williams *et al.* (1988). La escala vertical original en metros de los testigos de pistón ha sido transformada, por los autores citados, a una escala en millones de años. Los números que aparecen junto a las curvas son los correspondientes a los estadios isotópicos definidos para el Pleistoceno y Plioceno (ver capítulo 14).

todos los ciclos alcanzando, con ello, un grado de precisión extraordinariamente alto ya que se comparan intervalos de duración inferior a los 100.000 años.

17.2.1.3.- Métodos basados en propiedades físicas (magnetoestratigrafía y diagrafas)

Dentro de este epígrafe se agrupan las técnicas en las que los datos que se comparan son los obtenidos por medidas instrumentales de diferentes propiedades físicas de los materiales. De una parte se tienen las técnicas que estudian las modificaciones del magnetismo remanente de las rocas estratificadas, o técnicas magnetoestratigráficas, cuyo fundamento fue expuesto en el capítulo 13. De otro lado se tienen las técnicas de diagrafas, que como se decía en el capítulo 5, consisten en la medida de las propiedades físicas de los materiales que han sido atravesados en un sondeo, efectuada directamente sobre las paredes del pozo.

Métodos de correlación magnetoestratigráficos

Implican el reconocimiento en cada una de las secciones estratigráficas de la zonación magnetoestratigráfica, o sea, los diferentes intervalos con polaridad normal o inversa presentes. Como ya se planteaba en el capítulo de magnetoestratigrafía (capítulo 13), estos cambios fueron simultáneos en toda la Tierra y, por tanto, constituyen un excelente criterio de correlación. Los métodos magnetoestratigráficos permiten correlacionar materiales marinos con continentales, lo que no ocurre con otros métodos, que son aplicables dentro de materiales marinos o de continentales, pero separadamente.

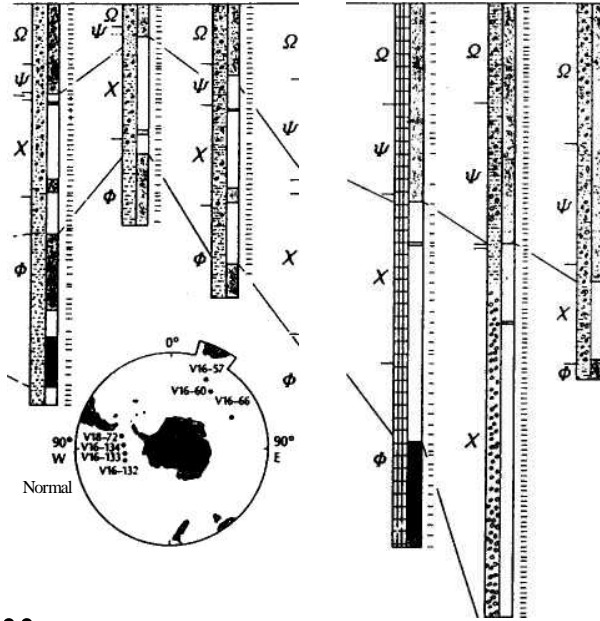
A partir de los comentarios anteriores se podría pensar que el método es perfecto, pero sin embargo tiene unas importantes limitaciones. De una parte la limitación es instrumental y del esfuerzo a realizar, ya que para correlacionar dos secciones estratigráficas entre sí es imprescindible disponer de multitud de medidas. De otra parte, y aún más importante, está la necesidad de utilizar el método coordinadamente con otros ya que por sí sólo no es útil. En efecto cuando se delimitan los intervalos de polaridad normal e inversa en una sección estratigráfica, todos los normales (o los inversos) son similares y no se tiene ningún criterio que permita asegurar que un intervalo, o límite entre intervalos, concreto equivale a otro igualmente concreto de la otra sección estratigráfica. Se necesita algún criterio que permita establecer una correlación inicial a partir de la cual simplemente contando episodios y límites se puedan comparar uno a uno. Por ejemplo, si en una sección estratigráfica en un intervalo comprendido entre dos biohorizontes se reconocen tres límites entre unidades de magnetopolaridad estos serán un excelente criterio de correlación precisa con otras secciones estratigráficas en la que se reconozcan los dos biohorizontes y los tres límites.

En el caso de materiales recientes obtenidos mediante testigos de pistón en los fondos marinos el criterio de correlación se inicia a partir del momento actual (expresado en el fondo marino). De esta manera se comparan los diversos intervalos de cambio de polaridad, a partir del actual, para los últimos 4 millones de años, los cuales reciben nombres específicos (Bruhnes, Matuyama, Jaramillo, etc. ver fig. 13.7). Estos intervalos o estadios isotópicos son los mismos que se reconocen igualmente en las rocas basálticas de los fondos oceánicos formadas por la expansión oceánica a partir del eje de las dorsales.

Aplicando este criterio se puede establecer correlaciones globales para los materiales de los últimos 4 Ma. En la figura 17.10 se reproduce un gráfico de correlación original de Opdyke *et al.* (1966) que ha sido posteriormente reproducido en múltiples libros. En ella se establece la correlación entre secciones estratigráficas de materiales de los últimos 4 Ma de siete testigos de pistón tomados en áreas muy distantes entre sí, todas ellas rodeando la Antártida. Se marca en la figura, además, la biozonación de radiolarios para cada una de las secciones estratigráficas, lo que permite realizar

Sigla del testigo de pistón

V16-134 V16-133 V18-72 V16-132 V16-66



\ddot{u}
 faramillo 1
 ϵ
 ψ
 «H o
 Olduv;

Lutita | T |
 Mammoth
 Lutna limosa
 Limo
 Lutitas con diatomeas
 Fango de diatomeas -
 Fango calcáreo

Inversa

una correlación con criterios bioestratigráficos, que está conforme con» la magnetoestratigráfica.

Para materiales anteriores, y de secciones estratigráficas levantadas sobre el terreno, la aplicación de este criterio de correlación es más limitada, aunque no por ello menos importante. Así, en la figura 13.11, incluida en el capítulo de magnetoestratigrafía, se reproducía un gráfico de correlación entre diversas secciones estratigráficas de Italia y España para materiales del Jurásico terminal y Cretácico inferior (128 a 146 Ma), en el que se establecía la equivalencia de unidades de polaridad magnética. Para esta correlación se utilizaban, además, criterios bioestratigráficos que permitían seleccionar el intervalo de tiempo a muestrear en las diferentes secciones estratigráficas y establecer algunas correlaciones precisas (basadas en biohorizontes) que aumentan la fiabilidad de la correlación.

Los estudios de diferentes regiones y edades, coordinados con estudios detallados bioestratigráficos, han permitido elaborar una escala magnetoestratigráfica para los últimos 160 Ma (ver figura 13.12). En los estudios de secciones estratigráficas de materiales de este intervalo de tiempo, se pretende llegar a conocer la posición de los límites de cada una de las unidades magnetoestratigráficas, para lo cual se compararán (haciendo una correlación global) los datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos de la sección estratigráfica estudiada con la escala de referencia global. De esta manera se tendrá un nuevo criterio de comparación entre secciones estratigráficas, aunque necesariamente de uso coordinado con otros.

Las diagrañas como criterio de correlación

Las diagrañas constituyen un excelente criterio de correlación entre secciones estratigráficas, levantadas a partir de sondeos relativamente cercanos, y en todo caso dentro de una misma cuenca sedimentaria. Normalmente se utilizan, como criterio de correlación, combinándolo con la información sobre litología obtenida durante la perforación de los sondeos correspondientes. Se trata de una litocorrelación ya que los datos obtenidos mediante las diagrañas (electrofacies) reflejan esencialmente la litología de los materiales atravesados en los sondeos. Los cambios litológicos quedarán reflejados en cambios de electrofacies y pueden ser el reflejo de cambios bruscos simultáneos en una cuenca o al menos en un sector de la misma, por lo que también pueden ser criterios de cronocorrelación.

En la Geología del Petróleo cuando se trata de poner en explotación un campo petrolífero es necesario hacer una red de sondeos que permitan la extracción más racional y con el menor costo posible. Generalmente estos sondeos se hacen con las técnicas de perforación más rápidas (y menos costosas) perforando continuamente con tricono y sin tomar testigos. Una vez que se tiene seguridad de haber atravesado los niveles de interés, equivalentes a los del primer sondeo, se interrumpe el sondeo y se hacen las diagrañas. La

localización de los niveles de interés petrolífero (roca almacén) se lleva a cabo mediante la correlación por diagraffías, comparando con las diagraffías obtenidas del primer sondeo productivo de la región. Esta técnica permite establecer correlaciones de alta fiabilidad y gran precisión entre secciones estratigráficas levantadas a partir de sondeos cercanos (p.ej. menos de 10 km de distancia). La aplicación de esta técnica al campo de la Geología aplicada y, más concretamente al de la Geología del Petróleo ha motivado que se haya ido perfeccionado continuamente por parte de empresas comerciales. Generalmente se llegan a correlacionar niveles de escala métrica y en ocasiones incluso niveles decimétricos o centimétricos dependiendo de la resolución de las herramientas utilizadas.

La posibilidad de libre utilización de las diagraffías realizadas por empresas petrolíferas, al cabo de un tiempo, ha permitido la publicación de diferentes ejemplos de correlaciones. Así, por ejemplo, Jurado (1989) establece correlaciones mediante diagraffías de radioactividad natural (GR) y neutrónica (N) en materiales triásicos atravesados por sondeos por debajo del relleno sedimentario terciario de la cuenca del Ebro, distantes entre si 80 km. En la figura 5.17 incluida en el capítulo 5 de este libro, al tratar sobre las diagraffías se presentaba un ejemplo de correlación entre dos secciones estratigráficas obtenidas por dos sondeos (A y B) ambos localizados en la Cordillera Ibérica meridional y correspondiente al Cretácico superior, tomado de Aracil y Vilas (1988). Allí se utilizaban como criterios de correlación las tendencias de los valores en diagraffías de radioactividad natural (GR), neutrónica (N) y acústica (S), lo que unido a los datos litológicos de los sondeos, permite reconstruir la posición de las diferentes unidades litoestratigráficas presentes.

En la figura 17.11 se presenta un ejemplo (tomado de Quesada *et al.*, 1991) de correlación regional en materiales del Jurásico inferior y medio de la Cordillera Cantábrica. La correlación se hace entre dos secciones estratigráficas levantadas en el campo (Rebolledo y San Andrés) distantes entre si unos 35 km y otras dos levantadas a partir de las diagraffías de dos sondeos (Cantonegro-1 y Cadialso-1) localizados en sectores intermedios. En las secciones estratigráficas de materiales aflorantes, se reconoce un conjunto de unidades litoestratigráficas, cuya equivalencia con las cronoestratigráficas queda expresada en la figura original de los citados autores, con la expresión de las biozonas empleadas. En las secciones estratigráficas levantadas mediante sondeos se reconocen las unidades litoestratigráficas, a partir de las electrofacies. Comparando las cuatro secciones se deduce la geometría de las unidades, los acuña-mientos laterales de algunas de ellas, los cambios de potencia, etc. En definitiva se consigue el objetivo básico de la correlación: conocer la extensión y las variaciones laterales de las unidades reconocidas en las secciones estratigráficas locales y con ello valorar cuales son los rasgos estratigráficos más significativos de la región.

17.2.1.4.- Métodos radiométricos

Desde un punto de vista teórico podrían ser los mejores criterios de cronocorrelación y en definitiva de la correlación estratigráfica. En efecto, si se pudiera determinar instrumentalmente, con facilidad y precisión, la edad absoluta de las rocas en diferentes secciones estratigráficas la comparación en tiempo entre ellas sería muy simple. En la práctica es completamente diferente, hasta el punto de que los métodos radiométricos se utilizan, como métodos de correlación, solamente en algunos casos muy limitados.

Las razones fundamentales para esta gran diferencia entre el

planteamiento teórico y la práctica son tres. La primera es la necesidad de disponer de equipos instrumentales muy complejos con elevado costo de mantenimiento. La segunda limitación se debe a que las dataciones radiométricas se realizan, esencialmente, sobre rocas ígneas y no sobre rocas sedimentarias, con lo que la correlación sería posible tan solo cuando hubiese rocas volcánicas intercaladas entre las sedimentarias en las secciones estratigráficas. La tercera es que el margen de error de las medidas (1-5%) hace que en medidas efectuadas en materiales antiguos llegue a ser de decenas de millones de años, intervalo de tiempo muy superior al grado de resolución de otras técnicas de correlación.

En la práctica las técnicas radiométricas se utilizan como método de correlación estratigráfica nada más que en algunos casos concretos, en los que normalmente se cumple alguna de las tres circunstancias siguientes:

A) Que se trate de sedimentos recientes (últimos 35.000 años) en los que es posible la aplicación de la técnica del ^{14}C (aplicable directamente en los sedimentos) lo que aportará datos sobre la tasa de sedimentación de este intervalo de tiempo y la periodicidad de algunos eventos.

B) Que se trate de materiales del Precámbrico en los que no se disponga de otros criterios, ante la falta de fósiles de interés bioestratigráfico. La correlación con materiales precámbricos de áreas geográficas diferentes solamente se puede realizar a partir de las dataciones en las rocas ígneas que contengan.

C) Que se quieran comparar materiales estratificados carentes de fósiles (azoicos) pero que presenten intercalaciones de rocas volcánicas. De este modo se realiza una correlación global, pero válida también a escala regional y local, aunque con un grado de precisión medio, debido a los factores antes comentados.

Finalmente conviene recordar que las dataciones radiométricas efectuadas en rocas volcánicas intercaladas entre rocas sedimentarias, en las que además se disponga de una datación precisa mediante fósiles, sirven para incrementar el banco de datos en el que se fundamenta la escala de tiempo relativo calibrada con edades absolutas a la que se aludía en el capítulo 4. Para que los datos de una datación radiométrica concreta puedan ser utilizados para incrementar dicho banco de datos, es necesario establecer una correlación global con la escala estratigráfica de referencia, utilizando simultáneamente métodos bioestratigráficos y, en su caso, magnetoestratigráficos.

17.2.1.5.- Métodos litoestratigráficos

Con este nombre se denominan a los métodos de correlación basados en el análisis e interpretación de las secciones estratigráfi-

cas. Consisten en el reconocimiento de superficies estratigráficas con rasgos especiales que sean el reflejo de acontecimientos (graduales y, en especial, catastróficos) que puedan ser reconocidas en más de una sección estratigráfica y, por tanto, puedan ser correlacionadas.

En el análisis de cuencas tiene un especial interés el reconocimiento de superficies relacionadas con fenómenos que afecten a la totalidad de la cuenca y que permitan dividir el relleno sedimentario de la misma en unidades genéticas (p.ej. secuencias deposicionales) las cuales tienen un gran interés ya que son unidades fundamentales para la interpretación genética y la reconstrucción de la historia geológica de la cuenca (ver capítulo 21).

Uno de estos métodos litoestratigráficos de correlación, consiste en el reconocimiento de superficies de discontinuidad estratigráfica y de las superficies de continuidad equivalentes. Estas superficies serán el reflejo, en las secciones estratigráficas, de acontecimientos tectónicos y/o eustáticos que afecten a la totalidad de la cuenca. Su reconocimiento se hace a partir de los rasgos de diagnóstico de las discontinuidades (ver capítulo 10) y su datación precisa mediante el estudio detallado de las asociaciones de fósiles presentes en los materiales tanto infrayacentes como suprayacentes. Estas superficies se expresan en los bordes de la cuenca mediante discontinuidades estratigráficas a veces con discordancias muy visibles e importantes lagunas estratigráficas. Hacia el interior de la cuenca pasan progresivamente a las superficies de discontinuidad de rango menor (paraconformidad) con hiatos cada vez más pequeños, y después a superficies de continuidad correlativas. El reconocimiento de estas superficies de continuidad correlativas en el interior de la cuenca se realiza mediante técnicas de correlación, de manera que se intentan seguir hacia el interior de la cuenca las superficies fácilmente reconocibles en los bordes. Las técnicas de autocorrelación (incluidas las de perfiles sísmicos), tienen una gran importancia en este reconocimiento. A ellas se unen además los métodos litológicos, los de diagráfias (cuando hay sondeos) y los bioestratigráficos.

Una vez reconocidas y definidas estas superficies ya pueden ser utilizadas como criterio de correlación y para el establecimiento de las unidades aloestratigráficas (NASC, 1983), término sinónimo de unidades genéticas, sobre las que se tratará en el capítulo 21. La correlación mediante superficies de discontinuidad y las superficies de continuidad correlativas, constituye el método más utilizado en las correlaciones regionales, en especial en las que se hacen para el conjunto de una cuenca sedimentaria. Su utilización deben coordinarse, cuando ello sea posible, con los métodos de correlación bioestratigráficos con lo que aumentará su grado de fiabilidad.

Un segundo método litoestratigráfico de correlación será el que se basa en el reconocimiento de rupturas sedimentarias, las cuales pueden coincidir o no con discontinuidades (ver capítulo 10), y que implican cambios en la polaridad de la actividad tectónica o de las

condiciones climáticas del conjunto de una cuenca sedimentaria. Tal como se expresaba allí, las rupturas sedimentarias se ponen de manifiesto en el relleno sedimentario de una cuenca, por cambios de polaridad en las secuencias de facies. La correlación consiste en reconocer estas rupturas en diferentes secciones estratigráficas y compararlas entre sí considerándolas como el reflejo de un mismo fenómeno geológico.

Un tercer método, que en parte se solapa con los anteriores, consiste en el análisis secuencial de la evolución de medios sedimentarios en las secciones estratigráficas. En cada una de ellas se realiza el análisis secuencial de manera gráfica colocando unas líneas verticales paralelas a la columna litoestratigráfica en las que en lugar de colocar valores de tamaño medio de grano (como se hacía en el capítulo 11) se sitúan los medios sedimentarios desde la izquierda a la derecha en el siguiente orden: continentales, costeros, marinos someros y marinos más profundos. Cada intervalo de la sección estratigráfica de acuerdo con el medio de depósito dominante, se representará por un punto en este papel pautado y la unión de todos los puntos mostrará gráficamente la evolución temporal de los medios sedimentarios. En ella quedarán netamente marcadas las secuencias de somerización, las de profundización y los intervalos de estabilidad.

La técnica de correlación consiste en hacer equivaler los saltos bruscos de esta curva de diferentes secciones estratigráficas. En la figura 17.12 se presenta un ejemplo de correlación de este tipo (tomado de: Arias *et al.*, 1989). En él se correlacionan dos secciones estratigráficas de materiales del Aptiense-Albiense (Prebético, Murcia). Como se puede ver, en la mitad inferior de ambas secciones estratigráficas dominan los episodios de somerización separados por cambios bruscos que implican profundizaciones momentáneas, mientras que, en la mitad superior dominan los episodios de profundización interrumpidos por somerizaciones bruscas. Las superficies que marcan cambios bruscos en la evolución batimétrica con cambios de medios (profundizaciones o somerizaciones bruscas) son las que se correlacionan con una mayor fiabilidad. También se correlacionan las superficies que marcan cambios en la evolución de proximalidad-distalidad dentro de un mismo medio, aunque en este caso la fiabilidad es menor.

Finalmente un cuarto método de correlación litoestratigráfica se basa en la ciclicidad. Desde un punto de vista teórico todos los ciclos formados por procesos alocíclicos pueden servir de criterio de correlación para una cuenca e incluso global. En la práctica esto tiene muchas limitaciones ya que resulta bastante complejo comparar ciclos de dos secciones estratigráficas cuando dentro de cada una de ellas todos son muy semejantes y, por tanto, difícilmente reconocibles individualmente. Se excluyen de esta consideración los ciclos de 1º y 2º orden por ser ciclos interpretativos cuyos límites coinciden con los de ciclos de rango menor. Los ciclos de 3º y 4º orden se ponen de manifiesto por el análisis secuencial y estudio de las dis-

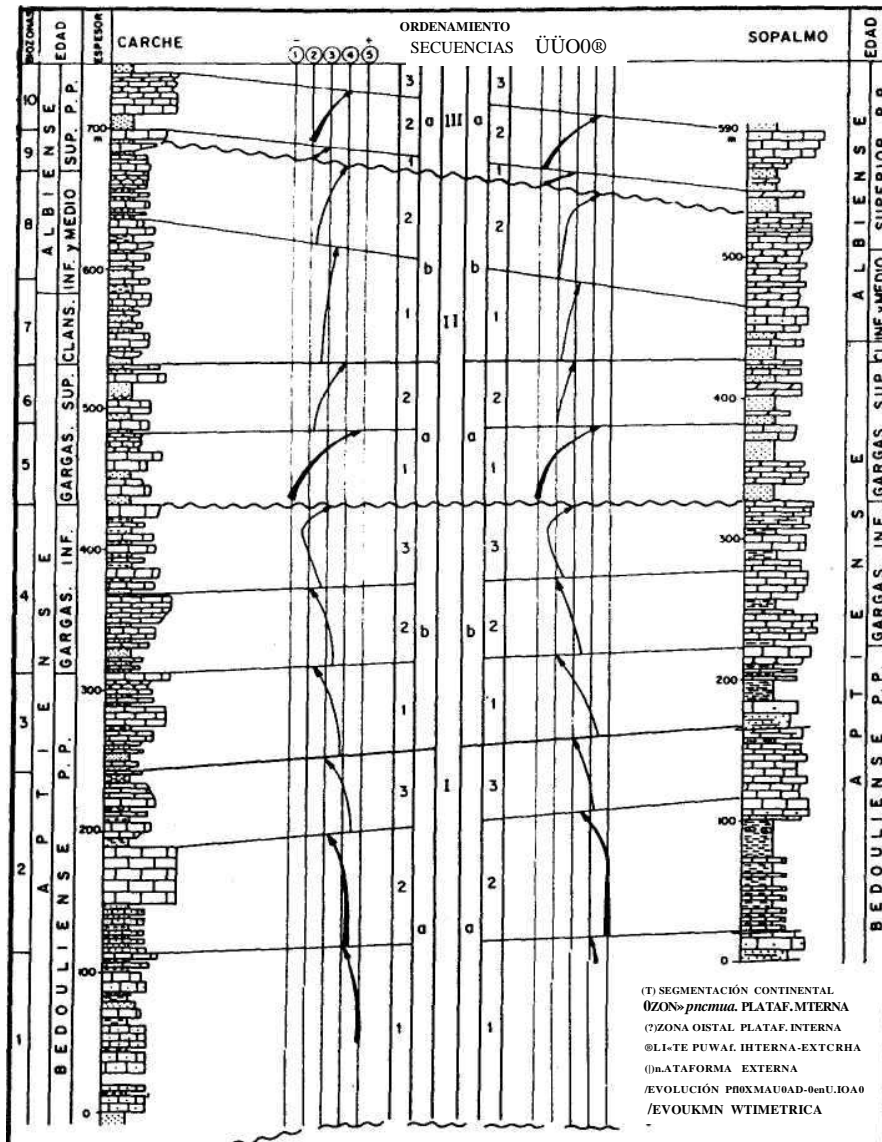


Figura 17.12.- Ejemplo de correlación entre dos secciones estratigráficas de materiales del Aptiense-Albiense del Prebético (Provincia de Murcia) basados en el análisis secuencial (tomado de: Arias *et al.*, 1989). En cada una de las secciones estratigráficas se marca la evolución de medios desde los continentales (izquierda) a los más marinos (derecha). Se correlacionan las superficies que marcan rupturas en la evolución batimétrica con cambios de medios (profundizaciones bruscas) y las superficies que marcan cambios en la evolución de proximalidad-distalidad.

continuidades antes citados. Para establecer correlaciones fiables es necesario tener algunos controles de edad que permitan reconocer en las diferentes secciones unas isócronas y a partir de ellas se comparan los ciclos suprayacentes e infrayacentes. Se cuestiona la simultaneidad de los ciclos de 3^o y 4^o orden a nivel mundial (Miall, 1992) pero no a nivel de una región o una cuenca sedimentaria.

En el caso de los ciclos de 5^o orden (ciclos o ritmos de la banda de frecuencia de Milankovitch) en una sección estratigráfica todos ellos son muy semejantes por lo que no se pueden por sí mismos comparar uno a uno con los de otra sección estratigráfica, incluso muy cercana. Sin embargo, como ya se adelantada anteriormente, pueden llegar a alcanzar un gran valor como método de correlación de alta precisión si se utilizan coordinadamente con otros métodos de correlación y para los intervalos comprendidos entre dos superficies isócronas correlacionadas previamente por otro método. En secciones estratigráficas próximas, cuando por otro criterio (autocorrelación, nivel guía, etc.) se establece una correlación de una superficie de estratificación, los ciclos localizados inmediatamente por encima y por debajo de ella, se pueden correlacionar uno a uno. En dos secciones estratigráficas, incluso muy distantes entre sí, en las que se haya reconocido una misma biozona y dentro de ella se hayan reconocido, por ejemplo, 15 ciclos (los mismos en cada sección estratigráfica) atribuibles a ciclos climáticos de Milankovitch se pueden correlacionar uno a uno, llegando a alcanzar una precisión en la correlación inferior a los 100 ka.

Dentro de una misma cuenca sedimentaria pueden correlacionarse algunos límites de ciclos significativos, preferentemente cuando además se usa otro criterio de correlación. En la bibliografía se conocen ejemplos de correlaciones de alta precisión de ciclos de tempestitas (Aigner, 1985) de pocos metros y en regiones muy amplias, que se apoya en correlaciones bioestratigráficas y en la presencia de niveles guía. En definitiva la correlación mediante ciclos está necesariamente subordinada a otros métodos de correlación (bioestratigráfico, niveles guía, etc.), permitiendo comparar intervalos de corta duración pero solamente entre dos superficies cuya isocronía haya sido demostrada previamente por otros métodos.

17.2.2.- Métodos basados en fósiles

Bajo este epígrafe se incluyen todos los métodos que se basan en la interpretación de los fósiles contenidos en las secciones estratigráficas. Dentro de ellos se delimitan dos tipos, completamente diferentes en su planteamiento e interés. El primer tipo es el que se basa en el significado ecológico de los fósiles y cuya utilidad es simplemente la de completar algunos de los métodos físicos (litológicos o estratigráficos). El segundo tipo se basa en la distribución de los fósiles característicos, único rasgo no repetitivo de cuantos pueden quedar reflejados en las secciones estratigráficas, por lo que

constituye el mejor método para la correlación en cualquiera de las escalas (local, regional y mundial).

17.2.2.1.- Métodos paleoecológicos

Son métodos de correlación de escaso interés y se basan en la interpretación paleoecológica de los diferentes fósiles presentes en las secciones estratigráficas que se quieren comparar. Su aplicación es semejante a la de los métodos litológicos, considerando los fósiles como un elemento significativo de las rocas. Cuando se puedan reconocer niveles guía, como por ejemplo acumulaciones de crinoides, concentraciones de lamelibranquios, etc., éstos podrán utilizarse para establecer correlaciones locales, que se basan en considerar que un nivel con una biofacies especial, que no se repita a lo largo de la sección estratigráfica, constituye el depósito bajo unas condiciones ecológicas especiales reinantes en un intervalo de tiempo en el sector donde se enclavan las secciones. De modo semejante a los cambios litológicos bruscos, un cambio brusco de biofacies que implica modificación en las condiciones de depósito (p.ej. somerizaciones bruscas) puede llegar ser un buen criterio de correlación local, e incluso regional.

17.2.2.2.- Métodos biocronoestratigráficos

Al contrario que los anteriores, éstos métodos tienen el máximo interés, hasta el punto que se pueden considerar como los métodos de correlación estratigráfica más fiables y usualmente los que mayor grado de precisión aportan con su utilización exclusiva (sin coordinar con otros) tanto en correlaciones locales, regionales como globales. La utilización coordinada con otros métodos de los anteriormente descritos permite alcanzar el máximo de fiabilidad y precisión a las correlaciones.

Su única limitación para su aplicación es que obviamente será necesario que existan fósiles característicos, lo que hace que no se puedan aplicar a los materiales del Precámbrico (salvo algunas excepciones) y a los materiales azoicos de cualquier otra edad.

Se trata de utilizar los criterios bioestratigráficos que implican una mayor connotación de edad. En el capítulo 12 se trató ampliamente del fundamento de la datación bioestratigráfica y de como algunas dejas unidades bioestratigráficas podían ser consideradas como biocronoestratigráficas. La aparición de una especie y la desaparición de cualquier otra se consideran a escala geológica como instantáneas y por tanto como criterio de reconocimiento de isócronas. En la práctica hay factores que pueden dificultar la aplicación de este principio, en especial los ligados a cambios en las condiciones de fosilización. Otra dificultad consiste en la utilización de dos escalas biocronoestratigráficas de referencia: una para organismos marinos y otra para continentales, sin que la equivalencia entre ambas esté siempre clara.

El mayor interés de estos métodos se centra en los materiales en los que haya una distribución homogénea de los fósiles y, por tanto, una mayor facilidad de ser encontrados. En materiales marinos esto ocurre, principalmente, cuando hay foraminíferos planctónicos, radiolarios y/o nannofósiles calcáreos, y en menor escala cuando contienen microfósiles abundantes (p.ej. braquiópodos, ammonites, etc.). En los materiales continentales, los únicos restos fósiles de organismos que presentan una distribución relativamente homogénea (siempre mucho menor que en los marinos) son el polen y los micromamíferos, mientras que los grandes vertebrados se localizan de manera totalmente heterogénea, en yacimientos muy separados unos de otros. Cuando lo que se quiere correlacionar es una sección estratigráfica levantada en un sondeo, los únicos criterios biocrono-estratigráficos posibles se basan en los microfósiles, ya que son los que pueden ser obtenidos en los materiales sólidos del mismo.

En dos secciones estratigráficas cercanas, los biohorizontes de primera aparición de cada especie y los biohorizontes de última presencia de las mismas, se pueden considerar, con toda seguridad como isócronos, y por tanto como un criterio de biocronocorrelación de muy alta fiabilidad. El único control necesario consiste en asegurar que no hay hiatos en algunas de las secciones estratigráficas, lo que se puede comprobar aplicando, además, las otras técnicas de correlación.

En correlaciones estratigráficas regionales y en concreto las que afecten al conjunto de una cuenca sedimentaria, los biohorizontes de primera aparición y los de última presencia de las diferentes especies de fósiles característicos, se pueden también considerar como isócronos. Sin embargo, en este caso cabe alguna ligera duda ya que algunos factores locales pudieran haber impedido la fosilización en algunos sectores e intervalos de tiempo, ocasionando algún retraso en la aparición de una especie o un adelanto en la desaparición de otra, de manera que los biohorizontes reconocidos en una sección estratigráfica no sean realmente la representación de la aparición o desaparición de la especie, sino que estén controlados por las variaciones en las condiciones de fosilización a lo largo del espacio y del tiempo. Del mismo modo cambios ecológicos, como por ejemplo los motivados por una transgresión (aumento de la extensión del mar) lenta en una región amplia puede dar lugar a desfases temporales de los biohorizontes de primera aparición de una especie en diferentes sectores de dicha región. El estudio detallado de varias secciones estratigráficas en la misma región y su correlación, con métodos diferentes de los bioestratigráficos, permiten poner de manifiesto estos hechos.

Las correlaciones bioestratigráficas globales son, sin duda, las más interesantes, ya que si la aparición y la desaparición de cualquier especie son fenómenos geológicamente instantáneos su reconocimiento en una sección estratigráfica permite hacer correlaciones globales de gran fiabilidad. En la práctica este planteamiento tan simple tiene diversas dificultades. Para la correcta utilización es

necesario que en los materiales que se vayan a correlacionar se encuentren fósiles y que entre ellos estén las especies que han servido para establecer la división bioestratigráfica con connotación temporal, esto es, las biocronozonas.

Con frecuencia los fenómenos de provincialidad, que controlan la distribución areal de los diferentes organismos, obligan a realizar varias escalas bioestratigráficas y correlacionarlas entre sí. El estudio de diferentes secciones estratigráficas en una región, con el uso de todas las técnicas de correlación posibles, permite elaborar una biozonación a nivel de cuenca que facilita la correlación precisa a nivel regional. Inmediatamente esta biozonación debe compararse con las propuestas por otros autores para otras cuencas sedimentarias y con aquella que se considere, por común acuerdo entre especialistas, como la más cercana a una biocronozonación. En los trabajos bioestratigráficos de detalle sobre cualquier grupo de fósiles característicos de una región concreta es frecuente encontrar tablas de correlación entre la biozonación propuesta para la región (o cuenca) y las de otros autores. Así, por ejemplo, en la figura 17.13 se reproduce una tabla de correlación entre la biozonación de nan-

		CORDILLERABETICA AGUADO (1992)			
--	--	--------------------------------	--	--	--

nofósiles calizos propuesta por Aguado (1992) para la Cordillera Bética y «las propuestas por tres autores previos, una de ellas a partir de las muestras de un sondeo oceánico y otras dos de secciones estratigráficas levantadas en el campo. Una vez realizadas estas equivalencias las biozonaciones definidas para una región pueden ser utilizadas para establecer correlaciones a nivel global.

17.3.- VALIDEZ DE LOS MÉTODOS DE CORRELACIÓN SEGÚN LA ESCALA

La validez o grado de fiabilidad de cada método de correlación de los anteriormente descritos es muy diversa, ya que varía según se aplique a una escala u otra y según se utilice solo o coordinado con otros métodos. Corrales *et al.* (1977) dicen que "es muy arriesgado el establecer un baremo de la validez de los distintos criterios (o métodos) de correlación, pues cada problema es un caso especial, ya que es difícil que los factores condicionantes que enmarcan cada correlación sean los mismos o que influyan del mismo modo". Como norma general se puede afirmar que la fiabilidad aumenta cuando se aplican diversos métodos simultáneamente. En la práctica, depende de las características de los materiales a comparar, unas veces es posible utilizar varios simultáneamente, mientras que en otras solamente se puede aplicar uno de ellos.

En la anterior descripción de cada uno de los métodos de correlación y se han ido adelantando algunos aspectos sobre la validez de los mismos, y la necesidad, en su caso, de utilizarlos conjuntamente con otros para aumentar la fiabilidad. En este apartado se analizará la validez de los diferentes métodos para cada una de las tres escalas de correlación anteriormente diferenciadas (local, regional y global).

17.3.1.- Correlación local

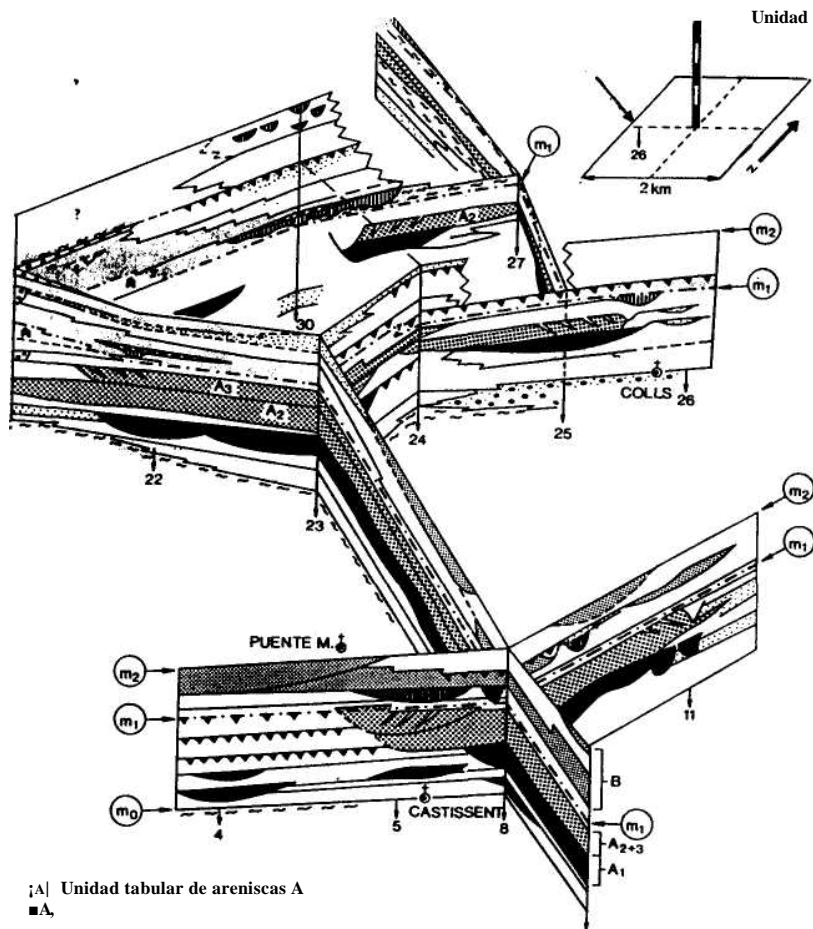
Para la elaboración de correlaciones locales entre diversas secciones estratigráficas se recurre a todos los métodos posibles, empezando por los de más fácil aplicación. El primero es el de autocorrelación (tanto en campo como en fotografía aérea y, en su caso, en perfiles sísmicos) el cual tendrá mayor utilidad a medida que las condiciones de observación sean mejores y que la deformación tectónica sea menor. Inmediatamente se aplican los métodos litológicos, tanto de niveles guía como de cambios bruscos que permiten establecer las litocorrelaciones entre los términos representados en cada sección estratigráfica. A continuación se aplican diferentes métodos que pretenden deducir cuales de las anteriores litocorrelaciones tienen valor de cronocorrelación. Entre ellos hay una mayor diversidad en función de los tipos de materiales. Así en materiales marinos los criterios serán los bioestratigráficos, los cambios secuenciales, las superficies de discontinuidad y, a veces,

los geoquímicos, mientras que en materiales continentales serán la presencia de superficies de interrupción sedimentaria (marcados con paleosuelos o caliches) y niveles de carbón. En ambos casos los métodos paleomagnéticos pueden aportar datos muy valiosos, ya que prácticamente son los únicos métodos que permiten correlacionar materiales marinos con continentales.

El sistema gráfico de representación más elemental es un corte de correlación en el que sobre un plano se colocan las diferentes secciones todas ellas con la misma escala vertical y con una distancia entre ellas proporcional a la distancia real entre los sectores donde se han levantado. Este tipo de representación es el más usual y es el utilizado en las figuras 17.5, 17.7, 17.8 y 17.11. En el caso de correlaciones locales en estos gráficos simples de correlación, normalmente se marcan unas líneas patrón que serán las superficies seguidas por autocorrelación, o por cualquier otro método, que impliquen un mayor grado de fiabilidad.

Cuando se manejan múltiples secciones estratigráficas, conviene utilizar un sistema de representación que muestre la relación tridimensional. Para ello se recurre al panel de correlaciones (fig. 17.14) en el que las secciones estratigráficas se representan en su posición relativa elevándose sobre un plano, utilizando un sistema normalizado de proyección (p. ej. perspectiva caballera). Las diversas secciones se unen entre sí mediante planos en los se pueden ver fácilmente la forma de las unidades litoestratigráficas presentes, la continuidad lateral de las mismas, los cambios laterales, etc. Corrales *et al.* (1977, cap. 33) analizan los diferentes tipos de perspectivas que se utilizan para la elaboración de paneles de correlación.

En la figura 17.14 se presenta un ejemplo de correlación local entre diversas secciones estratigráficas en materiales de la Formación Castissent del Eoceno, de la cuenca Graus-Tremp, del Pirineo (según Marzo *et al.*, 1988) levantadas en un área de varias decenas de kilómetros cuadrados. La correlación se establece combinando diversos métodos: 1º) Autocorrelación con la utilización conjunta de la fotografía aérea y la observación en el campo, que permite ver la continuidad lateral de las unidades areniscosas tabulares. 2º) Niveles guía, en especial la presencia de caliches que jalonan intervalos de interrupción sedimentaria o lignitos que implican episodios de gran desarrollo de la vegetación y posterior enterramiento. 3º) Cambios, litológicos bruscos tales como el techo y muro de las unidades areniscosas tabulares, utilizados inicialmente como criterios de litocorrelación y solamente como criterio de cronocorrelación cuando se constata que se trata de planos paralelos a la estratificación general del conjunto. 4º) Criterios litoestratigráficos y paleoecológicos tales como cambios paleogeográficos bruscos, entre ellos la presencia de niveles de margas marinas con ostreas intercalados en la sedimentación fluvio-lacustre. El sistema de representación empleado es un panel de correlación, en el que las diferentes secciones estratigráficas se dibujan elevándose a partir



¡A| Unidad tabular de areniscas A
 ■ A₁

tabular de areniscas B Unidad tabular de areniscas C estratificación cruzada de gran escala

¹—J canales distributarios menores

£ 23 abanicos aluviales

(TM) NIVEL ISÓCRONO DE CORRELACIÓN

I I ritmitas en lutitas

localización de la SOm sección estratigráfica

l' l' nivel de caliche o calcretas
i * i lutitas yesíferas marginales
l l lutitas grises lacustres
frn l lignito
~ l margas marinas con ostreas

Figura 17.14.- Paneles de correlación entre diversas secciones estratigráficas levantadas en los materiales fluviales de la Fm. Castissent del Eoceno de la cuenca Graus-Tremp del Pirineo (norte de España) reproducida de Marzo *et al.* (1988). Los materiales se caracterizan por la presencia de cuerpos tabulares de areniscas propios de ciclos de mantos de arroyada (*sheet sandstones*) depositados en medios fluviales de corrientes efímeras y climas semiáridos. La correlación se establece combinando diversos métodos: autocorrelación, niveles guía (caliches y lignitos), cambios litológicos bruscos y episodios transgresivos (niveles de margas marinas). Se delimitan tres superficies isócronas: m_0 localizada por debajo de la unidad tabular A que en algunas secciones (n° 4) significa el final de un depósito marino, m_1 que separa la unidad tabular A de la B y que coincide con un nivel de caliche en algunas secciones y m_2 techo de la unidad tabular C.

de un punto del plano de la región, trazado con perspectiva caballera derecha.

Entre las correlaciones locales merecen destacarse las correlaciones litológicas, sin connotación temporal, que pueden tener un interés económico inmediato. Se trata de reconstruir la geometría exacta de los cuerpos de rocas estratificadas que permitan delimitar en el subsuelo posibles dispositivos donde evacuar residuos líquidos o su utilización como almacenes subterráneos.

17.3.2.- Correlación regional

Las correlaciones estratigráficas de regiones más amplias, pero siempre dentro de una misma cuenca sedimentaria, se realizan esencialmente a partir de criterios diferentes de las correlaciones locales. El criterio de autocorrelación que allí tenía gran importancia, en el caso de las correlaciones regionales es nulo. Los criterios de cambios litológicos bruscos y de niveles guía pierden interés. Aún cuando se trate de establecer correlaciones en sectores dentro de una cuenca sedimentaria, es conveniente recurrir a los posibles criterios de correlación a nivel del conjunto de la cuenca, ya que serán también los que se usen en esta escala.

Los criterios de correlación fundamentales serán aquellos que permitan reconocer fenómenos alocíclicos que afecten al conjunto de la cuenca y que queden reflejados en los materiales de su relleno sedimentario en todos los sectores de la misma, aunque con expresiones muy diferentes. Los métodos litoestratigráficos, utilizados conjuntamente con los bioestratigráficos, son los que tienen mayor interés. Dentro de estos métodos litoestratigráficos destacan el reconocimiento de superficies de discontinuidad (y las de continuidad correlativas) y el reconocimiento de superficies que marquen cambios bruscos en las condiciones sedimentarias. La utilización de métodos litológicos, como los basados en cambios litológicos bruscos y en niveles guía, en algunos sectores de la cuenca, facilita la elaboración de secciones estratigráficas compuestas que permiten poner de manifiesto los rasgos estratigráficos más significativos de dicha cuenca.

En la figura 17.15 se presenta un ejemplo de correlación regional, a nivel de un amplio sector de la cuenca, para los materiales del Cretácico de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (tomado de Martín-Algarra *et al.* (1992). En el gráfico de correlación se muestran las diferentes unidades litoestratigráficas, con sus potencias relativas y facies, y se señalan ocho límites que constituyen las superficies de correlación a nivel de cuenca. Se trata de superficies de discontinuidad en los bordes de la cuenca (Prebético externo) que lateralmente cambian a superficies de paraconformidad y continuidad. La datación de dichas superficies se ha realizado por el uso de criterios bioestratigráficos tanto en los materiales marinos someros (Prebético), como en los pelágicos (Dominio Intermedio). Se

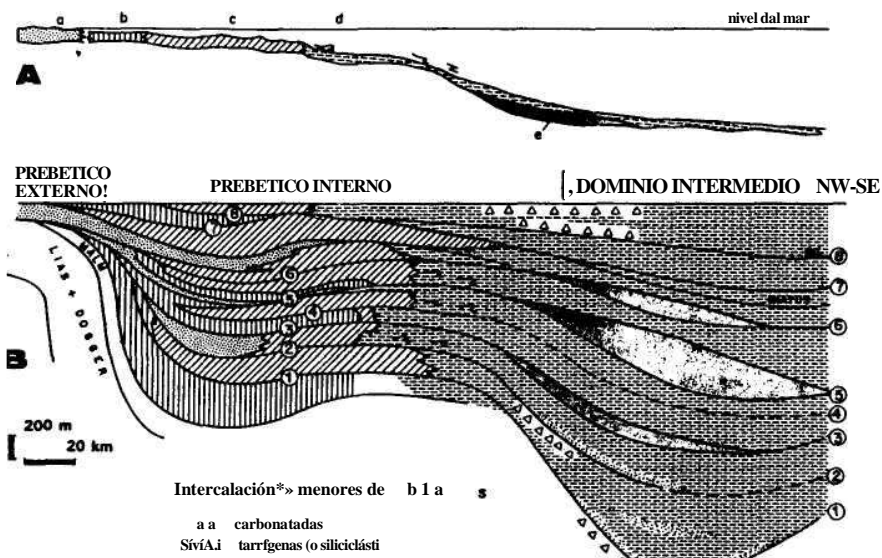
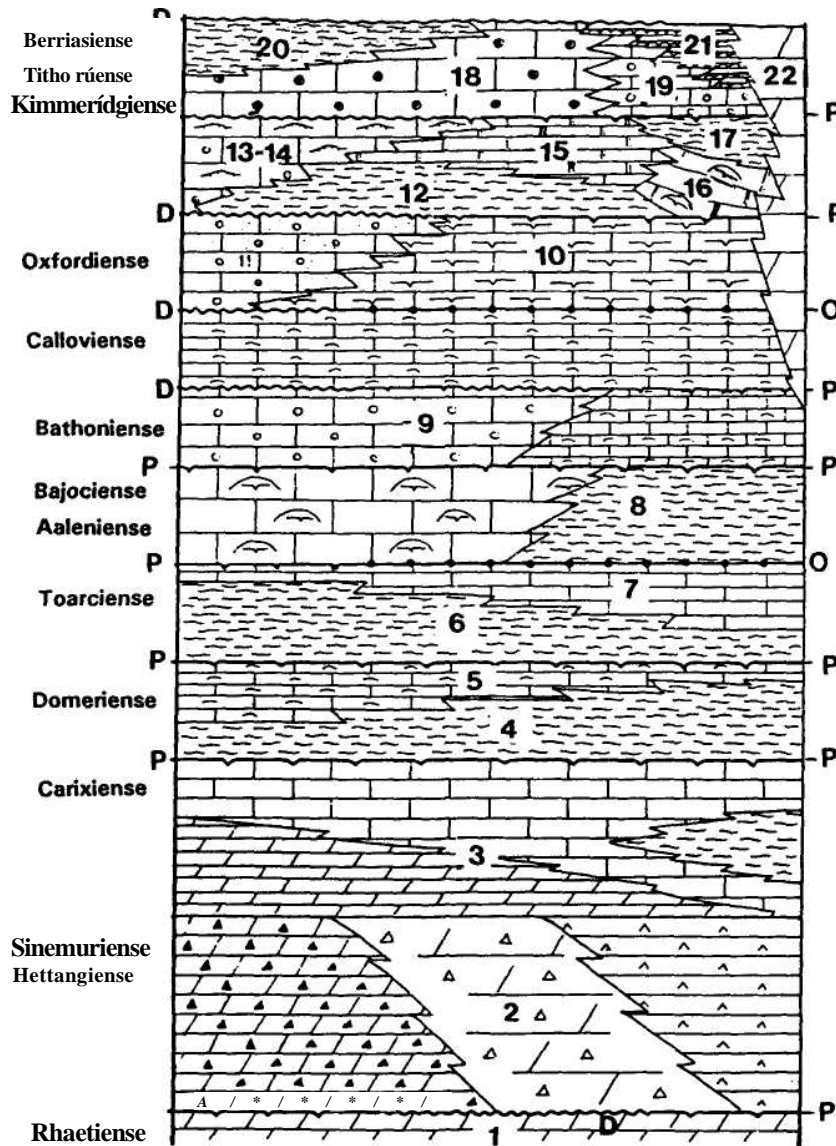


Figura 17.15.- Correlación estratigráfica entre múltiples secciones estratigrafías en las Zonas Externas de la Cordillera Bética (según Martín-Algarra *et al.*, 1992) basándose en las discontinuidades estratigrafías, y superficies de continuidad correlativas, reconocidas. A.- Esquema de distribución lateral de las facies, que sirve de leyenda a la parte inferior de la figura (a.- facies continentales y fluvio-deltaicas), b.- facies de llanuras de mareas y plataforma interna, c.- facies de plataforma externa, d.- facies hemipelágicas. e.- turbiditas terrígenas). B.- Esquema de correlación con indicación de ocho superficies de discontinuidad y sus correspondientes superficies de continuidad correlativas. Leyenda de discontinuidades: 1.- Intra-Berriasiense inferior. 2.- Límite entre Valanginiense inferior y superior. 3.- Intra-Hauteriviense superior. 4.- Intra-Barremiense superior. 5.- Límite entre Aptiense inferior y superior. 6.- Límite entre Albiense inferior y superior. 7.- Intra-Turoniense superior. 8.- Límite entre Senoniense inferior y superior.

observa además una relación lateral entre las discontinuidades del borde de la cuenca y los depósitos turbidíticos del interior de la misma, de manera que el mismo fenómeno que ocasiona la discontinuidad, será el que ocasiona el depósito de los grandes volúmenes de materiales turbidíticos.

Se ha seleccionado otro ejemplo de correlación estratigráfica regional, en este caso a nivel de cuenca (fig. 17.16), concretamente el propuesto por Aurell (1990) para el Jurásico de la Cordillera Ibérica, que a su vez se basa en una propuesta previa de Salas (1989). En dicha figura en la vertical la escala es temporal (no de espesores) con las unidades cronoestratigráficas desde el final del Triásico (Rhaetiense) al inicio del Cretácico (Berriasiense) y en la horizontal se marca, en los dos extremos, las partes occidental y oriental de la Cordillera Ibérica, de manera que se puedan mostrar los cambios laterales de facies y la polaridad de los mismos. Con una numera-

CORDILLERA IBÉRICA OCCIDENTAL



CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL

Figura 17.16.- Correlación estratigráfica a nivel de cuenca sedimentaria, correspondiente al Jurásico de la Cordillera Ibérica, según Aurell (1990), basándose en Satas (1989). Leyenda: 1.- Fm. Imón. 2.- Fm. Cortes de Tajuña. 3.- Fin. Cuevas Labradas. 3.- Fm. Cerro del Pez. 5.- Fm. Barahona. 6.- Fm. Turmiel. 7.- Miembro Casinos. 8.- Fm. Cardó. 9.- Fm. Chelva. 10.- Fm. Yátova. 11.- Fm. Aldeapozo. 12.- Fm. Sot de Chera. 13.- Fm. Torrecilla. 14.- Fm. Pozuel. 15.- Fm. Loriguilla. 16.-Fm. Polpís. 17.- Fm. Mas d'Ascla. 18.- Fm. Higuieruelas. 19.- Fm. Bolavar. 20.- Fm. Villar del Arzobispo. 21.- Fm. La Pleta. 22.- Fm. les Taláís d'Alcalá. P.- Paraconformidad (o conformidad). D.- Disconformidad o discordancia. O.- Nivel de ooides ferruginosos.

ción del, 1 al 22 se describen las unidades litoestratigráficas que han sido definidas formalmente por autores anteriores y que son utilizadas en la bibliografía regional. Se marcan igualmente todas las superficies de disconformidad o discordancia y sus equivalentes laterales de paraconformidad o conformidad, incluyendo en ellas con un signo especial las superficies jalonadas por la presencia de ooides ferruginosos

17.3.3.- Correlación global

Cada vez que al estudiar unos materiales de una sección estratigráfica concreta se concluye que son, por ejemplo, del Eifeliense o del Burdigaliense se está realizando una correlación global. La correlación global consiste, como ya se dijo, en comparar los rasgos de una sección estratigráfica concreta con los de una sección ideal constituida por la sucesión ordenada de todos los términos estratigráficos (esencialmente cronoestratigráficos) representados en las diferentes partes del mundo y tomados como patrón de referencia.

Los criterios más utilizados para realizar esta correlación global, en materiales del Fanerozoico, son los biocronoestratigráficos. Su utilización implica un excelente conocimiento de la bioestratigrafía, necesitando la participación de especialistas de los diferentes grupos de fósiles y diferentes edades. Con las precauciones anteriormente explicadas, se puede llegar a delimitar y correlacionar a nivel global intervalos estratigráficos cuya duración es del orden del millón de años, que según el tipo de fósiles podrán ser ligeramente inferiores (300-500 ka) o algo superiores (varios Ma). Una dificultad añadida es la imposibilidad de correlacionar con detalle, mediante los métodos bioestratigráficos, materiales marinos y continentales ya que existen dos escalas biocronoestratigráficas de referencia (una para organismos marinos y otra para los continentales), siendo compleja la equivalencia entre ambas.

Complemento ideal de los criterios anteriores son los magnetoestratigráficos, utilizables para los últimos 160 millones de años, ya que es el intervalo para el que actualmente se dispone de una escala magnetoestratigráfica de referencia. La utilización de estos métodos debe coordinarse obligatoriamente con otros y, por tanto, su grado de fiabilidad dependerá del que tenga el método en el que se apoyen. Este método facilita la correlación de materiales marinos con continentales y el establecimiento de las equivalencias de las escalas biocronoestratigráficas respectivas.

Los métodos radiométricos como métodos de correlación estratigráfica tendrán un interés complementario, cuando se trate de secciones estratigráficas con intercalaciones de rocas volcánicas. Facilitan la correlación de escalas marinas y continentales, y permiten calibrar las escalas bioestratigráfica y magnetoestratigráfica. Los métodos radiométricos dejan de ser complementarios y pasan a ser los únicos posibles, por tanto los más importantes, en la correlación

global de materiales del Precámbrico y de materiales azoicos de otras edades.

En los últimos años se están utilizando como criterio de correlación global algunos métodos litoestratigráficos que permitan reconocer en el relleno sedimentario de una cuenca los límites de ciclos globales de cambios del nivel del mar establecidos en una escala de referencia. Esta escala (denominada curva Exxon, ver capítulo 21) está siendo continuamente completada y modificada por sus defensores (Vail, Haq, etc) y duramente atacada por sus

detractores (Miall, 1992). Sobre la posible correlación global de un rasgo de una cuenca con los fenómenos reflejados en esta curva se tratará con mucho detalle en el capítulo 21, pero se adelanta aquí que la utilización como criterio de correlación es muy delicada e incluso cuestionable, ya que la afirmación de que un límite concreto de una sección estratigráfica coincide temporalmente con un cambio global del nivel del mar (de los establecidos en una escala de referencia) debe considerarse más como una conclusión a la que se llega tras el estudio detallado de una cuenca sedimentaria (con el uso de múltiples métodos de correlación) que un método de correlación propiamente dicho.

MAPAS ESTRATIGRAFICOS

18.1.- Mapas de contornos de estructuras

18.2.- Mapas de isopacas 18.3.- Mapas de facies

18.3.1.- Mapas de facies no cuantificados y semicuantificados

18.3.2.- Mapas de litofacies cuantificados

18.3.2.1.- Mapas de un componente (mapas de isolitas) 18.3.2.2- Mapas de litofacies de tres o cuatro componentes 18.4.- Mapas paleogeográficos

18.5.- Mapas paleogeológicos 18.6.- Mapas palinspásticos

Con el nombre genérico de *mapas estratigráficos* se denominan a todos los tipos posibles de mapas en los que se muestre la distribución areal, la configuración o el aspecto de una unidad o superficie estratigráfica (Bates y Jackson, 1987). Todo mapa estratigráfico se refiere a un área geográfica concreta y a un intervalo de tiempo geológico (o momento) determinado.

Se pueden diferenciar varios tipos de mapas estratigráficos en función de la característica que se quiera destacar en cada uno de ellos. Entre estas características se tienen: posición espacial de una superficie estratigráfica (*mapas de contornos*), distribución lateral de las facies (*mapas de facies*) y distribución de los espesores (*mapas de isopacas*), todas ellas referidas a la posición que ocupan las unidades estratigráficas en la actualidad, sin restituir a la posición originaria. En otros tipos de mapas se hacen reconstrucciones de la posición originaria de los materiales restituyendo a la horizontal las estructuras de plegamiento y cabalgamiento (*mapas palinspásticos*) y añadiendo la posición de cada uno de los medios sedimentarios (*mapas paleogeográficos*). La mayoría de estos mapas estratigráficos se elaboran tanto a partir de datos geológicos de superficie como de subsuelo, aunque algunos se construyen exclusivamente a partir de datos geológicos del subsuelo. En este último caso están los *mapas paleogeológicos* que son mapas geológicos de superficies no aflorantes (superficies cubiertas por materiales discordantes).

18.1.- MAPAS DE CONTORNOS DE ESTRUCTURAS

Son un tipo de mapa estratigráfico que se usan, además de en la Estratigrafía, en otras ramas de la Geología, concretamente en la Geología Estructural, y que tiene gran utilidad en la Geología Aplicada. En la bibliografía geológica se les conoce también con los nombres de: mapas de contornos, mapas tectónicos o mapas? estructurales.

Un *mapa de contornos de estructuras* se puede definir como un mapa topográfico de una superficie seleccionada, esencialmente de una superficie de separación entre dos unidades litoestratigráficas. Excepcionalmente se refiere a una superficie de falla. Un mapa de contornos de estructuras muestra la configuración geométrica de la superficie seleccionada mediante líneas de contorno, que son líneas

que unen puntos de igualdad de elevación o profundidad con respecto a un punto de referencia (Krumbein y Sloss, 1963).

En Estratigrafía obviamente tienen interés los mapas de contornos de estructuras referidos a límites entre unidades litoestratigráficas. En unos casos se refieren a una superficie concreta de concordancia que separa a dos formaciones superpuestas, mientras que en otros casos se refiere a una superficie de discordancia. En ambos casos lo que expresa el mapa es la posición espacial a la que se encuentra dicha superficie estratigráfica seleccionada. Los valores usualmente se miden con altitudes (referidas al nivel del mar) y se representan con las curvas de nivel trazadas en dicha superficie y proyectadas sobre un mapa topográfico de la región (fig. 18.1). Cuando la superficie estratigráfica seleccionada esté situada próxima al nivel del mar las curvas de nivel tendrán valores positivos y negativos según que dicha superficie esté por encima o por debajo del nivel del mar, respectivamente.

En el caso de que el mapa de contornos se refiera a una superficie situada en su totalidad bajo el nivel del mar los valores que normalmente se expresan en el mapa de contornos son los de profundidad con respecto al nivel del mar (valores positivos), mediante líneas de igualdad de profundidad (isobatas) trazadas en la superficie de referencia y proyectadas sobre el mapa topográfico o batimétrico actual. A este tipo de mapa de contornos se le suele llamar, también, "mapa de isobatas".

La elaboración de un mapa de contornos de estructuras se hace a partir de múltiples datos sobre la profundidad de la superficie seleccionada. Los valores más precisos se obtienen por datos de subsuelo (sondeos y sísmica) por lo que los mapas más fiables serán los de áreas en las que haya numerosos perfiles sísmicos y algunos sondeos. Los datos obtenidos directamente en el campo, como potencia, dirección y buzamiento de los materiales, permiten también hacer estimaciones de la profundidad de una superficie concreta, aunque con un margen de error mucho mayor. Los errores provienen de que en los cálculos hay que admitir que la estructura en profundidad es idéntica a la que se ve en superficie (lo cual no es siempre cierto) y a que los valores de la potencia de los diferentes materiales pueden cambiar. Para la elaboración del mapa de contornos, todos los valores obtenidos por datos de subsuelo o calculados a partir de datos de campo son proyectados sobre el mapa topográfico de la región, sin restituir los materiales a su posición originaria (fig. 18.1). Por ello se puede afirmar que este tipo de mapas solo tiene interés en regiones con escasa deformación tectónica, en las que los materiales no se superpongan a sí mismos por cabalgamientos.

Un mapa de contornos de estructuras para una superficie de separación de dos formaciones muestra la posición exacta y la forma de dicha superficie. La interpretación de este tipo de mapas es muy simple ya que los altos estructurales (anticlinales y domos) vienen reflejados con valores de mayor altitud (fig. 18.2A,C),

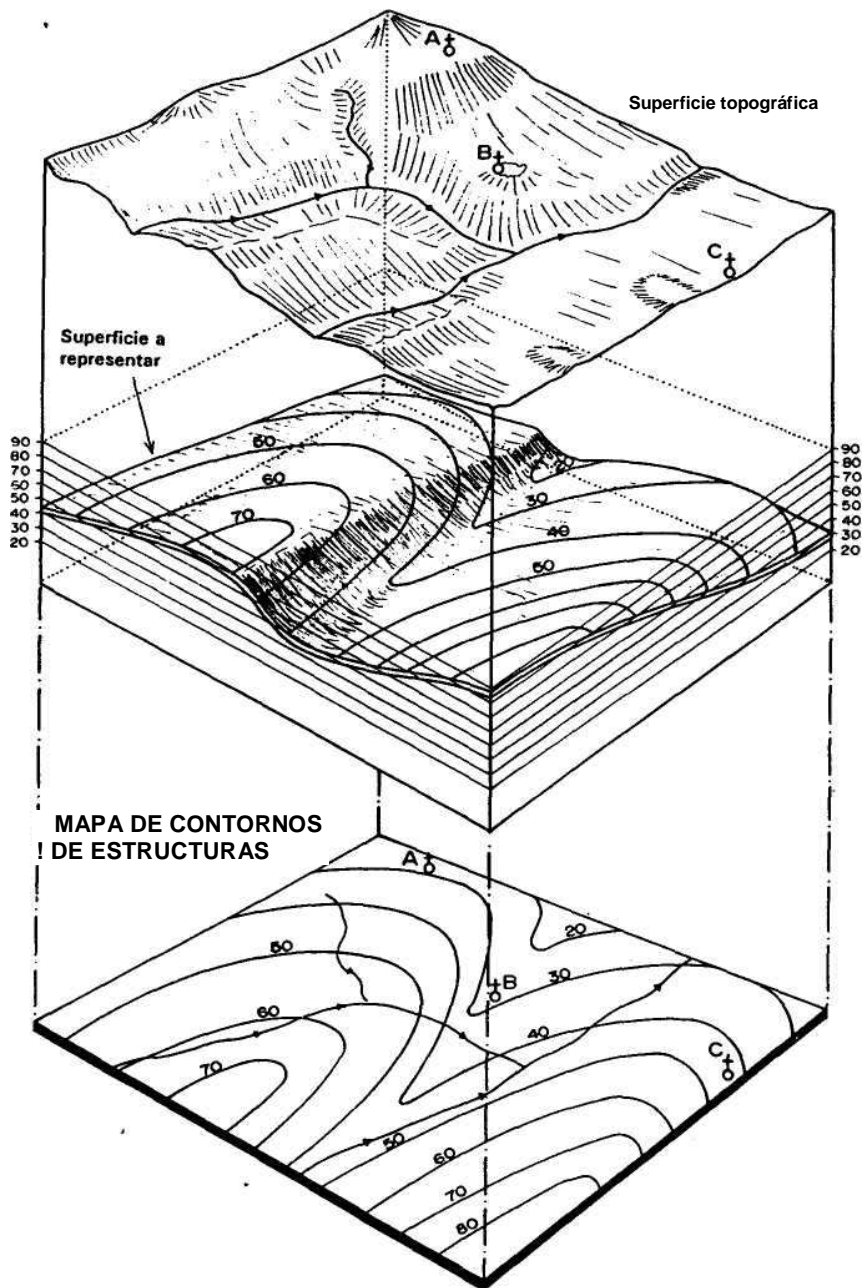


Figura 18.1.- Gráfico en el que se expresa el concepto de un mapa de contornos de estructuras. El mapa se elabora para la superficie de separación de dos unidades litoestratigráficas y su posición queda expresada mediante curvas de nivel.

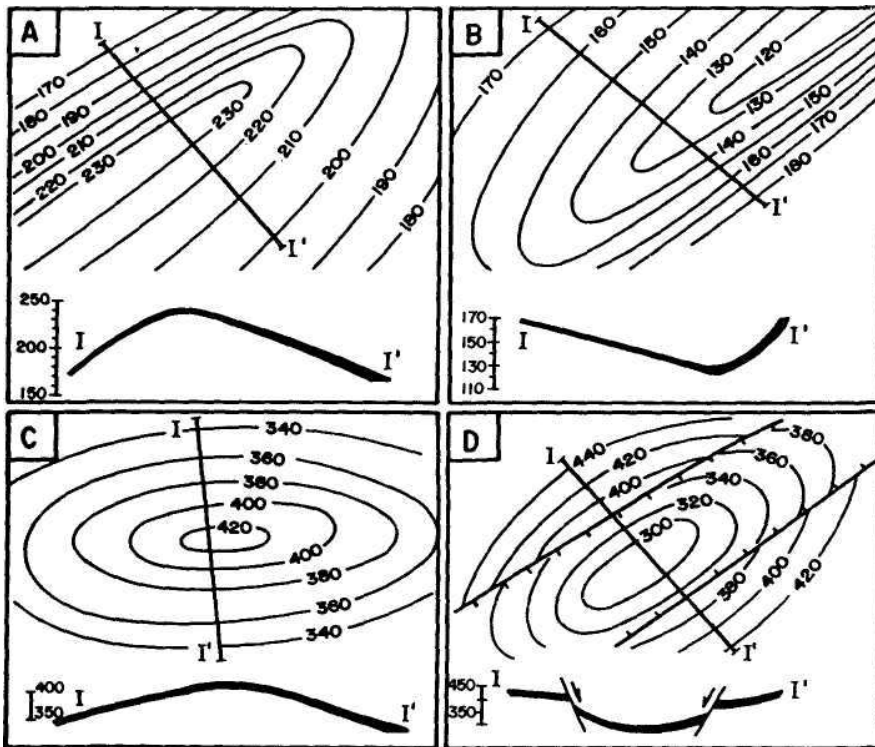


Figura 18.2.- Ejemplos idealizados de altos y bajos estructurales representados en mapas de contornos de estructuras. A.- Antiforme asimétrico con eje que se hunde hacia el NE. B.- Sinforme asimétrico con eje que se hunde hacia el SW. C.- Domo con eje E-W y con pendientes bastante uniformes en todas las direcciones. D.- Cubeta con algunas fallas normales.

mientras que los bajos estructurales (sinclinales y cubetas) quedan expresados con valores de menor altitud (fig. 18.2B.D). La densidad de curvas de nivel en cada uno de los flancos de una estructura de plegamiento indicará claramente la vergencia de la misma (fig. 18.2A,B). Los saltos bruscos en las curvas, con interrupciones de las mismas, expresarán fallas (fig. 18.2D).

Cuando el mapa de contornos de estructuras se refiere a una superficie de discordancia lo que se expresa es la posición espacial de dicha superficie, con lo que se pueden llegar a conocer la geometría de la misma (plana, irregular, ondulada, etc.), además de la posición de la misma referida a la superficie topográfica actual. En regiones con un despegue tectónico generalizado entre un zócalo (o basamento) y una cobertera sedimentaria, un mapa de contornos de estructuras de interés es aquel que indique la posición de dicha superficie de discordancia y posterior despegue tectónico. En el Mapa Tectónico de mundo se marcan usualmente las profundidades

(isobatas) del basamento de las cuencas sedimentarias. En la figura 18.3 «se representa un mapa de profundidades (mapa de isobatas) del basamento de los materiales terciarios en la cuenca marina adyacente a las costas catalanas elaborado a partir de datos del Mapa Geológico de la Plataforma continental española a escala 1:200.000 elaborado y publicado por el Inst. Tecn. Geol. Min. recientemente. Puesto que en el mismo mapa se expresan las batimetrías, con las curvas batimétricas del fondo marino (líneas de puntos), el espesor de los materiales terciarios y cuaternarios será, en cada punto, la diferencia entre la profundidad del sustrato y la batimetría. De este modo se puede ver que a unos pocos kilómetros de la línea de costas hay una falla normal y que al sureste de la misma se tienen importantes acumulaciones (más de 6.000 m) de materiales terciarios y cuaternarios.

Los mapas de contornos de estructuras se refieren siempre a superficies no aflorantes y tienen una gran utilidad en Geología Aplicada. Superponiendo el mapa topográfico actual de una región

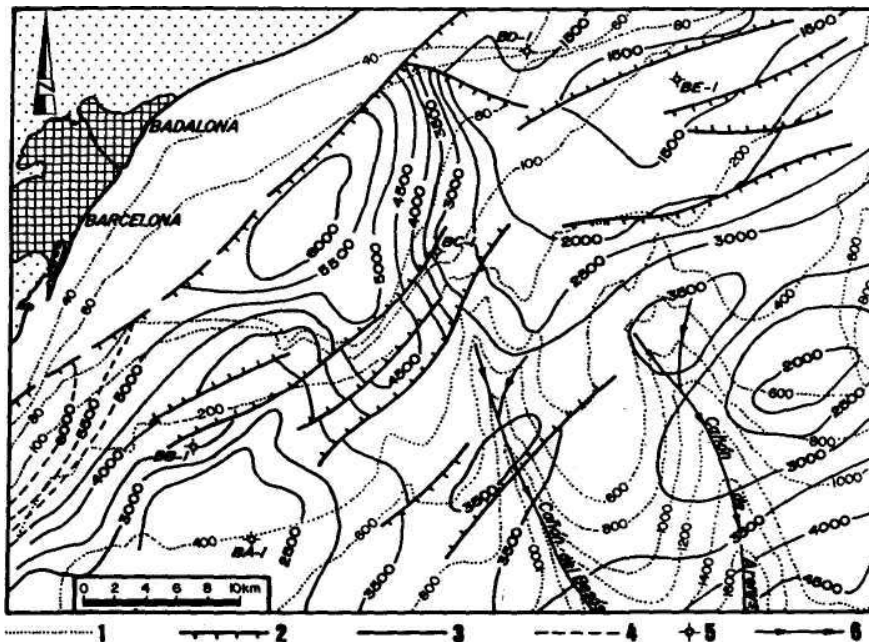


Figura 18.3.- Ejemplo de mapa de contornos de estructuras. Mapa de isobatas (valores de profundidad con respecto a nivel del mar) de la superficie basal del Terciario en el relleno sedimentario del margen continental catalán, elaborado a partir de los datos del Mapa Geológico de la Plataforma continental española, hoja 35-42A (Barcelona) del Inst. Tecn. Geol. Min. España (1989).
 Leyenda: 1.- Curvas batimétricas del fondo marino, expresadas en metros. 2.- Fallas normales. 3.- Isobatas de la superficie basal del Terciario, en metros. 4.- ídem, de posición dudosa. 5.- Sondeos profundos que han permitido ajustar los valores de los perfiles sísmicos. 6.- Cañones submarinos.

y el mapa de contornos de estructuras, referido a una superficie concreta*, se puede saber con precisión la profundidad a la que se encuentra dicha superficie en cada punto de la región, y, por tanto, la profundidad de un posible sondeo para acceder a ella. Bastaría con restar los dos valores: altitud del punto topográfico y altitud de la superficie expresada en el mapa de contornos de estructuras.

En campañas de prospección geológica con sondeos, como en el caso de la Geología del Petróleo, es esencial disponer de estos datos de profundidad a la que se encuentra cada superficie, para con ello programar la profundidad de cada uno de los sondeos e incluso para seleccionar el tipo de equipación más adecuado para sondear. En el campo de la Geología del Petróleo los mapas de contornos de estructuras tienen otra aplicación muy interesante. Se trata del sistema de representación que permite expresar mejor la geometría de las trampas petrolíferas, en especial de las trampas estructurales. Los límites del campo corresponden a la proyección sobre el plano actual de una superficie horizontal, concretamente la que separa el volumen de rocas cuyos poros están ocupados por petróleo y por agua, que es una curva de nivel.

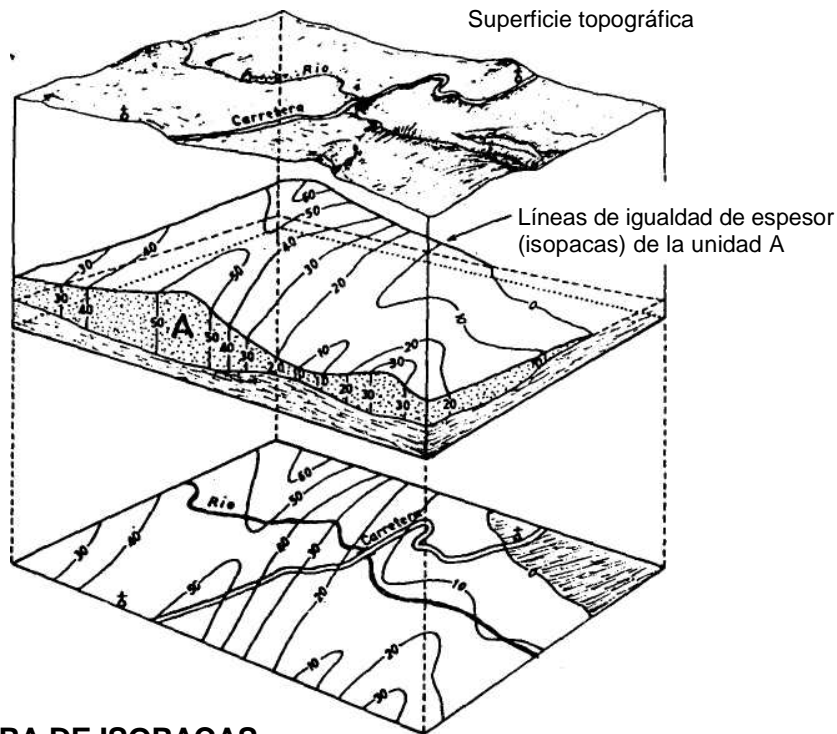
18.2.- MAPAS DE ISOPACAS

Se denominan *isopacas* a las líneas trazadas sobre una unidad litoestratigráfica que unen puntos de igualdad de valor de espesor de la misma. Los *mapas de isopacas* son, por tanto, mapas en los que se expresan las variaciones de espesor de una unidad estratigráfica. Constituyen uno de los tipos de representación más característica en los estudios estratigráficos de amplias regiones, en especial, en el análisis de cuencas.

En la figura 18.4, original de Corrales *et al.* (1977), se expresa gráficamente la manera de elaborar un mapa de isopacas de una unidad litoestratigráfica. En el dibujo se destacan tres niveles: el superior que representa la superficie topográfica actual, el intermedio que corresponde a la posición espacial de la unidad litoestratigráfica (en la que se marcan las isopacas) y el inferior que es un plano horizontal para la proyección simultánea de los datos de curvas de nivel del relieve actual (mapa topográfico) y los de las isopacas.

Los datos de espesor de una unidad se proyectan siempre sobre el plano horizontal, sin restituir a la posición originaria los materiales desplegando los pliegues. De este modo en el mapa lo que se indica es la posición real de áreas de máximos o mínimos de espesor de una unidad en relación con la topografía actual. Lógicamente, la geometría expresada en el mapa de isopacas será tanto más semejante a la de la unidad durante el depósito, cuanto que la deformación tectónica sea menor, por lo que este tipo de mapas será del mayor interés en la reconstrucción de cuencas cuyo relleno sedimentario no esté muy deformado.

La elaboración de un mapa de isopacas se tiene que hacer a par-



MAPA DE ISOPACAS

Figura 18.4.- Modo de elaboración de un mapa de isopacas, según Corrales *et al.* (1977), ligeramente modificado. Explicación en el texto.

tir de numerosas medidas de espesor de la unidad seleccionada, aumentando la flabilidad cuando sea mayor el número de medidas. Para materiales que afloran en superficie, estos datos se obtienen por la medida directa en el campo de dichos espesores en diferentes cortes estratigráficos, los cuales están expresados en las secciones estratigráficas levantadas. Para materiales no aflorantes, los datos se obtienen a partir de perfiles sísmicos y sondeos. En regiones para las que se dispongan simultáneamente de ambos tipos de datos (superficie y subsuelo) se utilizan todos ellos. La elaboración del mapa se pueden realizar con una gran precisión con el empleo de un programa adecuado de diseño gráfico de ordenador, de los muchos disponibles en la actualidad.

La isopaca 0 en un mapa indica el final de una unidad, el cual puede deberse al acuñamiento de la misma (límite de depósito) o al biselamiento erosivo posterior. Los valores máximos de un mapa de isopacas de una unidad litoestratigráfica corresponden al depocentro de la misma (ver capítulo 8, apartado 8.2.3).

Para que un mapa de isopacas sea más interesante para el conocimiento de la evolución de una cuenca se debe procurar que los

dos límites de la unidad a la que se refiera (unidad A de la figura) sean lúteas isócronas y que, por tanto, indiquen el espesor de los materiales correspondientes a un intervalo de tiempo concreto.

Una de las aplicaciones de mayor interés de los mapas de isopacas, en el análisis de cuencas, consiste en presentar varios mapas para intervalos de tiempo sucesivos, todos ellos con la misma base topográfica y, por tanto, referidos a la misma región, la cual puede ser la totalidad de una cuenca sedimentaria o una parte de la misma. En la figura 18.5 (tomada de Corrales *et al.*, 1977, quienes a su vez lo hacen de Ramírez del Pozo, 1971) se representan cuatro mapas de isopacas para otros tantos intervalos de tiempo sucesivos para el conjunto de la cuenca cantábrica. En los cuatro mapas de la figura 18.5 se puede constatar que los máximos espesores se alcanzan en áreas alargadas según la dirección NW-SE, coincidente con la directriz estructural de la cuenca, pero que la posición geográfica de los depocentros de las cuatro unidades ha cambiado notablemente a lo largo del tiempo desde las proximidades de Bilbao a las de Vitoria.

Con lotes de mapas de isopacas para intervalos de tiempo sucesivos se puede ver con gran facilidad la distribución de los espesores para cada uno de ellos, dato fundamental para calcular el valor de la subsidencia simultánea al depósito de cada sector de la citada región. Los espesores expresados serán iguales a la subsidencia solamente en el caso que la batimetría del depósito permanezca constante, en caso contrario habrá que introducir factores correctores, como se detallará en el capítulo 20.

18.3.- MAPAS DE FACIES

Genéricamente, un *mapa de facies* se puede definir como una representación gráfica, referida a un intervalo de tiempo específico, en la que se indica con colores, o tramas, diferentes la distribución areal de cada uno de los tipos de facies. Constituyen otra de las ilustraciones más características de los estudios estratigráficos de regiones amplias. Tienen una especial aplicación en el análisis de cuencas ya que constituyen una representación gráfica muy expresiva, de fácil interpretación.

Los mapas de facies se construyen para un área con límites geográficos definidos y para un intervalo de tiempo concreto. Este intervalo puede ser el actual, con lo que se obtendría la representación areal de los sedimentos en la actualidad, gráfico usual en los estudios de medios sedimentarios recientes. En los demás casos los mapas de facies se elaboran para un intervalo concreto de las secciones estratigráficas, preferentemente limitado por dos isócronas. Para la construcción de un mapa de facies es necesario disponer de múltiples datos, para el intervalo de tiempo en concreto. Cada dato se obtiene de una sección estratigráfica, levantada bien en superficie o en sondeos. Cuanto mayor sea el número de secciones estratigráficas disponibles mayor será la fiabilidad del mapa.

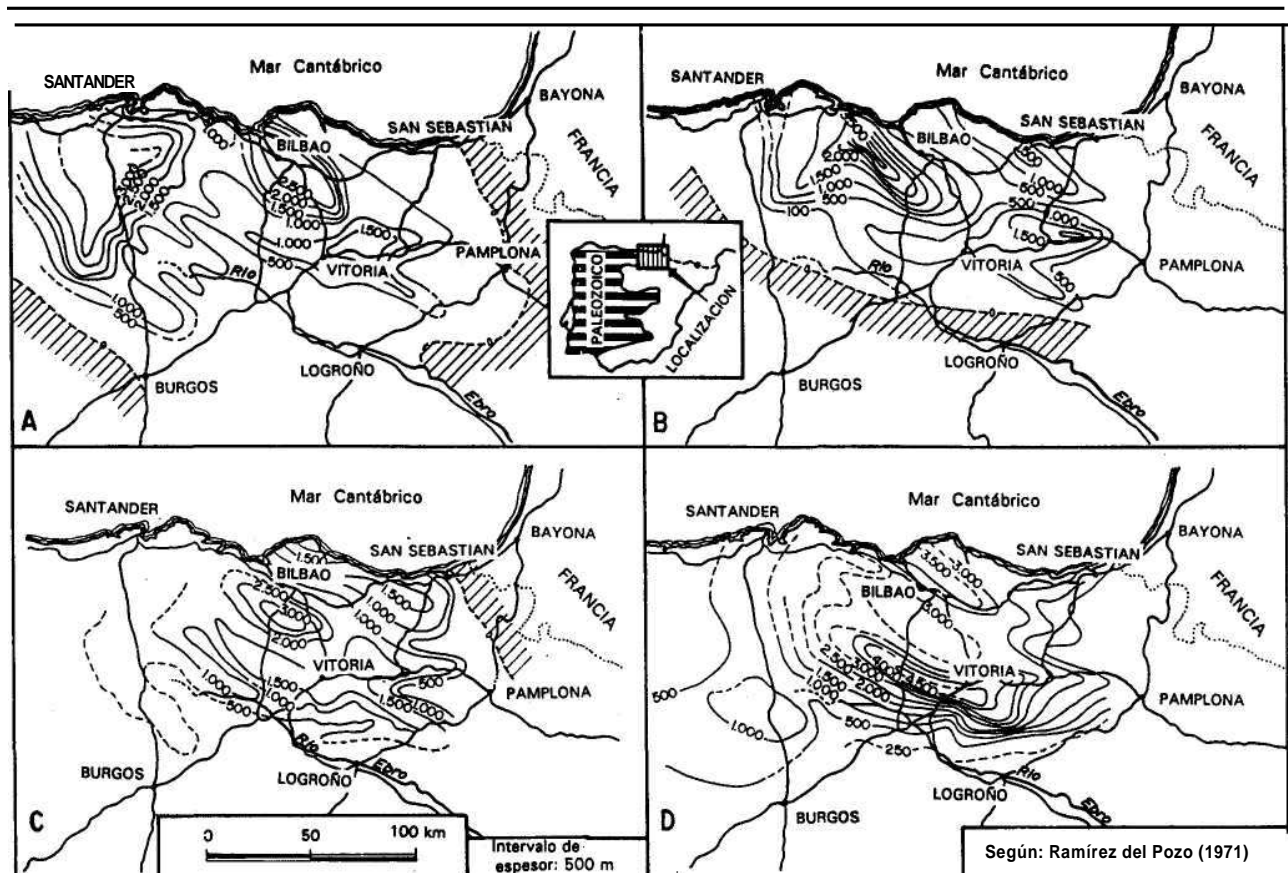


Figura 18.5.- Ejemplo de varios mapas de isopacas correspondientes a intervalos de tiempo sucesivos para una misma región, para el Mesozoico de la Cordillera Cantábrica (norte de España), tomado de Corrales *et al.* (1977), los cuales se basan en Ramírez del Pozo (1971). Leyenda: A.- Isopacas del Jurásico superior y Cretácico inferior no marinos (facies Purbeck y Weald). B.- Isopacas para el Aptiense-Albiense inferior (incluye las facies Urgon). C.- Isopacas para el Albiense superior (incluye las facies marinas y las facies Utrillas). D.- Isopacas para el Cretácico superior.

Para su elaboración es necesario, previamente, establecer la correlación entre todas las secciones estratigráficas del área de referencia. Una vez realizada la correlación y seleccionado el intervalo de tiempo concreto para el que se va a realizar el mapa de facies hay que transformar los datos de dicho intervalo de cada una de las secciones estratigráficas en datos representables en el mapa de facies. La observación y medida en cada sección debe quedar expresada por el tipo de facies dominante o con un valor numérico que expresa la abundancia relativa. El mapa de facies se construye trazando mediante extrapolación las líneas que separen sectores con datos semejantes.

En unos casos simplemente se indica el tipo de facies dominante, mediante estimación visual. Las líneas del mapa de facies separan sectores con diferente facies (litofacies y/o biofacies) dominante y cada una de ellas se representará con un color o una trama.

En otros casos se miden los espesores relativos de cada tipo de roca, con respecto al espesor total del intervalo, y se expresa la abundancia relativa de cada uno. Cuando en las secciones estratigráficas existan rocas intermedias, formadas por la mezcla de dos componentes simples (p.ej. 40% de carbonatos, 60% de lutitas), los espesores de las mismas se distribuyen entre cada tipo de roca elemental, proporcionalmente a su abundancia. Para hacer esta transformación es necesario disponer de datos procedentes de estudios de muestras en el laboratorio que permitan estimar la abundancia relativa media de cada componente elemental en la roca intermedia. Del mismo modo, si hubiese rocas formadas por mezclas de tres componentes los espesores de las mismas se distribuirían proporcionalmente a la abundancia de cada uno de ellos. Así, por ejemplo, para un paquete de estratos formado por 50% de lutitas, 30% de areniscas y 20% de carbonatos, el espesor del mismo (p.ej. 40 m) se distribuye proporcionalmente a dichos valores, entre cada uno de los componentes elementales (20 m de lutita, 12 m de arenisca y 8 m de carbonatos).

En todos los mapas de facies los datos que se expresan se proyectan sobre el plano horizontal y se representan sobre los mapas topográficos de la región a la que se refieran, sin restituir los materiales a su posible posición original, sin desplegar los pliegues y sin estimar los acortamientos o estiramientos debidos a fallas inversas y normales, respectivamente.

Se pueden diferenciar muchos tipos posibles de mapas de facies de acuerdo con el aspecto de las mismas que se destaque (litofacies, biofacies, microfacies, etc.) y el modo de elaboración del propio mapa (cuantificados, semicuantificados y no cuantificados). Entre los mapas de facies que se encuentran en las publicaciones geológicas dominan los mapas de litofacies (no cuantificados, semicuantificados o cuantificados). En ellos se expresa la distribución areal de las diferentes litofacies de los materiales estratificados comprendidos entre dos líneas isócronas.

Los mapas de biofacies son relativamente raros en la bibliografía geológica. Un tipo de mapa de biofacies muy simple es aquel que muestra la distribución areal de los diferentes géneros (y especies) de un taxon para un intervalo de tiempo concreto y en los que se marca las provincialidad de los mismos. Así, por ejemplo, un mapa de Europa en el que se marque la distribución para los materiales del Jurásico superior de las faunas boreales y la del Tethys, sería un mapa de biofacies simple. Aún más raros son los mapas de biofacies cuantificados, en los que se expresa numéricamente la abundancia relativa de dos grupos de organismos seleccionados, por ejemplo, relación entre organismos planctónicos/bentónicos. Ramírez del Pozo (1971) presentaba varios mapas de biofacies para los materiales del Cretácico de la cuenca Cantábrica en los que se expresaban con valores numéricos la relación entre foraminíferos planctónicos y bentónicos, queriendo indicar así el mayor o menos carácter pelágico de unos materiales.

Los mapas de facies de cualquiera de los tipos anteriores sirven de base para la elaboración de mapas interpretativos, para el citado intervalo de tiempo, entre ellos los mapas paleogeográficos. Un buen complemento de los mismos consiste en añadirle las medidas de paleocorrientes realizadas en los materiales del citado intervalo de tiempo, ya que ello facilita la explicación de la génesis y de la distribución lateral de las facies.

La elaboración de mapas de facies (junto con los de isopacas) para intervalos de tiempo sucesivos constituye una herramienta muy importante en el conocimiento y la expresión gráfica de la evolución sedimentaria de una cuenca.

18.3.1- Mapas de facies no cuantificados y semicuantificados

Bajo este epígrafe se incluyen a todos los mapas de facies en los que para su construcción se utilizan los datos procedentes de la observación en el campo de las secciones estratigráficas sin necesidad de una medida detallada de su composición.

El tipo más simple de mapa de facies lo constituyen los mapas de litofacies no cuantificados, en los que se representan con una trama o color cada uno de los diferentes tipos de facies estimados visualmente sin medidas precisas de ninguno de sus componentes. Además del carácter litológico dominante, con frecuencia se utiliza, como criterio de diferenciación, la presencia o no de algún material (p.ej. intercalaciones de turbiditas). Los mapas de litofaci?s semicuantitativos son un caso relativamente simple de mapa de facies, que se elabora a partir de datos con un mínimo de cuantificación. Para el intervalo de tiempo seleccionado, el tipo de facies dominante se expresa con un signo o color diferente. La cuantificación en muchos casos se limita a considerar si un término supera un porcentaje determinado (p. ej. 50%) de abundancia con respecto al total.

En este tipo de mapas de facies semicuantitativos, los términos

que se delimitan son siempre relativamente simples, como por ejemplo:

- a).- dominio de rocas carbonatadas (> 50% de calizas) azoicas
- b).- dominio de calizas organógenas (>50% de calizas) con abundantes fósiles y bioclastos
- c).- dominio de alternancia rítmica calizas/margas
- d).- dominio de margas (calizas entre 30 y 60%)
- e).- dominio de lutitas (> 50% de lutitas)
- f).- dominio de arenas y lutitas (menos del 30% de carbonatos)

No hay un criterio uniforme para la selección de términos de la leyenda del mapa de facies, sino que para cada caso concreto deben establecerse los tipos de facies a diferenciar, procurando que sean tipos frecuentes, generalmente con amplia representación areal, salvo en el caso de ser tipos muy significativos y de fácil reconocimiento a simple vista.

Este tipo de mapas de facies se usan, con bastante frecuencia, para la descripción de medios sedimentarios actuales, en los que se delimitan áreas de acuerdo con la facies dominantes en los metros más superficiales de los sedimentos de los mismos, en las que se atiende tanto los aspectos litológicos (litofacies, que delimitan litotopos) como el contenido en restos de organismos (biofacies, que delimitan biotopos). En la figura 18.6 se representa un mapa de facies no cuantificado para los depósitos recientes del delta del Nilo (tomado de Maldonado y Stanley, 1979). Cada uno de los tipos de facies expresado en la leyenda es de facies dominante, de manera que cuando se dice "lodos hemipelágicos" significa que dominan estos sin que haya intercalaciones ni de materiales del prodelta ni turbidíticos. En los diversos manuales y monografías de Sedimentología se encuentra con frecuencia mapas de este tipo ilustrando la distribución de los diferentes tipos de materiales en los medios sedimentarios actuales.

Igualmente los mapas de facies con escasa o nula cuantificación se utilizan con mucha frecuencia para mostrar la distribución de las facies dominantes para un intervalo de tiempo seleccionado dentro del correspondiente al relleno de una cuenca sedimentaria. A los criterios de cuantificación elemental (caso de utilizarse) se pueden añadir criterios texturales o de tipos de biofacies, de manera que los tipos de facies delimitados tengan diferente significado genético. De este modo estos mapas de facies podrán ser fácilmente transformados en mapas interpretativos, como son aquellos que representan la distribución areal de medios y ambientes sedimentarios para un intervalo de tiempo prefijado.

En la figura 18.7 se incluye un ejemplo de un mapa de facies sin cuantificación correspondiente al Kimmeridgiense superior de la Cordillera Ibérica central (original de Aurell, 1990). En dicho mapa se diferencian cinco facies (A, B, C, D, E) en función de los tipos



II 111 Arenas gruesas de relleno de canal y arenas turbidíticas

<XXXXJ Secuencias turbidíticas arenosas y lodos hemipelágicos

| o^Do%° | Turbiditas limosas y lodosas, y lodos hemipelágicos

Turbiditas lodosas y limosas (estas minoritarias), y lodos hemipelágicos |.'.' '|

Lodos hemipelágicos y turbiditas lodosas Lodos hemipelágicos

XvyXvHi] Depósitos hemipelágicos y de prodelta 2000 Batimetría en metros

Lodos y arenas neríticas

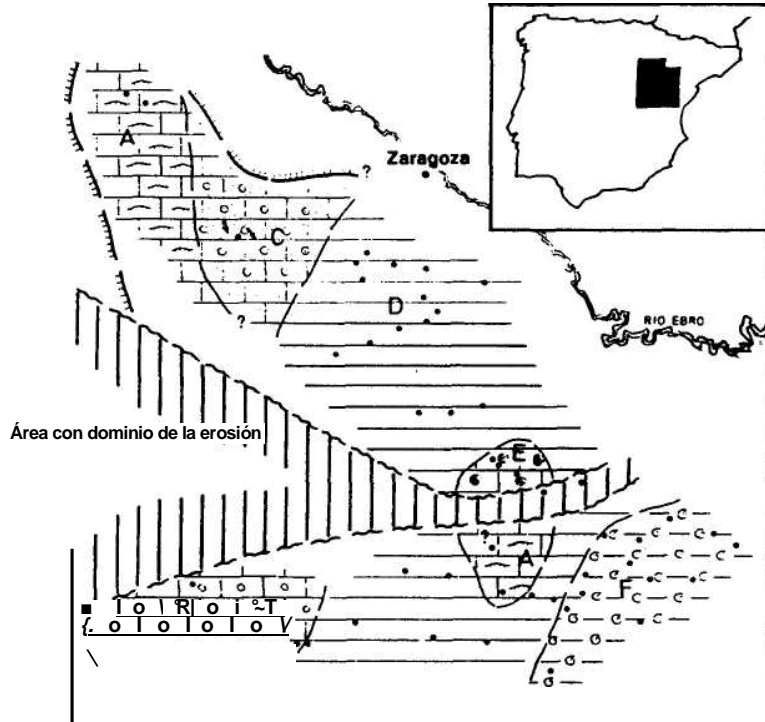
Figura 18.6.- Ejemplo de mapa de facies no cuantificado, en el que se muestra la distribución areal de las facies dominantes en un medio sedimentario actual. Mapa de facies para los sedimentos recientes del Delta del Nilo según Maidonado y Stanley (1979).

texturales (*grainstones*, *boundstone*, *packstone*) y el tipo de fósiles presentes. Se delimitan, igualmente, las áreas sin depósito en las que la erosión es el factor geológico dominante. A la figura se le añaden unos esquemas de interpretación genética de las facies, originales del mismo autor, lo que facilita la propia interpretación del mapa de facies.

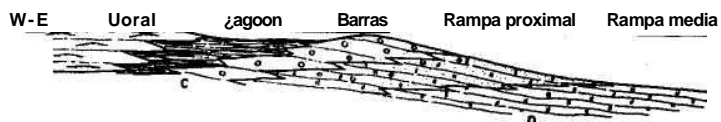
18.3.2.- Mapas de litofacies cuantificados

Bajo este epígrafe se incluyen todos los mapas de litofacies elaborados a partir de medidas numéricas efectuadas sobre los materiales estratificados, en unos casos realizadas en el campo (espeso-

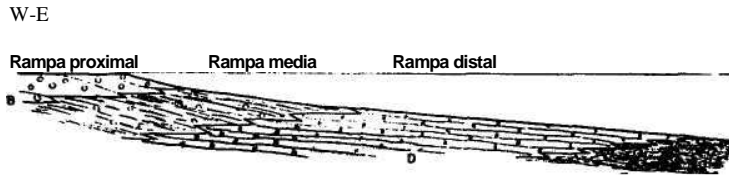
Mapa de facies para el Kimmeridgiense



o	o	1	o	i	/		
1	o	1	o		o		D
							/
X	1	o	1	W	/		
	o	1	o				
	o	1	o	1	/		leruel
		9					
	1	o	1	/			



(1)



(2)

Figura 18.7.- Mapa de facies para el Kimmeridgiense superior en la Cordillera Ibérica Central original de Aureil (1990). En la parte superior se representa el mapa de facies, en el cual se delimitan cinco tipos de facies (A, B, C, D, E) y las áreas sin sedimentación. En la parte inferior se representan dos esquemas de relación lateral de las facies, el primero (1) para el sector septentrional y el segundo (2) para el meridional, con la interpretación genética de las mismas, tomados del mismo autor. **Leyenda de facies:** A.- *Boundstone* de corales. B.- *Grainstone* oolítico. C- *Grainstones* oolíticos y areniscas. D.- Calizas biocríticas. E.- *Packstone* de peloides. E.- Margas con fósiles.

res relativos de componentes litológicos), en otros en el laboratorio (abundancia de algún o algunos componentes) y en otros combinando ambas. Para la construcción del mapa de facies se proyectan todos los valores medidos sobre el mapa topográfico y se delimitan sectores con diferentes valores en la propiedad, o propiedades seleccionadas. No existe un criterio uniforme para establecer los límites de los diferentes tipos, de manera que en cada caso concreto, en función del aspecto que se quiera destacar y del grado de variación de las facies, se establecerán los límites numéricos a partir de los cuales se considera un tipo u otro de facies.

Así, por ejemplo, en los depósitos turbidíticos interesa conocer la relación de espesores entre niveles areniscosos (turbidíticos) y lutíticos (interturbidíticos) ya que constituye un índice de proximidad y distalidad. Para ello se construyen mapas de facies en los que se representan con un mismo signo las áreas en las que dicha relación tenga valores dentro de unos límites prefijados (p.ej.: $<1/4$, $1/2-1/4$, $1-1/2$, $2-1$, >2). Un segundo ejemplo podría tomarse de las cuencas evaporíticas en las que interesa destacar gráficamente la abundancia de las evaporitas con respecto al material no evaporítico intercalado.

Los dos tipos más frecuentes de mapas de litofacies cuantificados son los mapas de un componente (también llamados mapas de isolitas) y los mapas de tres o cuatro componentes.

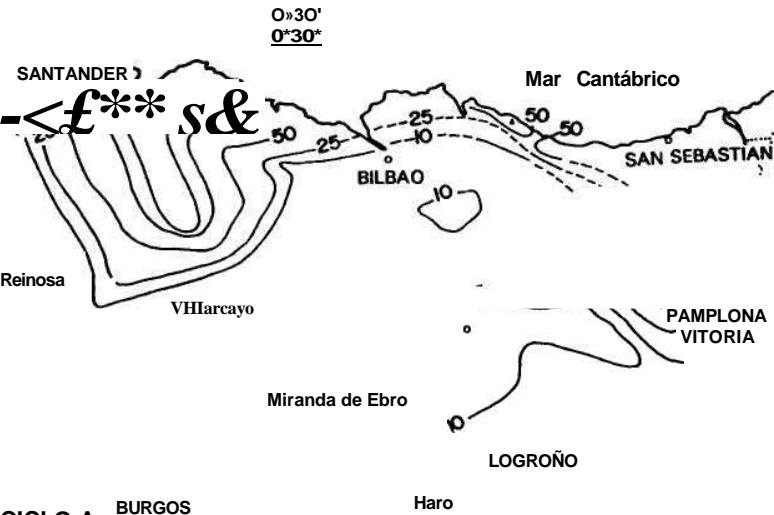
18.3.2.1.- Mapas de un componente (mapas de isolitas)

Son mapas de litofacies cuantificados muy simples, que expresan numéricamente la abundancia de un término litológico determinado, dentro del intervalo de tiempo seleccionado.

En la figura 18.8 se presentan dos ejemplos de mapas de litofacies cuantificados, de un solo componente, o mapas de isolitas. En el primero de ellos se presenta el porcentaje de calizas para el intervalo de tiempo seleccionado y área de referencia (ciclo A del Albiense de la cuenca Cantábrica). En él se observa como los máximos se alcanzan al sur de Santander donde se supera el 90%, mientras que los mínimos se tienen hacia el sur. En el segundo, para el mismo intervalo de tiempo y misma área geográfica, se representa el porcentaje de areniscas cuyos valores se distribuyen de manera muy diferente, ya que en este caso los valores máximos se disponen en los sectores más meridionales.

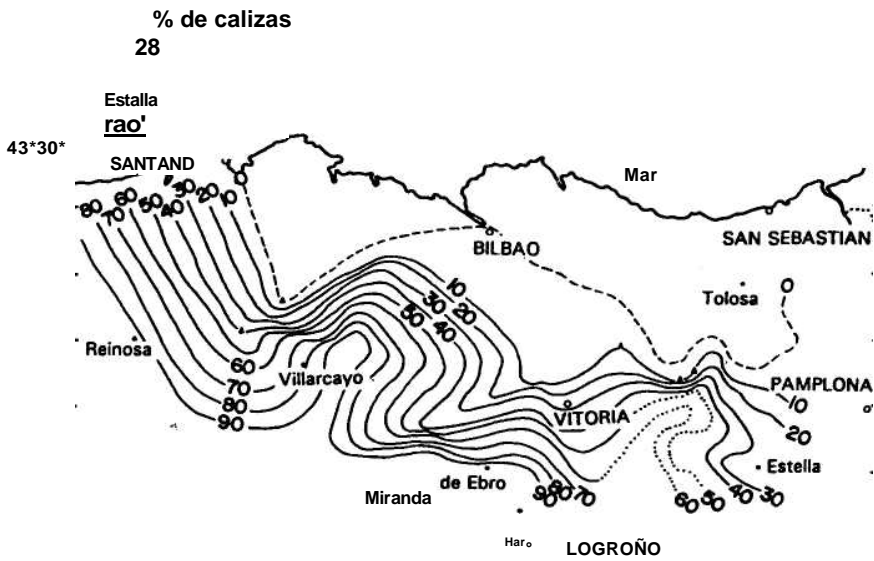
Otros ejemplos de mapas de un componente, originales de Corrochano *et al.* (1991), se incluyen en la figura 18.9, todos ellos referidos a la cuenca del Duero y al intervalo de tiempo del depósito de la Unidad de Cuestas (Mioceno). En el primero de ellos se representa la distribución de la illita expresada en porcentajes con respecto al total de minerales de la arcilla. Los valores máximos (superiores al 30%) se alcanzan en áreas dispersas de reducida extensión. En el segundo se representan los porcentajes de paligors-

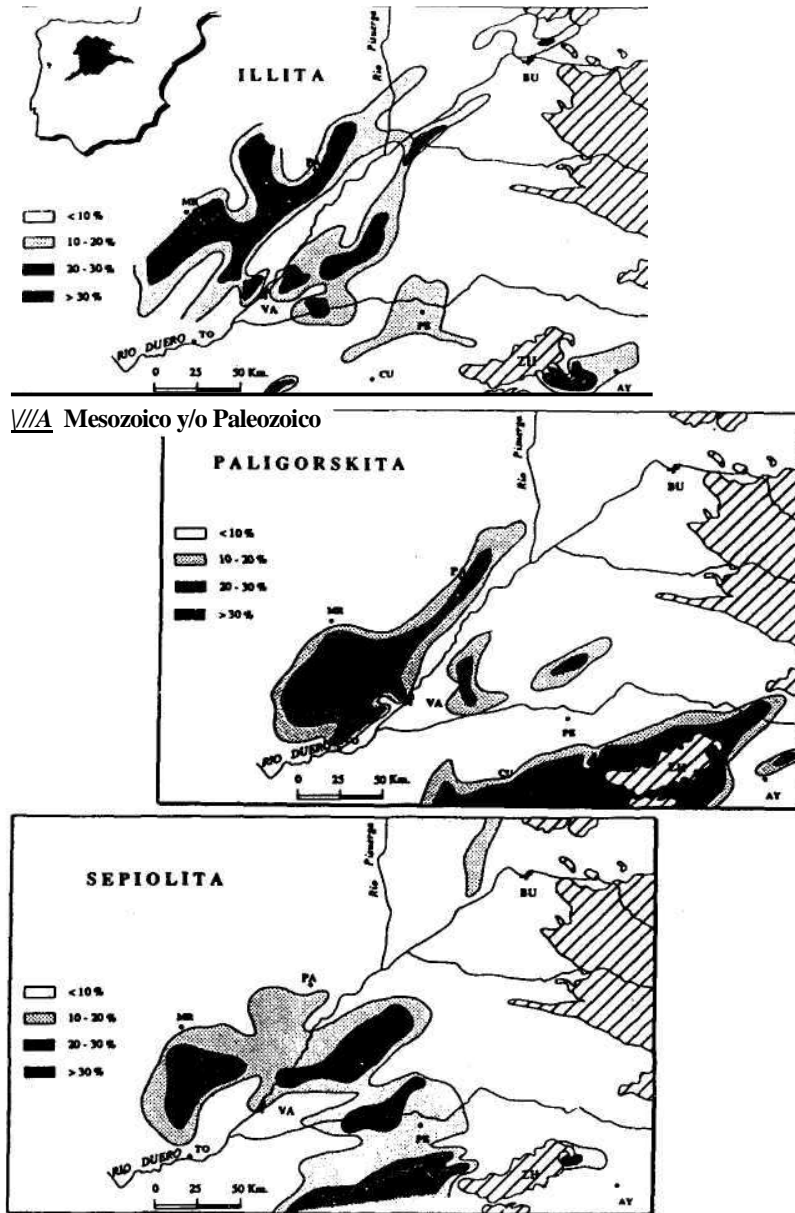
kita los cuales muestran un máximo muy marcado al oeste de Valladolid. Finalmente, en el tercero se representan los porcentajes de la sepiolita, los cuales tienen un máximo muy marcado al sur de Peñafiel, en los alrededores de Cuéllar.



CICLO A

BURGOS





///A Mesozoico y/o Paleozoico

Figura 18.9.- Ejemplos de mapas de litofacies cuantificados, de un solo componente, o mapas de isólitos. Los tres mapas se refieren a la misma región (Cuenca del Duero) y al mismo intervalo de tiempo (el del depósito de la Unidad de Cuestas, Mioceno), originales de Corrochano *et al.* (1991). Los valores de illita, paligorskita y sepiolita, de los mapas respectivos, están expresados en porcentajes con respecto al total de minerales de la arcilla. Abreviaturas de localidades geográficas: AY.- Ayllón. BU.- Burgos. CU.- Cuéllar. MR.- Medina de Rioseco. OL.- Olmedo. PA.- Patencia. PE.- Peñafiel. TO.- Tordecillas. VA.- Valladolid. La sigla ZH se utiliza para denominar el zócalo de Honrubia.

18.3.2.2.- Mapas de litofacies de tres o cuatro componentes

Los mapas de litofacies de tres componentes son aquellos en los que se muestra la relación lateral de litofacies de materiales formados por mezclas de tres componentes. La mayoría de los mapas de facies de este tipo tienen como leyenda el diagrama triangular en cuyos vértices figuran los tres tipos de rocas sedimentarias más frecuentes: lutitas, arenitas y rocas carbonatadas. Cuando en las facies que se vayan a representar haya niveles de ruditas, en las representaciones usualmente se asimilan a las arenitas, con las que tienen más afinidad genética. En este caso el vértice correspondiente a las arenitas será de arenitas + ruditas

Los datos de una sección estratigráfica se transforman en un conjunto de tres valores numéricos, concretamente tres porcentajes que suman 100, de manera que correspondan a un punto concreto dentro del citado triángulo. El triángulo se divide en varios sectores según valores de porcentajes de sus componentes y a cada sector de ellos se le asigna un color o una trama. Las partes del triángulo que correspondan a facies no representadas realmente se dejan en blanco.

En el mapa se representarán con la misma trama (o color) las áreas en las que se dispongan las secciones estratigráficas cuyos datos correspondan a cada uno de los sectores del triángulo. Mediante extrapolación se dibujarán las líneas que separen conjuntos de puntos con valores de los diferentes sectores en los que se ha dividido el triángulo.

En la figura 18.10 se reproduce un ejemplo de mapa de facies cuantificado de tres componentes con leyenda en diagrama triangular para materiales recientes, concretamente para los sedimentos recientes en las plataformas marinas adyacentes a la Costa Brava (Cataluña, Mar Mediterráneo). Mapas de facies semejantes pueden ser encontrados en las diferentes hojas del mapa 1:200.000 de las plataformas españolas que publica el Instituto Tecnológico Geomínero de España. En dicho mapa los vértices del triángulo de la leyenda son: carbonatos, lutitas y arenas+gravas. Se puede ver como las áreas adyacentes a las costas están ocupadas por facies en las que dominan las arenas+gravas, con menos del 30% de carbonatos y con una relación de arena+grava con respecto a lutita superior a 3. La áreas más alejadas de las costas están ocupadas por facies mixtas en las que los carbonatos están entre el 30 y 60%, y en el resto la relación arena+grava/lutita oscila entre 1 y 1/3. Se dejan en blanco las áreas en las que los carbonatos estén por encima del 60% y las lutitas dominen sobre la arenas+gravas, por corresponder a facies no representadas en la región.

En la figura 18.11 se presenta otro ejemplo de mapa de facies cuantificado de tres componentes, pero en este caso para materiales antiguos, concretamente para el Triásico medio en el sector central de la Cordillera Ibérica, original de Sánchez de la Torre y Águeda (1970).

Krumbein y Sloss (1963) reproducen multitud de ejemplos de

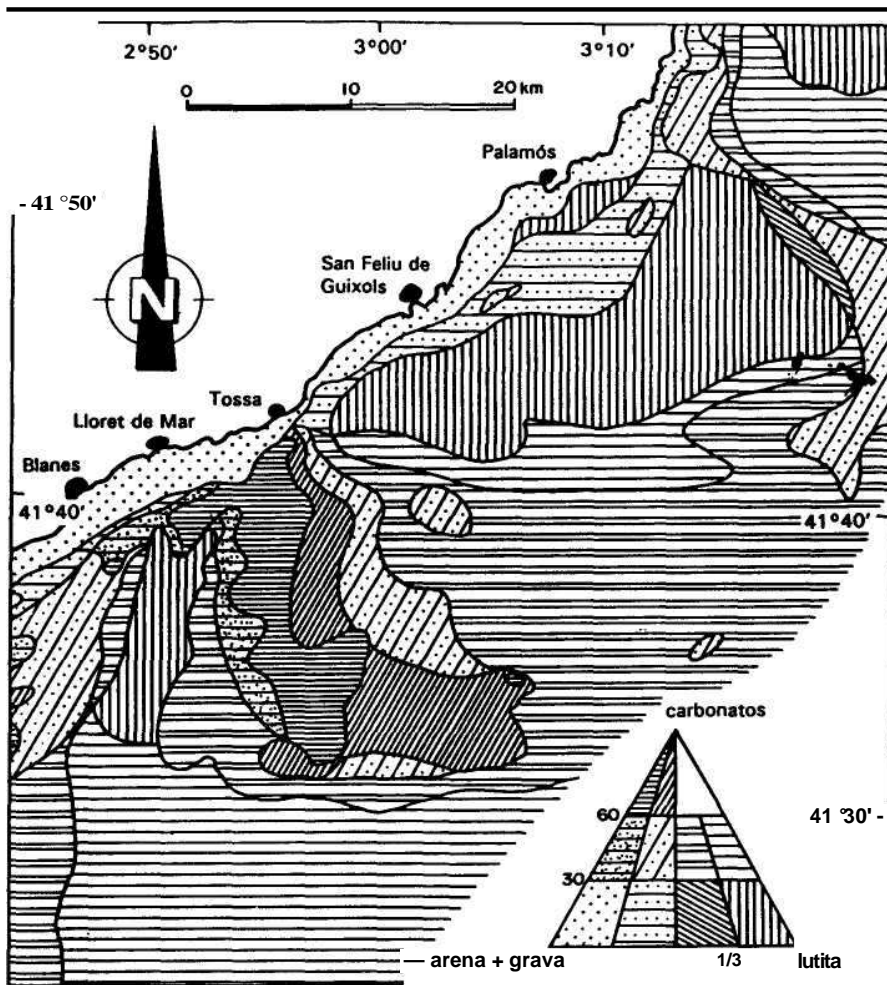
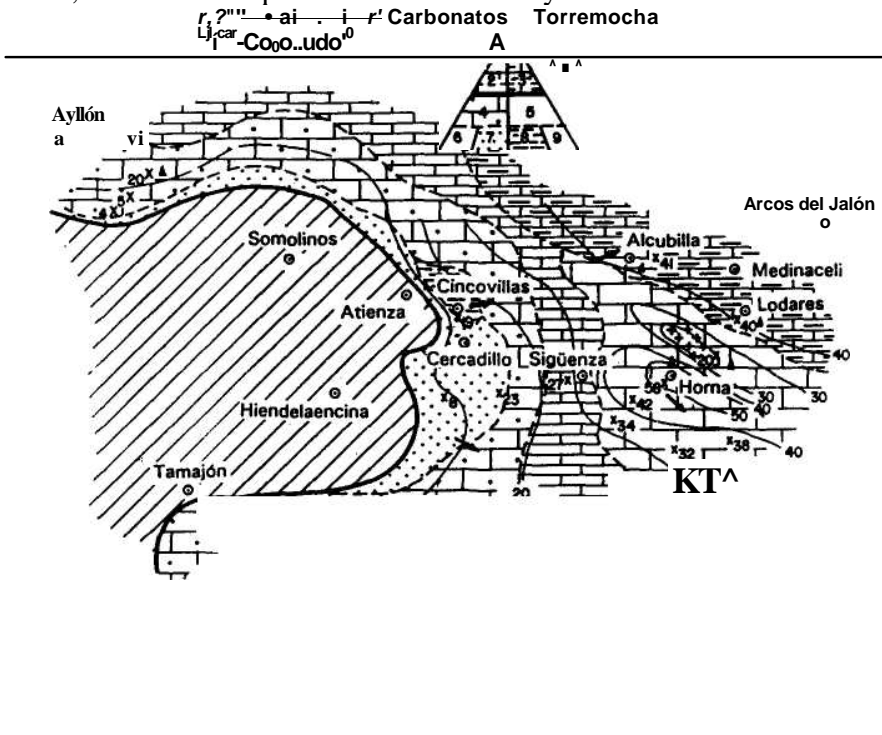


Figura 18.10.- Ejemplo de mapa de facies cuantificado de tres componentes para materiales recientes. Mapa de distribución de facies de sedimentos recientes en las plataformas marinas adyacentes a la Costa Brava (Cataluña, Mar Mediterráneo), elaborado a partir de los datos del Mapa Geológico de la Plataforma continental española, hoja 35-42A (Barcelona) del Inst. Tecn. Geol. Min. España (1989).

mapas de litofacies cuya leyenda es un diagrama triangular. En los diversos ejemplos los términos litológicos de los vértices del triángulo son: no clásticos, arena (+grava) y lutita. Las diferencias entre los distintos tipos están en la manera de dividir el triángulo. Entre ellas destaca una por su originalidad: la de los mapas de facies que se llaman entrópicos. En ellos se divide el triángulo en sectores de acuerdo con el grado de diferencia con respecto a una mezcla de composición previamente definida.

Los mapas de litofacies de cuatro componentes son bastante menos frecuentes en su uso que los anteriores. Krumbein y Sloss (1963) incluyen ejemplos de mapas de facies de cuatro componentes en los que la leyenda es un tetraedro en cuyos vértices se tienen: lutitas, areniscas, carbonatos y evaporitas. La dificultad de dibujar el tetraedro en perspectiva y la imposibilidad de ver simultáneamente todas sus caras ha llevado a buscar sistemas alternativos de representación como el utilizado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (*U.S. Geological Survey*). Este sistema de ilustración se reproduce en la figura 18.12 por considerarlo ingenioso e interesante. Se establecen 24 tipos de litofacies en las que estarán todos los lotes posibles de las combinaciones de cuatro componentes: rocas carbonatadas, evaporitas, areniscas y lutitas. Realmente corresponden a divisiones de un tetraedro en volúmenes que incluyan conjuntos de facies afines, como muestran gráficamente Krumbein y Sloss (1963, cap. 12).

Los cuatro vértices de la representación rectangular corresponden a los cuatro tipos elementales de facies. El extremo superior izquierdo a las rocas carbonatadas, el superior derecho a las evaporitas, el inferior izquierdo a las arenitas y el inferior derecho a las

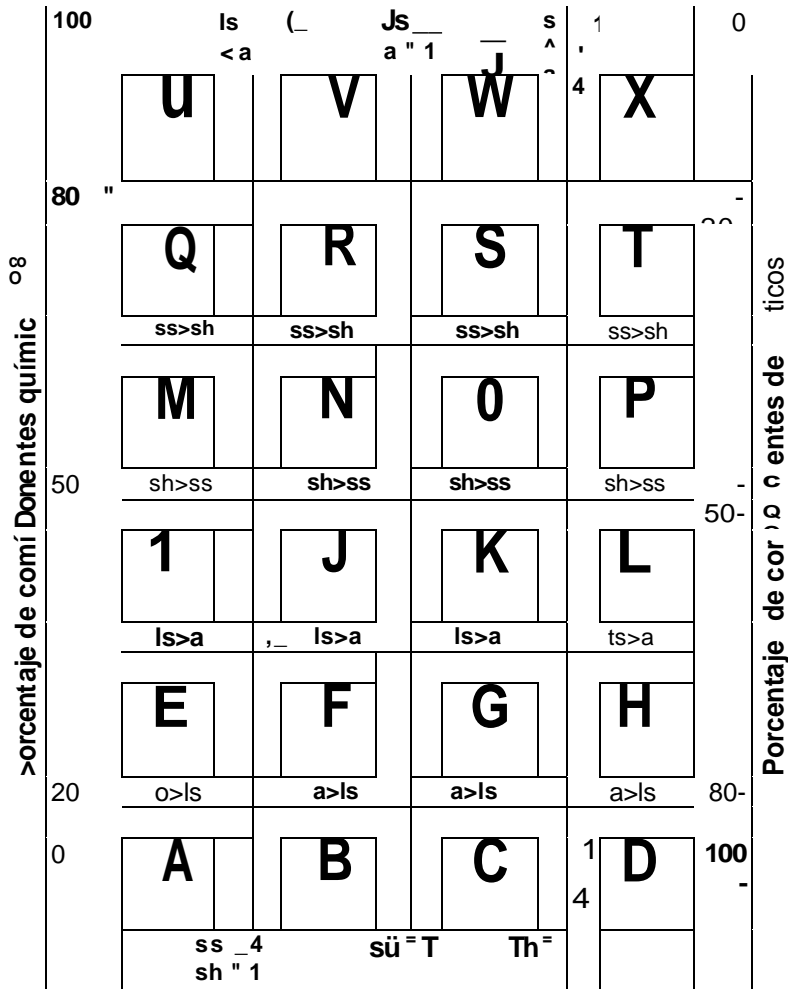


p e i « a o i c m

depósito ^{Limite de cuenca}

—o

los de litofacies Componentes
químicos predominantes



Componentes detríticos predominantes a.- anhidrita y yesos, sh.- lutitas. ls.- calizas y dolomías, ss.- areniscas

Figura 18.12.- Sistema de representación de leyenda para los mapas de litofacies de cuatro componentes utilizado por el U.S. Geológica! Survey.

lutitas. Los doce tipos de la parte superior corresponden a facies con dominio de los componentes químicos, mientras que en los 12 de la mitad inferior dominan los componentes detríticos. Dentro de la mitad superior se establecen subdivisiones en cuatro columnas verticales según la relación carbonatos/evaporitas, mientras que en la mitad inferior la división se establece por la relación arenita/luti-

ta. En sentido horizontal se establecen subdivisiones según los porcentajes de componentes químicos y detríticos (>80%, 80-50%, 50-20% y <20%). Ejemplos de mapas de facies de cuatro componentes elaborados con esta normativa se pueden encontrar en algunas publicaciones monográficas de *U.S. Geological Survey* como por ejemplo en Craig y Connor (1979) monografía en la que se incluyen múltiples mapas de facies para del Carbonífero del conjunto de los Estados Unidos.

18.4.- MAPAS PALEOGEOGRAFICOS

Un mapa paleogeográfico es un mapa en el que se representa la geografía física reconstruida para un tiempo concreto del pasado geológico (Bates y Jackson, 1987), incluyendo información sobre la distribución de las tierras y mares, de las líneas de costas, de la morfología de los relieves emergidos, de la batimetría de los sumergidos, de la dirección de las corrientes dominantes y de la distribución de los distintos tipos de sedimentos y de las áreas sin depósito.

Los mapas paleogeográficos se refieren a una región concreta y a un momento determinado del pasado geológico. Se elaboran a partir de mapas de facies de la misma región y del intervalo de tiempo correspondientes, reinterpretando las facies en función del medio sedimentario, la batimetría y morfología del relieve, y añadiendo los datos de paleocorrientes.

En la figura 18.13 se representan dos mapas paleogeográficos referidos a áreas de una extensión muy amplia (tomados de Ziegler, 1982) y que corresponden al noroeste de Europa para dos momentos de la historia geológica en el Carbonífero (Namuriense y Westphaliense). Los dos mapas paleogeográficos presentan rasgos y características muy diferentes, ya que mientras que el primero (fig. 18.13A) corresponde al intervalo de tiempo inmediatamente anterior a la formación de las cadenas hercínicas del NW de Europa, el segundo (fig. 18.13B) corresponde al intervalo de tiempo inmediatamente posterior. El surco de depósito turbidítico que rodeaba los frentes activos durante el Namuriense desapareció en el Westphaliense, periodo en el que se implantó en el norte de Europa una cuenca continental afectada por eventuales incursiones del mar, en la que se formaron importantes depósitos de carbón. Para la cuenca cantábrica (norte de España) la evolución fue diferente, ya que en el Westphaliense la sedimentación siguió siendo marina en una parte de la misma, mientras que los medios parálisis con formación de carbón se localizaron en los sectores más cercanos a los frentes activos. A los interesados en la paleogeografía de la cuenca cantábrica se remite a los mapas paleogeográficos de más detalle y reconstrucciones en bloques diagramas en los trabajos de Colmenero *et al.* (1988) y Águeda *et al.* (1991).

En la figura 18.14 se incluye un ejemplo de mapa paleogeográfico de escala mucho menor. Se trata de la reconstrucción paleo-

gráfica del borde central y septentrional de la cuenca del Ebro para el intervalo de tiempo correspondiente al depósito de una unidad estratigráfica, dentro del Mioceno inferior, original de Arenas (1993). En él se puede ver como a partir del Pirineo, en continuo levantamiento, se depositan materiales en una red de abanicos aluviales con alta y baja eficacia del transporte que hacia el sur evolucionan a una llanura lútica en la que los canales eran escasos, para pasar más hacia el sur a un lago, con una franja palustre intercalada.

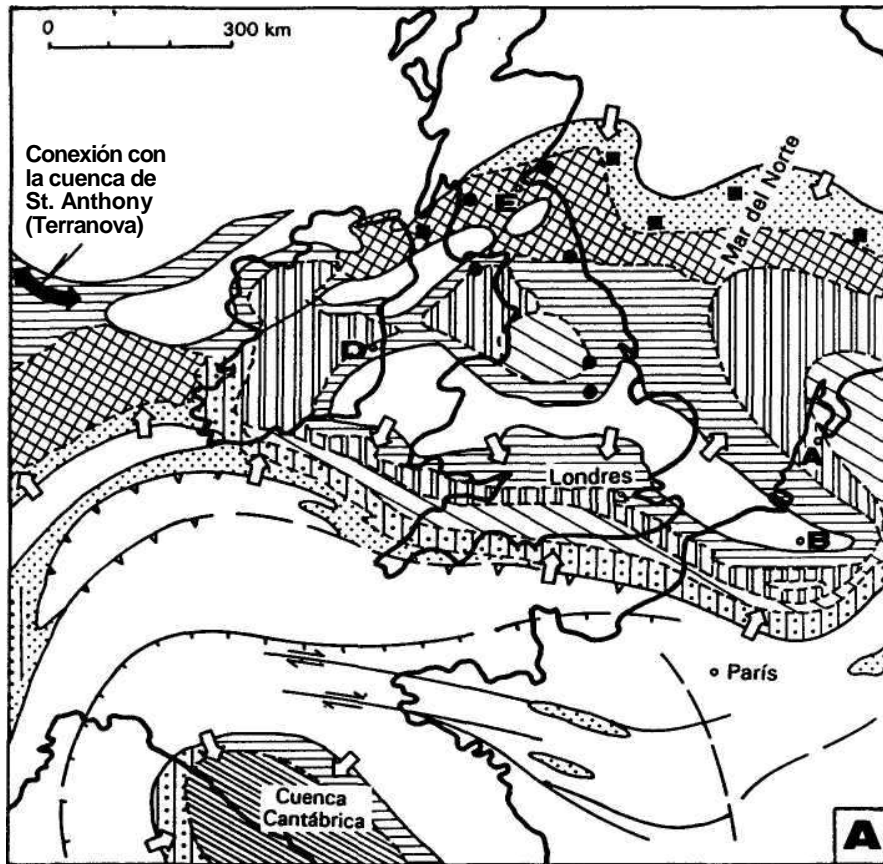
18.5.- MAPAS PALEOGEOLÓGICOS

Se trata de un tipo de mapa estratigráfico muy diferente de los anteriores, tanto en su concepción como en el modo de elaboración. Un *mapa paleogeológico* se podría definir como el mapa geológico para un momento de tiempo anterior. Se utilizan, esencialmente, para expresar la distribución areal de los materiales por debajo de superficies de discontinuidades regionales.

Para la elaboración de los mapas paleogeológicos se tiene que disponer de una amplia información sobre datos de geología del subsuelo, incluyendo sondeos. Los mejores ejemplos de mapas paleogeológicos publicados corresponden a regiones en las que se disponen de una red de sondeos muy densa y una amplia información de perfiles sísmicos.

Un primer tipo de mapa paleogeológico es aquel que representa la distribución areal de los materiales del substrato de una cuenca sedimentaria. Para su elaboración hay que partir de numerosos datos de Geología del subsuelo (sondeos y perfiles sísmicos) de manera que se pueda, a partir de ellos, reconstruir la distribución superficial de las diferentes unidades estratigráficas por debajo de la superficie de discordancia basal, del relleno sedimentario de la cuenca. En la figura 18.15 se presenta un mapa paleogeológico para el basamento de la cuenca del Ebro elaborado a partir de los datos de sondeos y perfiles sísmicos disponibles en la región. Se trata de la representación de la distribución areal de los diferentes materiales por debajo de la superficie de discontinuidad basal de la cuenca. Sería, por tanto, el mapa geológico para el momento anterior al inicio del depósito de los materiales terciarios que rellenan la cuenca.

Un segundo tipo de mapas paleogeológicos son los elaborados para intervalos de discontinuidad estratigráfica, pero dentro de la historia sedimentaria de la cuenca, y que, por tanto, separan dos grandes conjuntos litoestratigráficos, de los cuales el inferior ha sido parcialmente erosionado durante la interrupción sedimentaria. En el mapa paleogeológico queda expresada, de manera gráfica, la envergadura de esta erosión, ya que lo que en él se representa es la edad de los materiales que en cada sector se disponen directamente por debajo de la superficie de discontinuidad, pudiendo estimarse la envergadura de la laguna estratigráfica y sus variaciones según los sectores. Ziegler (1982) presenta mapas paleogeológicos de la



LEYENDA

- I I áreas sin depósito
- i..... i áreas con depósito continental
- |-|-|-|-| (fluvial y/o lacustre)
- |-----| áreas con depósito terrígeno
- I I (marino somero, costero v deltaico)
- áreas con depósito continental y eventuales incursiones marinas
- lutitas marinas someras lutitas marinas profundas
- I-TI; 1 turbiditas terrfgenas
- §§§) carbonates marinos someros

- í -

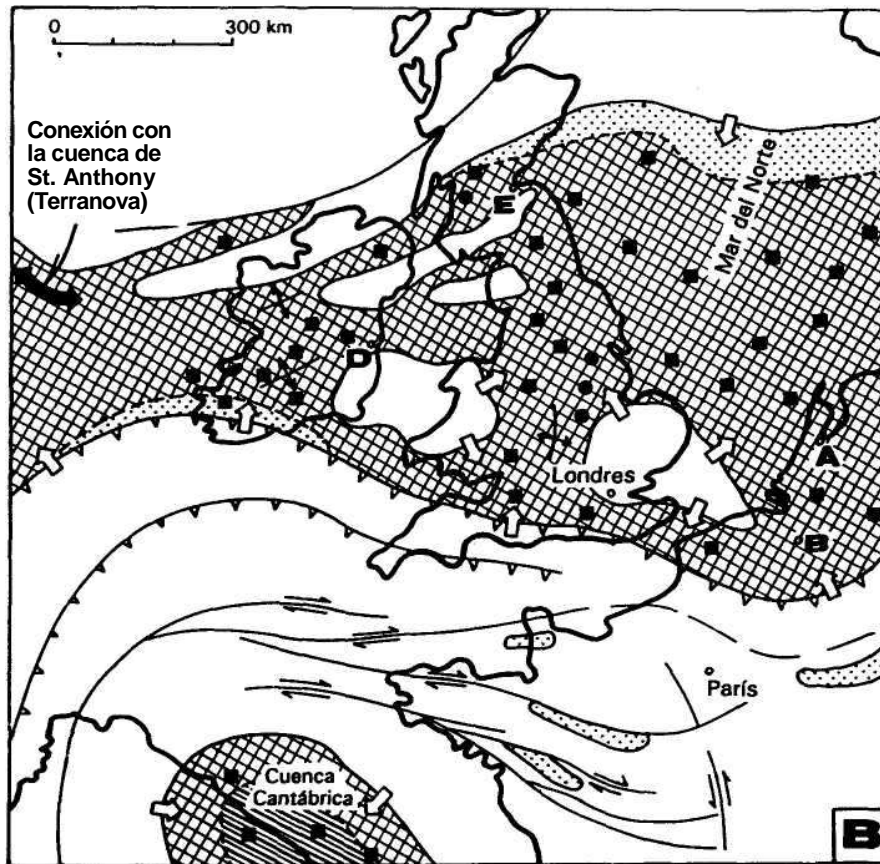
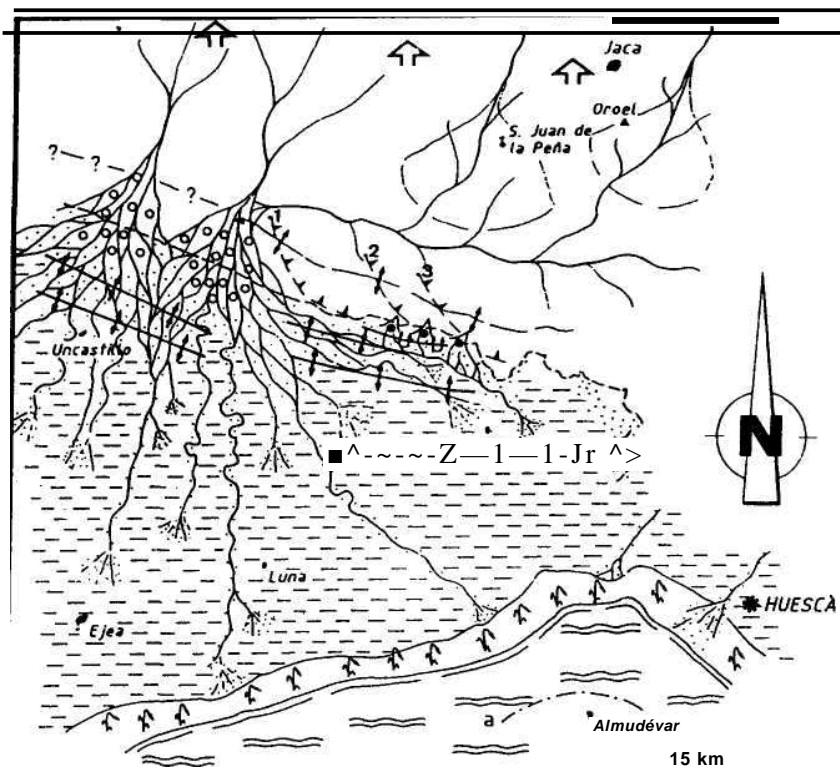


Figura 18.13.- Ejemplos de mapas paleo-geo-gráficos referidos a áreas de una extensión muy amplia. Los dos ejemplos (tomados de Ziegler, 1980) corresponden al área noroc-cidental de Europa y tienen la misma base topográfica, en la cual la Península Ibérica se ha colocado en la posición que tendría antes de la apertura del golfo de Vizcaya. Abreviaturas de localidades geográficas: A.- Amsterdam. B.- Bruselas. D.- Dublín. E.- Edimburgo. A.- Reconstrucción paleo-geográfica para el Namuriense, inmediatamente antes de finalizar la formación de las cadenas hercínicas europeas. Se observa una asimetría marcada en las cuencas sedimentarias con un frente activo, con áreas adyacentes profundas con depósitos de turbiditas y un borde pasivo con depósitos continentales, costeros y marinos someros. B.- Reconstrucción paleo-geográfica para el Westphaliense después de la elevación y emersión de las cadenas hercínicas.



Abanicos fluviales (alta eficacia de transporte)

Abanicos marginales (baja eficacia de transporte)

y Llanura lufftica "^^" Flujos canalizados

Franja palustre =5== Lago car(jo)natado

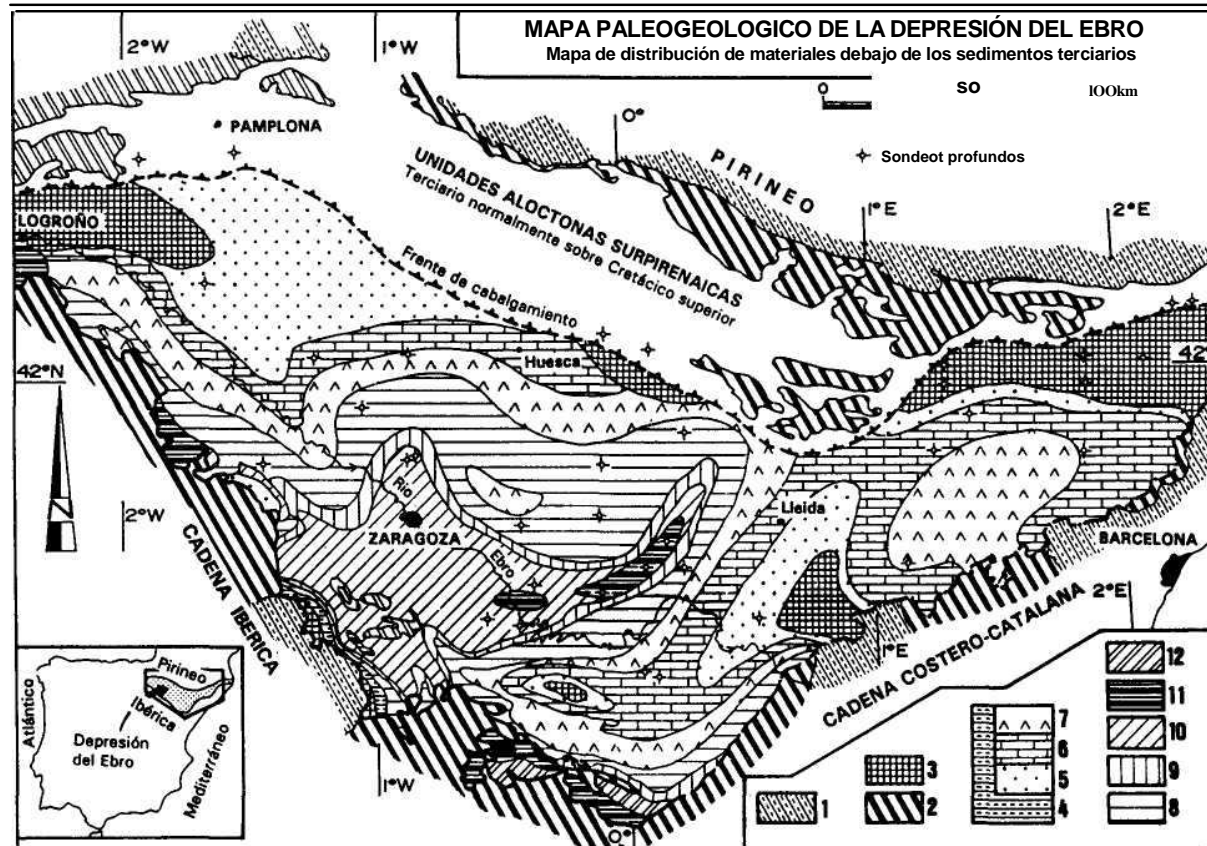
Posición actual del anticlinal-cabalgamiento de Santo Domingo-Salinas

- 1 Unidad cabalgante de San Felices
- 2 Unidad cabalgante de Punta Común
- 3 Láminas cabalgantes del Sistema de Riglos

Incremento del relieve del área fuente pirenaica

----- . Margen actual de la cuenca

Figura 18.14.- Ejemplo de mapa paleogeográfico referido a un área de extensión más reducida. Mapa paleogeográfico de la parte central y septentrional del la Cuenca del Ebro para los materiales de la megasecuencia U_3^2 (Mioceno inferior) en momentos del nivel lacustre alto (a nivel del lago sulfatado), tomado de Arenas (1993).



3i

Figura 18.15.- Ejemplo de mapa paleogeológico. Mapa del basamento de la cuenca del Ebro elaborado a partir del mapa de GESSAL incluido en los "Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España" recopilada y distribuida por el Inst. Tecn. Geo. Min. España (1990). Leyenda: 1.- Afloramientos del Paleozoico (en Pirineo, Ibérica y Costero-Catalana). 2.- Afloramientos de Mesozoico. 3.- Substrato del Terciario formado por materiales del Paleozoico. 4-5-6-7.- Substrato del Terciario formado por materiales del Triásico (4.- Triásico sin diferenciar; 5.- Buntsandstein; 6.- Muschelkalk; 7.- Keuper). 8-9-10.- Substrato del Terciario formado por materiales del Jurásico (8.- Lías; 9.- Dogger; 10.- Malm). 11.- Substrato formado por Cretácico inferior. 12.- Substrato formado por Cretácico superior.

Europa central y occidental para el inicio del Pérmico y para el inicio del Terciario.

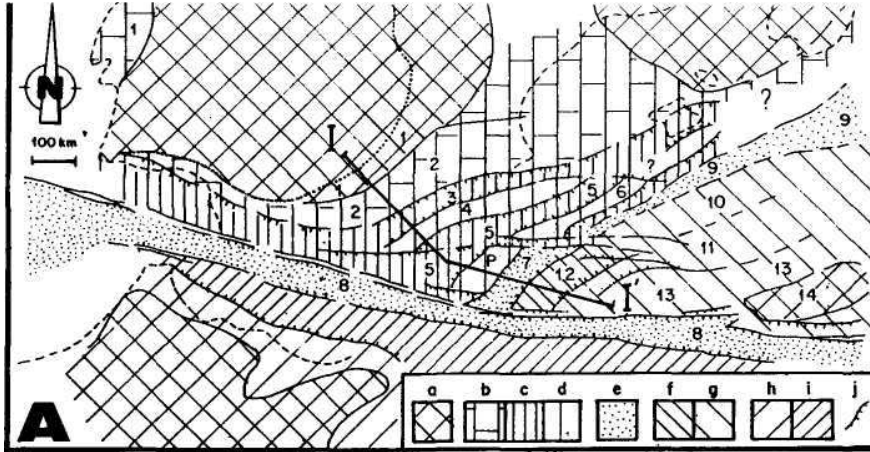
18.6.- MAPAS PALINSPASTICOS

En todos los mapas anteriores los datos que en ellos se representan se proyectan sobre los mapas topográficos actuales, sin desplegar las estructuras y restituir la posición originaria de los materiales. Los mapas palinspásticos, por el contrario, son precisamente aquellos que pretenden reconstruir la posición geográfica originaria de los materiales, esto es, la que ocuparían antes del acortamiento por pliegues o cabalgamientos.

La elaboración de mapas palinspásticos en la mayoría de los casos es compleja y tiene una carga relativa de subjetividad, ya que son mapas interpretativos. Un paso previo en la elaboración de mapas palinspásticos son las secciones palinspásticas y cortes balanceados que son cortes elaborados a partir de cortes geológicos muy detallados y completados con datos de subsuelo que permiten medir el grado de acortamiento de una cobertera sedimentaria plegada.

En la figura 18.16 se representa un ejemplo de un mapa palinspástico del extremo occidental del Tethys durante el Cretácico inferior (tomado de Martín-Algarra, 1987, y Martín-Algarra y Vera, 1993). En el mapa palinspástico (fig. 18.16A) se representa la distribución de los diferentes dominios paleogeográficos de la actual Cordillera Bética y de las cadenas norteafricanas, para el Cretácico inferior, desplegando los pliegues y cabalgamientos a la supuesta posición originaria. Se marca igualmente la posición de las áreas continentales de la Placa Ibérica, de la Placa Africana y del Bloque Mesomediterráneo, así como las posiciones de sus márgenes continentales y las áreas oceánicas (o semioceánicas) que los separan. Dentro de los márgenes continentales se diferencian las áreas de plataforma continental, las áreas pelágicas subsidentes (surcos), las pelágicas menos subsidentes (umbrales), las áreas de talud y de cuenca, así como la posición geográfica de los depósitos de los flysches (formados esencialmente por turbiditas). A la figura se le han añadido tres secciones de reconstrucción palinspástica (fig. 18.16B) para tres momentos de tiempo (190, 140 y 100 Ma B.P.) dos de ellos anteriores al momento al que se refiere el mapa y el tercero para el mismo, con lo que se expresa la evolución temporal.

En la figura 18.17 se reproducen tres mapas paleogeográficos y palinspásticos para la cordillera Bética correspondientes a tres intervalos de tiempo sucesivos dentro del Neógeno (Serravalliense, Tortoniense superior y Plioceno inferior). En ellos muestra la evolución paleogeográfica de esta Cordillera desde el inicio de la colisión continental en la que se formó hasta mostrar una posición de las líneas de costas similar a la actual, con las únicas variaciones de existir penetraciones en la cuenca del Guadalquivir y en las costas almerienses y murcianas.



MARGEN CONTINENTAL SUDIBERICO

Lias inferior (190 Ma)

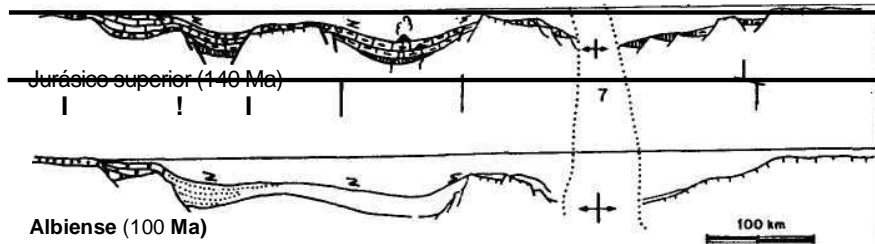


Figura 18.16.- Ejemplo de un mapa palinspástico y tres ejemplos de secciones de reconstrucción palinspástica. A.- Mapa palinspástico del extremo occidental del Tethys durante el Cretácico inferior (según Martín-Algarra, 1987). Leyenda: a.- Áreas continentales. b,c,d: Margen Sudibérico (b.- plataforma prebética; c- áreas de surco; d.- áreas de umbral), e.- Cuencas oceánicas o semioceánicas. f,g: Bloque Mesomediterráneo (f.- áreas de talud y de cuenca; g.- áreas marinas someras). h,i: Margen norafricano (h.- áreas de plataforma; i.- áreas de talud y de cuenca), j: posición de los bordes de plataformas y/o bordes de surcos. Clave de dominios paleogeográficos: 1.- Prebético externo. 2.- Prebético interno. 3.- Dominio Intermedio. 4.- Subbético externo. 5.- Subbético medio. 6.- Subbético interno y Penibético (P). 7.- Cuenca de los flysches del Campo de Gibraltar. 8.- Surco de los flysches norafricanos. 9.- Extremo occidental del océano ligúride. 10.- Nevado-Filábride. 11.- Alpujárride. 12.- Rondades. 13.- Maláguides. 14.- Cabillas argelinas. II.- Posición del corte de las reconstrucciones palinspásticas de la figura B. B.- Secciones de reconstrucción palinspástica para tres intervalos de tiempo diferentes (190,140 y 100 Ma) según el corte indicado en la figura A (I-I'), según Vera y Martín-Algarra (1993). Leyenda: a.- Areniscas fluviales y deltaicas, b.- Calizas marinas someras y maréales, c- Calizas pelágicas y facies mixtas silíceo-carbonatadas. d.- Calizas margosas y calizas con sílex, con intercalaciones de turbiditas calcáreas, e.- Margas radiolaríticas y radiolaritas. f.- Calizas pelágicas condensadas y calizas nodulosas (Facies Ammonitico Rosso). g.- Calizas margosas y margas pelágicas, h.- Turbiditas terrígenas. i.- Vulcanismo submarino, j.- *slumps*, k.- Superficies nodeposicionales.

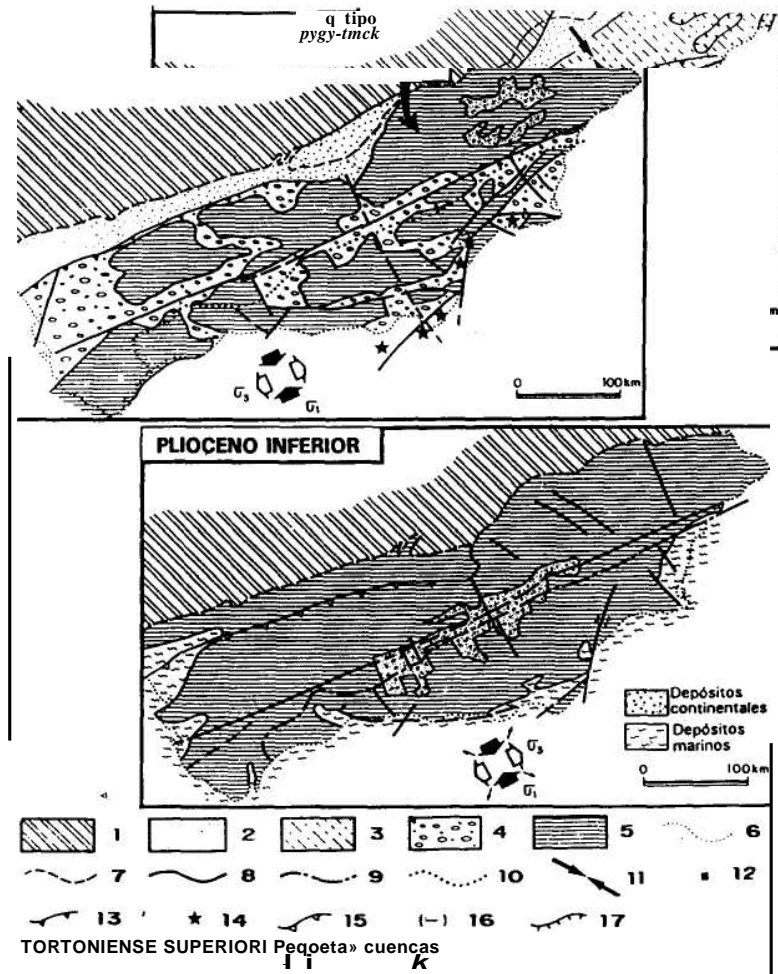


Figura 18.17.- Mapas paleogeográficos y palinspásticos en los que se muestra la evolución de la Cordillera Bética en el Serravalliense (durante la la colisión), en el Tortonense superior (después de la colisión) y en el Plioceno inferior (tras la retirada progresiva de los mares, hasta posiciones semejantes a las actuales), tomado de Sanz de Galdeano y Vera (1992). Leyenda: 1.- Antepaís emergido. 2.- Cuenca de antepaís. 3.- Cuenca remanente. 4.- Cuencas intracadena. 5.- Áreas emergidas de la Cordillera Bética. 6.- Línea de costas actual. 7.- Límite entre el antepaís emergido y la cuenca de antepaís (borde norte de la Cuenca del Guadalquivir). 8.- Fallas principales. 9.- Contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas. 10.- Posición actual del límite entre Zonas Internas y Zonas Externas. 11.- Situación geodinámica. 12.- Olistostromas. 13.- Frente activo de los olistostromas. 14.- Centros volcánicos. 15.- Frente actual de los olistostromas. 16.- Áreas subsidentes. 17.- Áreas subsidentes relacionadas con diapirismo y plegamiento. Para los términos de antepaís, cuenca remanente y cuencas intracadena véase el capítulo 22.

19

NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA

- 19.1 - Criterios de clasificación
 - 19.1.1.- Unidades observables y no observables.
 - 19.1.2.- Unidades formales e informales.
 - 19.1.3.- Estratotipos
- 19.2.- Normas internacionales que rigen la nomenclatura estratigráfica
- 19.3.- Unidades formales definidas por su contenido y propiedades
 - 19.3.1.- Unidades litoestratigráficas
 - 19.3.2 - Unidades magnetoestratigráficas
 - 19.3.3.- Unidades bioestratigráficas
 - 19.3.4- Unidades aloestratigráficas
 - 19.3.5.- Otras unidades
- 19.4.- Unidades referidas a tiempo geológico
 - 19.4.1.- Unidades cronoestratigráficas
 - 19.4.2- Unidades geocronológicas y geocronométricas
 - 19.4.3- Unidades magnetocronoestratigráficas
 - 19.4.4.- Unidades quimiocronoestratigráficas
 - 19.4-5.- Unidades diacrónicas

Los materiales que aparecen en una sección estratigráfica local pueden ser agrupados en volúmenes con características afines, a los cuales se les denominan *unidades estratigráficas*. A su vez estos volúmenes de rocas pueden ser comparados con los delimitados en otras secciones estratigráficas próximas y con ello delimitar unidades estratigráficas, con rasgos comunes, de mayor amplitud. Con los datos de todas las secciones estratigráficas de una cuenca sedimentaria y las unidades estratigráficas delimitadas es posible hacer una clasificación, basada en criterios diferentes (litología, fósiles, magnetismo remanente, tiempo, etc.) que represente la sucesión ideal de dicha cuenca. Finalmente la comparación de secciones estratigráficas de diferentes partes del mundo permite reconocer y definir unidades estratigráficas de rango mundial, las cuales en su conjunto y ordenadamente constituyen el registro estratigráfico global (ver capítulo 11).

La clasificación estratigráfica pretende la delimitación y jerarquización de unidades estratigráficas y se basa, como en cualquier otra ciencia que estudie la naturaleza, en unas normas o criterios establecidos convencionalmente. El conjunto de normas y criterios de clasificación de los materiales estratificados se denomina *nomenclatura estratigráfica*, y su finalidad es facilitar el entendimiento entre los integrantes de la comunidad científica.

Desde los primeros tiempos de la Geología, antes del propio nacimiento de la Estratigrafía, se intentaron las primeras clasificaciones estratigráficas. Así Werner y Arduino, en la segunda mitad del siglo XVIII, de una manera simple, establecieron unos criterios de división de materiales que sin embargo constituyen, en parte la base de la clasificación actual. En estos primeros tiempos, en los que los estudios se limitaban a áreas geográficas reducidas del centro de Europa, se partía de una hipótesis: que los materiales de la misma edad tendrían la misma litología en diferentes regiones. Comprobada la falsedad de esta hipótesis se empezaron a diferenciar dos tipos fundamentales de unidades: las basadas en la litología, que pueden equivaler lateralmente entre sí y superponerse, y las basadas en los fósiles característicos, que indican, además, tiempo geológico.

El considerable aumento de los estudios geológicos regionales, en áreas muy distantes, durante el siglo XIX hace que el número de unidades se multiplique hasta límites insospechados y que se empiece a pensar en la necesidad de establecer unas normas que la

regulen. Durante los años finales del siglo XIX y la primera mitad del siglo XX, se produce un divorcio total entre dos concepciones.

La primera concepción, que se consideraba por sus defensores como la más "científica" era defendida por los geólogos de centros docentes e instituciones científicas y pretendía clasificar las unidades exclusivamente (o muy preferentemente) por su edad, a partir de su contenido fósil, a nivel mundial y de acuerdo con unas normas muy rígidas que fueron fijadas en el Congreso Geológico Internacional de Bolonia (1881). Con esta normativa rigurosa se va elaborando la escala cronoestratigráfica de la Tierra y la escala de tiempo geológico. En sucesivos congresos geológicos internacionales se van completando, añadiendo o eliminando unidades que representen intervalos de tiempo sucesivos hasta llegar a la escala actual (ver capítulo 4).

La segunda concepción era de carácter eminentemente práctico y se inició con el gran desarrollo de la Geología Aplicada, alcanzando su máximo con la gran etapa de prospección petrolífera (1920-1940); bajo el punto de vista del "técnico" que buscaba petróleo, carbón u otra materia prima mineral, las unidades estratigráficas que le interesan son las que él puede fácilmente distinguir, basadas en su litología, y que son las que puede tocar con su mano, ver con sus ojos y muestrear con su martillo, bien en superficie o bien en una galería de mina, y que son, a su vez, las que se pueden cortar en un sondeo. Con esta concepción se definen unidades con nombres locales sin ningún control, sin que le importe la edad precisa, llegándose a un caos total de la nomenclatura. Un mismo volumen de rocas podía llegar a tener diferentes nombres, cambiando de denominación al traspasar los límites del área de investigación de una empresa petrolífera y pasar a la de otra. Un mismo nombre podría ser utilizado para materiales muy diferentes.

Ante este caos de la nomenclatura, se intentó resolver el problema normalizando todas las unidades ya utilizadas, pero pronto se abandonó la idea ya que el ritmo de definición de nuevas unidades era más rápido que el de la normalización de las anteriores. Por ello se optó por otra solución: regular la definición de unidades y llegar al compromiso, con las principales editoriales y revistas científicas, de obligar a los autores a usar unas normas comunes de nomenclatura. A partir de 1950 en el seno de la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas, se creó una comisión encargada de elaborar estas normas. Fruto del trabajo de esta comisión, así como de otros grupos patrocinados por sociedades geológicas, se han elaborado y publicado diferentes códigos y guías de nomenclatura estratigráfica, sobre los que se van a tratar en este capítulo.

19.1.- CRITERIOS DE CLASIFICACIÓN

Una *unidad estratigráfica* es "un estrato o conjunto de estratos adyacentes susceptibles de reconocerse en su conjunto como una

572

unidad (o entidad característica) en la clasificación de la sucesión estcatigráfica de la Tierra, respecto a alguno de los numerosos caracteres, propiedades o atributos que las rocas poseen" (GEI, 1980).

Las rocas estratificadas pueden ser clasificadas a partir de diferentes caracteres o atributos (litología, fósiles, magnetismo remanente, tiempo, etc.). Las unidades estratigráficas basadas en cada uno de ellos no coinciden necesariamente, por lo que hay que

emplear términos diferentes para designar cada una de ellas. Sin embargo, ello no implica aumento de confusión ya que "cada tipo de unidad se refiere sólo a un determinado aspecto pero todos los tipos se combinan íntimamente para permitir lograr los objetivos primordiales de la Estratigrafía: el mejor conocimiento y comprensión de los estratos de la Tierra, a partir del cual se puede esbozar la naturaleza de los acontecimientos, procesos y vida en la Tierra en el pasado" (GEI, 1989).

Además de las unidades estratigráficas (volúmenes de rocas) se pueden definir los *límites estratigráficos* que son superficies concretas de una sección estratigráfica que marcan la separación entre dos unidades estratigráficas consecutivas.

19.1.1.- Unidades observables y no observables

Dentro de las unidades estratigráficas se pueden diferenciar dos grandes grupos, de acuerdo con el carácter en el que se base o el criterio seguido en su designación: observables y no observables (fig. 19.1).

Las unidades observables son conjuntos de estratos que se pueden tocar, medir, muestrear y cartografiar, que se diferencian de otros por sus propiedades. Los dos casos más simples de unidades observables son: las *unidades litoestratigráficas* (volúmenes de materiales diferenciados por su litología) y las *unidades bioestratigráficas* (volúmenes de materiales diferenciados por sus fósiles), sobre las que se ha tratado ampliamente en capítulos anteriores (capítulos 8 y 12, respectivamente). Se pueden considerar unidades observables, además de estas dos, aquellas que se reconocen instrumentalmente como son las unidades diferenciadas a partir del paleomagnetismo (*unidades magnetoestratigráficas*) y las que pueden diferenciarse a partir del estudio geoquímico (*unidades químio-estratigráficas*). En el estudio geofísico del subsuelo, en especial a partir de la sísmica de reflexión se diferencian *unidades litosísmicas*, que serían los conjuntos de materiales (sectores de un perfil sísmico) con la misma facies sísmica (ver capítulo 6); estas unidades litosísmicas simplemente son la expresión de unidades litoestratigráficas en los perfiles sísmicos.

Las unidades no observables son las establecidas convencionalmente, a partir de trabajos de especialistas diversos y que responden a interpretaciones de los datos observados. Un tipo relativa-

Figura 19.1.- Gráfico en el que se muestra la relación entre los diferentes tipos de unidades estratigráficas, modificado y completado a partir de un gráfico de la Guía Estratigrafía Internacional (GEI, 1980).

mente simple de unidad no observable es el de las unidades estratigráficas separadas por discontinuidades, que son las que constituyen la base de la denominada estratigrafía secuencial (ver capítulo 21) y que genéricamente se denominan *unidades aloestratigráficas*. Muchas de las unidades estratigráficas observables pueden, eventualmente, tener una connotación temporal, que hacer que se puedan considerar como unidades de referencia de tiempo convencionales. Entre ellas están las *unidades biocronoestratigráficas* basadas en fósiles característicos, las *magnetocronoestratigráficas* intervalos de polaridad ordenados de más moderno a más antiguo y las *quimicronoestratigráficas* entre las que los estadios isotópicos del Cuaternario son el mejor ejemplo. Las unidades no observables más características son, sin duda, las *unidades cronoestratigráficas* que corresponden a conjuntos de estratos diferenciados en función del tiempo.

Al lado de las unidades estratigráficas se deben tener presentes las *unidades geocronológicas* y las *unidades geocronométricas* que son unidades de tiempo, ya establecidas según sus posiciones relativas en el tiempo, ya medidas en años (o sus múltiplos). Estas unidades, muy ligadas al desarrollo de la propia Estratigrafía, no son unidades rocosas y, por consiguiente, no pueden ser consideradas unidades estratigráficas.

En la figura 19.1 se representa gráficamente las múltiples posibilidades de subdivisión de los materiales de una sección estratigráfica, en unidades observables y no observables. En ella se puede ver que en unos casos coinciden los límites de varias de ellas mientras que en otros no lo hacen. De todas ellas las unidades litoestratigráficas y su expresión en sísmica (unidades litosísmicas) son las que se pueden denominar "unidades locales" ya que su valor con frecuencia se limita a sectores muy poco extensos. Por el contrario las unidades biocronoestratigráficas basadas en fósiles característicos, las unidades magnetocronoestratigráficas y, por supuesto, las unidades cronoestratigráficas pueden ser comparadas con las establecidas a nivel mundial en el registro estratigráfico global.

19.1.2.- Unidades formales e informales

En el uso de la nomenclatura estratigráfica con frecuencia se plantea la siguiente pregunta: ¿es una metodología o es un fin?. La respuesta es doblemente afirmativa, ya que, por una parte, el uso de una nomenclatura estratigráfica (incluso provisional) es una eficaz herramienta de trabajo en el estudio geológico de una región y, por otra parte, el establecimiento de una nomenclatura correcta es una de las principales conclusiones de un trabajo estratigráfico.

Como método de trabajo usual, al estudiar una región por primera vez, se establece una nomenclatura provisional (informal) de unidades observables que se va modificando progresivamente a medida se va conociendo mejor la región y los materiales en ella representados. Cuando se está en las condiciones óptimas para establecer una nomenclatura, lo más correcta posible, es justamente, cuando se ha finalizado un trabajo sobre una región concreta. Entonces es cuando se pueden definir de manera más correcta unas unidades formales, observables y no observables, de acuerdo con las normativas internacionales, que sean valederas para una cuenca sedimentaria o para amplios sectores de la misma.

Se denominan *unidades formales* a las unidades estratigráficas definidas de acuerdo con las normas establecidas en los códigos y guías estratigráficas, mientras que se llaman *unidades informales* a las unidades estratigráficas establecidas con carácter local y provisional, sin cumplir totalmente las normas establecidas en los códigos y guías estratigráficas. Con frecuencia hay precipitación en el uso de nomenclaturas estratigráficas formales, de manera que se definen unidades formales (en especial formaciones o unidades alo-

estratigráficas) antes de tener un amplio conocimiento de una región con lo que, a veces, puede ocurrir que algunas unidades definidas formalmente sólo son usadas por el autor que las define.

Se aconseja que el establecimiento de unidades estratigráficas formales para una región (una cuenca sedimentaria) sea una verdadera labor de integración y que se realice a partir de los datos de todos los autores que hayan estudiado la región y previo establecimiento de unas pautas comunes por los diferentes investigadores y la elección adecuada de la sección estratigráfica de referencia de cada unidad o cada límite. De esta manera las unidades tendrán más aceptación y en definitiva serán más útiles, objetivo básico de la nomenclatura.

19.1.3.- Estratotipos

Las normativas de nomenclatura estratigráfica establecen, como principio básico, que la definición de una unidad o un límite estratigráfico se haga de la manera más objetiva posible, eliminando los criterios subjetivos implícitos a las descripciones que pudiera efectuar cada autor. Para ello se establecen patrones de referencia de los que el más frecuente es el *estratotipo* (o *sección tipo*) de manera que una unidad quede definida por las características que se puedan observar en un corte concreto y no con las incluidas en la descripción que haga un autor. Para algunas unidades, como las bioestratigráficas de extensión basadas en fósiles característicos, se usan otros patrones diferentes de los estratotipos, de manera que se obliga a suministrar una detallada información gráfica de los organismos en los que se basa la clasificación y a depositar el material fosilífero en un laboratorio para que pueda ser consultado por quien lo desee.

Se denomina *estratotipo* (o *sección tipo*) al "tipo original o designado posteriormente, de una unidad estratigráfica o límite estratigráfico, que se identifica como un intervalo concreto o punto concreto en su sección estratigráfica concreta y que constituye el patrón o modelo para definir y reconocer la unidad o límite estratigráfico" (GEI, 1980). En la figura 19.2 se representan gráficamente ejemplos de estratotipos de unidad y de límite estratigráfico.

El *estratotipo unidad* comprende el afloramiento completo de la misma en el corte, desde muro hasta el techo, a ser posible con observación continua o con el mínimo de sectores cubiertos (fig. 19.2). El estratotipo unidad se usa para la definición de unidades litoestratigráficas y el nombre de la localidad es el que se usa para la formación definida.

El *estratotipo límite* comprende el punto de la sección estratigráfica en el que se sitúa exactamente el límite, pero incluye además los niveles terminales de la unidad suprayacente y los más inferiores de la unidad suprayacente (fig. 19.2). Los estratotipos límite se usan preferentemente para las unidades cronoestratigráficas.

Figura 19.2.- Expresión gráfica de los conceptos de estratotipo unidad y estratotipo límite. Obsérvese como en el estratotipo límite se incluye, además, del punto concreto del límite, los niveles infrayacentes y los suprayacentes, con respecto a dicho punto.

Los estratotipos pueden ser simples (un solo corte o sección estratigráfica) o compuestos. Los *estratotipos compuestos* están formados por la combinación de varios intervalos de secciones estratigráficas en los que se definen las unidades estratigráficas de rango menor que componen la unidad definida en el estratotipo compuesto.

La *localidad tipo* de una unidad estratigráfica (o límite estratigráfico) es la localidad geográfica concreta en la que se localiza su estratotipo, y de la que con frecuencia toma su nombre. Por su parte se llama *área tipo* al territorio geográfico que circunda a la localidad tipo.

En la Guía Estratigráfica (GEI, 1980) se establecen cinco tipos de estratotipos, que se denominan con los prefijos holo-, para-, lecto-, neo- e hipo-, en función de si son originarios o no y si están localizados en el área tipo o no.

El *holoestratotipo* es el "estratotipo original designado de una unidad o límite estratigráfico al establecer dicha unidad o límite" (GEI, 1980). Obviamente está localizada en el área tipo y en muchas ocasiones el nombre geográfico pasa a formar parte del nombre de la unidad.

El *paraestratotipo* es un "estratotipo suplementario empleado en la definición original por el autor, para ayudar a precisar el significado del holoestratotipo" (GEI, 1980). Con frecuencia al definir una unidad, además del holoestratotipo, se define uno o más paraestratotipos, que están generalmente (aunque no siempre) situados dentro del área tipo, que complementan la información.

Un *lectoestratotipo* es un "estratotipo escogido posteriormente a la definición de una unidad o límite estratigráfico, por no existir un estratotipo original adecuadamente designado" (GEI, 1980). El lectoestratotipo está siempre situado dentro de la misma región tipo y se trata de un antiguo paraestratotipo que presenta sus rasgos mejor que el antiguo holoestratotipo, al que va a reemplazar.

El *neoestratotipo* es un "estratotipo nuevo escogido para reemplazar uno anterior que ha sido destruido o que ha perdido validez" (GEI, 1980). El neoestratotipo se localiza en una región diferente de la del holoestratotipo al que va a reemplazar, lo que implica necesariamente que la unidad tendrá que cambiar de nombre.

Finalmente un *hipoestratotipo* (también llamado sección de referencia o sección de referencia auxiliar) es un "estratotipo designado para extender, a otras áreas geográficas o a otras facies, el conocimiento de una unidad o límite estratigráfico, previamente establecido por medio de un estratotipo determinado" (GEI, 1980). Siempre está subordinado a un holoestratotipo y siempre se localiza en una región alejada del área tipo. Los ejemplos más característicos de hipoestratotipos son los propuestos para pisos en los que el holoestratotipo está en otro continente; el hipoestratotipo sería el corte seleccionado por ser el más semejante al holoestratotipo y localizado en el otro continente.

En definitiva, los holoestratotipos y los paraestratotipos son siempre tipos primarios designados originalmente cuando se define una unidad, mientras que los lectoestratotipos y neoestratotipos son tipos primarios designados posteriormente cuando se quiere corregir una definición original no correcta o que haya perdido validez (por ejemplo por la desaparición del holoestratotipo). Por su parte los hipoestratotipos son los únicos que son tipos secundarios (de referencia o auxiliares) y siempre, además, designados posteriormente.

19.2.- NORMAS INTERNACIONALES QUE RIGEN LA NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA

Reguant (1989) ha realizado recientemente una detallada y cuidada revisión crítica de los códigos, guías y normativas, en general, que regulan la nomenclatura estratigráfica, unos de ellos auspiciados por la Subcomisión Internacional de Nomenclatura estratigráfica (de la que es el representante español) mientras que los otros son auspiciados por diferentes organismos. Compara las unidades estratigráficas establecidas en los diferentes códigos y guías, en especial entre las establecidas en la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980) y las que establece más recientemente el Código Estratigráfico norteamericano (NASG, 1983).

Las normas internacionales de nomenclatura estratigráfica se inician con la publicación en 1961 del Código de nomenclatura estratigráfica (CNE, 1961) elaborado por la subcomisión de nomenclatura estratigráfica de América del Norte. Este código se incluye como apéndice en el libro de Krumbein y Sloss (1963) y, posteriormente, se modifica ligeramente y se completa en una segunda edición publicada en 1970 (*Amer. Assoc. Petrol. Geol.*). Las normas establecidas en el código son aceptadas como normativa esencial de la nomenclatura estratigráfica en un congreso geológico internacional y considerada, a partir de este momento, como norma de obligado cumplimiento por gran parte de las revistas científicas publicadas en diferentes países, incluidas las de mayor prestigio.

Una fecha posterior de obligada referencia es el año 1976 cuando, tras diversos años de trabajo de una comisión de la Unión Inter-

nacional de Ciencias Geológicas (IUGS), se publicó la primera edición, de la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1976), que fue traducida al castellano cuatro años después (GEI, 1980), y cuya futura segunda edición inglesa está actualmente circulando por los diferentes miembros de la comisión y por las universidades de muchos países, como manuscrito sometido a crítica, y a la que el autor de este libro ha podido tener acceso.

La Comisión Norteamericana de nomenclatura estratigráfica publica un nuevo "Código Estratigráfico de Norteamérica" (NASG, 1983) en el que se introducen conceptos nuevos, no contemplados en primera edición de la Guía Estratigráfica Internacional. Entre las novedades más significativas está la inclusión de las unidades alo-estratigráficas, con lo que se da entidad formal en la nomenclatura a las unidades usuales en la Estratigrafía secuencial, de reciente desarrollo. El texto íntegro de este código es reproducido en algunos libros recientes de Estratigrafía (Schoch, 1989; Prothero, 1989).

Más recientemente un numeroso grupo de geólogos británicos (Whittaker *et al.*, 1991) han publicado una guía de nomenclatura estratigráfica, auspiciada por la Sociedad Geológica de Londres en la que se presta especial atención a las unidades limitadas por eventos y a la Estratigrafía secuencial.

En las diferentes normativas se tienen muchos rasgos comunes, entre ellos los requisitos que se establecen para definir correctamente nuevas unidades estratigráficas. En los trabajos en los que se definen nuevas unidades deben cumplirse los once requisitos siguientes:

- 1.- Debe quedar muy clara la intención de definir una nueva unidad.
- 2.- Se tiene que precisar el tipo y rango de unidad estratigráfica que se va a definir.
- 3.- Se tiene que justificar el nombre que se va a dar a la unidad y explicar la derivación del nombre.
- 4.- Debe hacerse una revisión histórica sobre denominaciones anteriores (formales o informales).
- 5.- Descripción del estratotipo (o patrón establecido) con el máximo detalle posible.
- 6.- Descripción de la unidad y de los rasgos en los que se basa la definición.
- 7.- Descripción de la extensión geográfica, variaciones de espesor y composición.
- 8.- Interpretación genética de la unidad y argumentos en los que se basa.
- 9.- Correlación con otras unidades y valoración de los criterios utilizados.
- 10.- Edad geológica de la unidad y argumentos en los que se basa la datación.
- 11.- Referencias bibliográficas de trabajos previos.

En todos los casos se tiene que respetar el criterio de la prioridad, similar al usado en la nomenclatura zoológica, y que consiste en que no se puede definir como nueva una unidad que ya esté correctamente definida y la obligación de usar el nombre propuesto con fecha anterior, siempre referida la fecha a la de la publicación científica. Esta norma puede incumplirse exclusivamente en el caso de unidades incorrectamente establecidas con anterioridad, pero este aspecto debe quedar muy justificado. Se debe evitar la duplicidad de nombres salvo que la separación geográfica sea tan grande que excluya toda posibilidad de confusión.

La rigidez de las normas para la definición de unidades estratigráficas es mucho mayor para aquellas unidades de aplicación al conjunto de la Tierra, como son las unidades cronoestratigráficas, para las que se obliga a que su aceptación se haga en un congreso geológico internacional, con el refrendo de especialistas de los más diferentes países.

19.3.- UNIDADES FORMALES DEFINIDAS POR SU CONTENIDO Y PROPIEDADES

El nuevo código americano (NASC, 1983) introduce un epígrafe con el título anterior para incluir a todas las unidades observables y algunas interpretativas, pero sin connotación de tiempo geológico. Se incluyen las siguientes unidades: litoestratigráficas (observables en campo y en perfiles sísmicos), magnetoestratigráficas (observables instrumentalmente), bioestratigráficas (observables en campo y en sondeos) y aloestratigráficas (observables en campo y perfiles sísmicos). En un apartado de otras unidades se incluyen las unidades: litodémicas (observables en campo), edafoestratigráficas (observables en campo) y quimioestratigráficas (observables instrumentalmente).

19.3.1.- Unidades litoestratigráficas

El capítulo 8 de este libro se dedicaba monográficamente a estas unidades, que son los volúmenes de materiales estratificados diferenciados por sus características litológicas o litofacies. En dicho capítulo se trataba sobre las unidades de diferente rango: la *formación* (unidad litoestratigráfica fundamental), las de rango mayor (*grupo*) y menor (*miembro* y *capa*). El *grupo* es la unidad litoestratigráfica de rango mayor que comprende dos, o más, formaciones adyacentes. Se pueden utilizar, si fuese necesario los términos de *supergrupo* (agrupación de dos o más grupos) y *subgrupo*, unidad de rango intermedio entre grupo y formación. Mientras que una formación, generalmente, tiene un estratotipo simple, las unidades de rango mayor tiene un estratotipo compuesto, formado por la suma de todos los estratotipos simples de las formaciones que las integran.

El *miembro* es la unidad litoestratigráfica de rango inmediata-

mente inferior a la formación y que siempre es parte de una formación, aunque no hay necesidad de dividir las formaciones en miembros. Cuando se definen miembros los estratotipos están siempre en el propio estratotipo de la formación. La *capa* es la unidad formal menor de la jerarquía de las unidades litoestratigráficas y corresponden a niveles diferenciados por su litología dentro de una formación, sin que sea necesario denominar los intervalos entre capas.

Otro término de unidad litoestratigráfica contemplado en las normativas de nomenclatura (códigos y guías) es el de *complejo*, con el que se denomina la unidad litoestratigráfica constituida por diversos tipos de rocas (sedimentarias, ígneas, metamórficas) con una configuración estructural muy compleja que llega a enmascarar la sucesión estratigráfica original.

La utilización correcta de la nomenclatura litoestratigráfica, de acuerdo con las normativas internacionales, obliga a que todas las unidades litoestratigráficas tengan un estratotipo que debe ser descrito cuidadosamente y que en las formaciones será un estratotipo simple de unidad, mientras que para el grupo será compuesto, formado por la suma de los estratotipos de las formaciones que lo integren. Es necesario, igualmente, respetar la prioridad de manera que no se definan unidades nuevas cuando estén previamente definidas con otros nombres, salvo que se justifique debidamente la necesidad de cambiar el nombre y el estratotipo.

En el uso de unidades litoestratigráficas formales es donde se recomienda una metodología de trabajo que implique el establecimiento de una nomenclatura provisional (unidades litoestratigráficas informales denominadas con siglas o letras) hasta tener un conocimiento completo y adecuado de toda la región, que facilite la selección de unidades formales válidas para toda la región.

19.3.2.- Unidades magnetoestratigráficas

Se llaman *unidades magnetoestratigráficas* a las unidades estratigráficas delimitadas de la infrayacente y de la suprayacente por sus propiedades de magnetismo remanente. De las propiedades medibles, en un estudio paleomagnético de las rocas, la única que tiene interés para definir unidades estratigráficas, es la polaridad.

La *unidad de magnetopolaridad* es la unidad estratigráfica delimitada de la infrayacente y la suprayacente por la polaridad magnética remanente. En el registro estratigráfico se han reconocido una sucesión de zonas de magnetopolaridad, normal e inversa, de diferente duración (ver capítulo 13) que se van alternando. Una *zona de magnetopolaridad* (o *magnetozona de polaridad*) necesita un estratotipo en el que se establezca la equivalencia con las unidades litoestratigráficas y las bioestratigráficas, que facilite su correlación con las unidades cronoestratigráficas. Las zonas de magnetopolaridad desde el Calloviense hasta la actualidad se denominan con una sigla compuesta por un letra y un número, que indica su orden relativo (ver

capítulo 13). Para las zonas de magnetopolaridad correspondientes a tiempos anteriores al Calloviense se usan denominaciones locales, alusivas a las localidades de los estratotipos correspondientes.

19.3.3.- Unidades bioestratigráficas

Se denominan *unidades bioestratigráficas* a los volúmenes de materiales estratificados diferenciados por su contenido paleontológico. Se ha dedicado un capítulo previo a este tipo de unidades (capítulo 12), en el que se abordaron los conceptos de biohorizontes y de biozonas, forma abreviada y de uso común del término *zona bioestratigráfica* nombre genérico que se aplica a cualquier tipo de unidad bioestratigráfica. En dicho capítulo, en el apartado 12.2.5 se diferenciaron, de acuerdo con la normativa internacional, cuatro tipos de biozonas: de *conjunto*, de *extensión* (de taxon, coincidente, Opelezona y filozona), de *apogeo* y de *intervalo*, para cuyos conceptos se remite al lector al apartado citado.

Aquí tan solo se van a comentar algunos aspectos nomenclaturales, relativos a las unidades bioestratigráficas no tratados en el capítulo 12.

Un primer aspecto que se va a considerar es su jerarquización. Al contrario de otras unidades estratigráficas en las que hay siempre varios rangos, en las unidades bioestratigráficas usualmente no se establecen jerarquías, sino que se organizan con un solo rango, procurando que correspondan a divisiones de tiempo consecutivos. Sin embargo, algunas veces se recurre a agrupaciones de biozonas con el nombre de *superzonas*, o a subdivisiones de la biozona, denominadas *subzonas*, y más excepcionalmente a la *zónula*. subdivisión de las subzonas.

Un segundo aspecto es el relativo al procedimiento para establecer estas unidades. Las normativas internacionales (CNE. 1961; GEI, 1980; NASC, 1983) obligan a suministrar ilustración y descripción detallada de los taxones diagnósticos de una unidad y a establecer la equivalencia con otras biozonas propuestas anteriormente para el mismo intervalo de tiempo. Los estratotipos no son necesarios para la definición de biozonas, aunque se recomienda que se usen.

Un tercer y último aspecto es el referido a la denominación de las unidades bioestratigráficas. La nomenclatura más correcta es la que usa el nombre del organismo (u organismos) básicos de la biozona lo que implica en numerosas ocasiones nombre muy largo y complejo (p.ej. Biozona de extensión total de *Hildoceras bifrons*). La codificación de biozonas mediante letras y números o combinaciones de ambos es cada vez más frecuente. Estas codificaciones son breves y evitan la repetición de los largos nombres formales de las biozonas, lo que es una ventaja, y además indican la ordenación temporal. Así, por ejemplo, para el Terciario marino se usa una biozonación basada en foraminíferos planctónicos que para el Paleóge-

no comprende 22 biozonas (codificadas desde P1 a P22, desde más antigua a más moderna) y para el Neógeno otras 19 biozonas desde la N4 a N23 (ver tabla en Haq *et al.*, 1988). Para el Terciario continental se usa una biozonación con letras y números (MN-13, MN-14, etc) basada en los micro vertebrados.

19.3.4.- Unidades aloestratigráficas

En la Guía estratigráfica (GEI, 1980) ya se citaba el término de *sintema* para aludir a las unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades. En el código americano (NASC, 1983) se introduce el término *unidad aloestratigráfica* para denominar a los cuerpos estratiformes cartografiables compuestos por rocas estratificadas que se definen e identifican por las discontinuidades que lo delimitan a techo y muro.

Dentro de una unidad aloestratigráfica puede haber cambios de las litofacies y biofacies, de manera que generalmente comprenden más de una unidad litoestratigráfica e, igualmente, más de una unidad bioestratigráfica. Dentro de una cuenca sedimentaria las unidades aloestratigráficas son las unidades genéticas, separadas por discontinuidades en los bordes de la cuenca que hacia el interior pueden pasar a superficies de continuidad correlativas.

Se establece como unidad fundamental a la *aloformación*, mientras que el *alogrupo* es la unidad aloestratigráfica de rango mayor y el *alomiembro* es la de rango menor.

19.3.5.- Otras unidades

En el código estratigráfico norteamericano (NASC, 1983) se definen otras unidades, no contempladas en la Guía estratigráfica (GEI, 1980) que merecen comentarse.

De una parte se tienen las *unidades litodémicas* que son las unidades estratigráficas cartografiables constituidas por rocas intrusivas y/o metamórficas, fuertemente deformadas, delimitadas por sus características litológicas. Equivalen en gran parte a un tipo especial de unidad litoestratigráfica de la Guía Estratigráfica, el *complejo*, constituida como ya se ha dicho, por diversos tipos de rocas con una configuración estructural muy compleja que llega a enmascarar la sucesión estratigráfica original. Como unidad fundamental se establece el *litodema* y el código estratigráfico norteamericano (NASC, 1983) prevé la posibilidad de realizar divisiones dentro de ellas.

De otra parte están las *unidades edafoestratigráficas* que son unidades estratigráficas constituidas por paleosuelos. Son cuerpos rocosos tridimensionales formados por uno o varios niveles de suelos superpuestos e intercalados entre rocas estratificadas. El código estratigráfico norteamericano (NASC, 1983) establece como unidad fundamental el *geosol*.

Aunque no se incluyen como unidades formales en los códigos

y guías, si se consideran de manera indirecta, las unidades basadas en criterios geoquímicos. Genéricamente y siguiendo una nomenclatura análoga a la utilizada en otros casos se pueden llamar *unidades quimioestratigráficas* (ver capítulo 14). La unidad fundamental sería la *zona quimioestratigráfica* que sería el conjunto de estratos caracterizado por sus propiedades geoquímicas. Los estadios isotópicos de los materiales del Cuaternario constituye un excelente ejemplo de este tipo de unidad.

19.4.- UNIDADES FORMALES DEFINIDAS POR SU EDAD

Bajo este epígrafe se incluyen dos tipos muy diferentes de unidades estratigráficas: De una parte se tienen las unidades constituidas por volúmenes de estratos diferenciados por su edad relativa (*unidades cronoestratigráficas*, mientras que de otra parte se tienen las unidades de tiempo geológico no referidas a estratos (*unidades geocronológicas*) o su expresión numérica en miles o millones de años (*unidades geocronométricas*).

Algunas de las unidades del apartado anterior tienen connotaciones cronoestratigráficas, al permitir delimitar intervalos de tiempo muy concretos y medibles, por lo que en este caso podemos hablar de un tipo mixto de unidades, añadiendo un segundo prefijo (crono). El caso más general serían el de las unidades *biocronoestratigráficas* o *biocronozonas*, de un interés máximo en cuanto se refieren a los fósiles característicos, hasta el punto de considerarlas como la unidad de rango menor de la cronoestratigráficas. Otros dos tipos de unidades con connotación de edad son las *unidades magnetocronoestratigráficas* y la *quimicronoestratigráficas*.

19.4.1.- Unidades cronoestratigráficas

Se denomina "unidad cronoestratigráfica" a cada uno de los volúmenes de materiales estratificados diferenciados por su edad. Las unidades cronoestratigráficas están delimitadas por *cronohorizontes* u *horizontes cronoestratigráficos*, que son superficies estratigráficas de carácter isócrono, que constituyen la base de la correlación estratigráfica.

La ordenación temporal de todas las unidades cronoestratigráficas, de más antiguas a más modernas, constituyen la *escala cronoestratigráfica universal de referencia* (estándar). Esta escala es la que sirve para expresar la edad de todos los estratos y para fijarlos en el marco de la historia de la Tierra. En teoría, el conjunto de las unidades cronoestratigráficas designadas debería abarcar la sucesión estratigráfica total, sin lagunas ni hiatos, pero aún cabe la posibilidad de encontrar en alguna parte del mundo materiales que correspondan a algún intervalo de tiempo no representado.

El *eonotema* es la unidad cronoestratigráfica de rango mayor, y equivale a los materiales formados durante un eón (unidad geocro-

nológica). Se diferencian dos eonotemas, que se denominan con los mismos nombres que los eones. Los materiales desde la base del Cámbrico hasta los recientes constituyen el eonotema Fanerozoico, mientras que los anteriores al Cámbrico constituyen el llamado Criptozoico, Arqueozoico o Precámbrico que puede ser considerado un eonotema o como el conjunto de tres eonotemas: Prearcaico, Arcaico y Proterozoico.

El *eratema* es la unidad de rango inmediatamente inferior al eonotema y corresponde a los materiales depositados en cada era (unidad geocronológica). Dentro del Eonotema Fanerozoico se diferencian tres eratemas (con los mismos nombres de las eras): Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

El *sistema* es la unidad cronoestratigráfica de rango inmediatamente inferior al eratema. Todos los sistemas aceptados en la nomenclatura internacional en la actualidad tienen una duración lo suficientemente extensa para constituir unidades de referencia cronoestratigráfica en todo el mundo. Los sistemas se denominan de manera diferente. En unos casos se refieren a su posición temporal (p.ej. Terciario y Cuaternario), en otros a su litología (p.ej. Carbónífero y Cretácico) y en otros aluden a regiones geográficas (p.ej. Jurásico y Devónico). Para un mayor detalle de la procedencia de los nombres de los sistemas se remite al lector interesado a los libros de Riba y Reguant (1986) y de Harland *et al.* (1990).

Las *series* son unidades cronoestratigráficas entre el piso y el sistema, del cual es siempre una división. La mayoría de los sistemas se han dividido en varias series. En los casos más simples los sistemas se dividen en dos series que se denominan simplemente inferior y superior o en tres (inferior, medio y superior). En otros casos las series reciben nombres específicos (ver tabla en capítulo 4). Las series tienen estratotipos compuestos formados por la suma de los estratotipos simples de los pisos que contienen.

El *piso* es la unidad cronoestratigráfica fundamental y la unidad de trabajo básica de la cronoestratigrafía y, también, una de las unidades más pequeñas de la jerarquía cronoestratigráfica de referencia que ofrece la posibilidad de ser reconocida en todo el mundo. Los pisos reconocidos actualmente representan volúmenes de estratos que tienen una duración media de 3-10 millones de años. El nombre de un piso debe derivarse, a ser posible, de un accidente geográfico de los alrededores de su sección tipo o área tipo. Algunos pisos llevan el mismo nombre, añadiendo en castellano la terminación *-iense* (en inglés *-ian*, en francés *-ien*), de la unidad litoestratigráfica en la que se basaron originariamente en sus áreas tipo.

Problemática de la utilización de pisos definidos hace más de un siglo

Muchos de los pisos que figuran en la escala cronoestratigráfica universal de referencia han sido definidos hace más de un siglo y se

siguen manteniendo tanto sus nombres como sus estratotipos unidad. Sin embargo, modernamente se han revisado, por grupos de expertos internacionales, la mayor parte de los estratotipos y se han estudiado con el máximo detalle sus límites, redefiniendo los pisos con mucha precisión, y siempre a través de organismos científicos internacionales que garantizan la participación en grupos de trabajo de todos los expertos que lo deseen, cubriendo los diferentes aspectos de interés (litoestratigráficos, bioestratigráficos, sedimentológicos, magnetoestratigráficos, quimioestratigráficos, etc.). La definición de un nuevo piso, el cambio de estratotipo de uno ya definido o la redefinición de alguno (o de sus límites) ha de hacerse siempre en congresos geológicos internacionales, tras una labor prolongada de varios años (a veces decenios) de trabajo de los expertos. En algunos casos al no disponer de criterios totalmente objetivos en los que fijar un límite es necesario llegar a acuerdos. El tipo de acuerdo más general consiste en fijar el límite entre dos pisos en la base de una biocronozona concreta y/o en relación con un cambio paleomagnético concreto.

La primera norma fundamental que se tiene establecida por acuerdo internacionales alcanzados en congresos geológicos mundiales es que los pisos se definan sobre materiales marinos, por lo que se han ido abandonando los pisos que fueron definidos sobre secciones continentales, muchos de los cuales son actualmente considerados facies con referencia cronoestratigráfica (ver capítulo 6). Por ejemplo del antiguo Purbeckiense ha sido eliminado de la escala y ha pasado a considerarse como un tipo de facies característico del Jurásico terminal y Cretácico basal en gran parte de Europa.

Se tiende a redefinir los pisos, aún sin cambiar el nombre, tomando estratotipos límite en diferentes localidades. En la figura 19.3, tomada de la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980) y ligeramente modificada se muestra la ventaja de establecer las unidades cronoestratigráficas (concretamente los pisos) a partir de estratotipos límite y no de estratotipos unidad. Cuando la definición se hace a partir de estratotipos unidad, como los originariamente usados en la definición de los mismos, al tratarse de estratotipos en localidades muy distantes unas de otras, y con secciones estratigráficas en las que no hay garantía de tener un registro continuo, cabe la posibilidad de que queden intervalos de tiempo geológico no representados (lagunas). Igualmente cabe la posibilidad de que entre dos estratotipos de intervalos de tiempo considerado consecutivos, haya una fracción del mismo que se solape (traslape).

Al establecer para los límites de los pisos un estratotipo límite, basado fundamentalmente en biocronohorizontes de primera aparición de unos organismos (fósiles característicos) y completados con los datos de magnetoestratigrafía y cualquier otro que sirva para establecer correlaciones, se evitan estos posibles errores. Con la

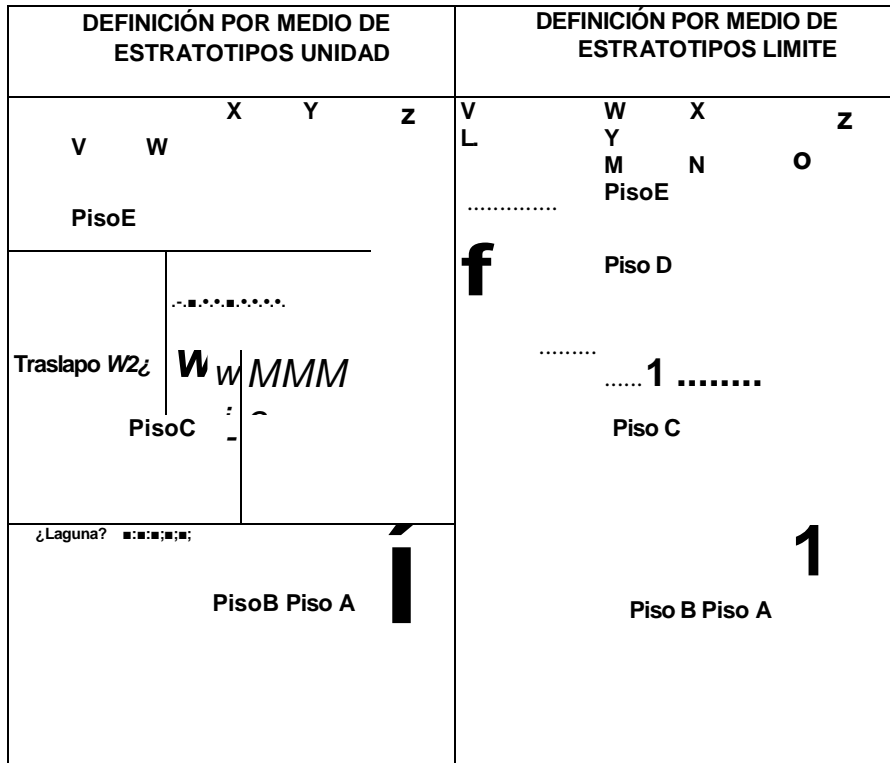


Figura 19.3.- Gráfico en el que expresan las ventajas de utilizar estratotipos límites en lugar de estratotipos unidad para definir los pisos, modificado y completado a partir de una figura de la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980). (explicación en el texto).

aplicación de este criterio se puede disponer, en la actualidad, de una escala cronoestratigráfica (y geocronológica) universal de referencia en la que se combinan los nombres tradicionales de los pisos, derivados de la localidad tipo originaria donde se ubicaba el estratotipo unidad en el que se definió el piso, con definiciones muy precisas y matizadas, elaboradas con participación de numerosos expertos internacionales, de los estratotipos límite (de techo y de muro), los cuales, con frecuencia, están localizados fuera del área tipo originaria.

Se denomina *cronozona* (o zona cronoestratigráfica) a toda unidad cronoestratigráfica definida ordinariamente, en términos de la duración de una unidad estratigráfica previamente designada, sea una formación, un miembro y, más frecuentemente, una biozona. Más concretamente se llama *biocronozona* a la cronozona basada en una unidad bioestratigráfica, las cuales constituyen las divisiones de rango menor de un piso, pudiendo considerarse, por tanto, como la unidad cronoestratigráfica del rango más inferior. Los límites de

los pisos, con la concepción moderna de establecer estratotipos límite de referencia, siempre se hacen coincidir con límites de biocronozonas, en especial de biocronohorizontes de primera aparición.

19.4.2.- Unidades geocronoiógicas y geocronométricas

Con el nombre de *unidad geocronológica* se denomina a cada una de las unidades de tiempo geológico correspondiente a las unidades cronoestratigráficas, mientras que con el nombre de *unidad geocronométrica* (o simplemente cronométrica) se designa a cada unidad estratigráfica establecida por divisiones de tiempo y expresada en años (o sus múltiplos).

La ordenación temporal de todas las unidades geocronoiógicas, desde la más antigua a la más moderna, constituye la *escala geocronológica universal de referencia*. La expresión numérica de la duración de cada una de estas unidades, expresada en años o sus múltiplos (normalmente millones de años) constituyen las unidades geocronométricas.

Cada unidad cronoestratigráfica tiene su unidad geocronológica equivalente, de acuerdo con el cuadro siguiente:

Unidad cronoestratigráfica	Unidad geocronológica
Eonotema.....	Eón
Eratema	Era
Sistema	Período
Serie.....	Época
Piso	Edad
<i>Biocronozona</i>	<i>Biocron</i>

El *eón* es la unidad geocronológica de rango mayor, que equivale al eonotema. El eón Fanerozoico es el tiempo geológico transcurrido desde el inicio del Cámbrico hasta la actualidad y la unidad geocronométrica equivalente es la comprendida entre hace 570 millones de años (Ma) hasta la actualidad.

La *era* es la unidad geocronológica de rango inmediatamente inferior, de manera que cada eón comprende varias eras. Los términos Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico son de eras cuando se alude a tiempo geológico y de eratema cuando se refieran a los materiales depositados en ese tiempo en una región concreta. Las unidades geocronométricas correspondientes a cada uno de ellos son: Paleozoico desde 570 a 250 Ma B.P., el Mesozoico desde 250 a 66,5 Ma B.P. y el Cenozoico desde 66,5 Ma B.P. hasta la actualidad.

El *período* es la unidad geocronológica equivalente al sistema y

cada una de ellas se nombra con los mismos términos que el sistema correspondiente. Así por ejemplo, el Carbonífero se usa como término de período cuando se dice "durante el Carbonífero la vegetación tuvo un enorme desarrollo", mientras que se utiliza como sistema cuando se dice "el Carbonífero de la Cuenca Asturiana puede alcanzar varios kilómetros de espesor". Como unidad geocronométrica el Carbonífero es el intervalo comprendido entre 362 y 290 Ma.

La *época* es la unidad geocronológica equivalente a la serie y se denomina con el mismo término. El Mioceno se usa como época cuando se alude al tiempo geológico correspondiente (p.ej. ..."durante el Mioceno acaeció el plegamiento de la Cordillera Bética") y como serie cuando se refiera a los materiales depositados durante dicho intervalo de tiempo (p.ej. ..."el Mioceno de la Depresión del Duero es potente y presenta un claro dominio de las facies fluviales"). Como unidad geocronométrica el Mioceno es el intervalo comprendido entre 25,2 y 5,2 Ma B.P.

La *edad* (en inglés: *age*) es la unidad geocronológica equivalente al piso, y una vez más los términos que se usan para ambos son los mismos. Por ejemplo: el Cenomaniense se usa como edad para aludir a un intervalo de tiempo muy peculiar del inicio del Cretácico superior en el que los mares eran especialmente extensos, mientras que se usa como piso para referirse a los materiales depositados en dicho intervalo de tiempo en una región determinada. Como unidad geocronométrica el Cenomaniense es el intervalo comprendido entre los 96 y 92 Ma B.P.

Genéricamente se ha llamado *cronozona* a la unidad cronoestratigráfica correspondiente a la duración de una unidad estratigráfica previamente designada. El tiempo representado por una cronozona es la unidad geocronológica llamada *cron*, que cuando se trata del tiempo equivalente a la biozona se denomina *biocron*, que puede considerarse como el rango menor de subdivisión de la edad, al igual que las biocronozonas se pueden considerar como las subdivisiones del piso.

19.4.3.- Unidades magnetocronoestratigráficas

Los cambios del campo magnético terrestre han sido simultáneos en toda la Tierra y por tanto pueden ser utilizados como criterio de cronocorrelación. Ello permite dividir la escala magnetoestratigráfica en intervalos de tiempo, llamadas cronozonas de polaridad, que se nombran desde la más moderna hasta el Aptiense desde la C1 a la C34 y desde el Aptiense inferior al Calloviense desde la CMO y CM1 a la CM29 (ver figura 13.14).

Las unidades de tiempo correspondientes a una cronozona de polaridad es un *cron* y las divisiones de rango menor correspondientes a las subzonas de polaridad se llaman *subcrones*. Para intervalos de tiempo de mayor rango (superzonas de polaridad), en los

que alternan episodios de polaridad normal e inversa, pero con el dominio de uno de ellos, se aplica el término *supercrón*.

19.4.4.- Unidades quimiocronoestratigráficas

Se trata de un término no utilizado en ninguna de las guías o códigos de nomenclatura publicados, que se propone aquí, para denominar genéricamente a las unidades basadas en propiedades geoquímicas, correlacionables a nivel mundial. El único ejemplo claro, no por ello carente de interés, de este tipo de unidades lo constituyen los estadios isotópicos diferenciados en los materiales del Cuaternario (ver apartado 14.2.1.3) que permiten delimitar 65 intervalos de tiempo, en los últimos 2 Ma, correlacionables a nivel mundial. Un desarrollo futuro de la Estratigrafía, posiblemente, pueda conducir a delimitar unidades análogas en intervalos de tiempo anteriores.

19.4.5.- Unidades diacrónicas

Son unidades consideradas, por primera vez, en el Código estratigráfico norteamericano (NASC, 1983). Se denomina línea isócrona al lugar geométrico de los puntos de la superficie terrestre en los que se aprecia en el mismo instante el efecto de un fenómeno. En Estratigrafía el adjetivo *isócrona* se aplica a la línea o superficie que une los puntos de igual edad, por tanto, a la que sirve de base para la cronocorrelación (ver capítulo 17). Es a su vez la línea o superficie de un perfil sísmico de igual tiempo sísmico.

Se llama *límite diacrónico* al límite entre dos unidades estratigráficas que corta a las isócronas, mientras que se llama *límite sincrónico* al límite entre unidades estratigráficas coincidente con superficies de igualdad de tiempo (isócronas).

Una *unidad diacrónica* es la unidad de tiempo geológico que comprende los intervalos desiguales de tiempo correspondientes a una unidad rocosa o a un conjunto de ellas, definidas no en función de sus límites diacrónicos (NASC, 1983). Incluye el equivalente temporal de unidades litoestratigráficas, bioestratigráficas, aloestratigráficas y edafoestratigráficas, o al conjunto de varias de ellas. El *diacrón* es la unidad diacrónica fundamental y no jerárquica (NASC, 1983).-

En la figura 19.4 se muestra gráficamente la diferencia entre una unidad diacrónica y las unidades isócronas (o sincrónicas). En las unidades diacrónicas los límites cortan a las líneas isócronas, mientras que en las segundas los límites de unidades coinciden con isócronas. Uno de los ejemplos más característicos de unidades diacrónicas es aquel que corresponde a un cambio lateral de una unidad litoestratigráfica a otra (unidades B y C de la figura 19.4) mediante una indentación. Por su rango se pueden diferenciar dentro de las unidades diacrónicas: el *episodio* (rango mayor) y la *fase* (rango menor).

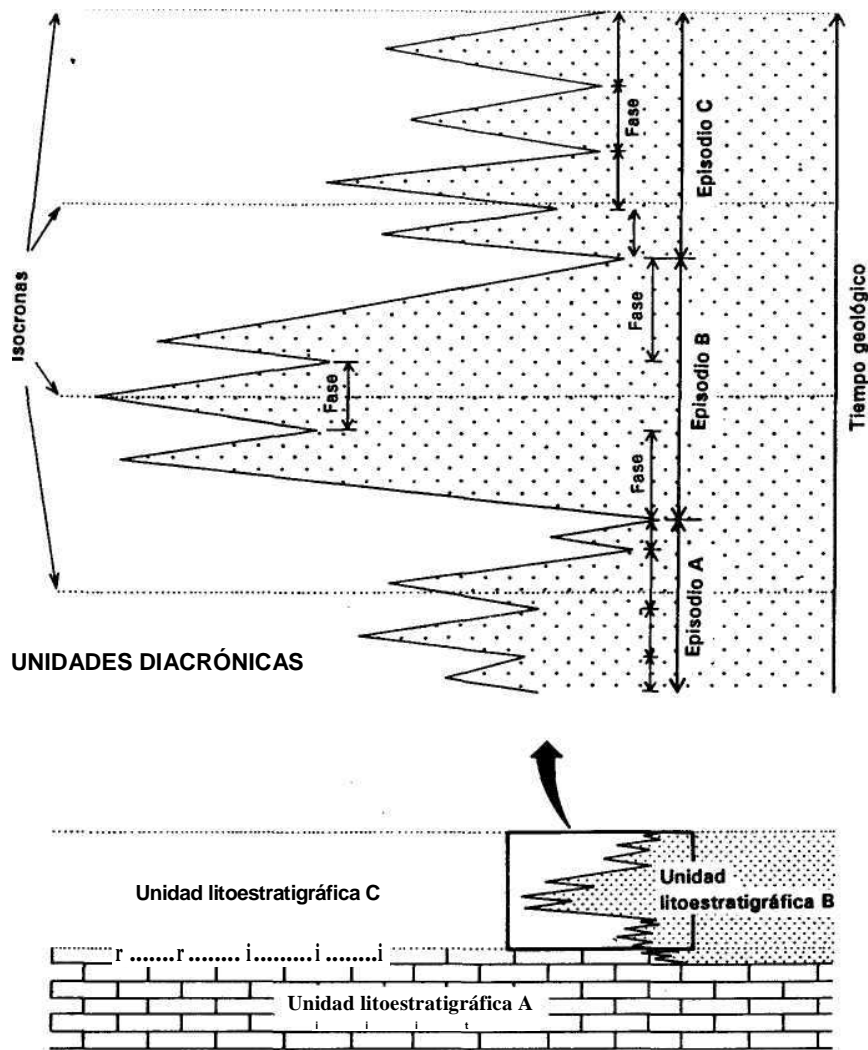


Figura 19.4.- Diferencia entre unidades diacrónicas y unidades sincrónicas, modificado y completado a partir de una figura del Código Estratigráfico norteamericano (NASC, 1983). Las unidades litoestratigráficas A, B y C son sincrónicas salvo en el sector en el que se produce el cambio de las unidades B y C. En este sector se delimitan unidades diacrónicas de rango mayor (episodios) y dentro de ellas otras de rango menor (fases).

20

CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR. SECCIONES TRANSGRESIVAS Y REGRESIVAS

- 20.1.- Los conceptos de transgresión y regresión
 - 20.1.1.- Definiciones 20.1.2.- Secciones transgresivas y regresivas
 - 20.1.2.1.- Secciones transgresivas y regresivas potentes 20.1.2.2.- Secciones transgresivas y regresivas pequeñas 20.1.3.- Superficies erosivas relacionadas con transgresiones y regresiones 20.2.- Cambios relativos del nivel del mar
 - 20.2.1.- Factores locales y de escala mayor
 - 20.2.2.- Eustatismo
 - 20.2.3.- Relaciones subsidencia. aportes y eustatismo
- 20.3.- Medida de las variaciones relativas del nivel del mar
 - 20.3.1.- Estimaciones de los cambios relativos del nivel del mar
 - 20.3.2.- Valoraciones numéricas de los cambios relativos del nivel del mar

En este capítulo se va a tratar sobre los cambios del nivel del mar, esto es, sobre las modificaciones del nivel del agua con respecto al fondo marino (cambios relativos), sobre sus efectos en las líneas de costas (transgresiones y regresiones), sobre su expresión y reconocimiento en las secciones estratigráficas y sobre sus causas. Para ello hay que basarse en tres ideas fundamentales ya expuestas en capítulos anteriores. La primera es que los sedimentos se acumulan, esencialmente, en los bordes de los continentes, de manera que los valores más elevados de tasa de sedimentación se alcanzan en medios cercanos a las costas (deltas, llanuras de mares, plataformas, etc.), precisamente en los medios que serán afectados de manera más significativa por los cambios de nivel del mar. La segunda es que la ubicación de la línea de costas, en un área geográfica determinada, ha cambiado notablemente a lo largo del tiempo, diferenciándose episodios en los que dicha línea avanza hacia el mar (regresivos) y otros en los que avanza hacia el continente (transgresivos). La tercera es que la sedimentación está regida fundamentalmente por tres factores: aportes, subsidencia y eustatismo, y que la línea de costas permanecerá sin cambios solamente cuando haya un total equilibrio entre los tres procesos, lo que ocurre tan sólo de modo excepcional.

20.1.- LOS CONCEPTOS DE TRANSGRESIÓN Y REGRESIÓN

Los conceptos de *transgresión* y *regresión* se usan en Estratigrafía desde los comienzos de la misma como ciencia. Ya Grabau (1913) utilizaba estos dos términos para denominar "cambios en los que una formación se extiende más allá de los límites subyacentes". Este autor al hablar de extensión se refería a los sedimentos marinos y diferenciaba dos tipos de procesos: transgresión y regresión, para el aumento y disminución, respectivamente, de extensión de los mares.

20.1.1.- Definiciones

Se define una *transgresión* como un "movimiento horizontal tierra adentro de la línea de costas" o "como un avance o extensión del mar sobre áreas en las que anteriormente había depósito (o ero-

sión) continental debido a una elevación brusca del nivel relativo del mar". El antónimo de transgresión es regresión. El término *ingresión* se utiliza para un tipo particular de transgresión local que se manifiesta solamente por la invasión marina de algunos valles o por la inundación de áreas bajas.

Se define una *regresión* como un "movimiento horizontal mar adentro de la línea de costas" o "como un avance o extensión de áreas con depósito costero y/o continental sobre áreas anteriormente ocupadas por el mar debido a un descenso brusco del nivel relativo del mar".

Los adjetivos "transgresivo" y "regresivo" se utilizan para denominar a los dispositivos estratigráficos que reflejan las transgresiones y regresiones tanto en las secciones estratigráficas como en mapas paleogeográficos. En el capítulo 7 ya se hablaba de evolución transgresiva y regresiva, para denominar a conjuntos de asociaciones de facies que indican transgresiones y regresiones, respectivamente, en secciones estratigráficas. A lo largo de la historia de la Tierra ha habido intervalos de tiempo con un marcado carácter transgresivo que se ponen claramente de manifiesto al comparar dos mapas paleogeográficos de edades sucesivas. Así, por ejemplo, si se compara la extensión que ocupan en la Europa central y occidental, incluida la Península Ibérica, los materiales marinos del inicio del Jurásico, con respecto a los materiales continentales de facies Keuper del Triásico superior, se puede afirmar que en el paso de uno a otro periodo ocurrió una transgresión, ya que la extensión ocupada por el mar aumentó considerablemente.

Existen otros dos conceptos (*progradación* y *retro gradación*) que pueden relacionarse con los anteriores, hasta el punto que algunos autores los consideran erróneamente como sinónimos, aunque aquí se insiste en que deben diferenciarse y, por tanto, no confundirse. A ellos hay que unir el concepto de *agradación* (superposición de capas subhorizontales paralelas al muro de la formación) definido previamente en el capítulo 8.

Se llama *retrogradación* al "dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el exterior de la cuenca", mientras que se llama *progradación* (en una de sus acepciones) al antónimo de retrogradación, o sea, al "dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios, hacia el interior de la cuenca". El término retrogradación se aplica, en definitiva, al dispositivo de extensión creciente de unidades agradantes hacia el borde de la cuenca. La relación geométrica de estas unidades con el substrato es un solapamiento expansivo, sobre el que se trató en el capítulo 10. Se llama *retrogradación de facies* a la distribución de las facies o asociaciones de facies en un conjunto de secuencias sedimentarias en las cuales las facies distales son progresivamente expansivas hacia el borde de la cuenca sedimentaria, mientras que se llama *progradación de facies* a la distribución contraria.

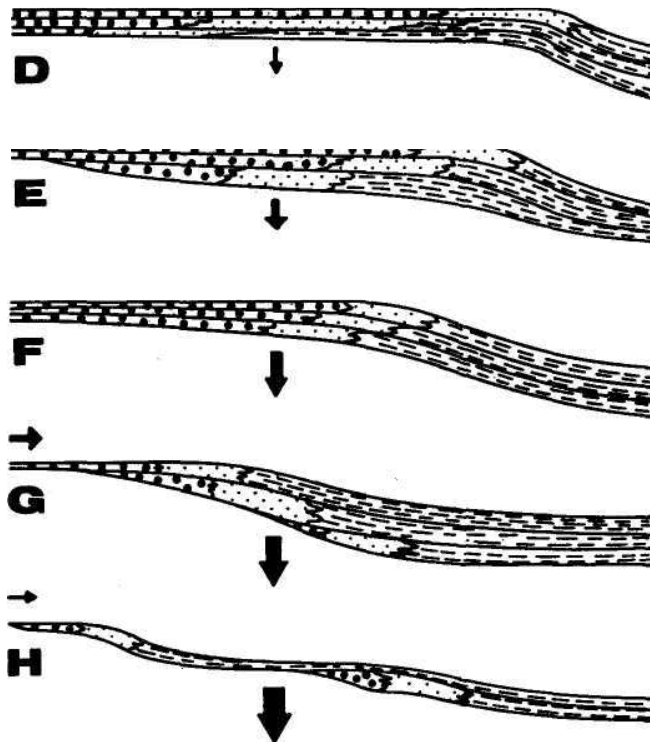
En la figura 20.1 se muestran gráficamente, de una manera muy

simple, los conceptos de retrogradación, agradación y progradación. En la retrogradación se tiene un desplazamiento de las fácies distales hacia los bordes de la cuenca (fig. 20.1 A). En la agradación las capas simplemente se superponen unas a otras (fig. 20.1B) dando un conjunto de estratos paralelos. En la progradación las fácies más proximales se desplazan hacia el interior de la cuenca (fig. 20.1C) y montan sobre las fácies más distales. Los tres térmi-

RETROGRADACION

Hacia el interior de la cuenca-

ti



ti

81

a o o

ti

nos no son excluyentes sino que se refieren a dispositivos de sectores concretos de una unidad estratigráfica, de tal manera que normalmente la agradación se da simultáneamente con la retrogradación en el borde de la cuenca o con la progradación en partes más alejadas del borde.

Especial interés tiene el estudio de los dispositivos resultantes de acuerdo con las distintas posibilidades de relación entre el incremento de espacio disponible para la sedimentación (o acomodación) ocasionado por la subsidencia y la capacidad de compensar el espacio disponible por la sedimentación (o volumen de aportes). Cinco dispositivos geométricos diferentes se pueden obtener (figs. 20.1D,E,F,G,H). En el primero (fig. 20.1D) la progradación es el factor dominante y se produce un rápido avance de las facies proximales hacia el interior de la cuenca. En el segundo se combina la progradación y la agradación (fig. 20.1E) con un notable desplazamiento de las facies proximales igualmente hacia el interior de la cuenca. En el tercero se produce bajo la acción de ambos procesos pero con una mayor influencia de la agradación (fig. 20.1F) con lo que el avance de las facies proximales hacia el interior de la cuenca es muy lento. En el cuarto el depósito no compensa al espacio disponible para la sedimentación creado por la subsidencia, por lo que tiene lugar la retrogradación, combinada con la agradación, de manera que los materiales más distales se desplazan ligeramente hacia el exterior de la cuenca (fig. 20.1G). En el quinto la creación de nuevo espacio disponible para la sedimentación es muy importante y el depósito muy escaso con lo que ocurre un desplazamiento rápido de las facies distales hacia el exterior de la cuenca (fig. 20.1H).

En los bordes de lagos, y en los bordes de cuencas sedimentarias con dominio de los medios continentales en general, no pueden aplicarse los términos transgresión y regresión, por lo que solamente se usarán los de retrogradación y progradación. La retrogradación en un lago implica el aumento de la extensión ocupada por el mismo dentro de una cuenca, de manera que los materiales lacustres se dispondrán sobre materiales costeros y fluviales más antiguos. La progradación implicará, por el contrario, una reducción de la extensión del lago y un avance hacia el interior del mismo de los sedimentos costeros y fluviales adyacentes.

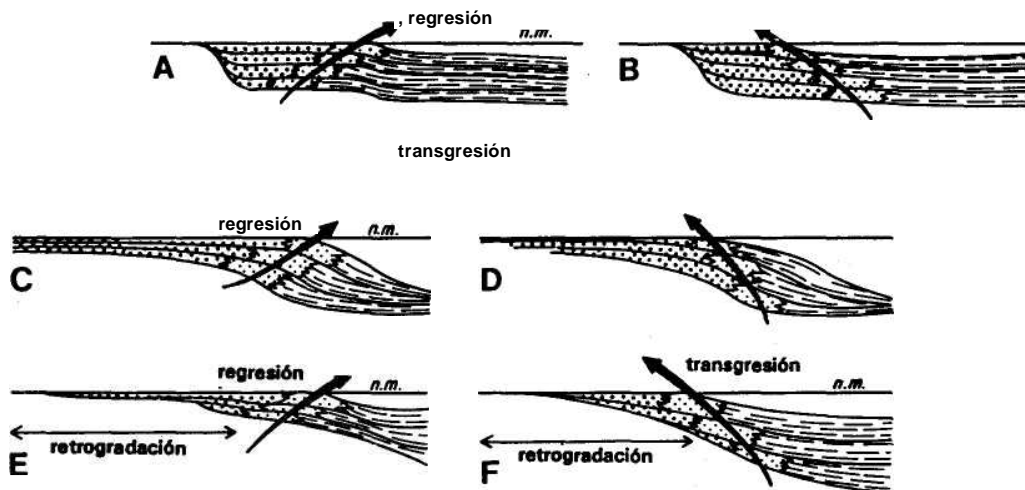
Los términos transgresión y regresión se pueden utilizar, exclusivamente, en los bordes de los continentes, ya que en ellos es donde se pueden producir cambios de las líneas de costas. Los casos más frecuentes que se dan en la naturaleza es que la progradación vaya acompañada de una regresión y la retrogradación de una transgresión (razón por lo que algunos autores llegan a considerarlos sinónimos). Sin embargo, esto no se cumple siempre, ya que en la naturaleza se pueden dar todas las posibilidades de combinaciones posibles, como se detalla a continuación (fig. 20.2).

Los dos primeros casos que se van a considerar son los de trans-

gresiones y regresiones, que no vayan ligadas ni a retrogradación ni a progradación (figs. 20.2A,B), sino simplemente a agradación. Ambos se dan en bordes de cuencas sedimentarias con tasa de sedimentación elevada donde el límite entre el área subsidente y el área que se levanta está muy marcado y permanece constante, de manera que las unidades litoestratigráficas se acuñan en la misma vertical. La regresión sin retrogradación ni progradación (fig. 20.2A) ocurre cuando los aportes terrígenos aumentan con el tiempo, mientras que la trasgresión sin retrogradación ni progradación (fig. 20.2B) lo hace cuando los aportes terrígenos disminuyen con el tiempo.

La *progradación con regresión* (fig. 20.2C) es uno de los casos más frecuentes en la naturaleza. Se forman estos dispositivos en intervalos de tiempo en los que la tasa de sedimentación supera a la tasa de subsidencia y en los que el volumen de aportes va aumentando. De esta manera se forma tanto el dispositivo progradante como la migración de la línea de costas mar adentro. Evans (1979) proporcionó valores numéricos de la tasa de progradación costera en diferentes deltas para los últimos 5.000 años, en los cuales la línea de costas ha avanzado 2-22 km/ka, lo que muestra claramente que se trata de un proceso rápido a la escala del tiempo geológico.

La *progradación con transgresión* (fig. 20.2D) es un caso mucho menos frecuente que el anterior, pero que puede darse en



áreas concretas de cuencas sedimentarias en las que la tasa de sedimentación supere a la de la subsidencia (con lo que se forma el dispositivo progradante) y en las que los aportes van disminuyendo.

La *retrogradación con regresión* (fig. 20.2E) es un nuevo caso raro en el cual la tasa de sedimentación es igual o superior a la tasa de subsidencia con lo que la cuenca tiende a ser expansiva produciéndose la retrogradación. Si los aportes van aumentando en volumen la línea de costas se desplaza en sentido contrario al de la expansión de las unidades, dando lugar a la regresión.

La *retrogradación con transgresión* (fig. 20.2F) es otro de los casos frecuentes y se forma cuando la tasa de subsidencia supera a la de sedimentación y los aportes se mantienen semejantes o van disminuyendo. La línea de costas se desplaza hacia el continente (transgresión) y las unidades litoestratigráficas se expanden hacia el exterior de la cuenca (retrogradación). Evans (1979) también suministró datos numéricos relativos a transgresiones recientes (de los últimos 20.000 años) con tasa de avance de la línea de costas, hacia el continente, de 15-60 km/ka, cifras igualmente indicativas de un proceso geológico rápido. Para materiales del Eoceno medio y superior, en el sector de Montserrat (Cataluña), Heller *et al.* (1993) analizan con mucho detalle varios ciclos transgresivos, que dan dispositivos retrogradantes. Se trata de ciclos de 200-700 ka (3^o y 4^o orden según la escala utilizada en este libro), en cuyos intervalos transgresivos la línea de costa se desplaza hacia el continente a razón de 20-200 m/ka, cifras muy inferiores a las aportadas por Evans (antes aludidas), las cuales eran anormalmente altas.

20.1.2.- Secciones transgresivas y regresivas

Las transgresiones y regresiones quedan reflejadas en las secciones estratigráficas de manera muy diferente. El caso más simple y frecuente es aquel en el que se refleja en fragmentos de una sección estratigráfica en los cuales se superponen las facies de diferentes medios sedimentarios con una ordenación definida. Una sección regresiva ideal completa se inicia, en el muro, con asociaciones de facies de medios marinos pelágicos, sigue con otras propias de medios marinos someros, sobre ellas las de medios costeros y termina con facies continentales. Una sección transgresiva completa ideal tendrá los mismos términos pero ordenados, de muro a techo, completamente al revés. En otros casos una transgresión o una regresión quedan reflejadas simplemente en un cambio brusco de facies, que implique una modificación radical en el medio sedimentario, de marino a continental (regresión) o de continental a marino (transgresión). Finalmente, en algunos casos, una regresión puede quedar reflejada exclusivamente en una superficie de discontinuidad, que separe materiales marinos, que presente rasgos de erosión en una fase de emersión.

En secciones estratigráficas constituidas exclusivamente por

materiales continentales o por materiales marinos pelágicos no se puede hablar, con propiedad, de transgresiones o regresiones, ni de secciones transgresivas o regresivas, puesto que de su estudio no se puede deducir la existencia de cambios de la línea de costas. Lo que sí se puede hablar es de los efectos de los cambios relativos del nivel del mar (los mismos que en los medios costeros producen las transgresiones y regresiones), que se pueden expresar, por ejemplo, con cambios de facies debidos a cambios del nivel de base en la sedimentación continental o con superficies de interrupción sedimentaria en los materiales pelágicos.

De acuerdo con la escala de la sección transgresiva o regresiva se pueden diferenciar dos grandes tipos. De una parte están las secciones transgresivas y regresivas potentes que son intervalos decamétricos o hectométricos de la sección estratigráfica en los que progresivamente van cambiando las asociaciones de facies desde más continentales a más marinas (transgresión) o desde más marinas a más continentales (regresión). De otra parte están las secciones transgresivas y regresivas pequeñas normalmente repetitivas, que se expresan a nivel de la secuencia elemental, o sea, a escala métrica, con dispositivos que indican somerización o profundización.

20.1.2.J.- Secciones transgresivas y regresivas potentes

Son aquellas que se reflejan en segmentos de la sección estratigráfica de decenas o centenas de metros. Los mejores ejemplos proceden de secciones estratigráficas de materiales de medios próximos a la línea de costas. En la figura 20.3 se presentan tres esquemas idealizados en los que se muestran las geometrías de las diferentes asociaciones de facies (a,b,c) en relación con una transgresión, una regresión y un ciclo transgresivo-regresivo. Con las letras R₁, R₂, R₃, R₄ y R₅ se indican en los gráficos la posición de la línea de costas en diferentes intervalos de tiempo sucesivos.

En una sección transgresiva (fig. 20.3A) se superponen, de muro a techo, las facies costeras (a), las marinas someras (b) y las facies marinas más profundas (c). En la figura se señalan tres isócronas (S₁, S₂ y S₃) que sirven para mostrar gráficamente el desplazamiento relativo de los medios más marinos hacia el continente. Se marcan igualmente las líneas que separan las asociaciones de facies (L₁ y L₂), por tanto los límites de unidades litoestratigráficas, las cuales cortan a las líneas isócronas y presentan una inclinación hacia el interior del mar.

En una sección regresiva (fig. 20.3B) la superposición es justamente la contraria (c—»b—»a). Las líneas que separan las asociaciones de facies (L₁ y L₂) cortan a las líneas isócronas (S₁, S₂ y S₃), pero en este caso se inclinan hacia el continente, lo que implica un desplazamiento progresivo hacia el mar del área ocupada por cada medio sedimentario.

Figura 20.3.- Esquemas de una transgresión (A), de una regresión (B) y de un ciclo transgresivo-regresivo (C) y de las secciones estratigráficas que las expresan (según: Pomérol *et al.*, 1987, redibujado por el autor). Leyenda: M.-Material infrayacente de la transgresión sobre el que la capa a es discordante a escala regional aunque en cortes aparece como concordante. a,b,c: litologías (a.- arenitas, b.- calizas, c.- lutitas). Si, S2, S3, S4,...: superficies isócronas. L1, L2, L3, L4,...: superficies de paso lateral de facies, o sea, límites de unidades litoestratigráficas. Ri, R2, R3, R4,...: Posiciones sucesivas de la línea de costas.

En un ciclo transgresivo-regresivo (fig. 20.3C) se superponen los dos dispositivos anteriores, de manera que la sección estratigráfica se inicia con el tramo transgresivo (a—»b—»c) y sigue con el regresivo (c—»b—»a). Las líneas L₁ y L₂ siguen cortando a las isócronas con una inclinación inicialmente hacia el mar y posteriormente hacia el continente.

Un ejemplo clásico de ciclos transgresivos-regresivos son los *ciclotemas*, definidos por Wanless y Weller (1932). Se trata, como se decía en el capítulo 16, de ciclos asimétricos característicos de secciones estratigráficas con niveles de carbón en cuencas carboníferas fuertemente subsidentes. Su espesor individual es de unas decenas de metros y su continuidad lateral muy grande, ya que incluso se pueden reconocer en algunas centenas de kilómetros. Se repiten numerosas veces, hasta el punto que en el Carbonífero de Kansas se han cartografiado separadamente más de 100 ciclotemas superpuestos. Se forman en regiones deltaicas fuertemente subsidentes por efecto de fluctuaciones del nivel del mar inducidas por la sucesión de episodios glaciales e interglaciales durante el Carbonífero (Crowell, 1978). En ellos se reconoce una parte inferior transgresiva y otra superior regresiva (fig. 20.4), aunque los diferentes autores discuten la amplitud relativa de cada parte del ciclo, de manera que en las interpretaciones clásicas se considera más potente el intervalo transgresivo (como en la figura 20.4), mientras que en las más recientes se considera más potente el intervalo regresivo (ver discusión en Prothero, 1990). Los ciclotemas han sido agrupados en *mesotemas* (Ramsbottom, 1979), que realmente son ciclos de orden mayor superpuestos. Los mesotemas reconocidos en el Carbonífero de muy diversas regiones geográficas muestran una marcada isocronía, lo que induce a pensar que su origen se debe a un factor alocíclico que afectó al conjunto de la superfi-

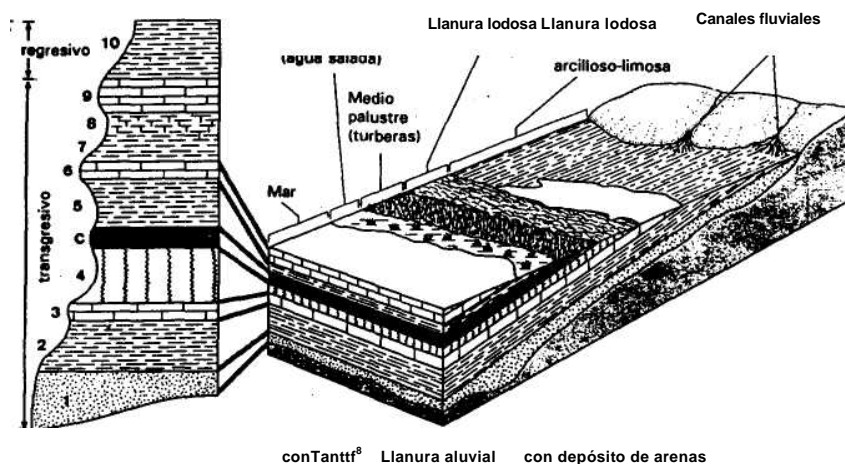


Figura 20.4.- Esquema idealizado de la formación de un ciclotema en el que se puede diferenciar una parte inferior potente transgresiva y una superior regresiva (según Weller, 1957). Leyenda: 1.- arenitas. 2.- lutitas arenosas. 3.- calizas lacustres. 4.- lutitas con rizocrecciones. C- nivel de carbón. 5.- lutitas de medios marinos con circulación de aguas restringida. 6.- calizas marinas. 7.- lutitas negras marinas. 8.- margas marinas. 9.- calizas. 10.- limos.

cié de la Tierra. Haciendo la equivalencia con los rangos de ciclos establecidos en el capítulo 16, los ciclotemas son ciclos de cuarto orden (duración de 0,1 a 0,5 Ma) y los mesotemas a ciclos de tercer orden (1-3 Ma).

En la bibliografía geológica es muy frecuente encontrar ejemplos de secciones estratigráficas regresivas y transgresivas de gran escala. Así, por ejemplo, en los materiales del Jurásico superior de las áreas que rodean al Macizo Hercínico de la Meseta (Prebético, Ibérica, Cantábrica) se observa una tendencia claramente regresiva que termina con el depósito de las facies Purbeck (lacustres y maréales) en el tránsito del Jurásico al Cretácico (García-Hernández *et al.*, 1989; Salas, 1989; Pujalte, 1989). El paso del Triásico de facies fluviales del Buntsandstein a las calizas marinas del Muschelkalk constituye un excelente ejemplo de una sección transgresiva, que se puede reconocer en sectores amplios de la Península Ibérica (Calvet *etal.*, 1990).

En la figura 20.5 se reproducen dos secciones estratigráficas, una transgresiva y otra regresiva, correspondientes a los materiales del Mioceno superior de la cuenca de Murcia, tomadas de un trabajo de Dabrio (1990). La sección estratigráfica transgresiva (fig. 20.5A) con un total de 400 metros de espesor, se inicia con unos términos basales conglomeráticos y arenosos que corresponden a los depósitos de un abanico deltaico que hacia el techo van cambiando a facies del prodelta y facies hemipelágicas con intercalaciones de turbiditas. La sección estratigráfica regresiva (fig. 20.5B) con algo más de 400 metros de espesor presenta una distribución de asociaciones de facies justamente contraria a la anterior, ya que las hemipelágicas (con intercalaciones de turbiditas) están en la base y las del abanico deltaico en el techo.

El análisis secuencial, sobre el que ya se ha tratado en los capítulos 11 y 16, permite mostrar de manera gráfica la evolución de los medios sedimentarios en una sección estratigráfica. La correlación entre secciones estratigráficas de distintos sectores de una misma cuenca permite, además, valorar la amplitud y la isocronía de los fenómenos o regresivos.

Hancock y Kauffman (1979) estudian, mediante análisis secuencial, el Cretácico superior de las grandes llanuras del oeste de los Estados Unidos y reconocen 8 ciclos transgresivo-regresivos. Dichos autores, contando con un control detallado de la edad mediante fósiles, calculan la edad absoluta de los momentos de máxima y mínima extensión del mar, que corresponden a los momentos culminantes de transgresiones y regresiones, respectivamente. A partir de la extensión que ocupan los sedimentos de cada uno de estos momentos de máxima y mínima ocupación del mar deducen que la tasa media de las transgresiones y regresiones fue de 45-600 km/Ma, siendo mínima para el episodio regresivo del Santoniense superior-Campaniense basal (47 km/Ma) y alcanzando los valores máximos en el ciclo del Turoniense-Coniaciense (305

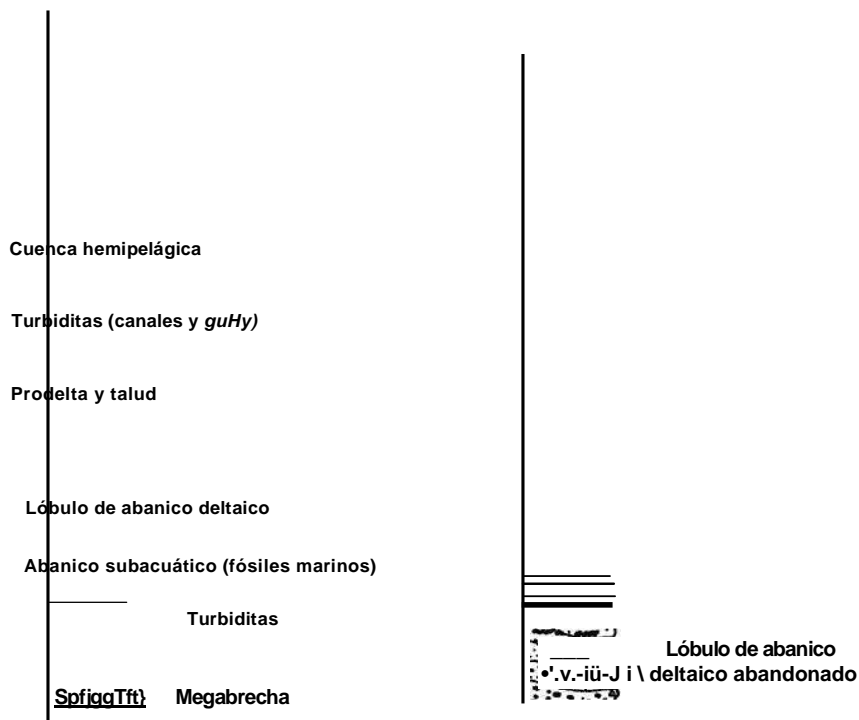


Figura 20.5.- Ejemplos de secciones transgresivas y regresivas, redibujados a partir de Dabrio (1990) y correspondientes al Mioceno superior de la Cuenca de Murcia. A.- Sección regresiva del SW de Carrascoy. B.- Sección transgresiva del Puerto de la Cadena.

km/Ma en el episodio regresivo y 585 km/Ma en el transgresivo). Estas cifras son mucho más bajas que las de las tasas de las transgresiones y regresiones actuales, suministradas por Evans (1979), citadas anteriormente, que eran de 15-60 km/ka para las transgresiones y de 2-22 km/ka para las regresiones. Esta diferencia se explica fácilmente ya que se trata de cifras no comparables. Las de procesos actuales corresponden a áreas de valores máximos conocidos en transgresiones y regresiones de los últimos 10.000 años, en un episodio interglacial cuaternario, intervalo de tiempo excesivamente corto para ser representativo a la escala de tiempo geológico. Las otras corresponden a valores medios de la tasa de transgresión o regresión para intervalos de tiempo de varios millones de años.

20.1.2.2.- Secciones transgresivas y regresivas pequeñas

Las fluctuaciones del nivel del mar de orden menor se ponen de manifiesto en las secciones estratigráficas con intervalos de escala métrica o excepcionalmente decimétrica. Se trata de las *secuencias de somerización* y las *secuencias de profundización* de las que se trataron en el capítulo 7, las cuales son relativamente frecuentes en los sedimentos de plataformas marinas someras, de llanuras mareales y de playas. Representan cambios del nivel del mar de una escala equivalente, que en unos casos son periódicos indicando que se trate de un fenómeno alocíclico igualmente periódico (p.ej. cambios climáticos inducidos por factores astronómicos), mientras que en otros casos no presentan ciclicidad lo que permite atribuirlos a factores autocíclicos (p.ej. tectónica local, cambios temporales en los aportes, etc.). En la figura 16.12A se mostraban ejemplos de ciclos transgresivo-regresivos ligados a la banda de frecuencia de Milankovitch. En las facies carbonatadas estos ciclos se reconocen por cambios en el contenido en fracción lutita (niveles calizos y otros margosos), cambios texturales y cambios en las microfacies, mientras que en los materiales detríticos se ponen de manifiesto, fundamentalmente, por cambios de tamaño medio de grano, en las estructuras sedimentarias y en el contenido fósil.

Los denominados *ciclos de agradación pulsantes* (PACs de Goodwin y Anderson, 1985) son secuencias de somerización de 1 a 5 metros, separadas por superficies que indican profundización rápida y que pueden tener una relación genética con los ciclos climáticos de Milankovitch.

En materiales carbonatados de medios marinos someros y de llanuras de mareas son bastante frecuentes las secuencias de somerización, constituidas por facies submareales, intermareales y supramareales, con espesores variables de 0,5 a 15 m. Estas secuencias en unos casos terminan con superficies de fondo endurecido o *hardground* (Valenzuela *et al.*, 1992) indicando una interrupción sedimentaria de orden menor. En otros casos están coronadas por grietas de desecación, superficies de karstificación o paleosuelos que son pruebas de etapas de emersión temporal. En las figuras 7.20 y 7.21 se presentaban modelos de asociaciones de facies y ejemplos reales de secuencias de somerización de medios carbonatados marinos someros. En la figura 16.13 se mostraba un esquema sobre la génesis de estas secuencias de somerización en relación con ciclos transgresivos-regresivos.

20.1.3.- Superficies erosivas relacionadas con transgresiones y regresiones

Las transgresiones y, más frecuentemente aún, las regresiones, pueden quedar reflejadas en las secciones estratigráficas con superficies de discontinuidad estratigráfica, que impliquen intervalos sin depósito y a veces, además, con erosión.

Curry (1964) en una interesante clasificación de transgresiones y regresiones incluye aquellas en las que no hay depósito y en las que además pudo haber erosión. Las transgresiones con erosión se originan durante intervalos de subida rápida del nivel del mar que implican el establecimiento de un régimen de corrientes que evita el depósito y erosiona parcialmente a los materiales anteriores. Pueden producirse transgresiones en las que hay una interrupción sedimentaria sin que haya erosión y que solamente se expresan con superficies de paraconformidad.

Se llama *superficie transgresiva* a una superficie reconocida en una sucesión estratigráfica que marca el inicio de un episodio transgresivo. Una superficie transgresiva separa unos materiales marinos infrayacentes de otros suprayacentes que pueden ser continentales, costeros o marinos más someros. A veces las superficies transgresivas implican discontinuidades estratigráficas que se reconocen por criterios bioestratigráficos. Se llama *superficie de inundación marina* a una superficie reconocible en una sección estratigráfica en la que se produce un cambio de facies vertical brusco entre sedimentos continentales o costeros y otros suprayacentes claramente marinos. Toda superficie de inundación marina es una superficie transgresiva, pero las superficies transgresivas que separan materiales marinos de distinta batimetría no son superficies de inundación marina. Las superficies de inundación marina son con frecuencia interrupciones sedimentarias, que en unos casos son de orden menor (diastemas) mientras que en otros implican discontinuidades estratigráficas, que se expresan con paraconformidades.

Las regresiones con erosión están ligadas a bajadas bruscas del nivel del mar que conllevan la emersión de áreas anteriormente cubiertas por el mar y la erosión de los materiales anteriores en condiciones subaéreas (en las regiones emergidas) y condiciones subacuáticas en las sumergidas. Posamentier *et al.* (1992) diferenciaron las regresiones normales y las regresiones forzadas. Dentro de las regresiones normales los citados autores diferencian unas con levantamiento relativo del nivel del mar, en las que se combinan la agradación, la retrogradación y la regresión (fig. 20.6A) y otras con nivel relativo del mar constante en las que se combina la progradación, la retrogradación y la regresión. Las *regresiones forzadas* son las que se forman por un descenso brusco del nivel del mar que implica la erosión parcial de los materiales depositados previamente y la progradación de los cuerpos sedimentarios. Los depósitos anteriores y posteriores al descenso del nivel del mar están separados por una discontinuidad de tipo 1 de la clasificación de Vail *et al.* (1984), sobre la que se trató en el capítulo 10. Estas discontinuidades implican una erosión, parte subaérea y parte subacuosa. Los materiales erosionados, en numerosas ocasiones, se redepositan en medios marinos más profundos (abanicos submarinos).

Cuando en una región tiene lugar un levantamiento brusco por

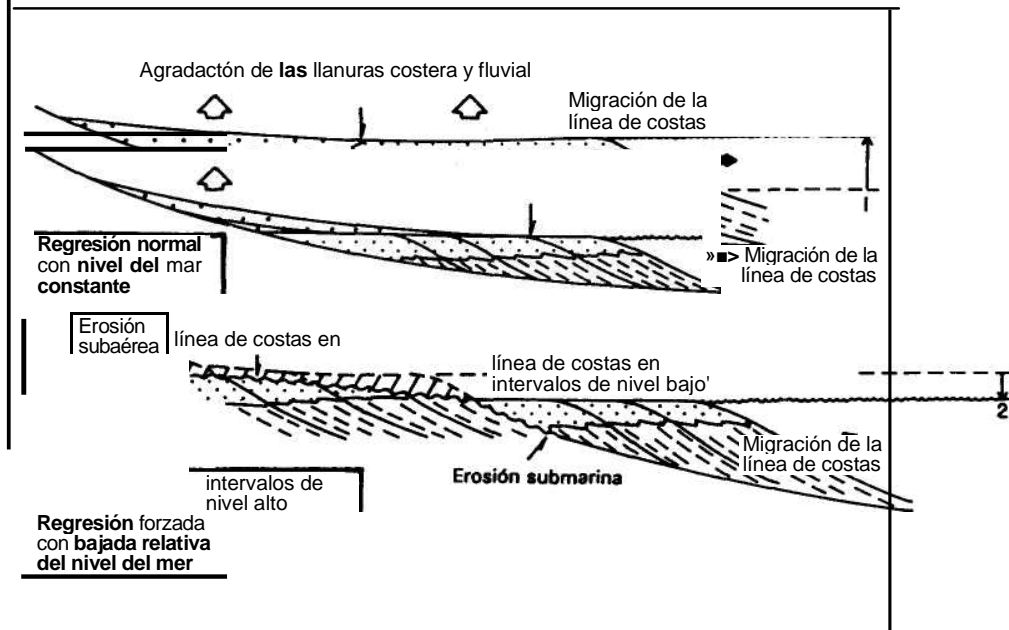


Figura 20.6.- Gráfico en el que se muestran la diferencia entre las regresiones normales y las regresiones forzadas, elaborado a partir de una figura de Posamentier *et al.* (1992).

factores tectónicos, como son las etapas de deformación orogénica, se produce una regresión forzada, ya que amplias áreas en las que tenía lugar depósito marino emergen repentinamente siendo sometidas a partir de este momento a una erosión continental. Los nuevos relieves emergidos pueden quedar sometidos a erosión hasta la actualidad o haber quedado cubiertos por sedimentos más modernos discordantes.

20.2.- CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR

Las transgresiones y las regresiones son expresiones estratigráficas de cambios del nivel del mar. Para hablar con corrección de estos cambios es necesario definir los conceptos de *cambio relativo del nivel del mar* y de *cambio absoluto del nivel del mar* (o *cambio eustático*).

Un *cambio relativo del nivel del mar* es un fenómeno (alocíclico o autocíclico) de levantamiento o hundimiento del fondo marino y/o del nivel del mar, que puede quedar reflejado en las secciones estratigráficas con secuencias transgresivas y regresivas (de escala

decamétrica o hectométrica) o secuencias de somerización o de profundización (de escala métrica).

Un *cambio eustático* es una modificación de la posición del nivel del mar que afecta a todos los océanos, inducida por fenómenos alocíclicos de gran escala. Es, como anteriormente se ha dicho, un cambio absoluto del nivel del mar. Un descenso eustático es un fenómeno de bajada generalizada del nivel del mar a escala global, mientras que un ascenso eustático es un fenómeno de subida de dicho nivel. Se llama ciclo eustático al intervalo de tiempo durante el cual tuvo lugar una subida y un descenso del nivel del mar. Los cambios eustáticos, usualmente, se expresan como cambios del nivel global con respecto al centro de la Tierra, tomado como punto de referencia (Posamentier *et al.*, 1988).

Cuando se habla de un cambio relativo del nivel del mar se alude a una variación de la profundidad del mar en un punto determinado de un medio marino durante un intervalo de tiempo concreto (fig. 20.7). En la línea de costas un descenso relativo del nivel del mar implica una regresión y un aumento una transgresión, de manera que se pueden reconocer a partir del estudio de las secciones transgresivas y regresivas. En secciones estratigráficas de sedimentos continentales, obviamente, no se detectan cambios del nivel del mar, aunque si se pueden detectar algunos cambios del nivel de base de los ríos que pudieran ser coincidentes con cambios relativos del nivel del mar de áreas adyacentes. Igualmente en secciones estratigráficas de sedimentos pelágicos tampoco se detectan los cambios relativos del nivel del mar, salvo que se puedan disponer de datos fiables de paleobatimetría que los justifiquen. En algunos casos los cambios relativos del nivel del mar, en especial los descensos rápidos, quedan reflejados en discontinuidades, que implican la erosión parcial de los materiales previos.

Un *descenso relativo del nivel del mar* se produce por una de elevación del fondo marino por factores tectónicos o por la bajada del nivel del mar debida a cambios eustáticos o por la acción combinada de ambos. Un *ascenso relativo del nivel del mar* se produce por el hundimiento del fondo marino ocasionado por un incremento de la subsidencia, por el levantamiento del nivel del mar o por la acción conjunta de ambos. Se denomina *estabilización relativa del nivel del mar* a un episodio de estabilidad del nivel del mar con respecto al fondo.

Un cambio relativo del nivel del mar se deduce y se mide a partir de las modificaciones de la distancia del nivel del mar con respecto al fondo marino, mientras que un cambio eustático se constata con medida de altitud del nivel del mar, referida a un punto fijo. Los cambios eustáticos implican, generalmente, cambios relativos del nivel del mar. La única excepción la constituyen los cambios eustáticos que en algunos sectores concretos queden compensados con movimientos iguales, en sentido y magnitud, del fondo marino, lo que ocurre muy raramente.

Al analizar secciones estratigráficas y deducir en ellas cambios de batimetría lo que se reconoce siempre son cambios relativos del nivel del mar. La consideración de que estos pueden haber sido, además, cambios eustáticos, hay que hacerla a partir de la interpretación de diversas secciones estratigráficas, de la correlación estratigráfica detallada entre las mismas y de la constatación de que se trata de un fenómeno generalizado reconocible en áreas geográficas muy distantes.

20.2.1.- Factores locales y de escala mayor

Los factores genéticos que producen cambios del nivel del mar son de dos tipos extremos muy diferentes: locales y globales. Dos ejemplos permiten conocer bien estos dos tipos extremos. Un factor local es el movimiento relativo de una falla en el borde de una cuenca que condiciona un brusco aumento de la subsidencia con un descenso relativo del nivel del mar constatable solamente en el sector afectado. Un factor global (posiblemente el más fácil de comprender) es el cambio producido en el nivel de todos los océanos con la fusión de los casquetes glaciales polares. Entre los dos casos extremos (local y global) hay otros factores de escala intermedia, entre los que destacan aquellos que afectan al conjunto de una cuenca sedimentaria.

Como norma general para conocer si un cambio del nivel del mar afectó a una región más o menos extensa es necesario comparar, mediante correlación estratigráfica, los datos locales con los de otros puntos. Cuando se constate la presencia de un cambio de la misma polaridad (descenso o subida del nivel del mar) y de la misma edad en una región amplia se puede afirmar que se trata de la expresión de un cambio que afectó, al menos, a toda la región. Un ejemplo puede servir para mostrar como se diferencian los efectos locales de los regionales. En el análisis de los cambios del nivel del mar que afectaron al margen sudibérico (el de la Cordillera Bética) durante el Cretácico, García-Hernández *et al.* (1982) comparan los cambios relativos detectados en dos contextos: la plataforma adyacente al continente (Prebético) y un umbral pelágico (Penibético). Los cambios detectados en un solo dominio pueden explicarse como el resultado de factores locales, mientras que los que afectan a ambos dominios pueden deberse a factores, al menos regionales, reflejo incluso de factores globales.

Una primera fase de estudio consiste en deducir los cambios relativos del nivel del mar que se representan en el conjunto de una cuenca sedimentaria, de aquellos que son puramente locales. Para ello se analizan los diferentes sectores de la cuenca y en las secciones estratigráficas levantadas se localizan los diferentes rasgos estratigráficos que puedan reflejar cambios del nivel del mar (secuencias transgresivas y regresivas, discontinuidades, cambios de facies bruscos, etc.). En todos los casos se comparan fenómenos estratigráficos que sean el

reflejo de procesos de la misma polaridad (subidas o bajadas del nivel del mar). Se intenta la datación precisa de cada uno de los intervalos (en especial de los más significativos y mejor representados) y se constata la posible isocronía de los mismos en los diferentes sectores. De esta manera se establecerá una jerarquía de cambios relativos del nivel del mar, unos reflejados con claridad en toda la cuenca y con un detallado control de edad que permite afirmar su isocronía y otros reflejados con menor claridad, menor extensión o peor control cronoestratigráfico. Lógicamente los primeros son los que reflejan cambios que afectan a la totalidad de la cuenca.

La segunda fase consiste en comparar los cambios del nivel del mar detectados a nivel de cuenca con los conocidos a nivel global. Para ello es necesario hacer correlaciones, con un minucioso control cronoestratigráfico, con áreas geográficas muy distantes. Hancock y Kauffman (1979) analizaron la génesis de las grandes transgresiones del Cretácico superior de muy diversas regiones geográficas y establecieron dos criterios fundamentales para probar que se debían a factores eustáticos y no a factores locales o regionales. El primer criterio es que haya una isocronía probada entre los momentos de máxima transgresión y máxima regresión en regiones geográficas muy diferentes. El segundo criterio consiste en que cada una de las transgresiones tenga una magnitud (en extensión) similar en áreas tectónicamente estables, de tipo de relieve similar y de ubicación diferente. Los citados autores comparan los fenómenos transgresivos detectados en los materiales del Cretácico superior en cuatro áreas geográficas muy diferentes: el oeste de Estados Unidos, en el Noreste de Europa, en Nigeria y en el sur de la India, todas ellas estables tectónicamente durante el Cretácico.

La abundancia de estudios acerca de los cambios relativos del nivel del mar en muy diversas regiones y en materiales de diferente edad, así como el detallado control de edad mediante estudios bioestratigráficos, suministra un banco de datos del máximo interés para comparar los resultados de estudios locales o regionales. Con ello se podrá deducir si los cambios relativos del nivel del mar detectados en una localidad o región concreta son o no coincidentes en edad y polaridad con los reconocidos en otras regiones, con lo que con mayor probabilidad podrían deberse a factores eustáticos, esto es, a factores globales.

20.2.2.- Eustatismo

Se refiere a los cambios absolutos del nivel del mar, que afecten al conjunto de la Tierra. Donovan y Jones (1979) consideraron que estos cambios globales del nivel del mar (cambios eustáticos) se deben a dos grandes conjuntos de procesos:

a) *Cambios en el volumen del agua de los océanos.*- Partiendo de la hipótesis de que el agua total de la hidrosfera haya sido cons-

tante, los cambios se deben esencialmente a cambios en la extensión de los casquetes glaciales sobre continentes. Otros factores de orden menor son la desecación de algunas cuencas oceánicas (p.ej. el Mediterráneo durante el Messiniense) y a cambios de la temperatura del agua.

b) *Cambios en el volumen de las cuencas oceánicas.*- Están provocados por: variaciones en el volumen de la crestas oceánicas, por la inundación de nuevos océanos, por cambios notables en el volumen de sedimentos depositados y por cambios en el geoide. Todos estos procesos a su vez vienen controlados por dos factores fundamentales: el clima y la tectónica.

Con el nombre de *eustatismo* se conoce a la teoría que explica el régimen de fluctuaciones del nivel del mar inducidos por fenómenos climáticos (glacioeustatismo) o tectónicos globales (tectono-eustatismo). El término *eustasia* es un sinónimo de eustatismo.

El *glacioeustatismo* es el régimen de fluctuaciones del nivel del mar en el conjunto de los océanos por efecto del crecimiento o de la fusión parcial de los casquetes glaciales. Los cambios en el tamaño de los casquetes de hielo polares situados sobre continentes (como la Antártida) producen cambios en el volumen de agua de los océanos de manera que un crecimiento de los casquetes implica un descenso generalizado del nivel del mar, mientras que la fusión de dichos casquetes produce una subida de dicho nivel. Ciclos transgresivo-regresivos periódicos se producen por fenómenos glacioeustáticos dentro de la banda de frecuencia de Milankovitch (ver capítulo 16). Los valores absolutos de cambio del nivel del mar por estos fenómenos glacioeustáticos periódicos son muy variables según se trata de intervalos de tiempo de gran desarrollo de los casquetes (p.ej. Carbonífero, Cuaternario) en los que se superan los 100 m y los intervalos de tiempo de escaso desarrollo de los casquetes (p.ej. Jurásico, Cretácico) en los que normalmente no llega a los 10 m. En todos los casos los procesos de cambio del nivel del mar son rápidos a la escala de tiempo geológico (del orden del cm/año).

En las regiones continentales en las que crecen los casquetes polares se produce, además, la glacioisostasia, que consiste en el ajuste de la corteza terrestre, con movimientos verticales, inducidos por el cambio del volumen de los casquetes glaciales.

El *tectono-eustatismo* es el régimen de fluctuaciones globales del nivel del mar producidas por factores de índole tectónica. En el capítulo 16 (apartado 16.4.1) se analizaban los factores tectónicos que pueden causar cambios globales del nivel del mar. Aquí tan sólo se van a recordar algunos datos numéricos que aportan Pitman y Golovchenko (1983) que indican la tasa de cambio del nivel del mar y permite comparaciones con los glacioeustáticos. Para estos autores los cambios en el volumen de las dorsales pueden producir cambios del nivel del mar de hasta 350 m, pero con una tasa del

orden de 1 cm/ka, por tanto 1.000 veces más lenta que los cambios glacioeustáticos. Los cambios tectono-eustáticos producidos por los procesos orogénicos pueden causar modificaciones del nivel del mar de unos 70 m, con una tasa de cambio diez veces inferior (0,1 cm/ka), valor similar al de los cambios ocasionados por procesos relacionados con los puntos calientes y por levantamientos tectónicos de continentes con el consiguiente incremento de los aportes. De los procesos tectono-eustáticos solamente hay uno que puede producir cambios instantáneos (a nivel de tiempo geológico) y es la inundación de nuevas cuencas oceánicas que pueden ocasionar descensos generalizados del nivel del mar, que quedan reflejados en regresiones isócronas en áreas costeras muy distantes entre sí.

Los ciclos de primero y segundo orden se deben a cambios mayores en la posición de las líneas de costas. Los de primer orden se consideran como debidos a la fragmentación de los grandes continentes que producen inundaciones continentales (transgresiones) amplias y el consiguiente reajuste del nivel del mar de los océanos. Por su parte los ciclos de segundo orden se interpretan como ligados a cambios de la tasa de subsidencia tectónica, que ocasionan notables transgresiones y regresiones en diferentes márgenes continentales.

Una mayor dificultad se tiene para explicar ciclos tectono-eustáticos de tercer orden. Las teorías clásicas admiten que se deban a fases de estiramiento cortical. Cloetingh (1991) ha desarrollado una teoría alternativa según la cual los ciclos de tercer orden (ver capítulo 16) pueden deberse a fluctuaciones en el grado de esfuerzo al que están sometidas áreas extensas dentro de una placa. Estos cambios en la intensidad de la compresión intraplaca producen, de acuerdo con este autor, dispositivos de solapamientos costeros en los bordes de las cuencas sedimentarias, similares a los que se observan en perfiles sísmicos.

20.2.3.- Relaciones subsidencia, aportes y eustatismo

Los cambios relativos del nivel del mar son fruto de la interrelación de los tres factores fundamentales que regulan la sedimentación en un sector e intervalo de tiempo concretos. Cant (1989) propone una ecuación simple en la que relaciona estos tres factores y explica los procesos transgresivos y regresivos. La expresión matemática que propone este autor es:

$$\text{Sub} + E - \text{Sed} = P$$

en la que **Sub** es el incremento de la subsidencia, **E** el cambio eustático del nivel del mar, **Sed** el espesor de sedimentos depositados y **P** el cambio en la profundidad del agua (nivel relativo del mar). Cuando el valor de **P** sea positivo se estará expresando que hay un aumento de la profundidad, por tanto una subida relativa del nivel

del mar, mientras que cuanto el valor de P sea negativo se tendrá una disminución del nivel relativo del mar.

En la figura 20.7 se representan dos situaciones correspondientes dos momentos diferentes (tiempo 1 y tiempo 2). En el primero el espesor de sedimentos es el S1 y el segundo S2. El valor Sed de la fórmula anterior es S2-S1, o sea, el incremento de sedimentos en el intervalo de tiempo comprendido entre los dos momentos de referencia. El término **Sub** de la fórmula es el incremento de subsidencia, esto es, el descenso del fondo simultáneo al depósito durante el intervalo de referencia, que se expresa con el descenso del límite sedimentos-basamento. El valor E de la fórmula es la variación absoluta del nivel del mar producida por movimientos eustáticos. Finalmente el valor P es la variación entre los valores de profundidad relativa del nivel del mar (P2-P1).

Tiempo 1

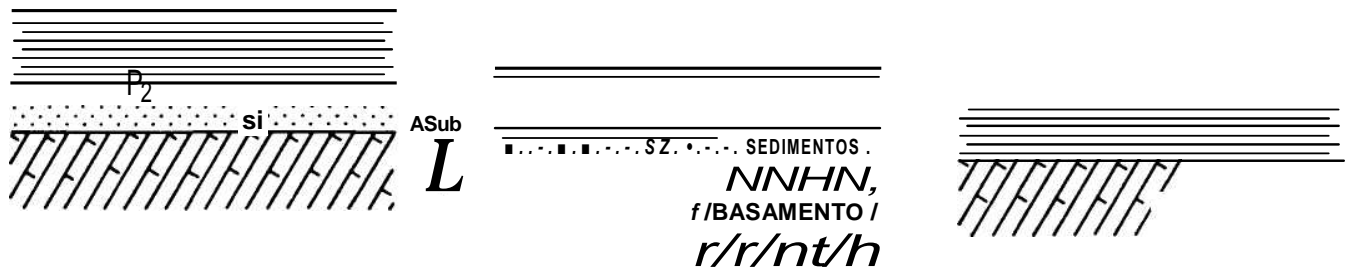


Figura 20.7.- Gráfico en el que se muestra la diferencia entre dos intervalos de tiempo y se indican las relaciones entre sedimentación, subsidencia y eustatismo, original de Cant (1989). Leyenda: P1 y P2.- Profundidades relativas del fondo marino en el tiempo 1 y el 2, respectivamente. S1 y S2.- Espesor total de sedimentos en los tiempos 1 y 2, respectivamente. AE.- Cambio eustático. ASub.- Aumento de la subsidencia.

20.3.- MEDIDA DE LAS VARIACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR

En la reconstrucción de la historia de una cuenca sedimentaria un aspecto muy interesante es el reconocimiento de las variaciones relativas del nivel del mar. En una tendencia actual de cuantifica-

ción de los diferentes procesos geológicos, resulta aún más interesante; la estimación o medida de la amplitud de estas variaciones. Con la estimación se pretende obtener valores relativos comparativos de unas variaciones con otras y el establecimiento de una jerarquía en función de su magnitud relativa. Con la medida se pretende llegar a proporcionar cifras en metros de los cambios relativos del nivel del mar.

20.3.1.- Estimaciones de los cambios relativos del nivel del mar

Las estimaciones de los cambios relativos del nivel del mar se hacen a partir del análisis secuencial de secciones estratigráficas o de paneles de correlaciones. En este análisis se obtienen unas curvas que indican la evolución temporal de los diferentes medios sedimentarios ordenados desde los continentales a los marinos profundos, de manera que los cambios bruscos en dicha curva indican los episodios de variación del nivel relativo del mar.

En la figura 20.8 se presenta una sección estratigráfica levantada (por Portero y Dabrio, 1988) en los materiales del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo y Campo de Calatrava. En la columna de la derecha se marca gráficamente, mediante un análisis secuencial, la evolución del nivel relativo del mar. Las unidades 3, 4, 5, 6 y 7 presentan evoluciones claramente regresivas ya que el nivel del mar tiende a ser progresivamente más bajo. Las líneas de separación de cada intervalo regresivo corresponden a intervalos bruscos y rápidos de profundización, que se expresarán en el borde de la cuenca con fenómenos transgresivos. Las unidades 1 y 2 presentan evoluciones más complejas ya que en ellas se suceden episodios transgresivos y regresivos.

A partir del análisis secuencial combinado de paneles de correlación y de secciones estratigráficas se pueden deducir claramente las variaciones relativas del nivel del mar. En las figuras 20.9 y 20.10 se presenta un ejemplo correspondiente a los materiales del Albiense superior - Cenomaniense de la Cordillera Ibérica, tomado de García *et al.* (1989). En la primera de ellas (fig. 20.9) se presenta un panel de correlación de 11 secciones estratigráficas, en el que se marcan los límites de unidades. En la figura 20.10 se muestra en una sección estratigráfica sintética la posición de unidades diferenciadas de acuerdo con el análisis secuencial, a las que los autores denominan macrosecuencias y mesosecuencias. Las primeras tienen espesores de 25-50 m y duraciones de 0,5-1 Ma por lo que corresponden a ciclos de tercer orden, mientras que las segundas tienen espesores de 5-15 m y una duración media de 0,2 Ma por lo que se incluyen en los ciclos de 4^o orden. Las superficies de separación de las unidades se localizan en saltos bruscos de la evolución secuencial que corresponde a intervalos de cambios relativos del nivel del mar bastante rápidos.

La marcada isocronía de los mesotemas del Carbonífero y Pér-

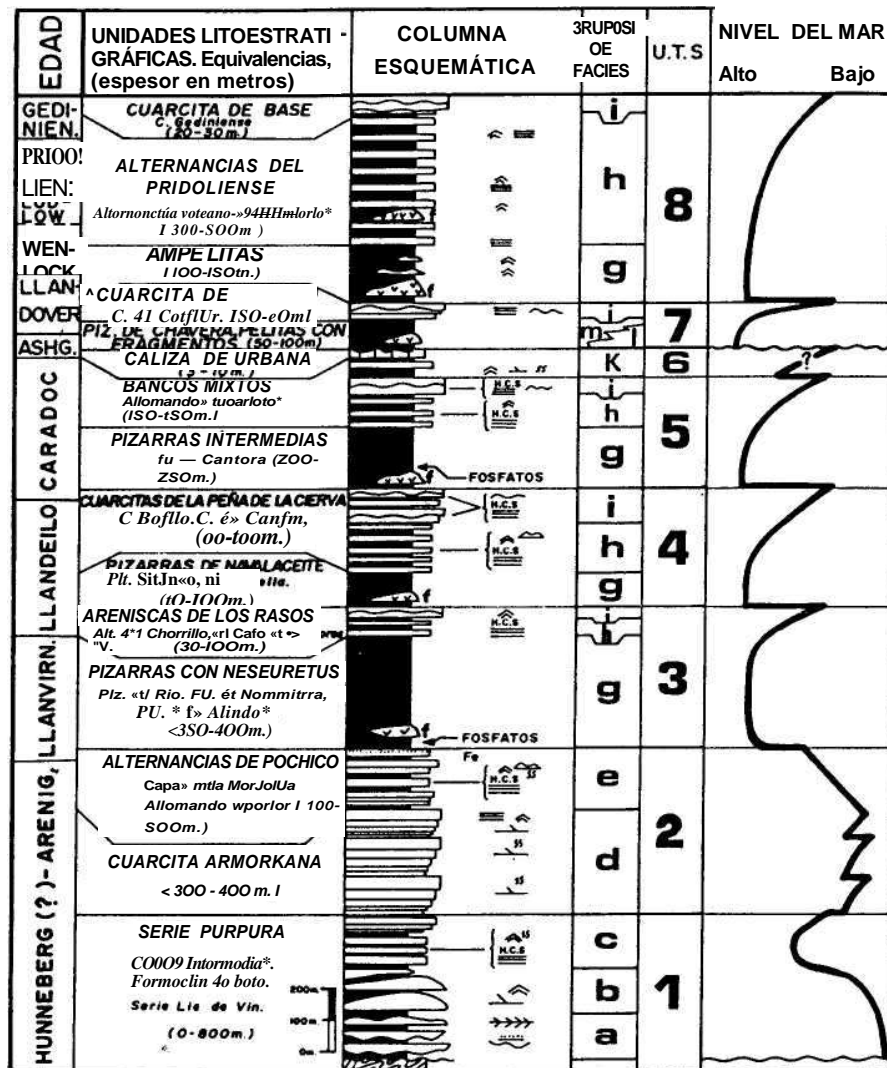


Figura 20.8.- Análisis secuencial de los materiales del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo y Campo de Calatrava (según Portero y Dabrio, 1988). U.T.S.- Unidad tectosedimentaria (sobre cuyo concepto se trata en el capítulo siguiente). Obsérvese como la mayoría de las unidades tectosedimentarias son regresivas y separadas por subidas relativas del nivel del mar muy bruscas. H.C.S.: Hummocky-cross stratification. {- fosfatos.

mico ha llevado a una valoración relativa de los cambios del nivel del mar a partir de los solapamientos costeros (fig. 20.11). Concretamente se hacen valoraciones a partir de la extensión geográfica de los materiales de muy diversas localidades, en especial de América del Norte, Plataforma rusa, Urales y Norte de Europa. Cada uno de

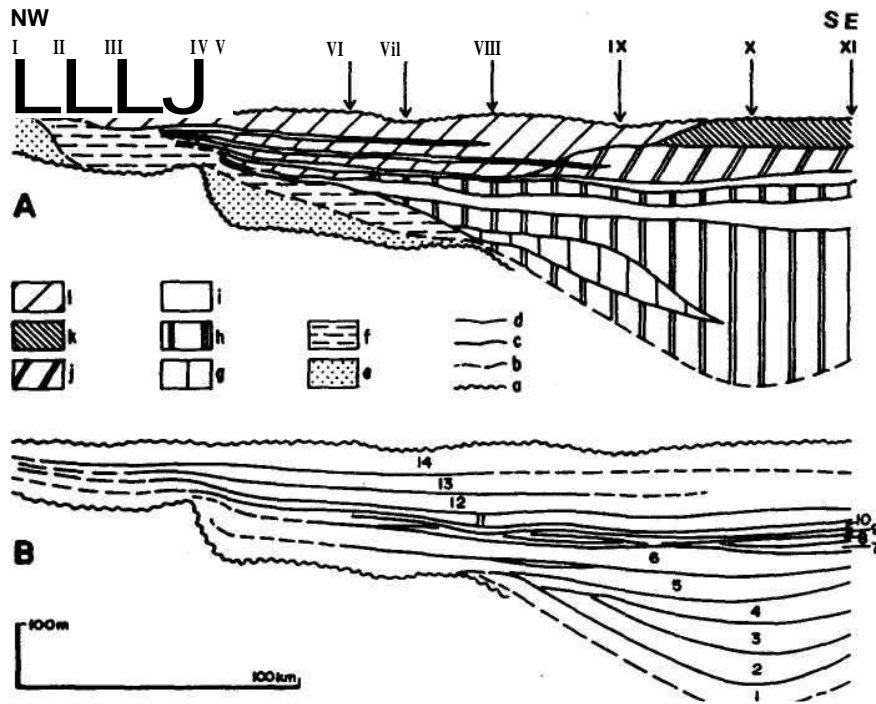


Figura 20.9.- Paneles de correlación de 11 secciones estratigráficas (I al XI) levantadas en materiales del Albiense superior - Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. A.- Distribución y relación entre unidades litoestratigráficas. Leyenda: a.- límites de secuencias, b.- límites de las unidades terrígenas, c.- límites entre formaciones, d.- límites entre miembros, e.- Formación de Arenas de Utrillas, f.- Miembro de Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas, g.- Miembro de margas de Losilla, h.- Formación Calizas de Aras de Alpuente. 9.- Capas de Chera, Margas de Pinarueto y Margas de Pozuel. 10-14.- diferentes miembros de la Formación Dolomías de Cortes de Pallas. B.- Unidades diferenciadas por el análisis secuencial. Tomado de García *et al.* (1989).

los mesotemas presenta un tendencia extensiva y termina bruscamente con una reactiva. Los cambios del nivel del mar detectados son mayoritariamente cambios eustáticos dado que se han constado en áreas geográficas muy diversas.

A partir de las comparaciones de las curvas de cambios de nivel del mar de múltiples localidades y edades, Vail *et al.* (1977b) propusieron una curva hipotética de cambios globales del nivel del mar desde el Cámbrico hasta los tiempos recientes, la cual se reproduce en la figura 20.12. En ella los autores intentan una cuantificación relativa de los movimientos del nivel del mar, tomando una escala de 0 a 1, en la que el valor 0 corresponde al nivel del mar más bajo deducido de las reconstrucciones paleogeográficas

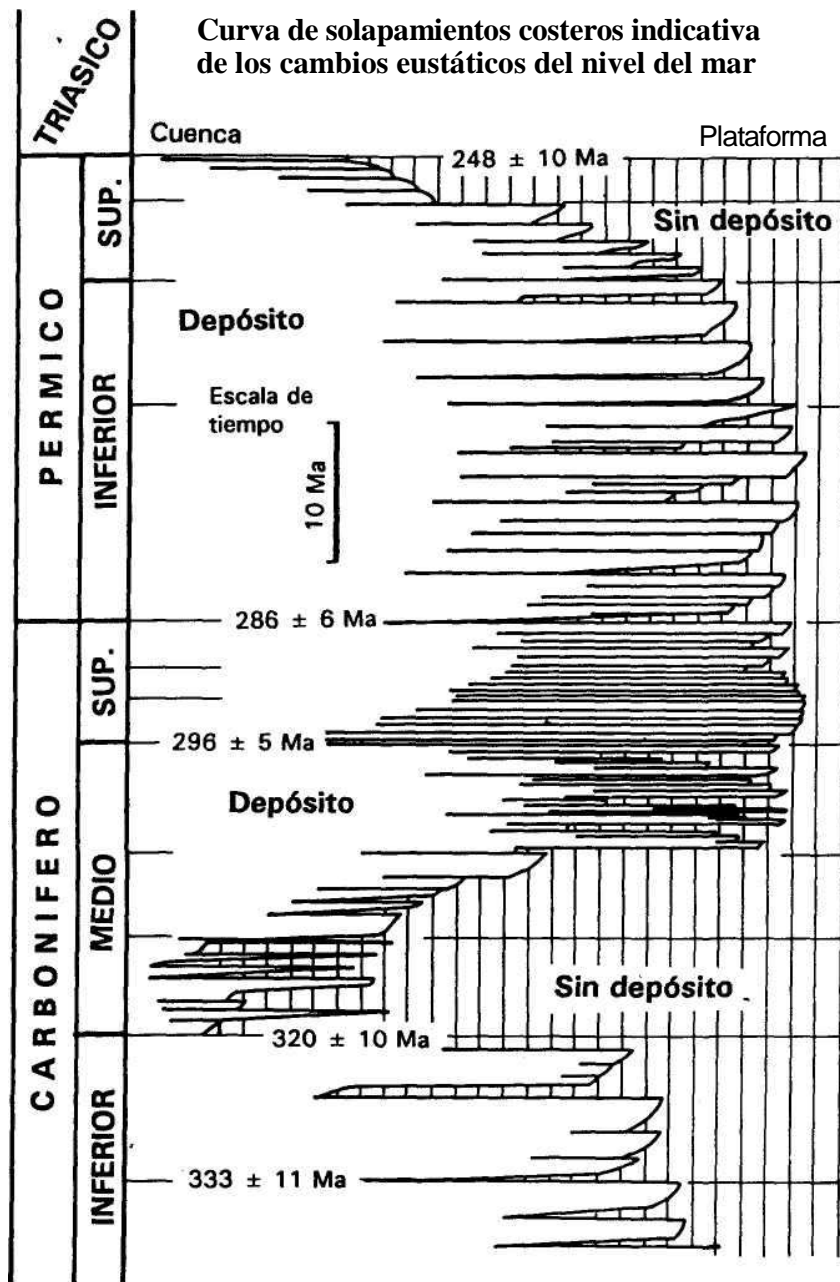


Figura 20.11.- Curva de solapamientos costeros elaborada por Ross y Ross (1988) a partir del análisis comparado de la extensión geográfica de los materiales Carboníferos en muy diversas localidades: América del Norte, Plataforma rusa, Urales y Norte de Europa. Cada uno de los mesotemas presenta un tendencia extensiva y termina bruscamente con una reactiva.

	Ciclos de 1" orden			
--	---------------------------	--	--	--

Ciclos de 2º orden

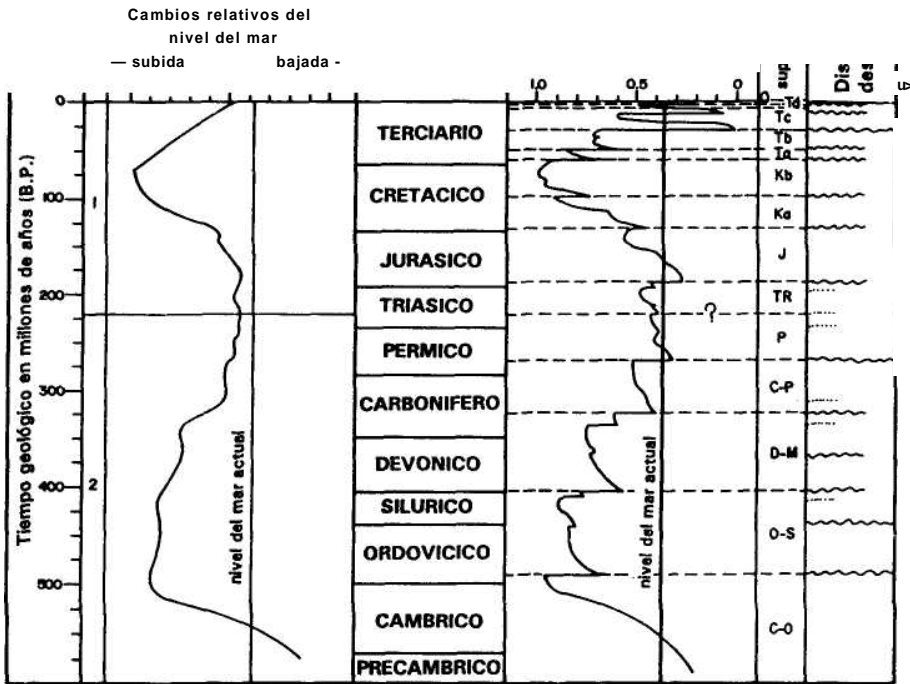
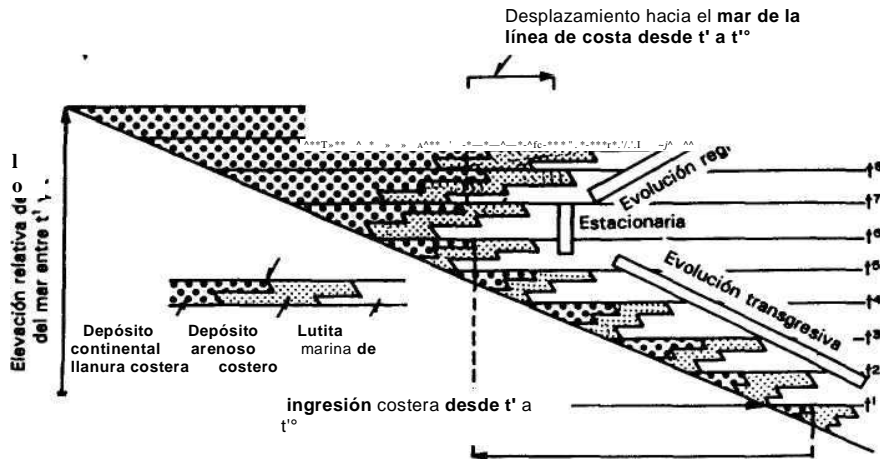


Figura 20.12.- Curva

hipotética de cambios globales del nivel del mar propuesta por Vail *et al.* (1977b). El valor 0 corresponde al nivel más bajo deducido y el 1 al valor más alto. Se marca la posición cronoestratigráfica de las discontinuidades mayores que jalonan límites de unidades cronoestratigráficas.

20.13 se reproduce un esquema (original de Bosellini *et al.*, 1989) de un ciclo transgresivo-regresivo en el que se diferencian diez intervalos de tiempo, cada uno de los cuales está limitado en el techo por una superficie isócrona (t_1 , t_2 ...hasta la t_{10}). Se indica como se mide el desplazamiento de la línea de costa hacia tierra (t_1 a t_6) y hacia el mar (t_7 a t_{10}). Igualmente se indica como se mide la elevación relativa del nivel del mar desde t_1 a t_{10} . Individualmente cada uno de los intervalos presenta un carácter regresivo, pero en conjunto pueden tener una evolución transgresiva (t_1 a t_5), una estacionaria (t_5 a t_7) y una regresiva (t_7 a t_{10}).

En la figura 20.14 se representan tres esquemas idealizados de cambios del nivel relativo del mar en los que se pueden medir numéricamente la subida o bajada (según el caso) y el desplazamiento lateral (hacia el continente o hacia el mar). En la figura superior (fig. 20.14a) se representa el esquema correspondiente a una subida relativa del nivel del mar con un dispositivo regresivo.



t^1 a t^0 : Superficies deposicionales isócronas
 Desplazamiento hacia tierra de la línea de costa desde t^1 a t^0

Figura 20.13.- Esquema simplificado de un ciclo transgresivo-regresivo en el que se diferencian diez intervalos limitados en el techo por las superficies isócronas $t_1, t_2...$ hasta la t_{10} (original de Bosellini *et al.*, 1989). Se indica como se mide el desplazamiento de la línea de costa hacia tierra (t_1 a t_6) y hacia el mar (t_7 a t_{10}). Igualmente se indica como se mide la elevación relativa del nivel del mar desde t_1 a t_{10} . Obsérvese como tanto en el tramo de evolución transgresiva, como en el estacionario y en el regresivo, se compone por intervalos más reducidos todos ellos individualmente regresivos.

La diferencia de cotas entre la posición originaria y la final de la línea de costas indica el valor de la subida relativa. En la figura 21.14b se representa el esquema de una regresión producida con el nivel del mar estacionario; el desplazamiento lateral de la línea de costas permite medir la envergadura de la regresión. Finalmente la figura 20.14c muestra dos conjuntos de materiales (1-5 y 6-7) formados en intervalos de subida del nivel del mar, pero entre cuyo depósito media un descenso del mismo (entre 5 y 6). El descenso se mide por la diferencia de cotas de la posición de la línea de costas entre el episodio 5 y el 6, mientras que el desplazamiento lateral se mide con la distancia en la horizontal entre dicha línea de costas.

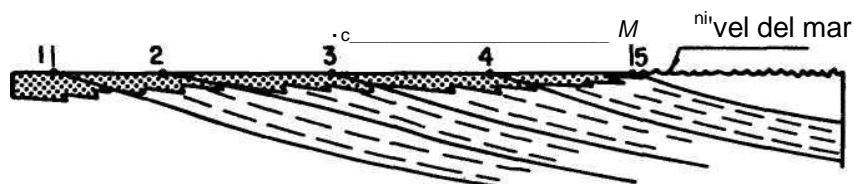
a.- Subida relativa del nivel del mar



superficie deposicional

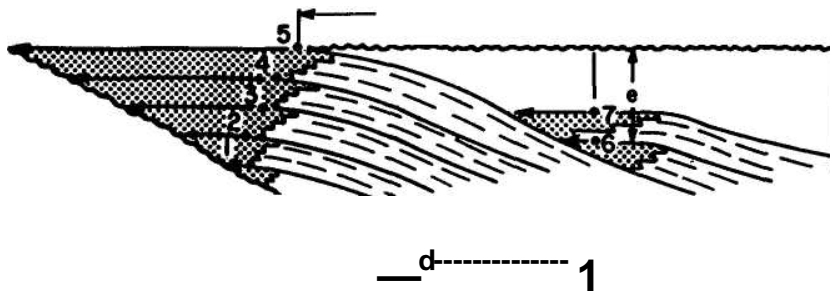
a = subida relativa del nivel del mar desde 1 a 5.
b = ingresión costera desde 1 a 5.

b.- Estacionamiento del nivel del mar



• posición de la línea de costas
c = regresión deposicional

c.- Descenso relativo del nivel del mar



d = regresión erosiva
e = descenso relativo del nivel del mar entre 5 y 6

i sedimentos de llanuras aluvial i ——— i lutitas de plataforma
y costera, y marinos someros i —"---"-3 y del talud
Figura 20.14.- Esquemas idealizados de subida relativa del nivel del mar (a),
de una situación estacionaria del nivel del mar (b) y de un descenso
relativo del nivel del mar (c), original de Bosellini *et al.* (1989).

21

LA ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA Y SECUENCIAL

- 21.1- Perfiles sísmicos de márgenes pasivos
 - 21.1.1.- La Estratigrafía sísmica
 - 21.1.2.- Cambios relativos del nivel del mar deducidos en perfiles sísmicos
 - 21.1.3- Isocronía o heterocronía de los cambios del nivel del mar
- 21.2- La Estratigrafía secuencial
 - 21.2.1 - Unidades estratigráficas genéticas
 - 21.2.1.1.- Secuencias deposicionales
 - 21.2.1.2- Unidades tectosedimentarias (UTSs)
 - 21.2.1.3.- Otras unidades aloestratigráficas
 - 21.2.2.- Ciclos eustáticos
 - 21.2.2.1 - Curvas de cambios del nivel del mar
 - 21.2.2.2- La curva Exxon
 - 21.2.2.3- Críticas a la curva Exxon
- 21.3 - Los cortejos sedimentarios
 - 21.3.1.- Cortejos sedimentarios en márgenes continentales con sedimentación terrígena
 - 21.3.2.- Cortejos sedimentarios en márgenes continentales con sedimentación de carbonatos
 - 21.3.3.- Depósitos turbidíticos y su relación con discontinuidades en el borde del margen
 - 21.3.4.- Ejemplo de reconocimiento de cortejos sedimentarios:
Análisis crítico del método
- 21.4.- Estratigrafía secuencial de las cuencas continentales

Se abordan en este capítulo los nuevos conceptos desarrollados en los últimos quince años y que han revolucionado el análisis de cuencas. Estos nuevos conceptos se han basado esencialmente en el análisis de la abundante información de perfiles sísmicos disponibles, realizados en gran parte de los márgenes continentales en los que la deformación ha sido escasa o nula.

El término *Estratigrafía sísmica* fue introducido formalmente por Mitchum (1977) para denominar a la ciencia que se ocupa del estudio de los rasgos estratigráficos y de las facies sedimentarias a partir de perfiles sísmicos. La Estratigrafía sísmica pretende la interpretación y modelización estratigráfica, de las facies sedimentarias y la reconstrucción de su historia geológica, a partir de los datos obtenidos de los perfiles de la sísmica de reflexión, normalmente coordinados con los datos de sondeos.

Montadert (1982) plantea que la Estratigrafía sísmica suministra una nueva y valiosa información al permitir diferenciar, en el conjunto de una cuenca sedimentaria, superficies isócronas reflejo de eventos (discontinuidades y superficies de continuidad correlativas). Cross y Lessenger (1988) llegan a afirmar que "la Estratigrafía sísmica ha provocado una revolución en el análisis estratigráfico tan profunda como la que causó la Teoría de la Tectónica Global". Esta afirmación, tal vez algo exagerada, es muy significativa de su importancia.

El gran desarrollo de la Estratigrafía sísmica y el interés que ella ha tenido en el reconocimiento de unidades genéticas (entre ellas las secuencias deposicionales, Mitchum, 1977), en el conjunto de los materiales que rellenan una cuenca sedimentaria o un margen continental, ha dado lugar al desarrollo de la *Estratigrafía secuencial*. Vail *et al.* (1987) la define como "la metodología que permite definir un cuadro cronoestratigráfico a escala global basándose en la datación precisa de las líneas de tiempo, jalónadas por discordancias, de origen eustático, que limitan las unidades genéticas de depósito".

La Estratigrafía secuencia] es un método sintético que ha sido desarrollado por Vail y sus colaboradores (Vail *et al.*, 1977a,b,c, 1987, 1991; Haq *et al.*, 1987, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Haq, 1991; Mitchum y Van Wagoner, 1992; Posamentier *et al.*, 1992; Posamentier y Alien, 1993; Posamentier y James, 1993) a partir del análisis de perfiles sísmicos y de la observación en el campo de las

relaciones geométricas entre los conjuntos de estratos genéticamente relacionados (unidades genéticas) y las unidades cronoestratigráficas, intentando establecer un gráfico lo más detallado posible en el que se reconstruyan los ciclos eustáticos. Aubry (1992) apostilla que la Estratigrafía secuencial se entiende por muchos geólogos como la expresión en el registro estratigráfico de la historia de los cambios del nivel del mar, en especial de aquellos debidos a factores eustáticos, que permitan correlaciones a escala global. En un sentido más elemental la Estratigrafía secuencial pretende, en su fase inicial (eminentemente analítica) la diferenciación en el relleno sedimentario de una cuenca, de volúmenes de materiales separados por superficies reconocibles en el conjunto de la cuenca y que correspondan a eventos (tectónicos, eustáticos, etc.).

21.1.- PERFILES SÍSMICOS DE MARGENES PASIVOS

La intensa investigación a partir de datos de geología de subsuelo (sísmica y sondeos) en márgenes continentales pasivos durante las décadas de los 50 y 60, por parte de empresas de prospección petrolífera, ha posibilitado un detallado conocimiento de las geometrías de las unidades litoestratigráficas. El perfeccionamiento de las técnicas de obtención e interpretación de los perfiles sísmicos, el progresivo incremento del número de perfiles y la puesta a punto de técnicas que facilitan una reinterpretación más detallada de perfiles antiguos (ver capítulo 5) ha llevado a que se desarrolle con mucho detalle una nueva metodología.

El conocimiento detallado de las relaciones geométricas entre las unidades estratigráficas que constituyen el relleno de una cuenca sedimentaria, a partir de datos de geología de subsuelo y datos de geología de campo, ha permitido establecer comparaciones con las geometrías observadas en los márgenes continentales sin deformar.

21.1.1.- La Estratigrafía sísmica

La publicación en 1977 del libro de *Seismic stratigraphy* (Playton, 1977) marcó un hito en la historia de la Estratigrafía, ya que en él se introduce una nueva e interesante metodología de estudio de los materiales estratificados, que abre un nuevo campo de investigación que se ha desarrollado muy ampliamente a partir de dicha fecha. Su objetivo esencial consiste, como se dijo en la introducción, en la deducción de los rasgos estratigráficos y de las facies sedimentarias a partir de perfiles sísmicos.

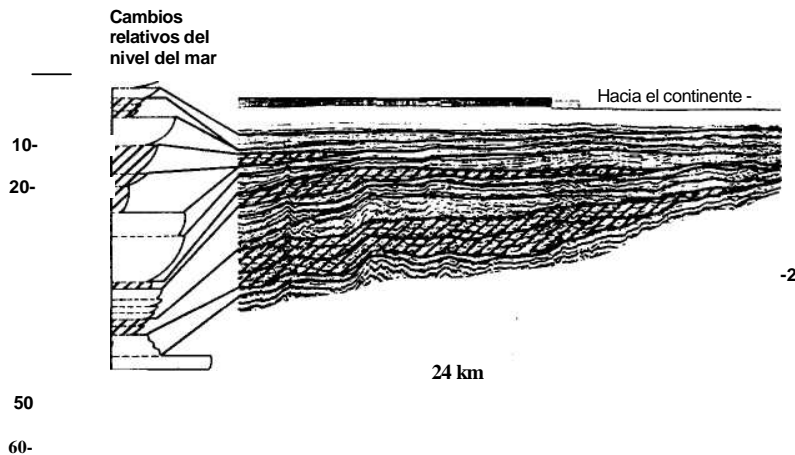
En el capítulo de metodología de este libro (capítulo 5) se destacaban los aspectos fundamentales del estudio e interpretación de las facies sísmicas y en el capítulo 10 se ponía de manifiesto que uno de los aspectos fundamentales en los perfiles sísmicos era la localización de superficies de discontinuidad en los bordes de los márgenes.

nes continentales y de las superficies de continuidad correlativas hacia el interior de la cuenca. Cuando se disponen, además, de datos de sondeos (en especial bioestratigráficos) es posible precisar la edad de estas superficies.

El análisis de secuencias sísmicas es la metodología que consiste en la subdivisión de la sección sísmica en conjuntos de depósitos limitados por superficies de discontinuidad y que comprende grupos de reflexiones más o menos concordantes y de características similares. Por su parte el análisis de facies sísmicas consiste en la descripción e interpretación del ambiente de depósito a partir de las características sísmicas de las reflexiones que constituyen la secuencia sísmica.

21.1.2.- Cambios relativos del nivel del mar deducidos en perfiles sísmicos

A partir de los perfiles sísmicos, y de los datos de los sondeos realizados en las mismas regiones, se deduce la existencia de dos tipos de sedimentos en las plataformas: los depositados en estadios de nivel alto y los correspondientes a estadios de nivel bajo. Los primeros se extienden más ampliamente hacia el continente adyacente mostrando dispositivos geométricos de solapamiento expansivo (*onlap*), mientras que los segundos se acuñan y terminan antes de llegar al borde del continente (fig. 21.1). Las superficies que limitan por el techo y por el muro a los depósitos de estadios de nivel bajo son superficies de continuidad que lateralmente se unen, pasando a superficies de discontinuidad que separan dos episodios



de depósito de nivel alto (fig. 21.1). La extensión que ocupan los diferentes episodios estará controlada por cambios relativos del nivel del mar, de manera que la amplitud de los solapamientos expansivos indicará la magnitud de las subidas relativas del nivel del mar. El paso brusco de sedimentos depositados en estadios de nivel alto a otros depositados en estadios de nivel bajo indicará un descenso igualmente brusco del nivel del mar. Contando con un control cronoestratigráfico detallado, obtenido a partir del estudio de los fósiles en testigos de sondeos realizados en las partes donde se atraviesen la totalidad de las unidades, se puede elaborar una curva de cambios relativos del nivel del mar para el intervalo de tiempo correspondiente (últimos 66,5 Ma en el caso de la figura 21.1).

La figura 21.2 (original de Vail *et al.*, 1977a) es posiblemente la figura más reproducida en libros y monografías con posterioridad a su publicación en el libro de *Estratigrafía sísmica* (Payton, 1977). En ella se refleja la filosofía de la Estratigrafía Sísmica y se sintetiza de manera clara la metodología de estudio de la misma.

Se representa una sección estratigráfica idealizada para materiales de los últimos 26 Ma. En la parte superior (fig. 21.2a) se muestra la disposición estratigráfica, tal como se vería en un perfil sísmico, añadiéndole los datos de edad, los cuales se indican con las trazas de las distintas isócronas (1-26 Ma). La escala horizontal se expresa en kilómetros, mientras que la vertical en metros, ya que ésta última se exagera unas 100 veces, con respecto a la primera, para ver mejor las relaciones entre conjuntos de materiales o unidades litosísmicas. Como se puede observar, hay cinco conjuntos de materiales (A,B,C,D,E) separados entre sí por superficies de discontinuidad estratigráfica que en algunos casos pasan, lateralmente, a superficies de continuidad. El conjunto A comprende desde hace 26 Ma hasta hace 18 Ma, el conjunto B desde los 17 Ma a 14 Ma, el C de 13 Ma a 9 Ma, el D de 8 Ma a 3 Ma y el E los últimos 2 Ma. En cada uno de ellos se diferencian los depósitos costeros de los marinos, de manera que se puede ver como cambia de posición el borde de la plataforma (límite entre las facies de medios costeros y las de plataforma) durante este intervalo de tiempo. De este modo, se puede afirmar que los conjuntos A y D son retrogradantes y regresivos, que el B es progradante y transgresivo-regresivo y que el C es retrogradante y transgresivo-regresivo.

Los dispositivos retrogradantes muestran en la horizontal una relación basal de solapamiento expansivo (*onlap*), la cual presenta una componente vertical (*agradación costera*) de gran interés para la construcción de la curva de cambios relativos del nivel del mar. Vail *et al.* (1977a) llama *agradación costera* a la componente vertical del solapamiento expansivo que indicaría el valor (expresado en metros) del cambio de la posición de la línea de costas, durante un intervalo de tiempo. Así entre los 26 Ma y los 24 Ma hay solapamiento expansivo y la componente vertical (marcada con una fecha)

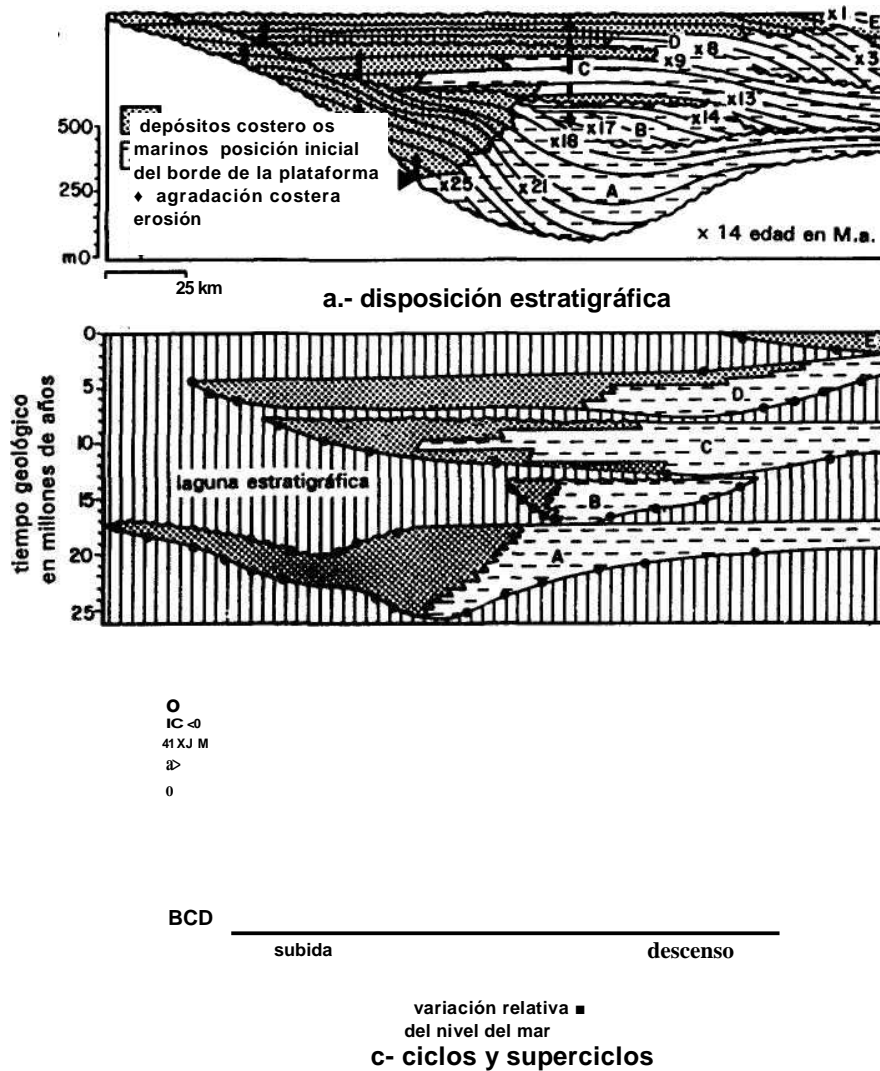


Figura 21.2.-Procedimiento para el reconocimiento de ciclos de cambios relativos del nivel del mar, a partir de un perfil sísmico. Figura original de Vail *et al.* (1977a) en la que se muestra un caso idealizado de un corte estratigrafía) con control cronoestratigráfico detallado, y de su interpretación. Explicación en el texto.

tiene una magnitud de 100 m, de acuerdo con la escala vertical del gráfico. Para el siguiente intervalo de tiempo (24-22 Ma), dentro del mismo conjunto de estratos (o unidad litosísmica) continúa el solapamiento expansivo y la componente vertical (agradación costera) del mismo (indicada con otra flecha) es de 150 m, para los tres

millones de años siguientes (22-19 Ma) esta agradación costera es de 100 m y finalmente para el resto del conjunto (19-17,5 Ma) es de 50 m, por lo que para el conjunto de estratos A la agradación costera total es la suma de las cuatro magnitudes parciales (400 m).

En la parte central de la figura (fig. 21.2b) se presenta la disposición cronoestratigráfica, para lo cual se colocan todas las isócronas horizontales (como se explicaba en el capítulo 10) y se deducen los intervalos de tiempo representados por materiales y los que faltan por lagunas estratigráficas, en cada sector. En esta figura la escala horizontal es la misma que en la superior, mientras que la escala vertical ahora es temporal (Ma) y no de espesor (metros). Cada uno de los conjuntos de estratos (A,B,C,D,E) quedará ubicado entre dos isócronas y en ellos se puede ver la extensión total que ocupan y la posición relativa de la línea de separación de los materiales costeros de los de plataforma.

Finalmente en la parte inferior de la figura (fig. 21.2c) se hace la interpretación de las variaciones relativas del nivel del mar y se diferencian los ciclos y los superciclos. En ella la escala vertical es de tiempo, la misma que en la anterior, mientras que la escala horizontal ahora se refiere a la magnitud de los cambios relativos del nivel del mar, expresado con los valores de la agradación costera. Se inicia la construcción desde un punto que corresponde a la posición del borde de la plataforma al inicio del intervalo de tiempo, el cual marca en cero en el eje horizontal. A partir de este punto se van trazando segmentos verticales de intervalos de tiempo y otros horizontales que expresen a una escala establecida previamente la magnitud de la agradación costera de cada uno de ellos (26-24 Ma: 100 m, 24-22 Ma: 150 m, 22-19 Ma: 100 m y 19-17,5 Ma: 50 m). Para calcular el descenso del nivel del mar producido entre el depósito del conjunto de estratos A y el B, se calcula en la figura superior (fig. 21.2a), la componente en la vertical del cambio de posición del borde de la plataforma (línea gruesa discontinua con doble punta de flecha) cuya cifra es de 450 m. De este modo se va elaborando la curva, en la que quedarán representados los cambios relativos del nivel del mar que permiten delimitar ciclos y establecer jerarquías en ellos. Las partes de la curva que queden en la izquierda del punto inicial (valores positivos) serán los de estadios de nivel alto, mientras que los que queden a la derecha corresponderán a los estadios de nivel bajo. Cada ciclo implica una subida lenta del nivel del mar, termina con un descenso brusco. Los descensos más bruscos marcarán los límites de ciclos de escala mayor (superciclos).

21.1.3.- Isocronía o heterocronía de los cambios del nivel del mar

Aplicando la metodología anteriormente expuesta a ejemplos de perfiles sísmicos (con datos de sondeos disponibles) en diferentes

márgenes continentales pasivos, distribuidos por los cinco continentes, Vail *et al.* (1977b) pusieron de manifiesto la isocronía de muchos cambios del nivel del mar a nivel global. Con ello se abre un debate permanente consistente en la valoración del carácter local, regional o global de un cambio del nivel del mar, y en definitiva si se trata de un cambio eustático o uno inducido por factores más restringidos geográficamente (esencialmente tectónicos). El reconocimiento de cambios de nivel del mar de una misma polaridad (subida o bajada) isócronos en áreas geográficas muy distantes, pero con magnitudes muy variables de unos casos a otros, lleva a pensar que algunos de estos cambios sean reflejo de factores globales (eustáticos), pero que la magnitud de los mismos quede controlada por factores locales o regionales que amplían o amortiguan los efectos de los primeros.

En la actualidad hay dos tendencias que tienden a radicalizarse, una la de aquellos ("eustatistas") que piensan que la mayoría de los cambios del nivel del mar han sido globales y la otra de aquellos ("tectonistas") que piensan que la mayoría de dichos cambios son debidos a factores tectónicos regionales. Sin entrar en dicha polémica se puede afirmar que la acumulación de nuevos datos procedentes del estudio integral de cuencas sedimentarias con la metodología de la Estratigrafía sísmica y secuencial dará la razón a unos u a otros. También se puede afirmar que precisamente la existencia de la polémica constituye un acicate para incrementar dichos estudios.

21.2.- LA ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

En la introducción a este capítulo se ha definido la Estratigrafía secuencial, siguiendo a Vail *et al.* (1987), como "la metodología que permite definir un cuadro cronoestratigráfico a la escala global basándose en la datación precisa de las líneas de tiempo, jalonadas por discordancias de origen eustático, que limitan las unidades genéticas de depósito". Sin embargo, se quiere plantear desde el primer momento que en el uso del término Estratigrafía secuencial se pueden diferenciar claramente dos acepciones, distintas y complementarias, una que responde a un concepto analítico y otro a un concepto sintético.

El concepto analítico de la Estratigrafía secuencial se refiere a la interpretación y modelización estratigráfica de las asociaciones de facies, elaborada a partir de datos de geología del subsuelo (suministrados por la Estratigrafía sísmica) o de datos de observación en el campo, que permitan reconocer los límites de ciclos, y en su caso, las diferentes fracciones de un ciclo, a nivel de una cuenca sedimentaria. El objetivo básico consiste en el reconocimiento dentro de los materiales que constituyen el relleno de una cuenca sedimentaria, de unidades (conjuntos de estratos) limitados por superficies que marquen un cambio en las condiciones genéticas que afecte al conjunto de la cuenca. A estas unidades se les denomina,

genéricamente, *unidades genéticas* y su reconocimiento es un objetivo obligado en todo análisis de cuencas moderno.

El concepto sintético de la Estratigrafía secuencial se basa en la consideración de que durante la historia de la Tierra se han ido sucediendo diferentes cambios globales que han podido quedar reflejados en los rellenos de cuencas sedimentarias, muy diversas y distantes. Pretende elaborar una escala temporal de dichos cambios globales (cronoestratigrafía secuencial) que sea complementaria de la escala cronoestratigráfica usual, basada en los datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos. Este planteamiento sintético de la Estratigrafía secuencial implica una carga de subjetividad, ya que los mismos datos pueden ser explicados de manera distinta por diferentes autores. Por ello la elaboración de la citada escala cronoestratigráfica secuencial se debe realizar a partir de múltiples datos analíticos, obtenidos con la mayor fiabilidad, para de este modo eliminar al menos en parte los errores subjetivos de interpretación.

En la metodología de estudio de una cuenca sedimentaria concreta se debe procurar combinar adecuadamente estos dos concepciones de la Estratigrafía secuencial. En una primera fase del estudio (eminentemente analítica) se debe intentar reconocer las unidades genéticas que se pueden diferenciar en el relleno sedimentario y precisar al máximo la edad de los eventos que han dado lugar a sus límites. Para ello hay que recurrir a toda la información disponible, siendo más fiable una interpretación cuando aumente la cantidad y calidad de información. La posición de los límites de unidades genéticas se hace a partir de datos de geología de campo, con el reconocimiento de discontinuidades estratigráficas (y su correlación a los diferentes sectores de la cuenca) y/o de geología del subsuelo (sísmica y sondeos). La datación se debe hacer utilizando todos los datos bioestratigráficos disponibles, y, preferiblemente además, los magnetoestratigráficos. En una segunda fase (la sintética) se comparan los datos obtenidos en la fase anterior con los de otras cuencas cercanas y con los del banco de datos a nivel mundial para ver si hay o no coincidencia y, a partir de ello, deducir e interpretar «si se trata del reflejo de fenómenos locales, regionales o globales».

21.2.1.- Unidades estratigráficas genéticas

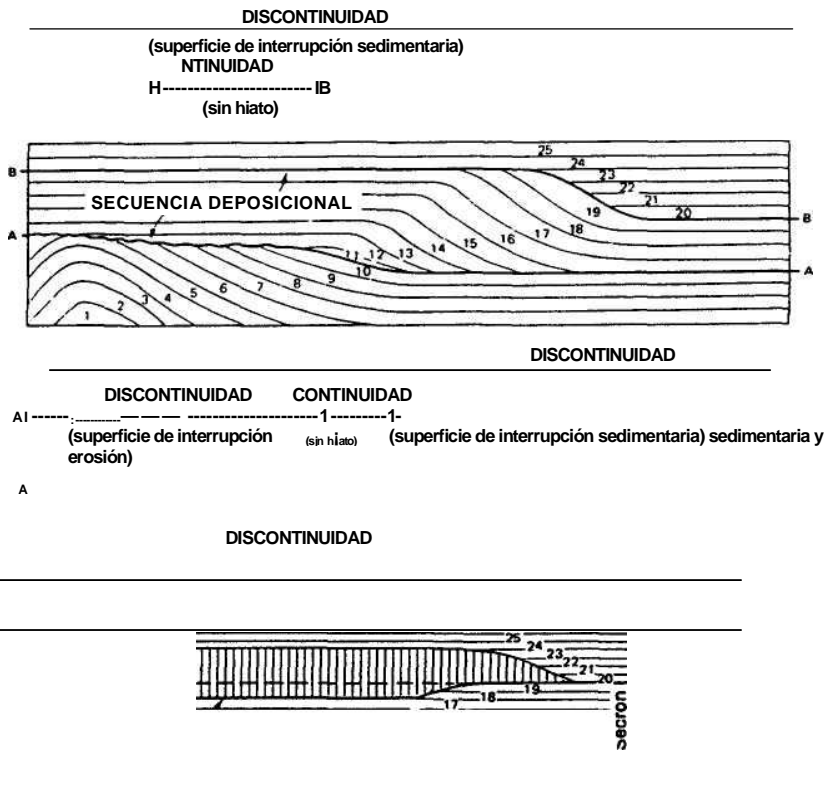
Con el nombre genérico de "unidades genéticas" se denominan a los volúmenes de materiales que rellenan una cuenca sedimentaria separados por superficies que indiquen o reflejen acontecimientos representados en el conjunto de la cuenca. El rasgo estratigráfico más fácilmente constatable, tanto en observación de campo como en información de subsuelo (sísmica), son las discontinuidades estratigráficas reconocibles, esencialmente en el borde de las cuencas sedimentarias, que hacia el interior de las mismas pasan a superficies de continuidad correlativas.

El Código Estratigráfico Norteamericano (NASG, 1983) incluye entre las unidades estratigráficas las *unidades aloestratigráficas* que son cuerpos estratiformes cartografiables compuestos por rocas sedimentarias que se definen e identifican por las discontinuidades que los delimitan por el techo y por el muro. Se establece la *aloformación* como unidad aloestratigráfica fundamental, mientras que se usa también el *alogrupo* para las unidades aloestratigráficas de rango mayor, que agrupan dos o más aloformaciones y el *alomiembro* como la unidad aloestratigráfica de rango menor que la aloformación.

21.2.1.1.- *Secuencias deposicionales*

Se define como *secuencia deposicional* a una parte de una sucesión estratigráfica relativamente concordante, de estratos genéticamente relacionados, cuyo techo y muro son discontinuidades y las continuidades correlativas (Mitchum, 1977). Se trata de una unidad estratigráfica "híbrida" ya que de una parte es una unidad observable, limitada por discontinuidades (responde a un volumen de materiales) y de otra parte es similar a una unidad cronoestratigráfica ya que se dispone dentro de un intervalo de tiempo definido. Al intervalo de tiempo que comprende una secuencia deposicional se le denomina *secron*.

En la figura 21.3 (original de Mitchum *et al.*, 1977) se expresan gráficamente los conceptos de secuencia deposicional y de secron. La figura está realizada con la misma metodología que la anterior (fig. 21.2) de manera que en la parte superior se marca la disposición estratigráfica con escala vertical en metros y en la inferior la cronoestratigráfica con escala vertical en millones de años, colocando las isócronas horizontales. Se representa una secuencia deposicional idealizada limitada, por debajo y por arriba, de otras secuencias deposicionales parcialmente representadas en la figura. La superficie inferior (A de la figura 21.3) en la parte izquierda de la figura (hacia el borde de la cuenca) es una superficie de truncación erosiva que marca una clara discontinuidad con discordancia, en la que la laguna estratigráfica llega a afectar a las unidades 6, 7, 8, 9 y 10. Lateralmente, hacia el interior de la cuenca, la laguna estratigráfica va disminuyendo hasta el extremo de pasar a una superficie de continuidad (11 sobre 10) para pasar hacia la izquierda a una nueva discontinuidad que inicialmente muestra un biselamiento basal y posteriormente una concordancia. La superficie superior (B de la figura 21.3) separa dos conjuntos de estratos mediante una superficie de discontinuidad (paraconformidad) que implica una laguna estratigráfica que afecta a los términos 18, 19, 20, 21, 22 y 23. Lateralmente pasa a una superficie de biselamiento somital (24 sobre 18 y 19) para después (hacia el interior de la cuenca) pasar a un dispositivo de solapamiento expansivo (20, 21, 22 y 23 sobre 19) y finalmente a una superficie de continuidad (20

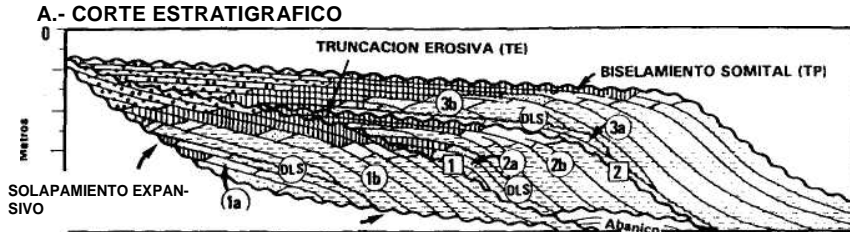


secuencia deposicional, de las superficies que las limitan (discontinuidad y continuidad correlativas) y de seccion. Figura original de Mitchum *et al.* (1977) en el artículo en el que definen por primera vez las secuencias deposicionales.

sobre 19). La edad del material más antiguo dentro de la secuencia deposicional es el 11 y el del término más moderno el 19. por lo que el seccion comprende del 10 al 20.

El mismo grupo de investigadores que definieron las secuencias deposicionales perfeccionaron en los años siguientes la metodología de su reconocimiento. Así, Vail *et al.* (1984) establecen los criterios esenciales para el reconocimiento y subdivisión de las secuencias dep'osicionales (fig 21.4). En la figura superior (fig. 21.4A) se presenta un corte idealizado, pero inspirado en ejemplos reales de perfiles sísmicos de márgenes continentales, en el que se tienen tres secuencias deposicionales (1,2,3). En cada una de ellas se diferencian dos partes una basal regresiva (1a,2a,3a) a la que sigue otra más potente transgresiva (1b,2b,3b, respectivamente). Los límites de secuencia se establecen mediante discontinuidades y estos autores en este mismo artículo definen los dos tipos de discontinuidades (tipo 1 y 2) definidos e ilustrados en el capítulo 10, que sirven para diferenciar dos tipos de secuencias deposicionales.

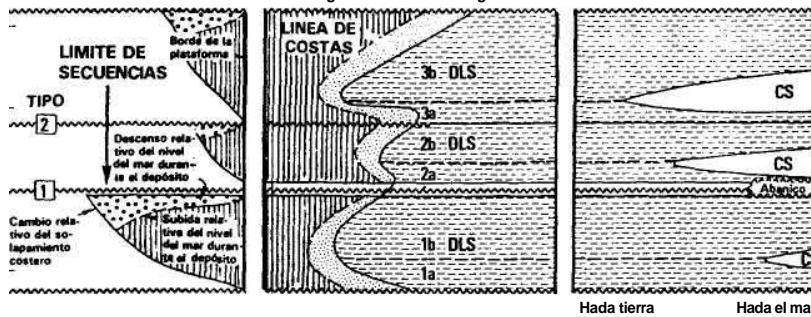
Las *secuencias deposicionales de tipo 1* son aquellas que se inician sobre superficies de discontinuidad de tipo 1 ocasionadas por descensos bruscos del nivel del mar que implican erosión subaérea en



COSTERO (ON-CI)
BISELAMIENTO BASAL IDNI

B.- PARÁMETROS PARA LA CLASIFICACIÓN

- 1.- Cambios relativos del solapamiento expansivo costero
Hada tierra Hada el mar
- 2.- localización de la línea de costas
Transgresión Regresión
- 3.- Niveles marinos condensados



20

U Llanura aluvial HH Llanura costera E-1 Marino somero larenitas gJg Marino de grano fino

QJ Tipo de limite de secuencia DLS Bisalamiento *bml* (*downlap*) la, lb, ... identificación de las secuencias

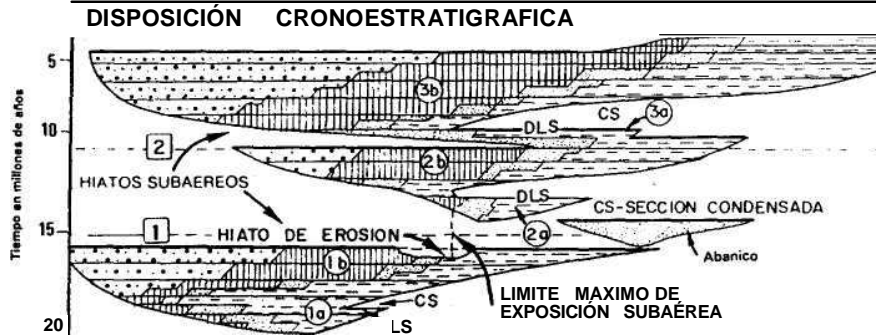


Figura 21.4.- Corte estratigráfico idealizado (A) de tres conjuntos de estratos separados por superficies de discontinuidad de tipo 1 o 2 (sensu Vail *et al.*, 1984) y las superficies de continuidad correlativas. Parámetros para la clasificación (B) de los materiales del corte anterior y disposición cronoestratigráficas (C) de los mismos. Cada conjunto de estratos separado por una discontinuidad (y la superficie de continuidad correlativa) constituye una secuencia deposicional y dentro de cada una hay un intervalo transgresivo (término a) y otro regresivo (b). Clave de abreviaturas: DLS.- Superficie de biselamiento basal. CS.- Sección condensada. DN.- Biselamiento basal. ON-C- Solapamiento expansivo costero. TE.- Truncación erosiva. TP.- Biselamiento somital. Figuras originales de Vail *et al.* (1984)

gran parte de la plataforma y erosión submarina en la plataforma más profunda y parte del talud. Las *secuencias deposicionales de tipo 2* son las que tienen en su base una discontinuidad de tipo 2, ocasionada por descensos lentos del nivel del mar que implican emersiones temporales de la plataforma.

Los parámetros que se utilizan para la clasificación y sistematización de las secuencias deposicionales son: a) los cambios relativos del solapamiento costero, que expresan las subidas relativas del nivel del mar; b) la localización de la línea de costas que indican los episodios transgresivos o regresivos; c) la localización de superficies de biselamiento basal (DLS de la figura 21.4) y la existencia en relación con las mismas de secciones condensadas.

El concepto de *sección condensada* ha tenido, desde el principio, cierto grado de confusión ya que términos equivalentes fueron usados veinte años antes (Jenkyne, 1971) con una aceptación amplia en materiales pelágicos. Para Vail y colaboradores (Vail *et al.*, 1984; Loutit *et al.*, 1988) definen como sección condensada a las facies depositadas en los momentos de máxima extensión del mar en un ciclo eustático y que marcan el límite entre el intervalo transgresivo y el regresivo de una secuencia deposicional. Los autores citados establecen como rasgos distintivos de la sección condensada: a) abundancia y diversidad de fósiles; b) presencia de minerales autógenos como fosfatos, glauconita, etc.; d) abundancia de materia orgánica; e) tasa de sedimentación inferior a 1 cm/ka. De acuerdo con la última característica la casi totalidad de los sedimentos pelágicos y una parte de los hemipelágicos pueden considerarse secciones condensadas, ya que en ellos la tasa de sedimentación es inferior a 1 cm/ka, lo que invalidaría el uso del término sección condensada (bastante generalizado) para aludir a los intervalos de una sección estratigráfica, en materiales pelágicos, con un mínimo de tasa de sedimentación (0,01-0,1 mm/ka). Vera (1989b) hace un análisis crítico del término y propone modificar la última de las características de manera que en lugar de dar un valor numérico de tasa de sedimentación para su definición se establezca como norma que se trate de un valor «mínimo relativo de dicha tasa (que en los bordes de los márgenes es del valor indicado) para que de este modo se hagan equivaler el término de sección condensada de materiales pelágicos con los de los bordes de los márgenes continentales pasivos.

En la figura 21.5 se presenta un gráfico (inspirado en ideas de Vail y colaboradores) en el que se indican los tipos y jerarquías de los ciclos estratigráficos, en el que se encajan las secuencias deposicionales. Los ciclos de primer orden, de duración superior a los 50 Ma son considerados como tectono-eustáticos e interpretados como el efecto de cambios mayores en la posición de la línea de costas debidas a la fragmentación de los supercontinentes, que oca-

sionan reajuste de las placas e inundaciones de continentes. Los ciclos de 2º orden son considerados igualmente tectonoestáticos y se interpretan como relacionados con cambios mayores en la posi-

ción de la línea de costas aunque, en este caso, debido a cambios en la tasa de subsidencia tectónica que ocasiona grandes transgresiones y regresiones que pueden ser globales.

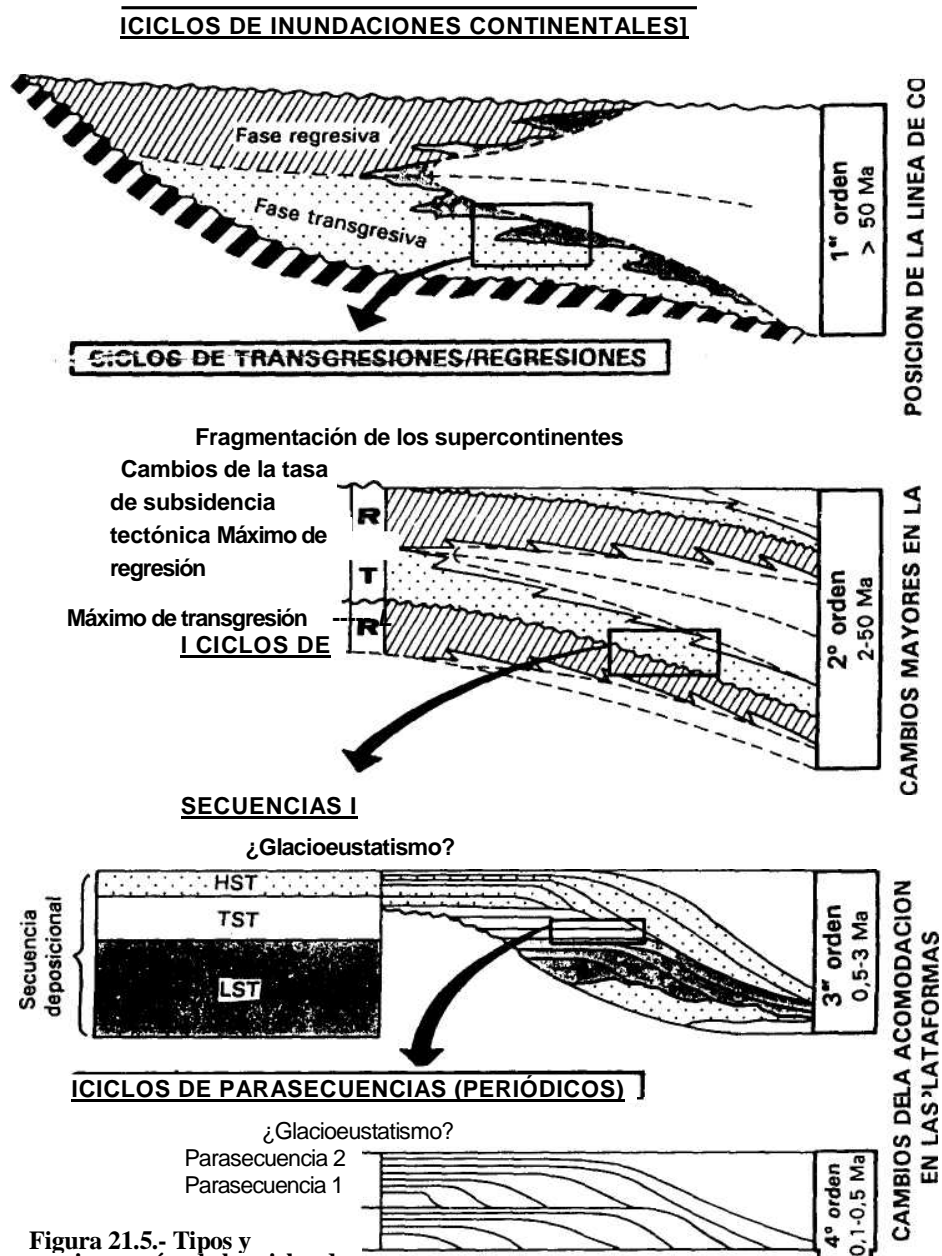


Figura 21.5.- Tipos y jerarquías de los ciclos de 1º, 2º, 3º y 4º orden (elaborado a partir de gráficos diversos de Vail). Explicación en el texto.

Los ciclos de rango menor (3^o y 4^o orden) se interpretan como relacionados a cambios en el espacio disponible para la sedimentación (acomodación) en las plataformas. Los ciclos de tercer orden son las secuencias deposicionales y se limitan por superficies de discontinuidad que marcan etapas de interrupción sedimentaria (con o sin erosión) en las plataformas. Como ya se apuntaba en el capítulo 16 los ciclos de tercer orden se pueden deber a factores globales, regionales o locales, resultando muy complejo en la mayoría de los casos diferenciar un tipo de otro. Los factores globales son cambios eustáticos que pueden ser tectono-eustáticos, aunque no se descartan los glacio-eustáticos, como se indica en la figura 21.5. Los ciclos de cuarto orden pueden ser glacio-eustáticos o deberse a factores tectónicos locales.

En cada secuencia deposicional se establecen subdivisiones de rango mayor (cortejos sedimentarios) sobre las que se tratará más adelante. La subdivisión de rango menor observable dentro de una secuencia deposicional es la *parasecuencia*, concepto que se entenderá fácilmente si se recuerdan las ideas expuestas al tratar las asociaciones de facies (capítulo 7). Allí se decía, que en el registro estratigráfico, eran muy frecuentes los intervalos en los que se cumplía la ley de Walther, separados por superficies de cambio brusco en las que no se cumple. Cada intervalo de somerización (que en sedimentos de plataforma es usualmente de escala métrica a decamétrica) es una parasecuencia y la superficie que las separa es una superficie de inundación. En el capítulo anterior, al hablar de cambios relativos del nivel del mar (y de su medida) se incluían dos figuras (figs. 20.13 y 20.14) en las que se representaban intervalos de tiempo con tendencia progradante y regresiva, separados por superficies que marcan una retrogradación con transgresión instantánea; el material depositado en cada uno de los intervalos de tiempo aludidos es una parasecuencia.

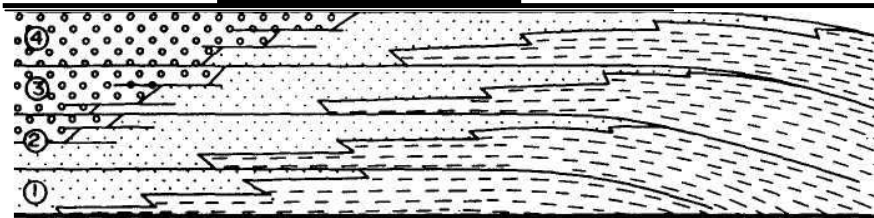
En Estratigrafía secuencial se define como *parasecuencia* a una sucesión relativamente concordante de estratos o conjuntos de estratos limitada por superficies de inundación marina. En sedimentos siliciclásticos las parasecuencias son progradacionales y muestran ciclos de somerización, mientras que en carbonatos de plataforma presentan dispositivos agradacionales y secuencias, igualmente, de somerización. Las *superficies de inundación marina* son superficies que separan lotes de estratos entre los que se constata un incremento brusco de la profundidad. Esta profundización brusca queda reflejada, además de por el cambio de facies, por la presencia de rasgos estratigráficos que indiquen una breve interrupción sedimentaria (hiato).

Se denominan "lotes de parasecuencias" a las asociaciones de parasecuencias con una polaridad determinada. En la figura 21.6 se representan los tres tipos de lotes de parasecuencias: progradacionales, retrogradacionales y agradacionales. Los lotes de parasecuencias progradacionales son aquellos en los que en las parasecuencias más modernas hay un desplazamiento de los medios costeros hacia el interior de la cuenca. Los retrogradacionales presentan un despla-

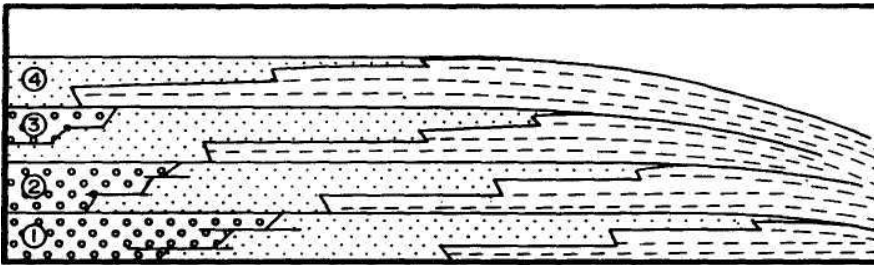
zamiento en sentido inverso (hacia afuera de la cuenca), mientras que en los agradacionales no hay desplazamiento.

Lote de parasecuencias progradacional

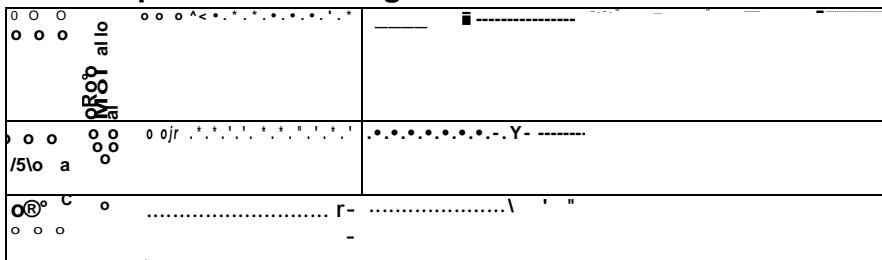
Hacia la cuenca



Lote de parasecuencias retrogradacional



Lote de parasecuencias agradacional



①-④ Parasecuencias individuales

 Areniscas y lutitas de llanuras costeras

 Areniscas de medios marinos someros

 Lutitas de plataforma

Figura 21.6.- Gráfico en el que se expresan los conceptos de parasecuencias y de lote de parasecuencias (Van Wagoner *et al.*, 1988). Una parasecuencia queda limitada por dos superficies de inundación marina, que corresponden a aumentos bruscos de la profundidad. Un lote de parasecuencia es el conjunto de parasecuencias superpuestas con una determinada polaridad. En el progradacional la tasa de depósito supera a la tasa de acomodación, en el retrogradacional la tasa de depósito es inferior a la de acomodación y en la agradacional los valores de las tasas de sedimentación y acomodación son iguales.

21.2.1.2.- Unidades tectosedimentarias (UTSs)

Megías (1982) definió la Unidad Tectosedimentaria (UTS) como "una unidad estratigráfica constituida por una sucesión de estratos (no necesariamente conformes) depositados dentro de un intervalo de tiempo geológico concreto y bajo una dinámica sedimentaria y tectónica de polaridad definida". El mismo autor llamó análisis tectosedimentario a la metodología de estudio de las cuencas sedimentarias en la que se diferencian unidades limitadas por rupturas sedimentarias, en el sentido que ha sido utilizado este término en el capítulo 10.

Pardo *et al.* (1989) completan y matizan el concepto de UTS y la definen como el volumen de materiales delimitado por dos rupturas sedimentarias de origen tectónico (rupturas sedimentarias de tipo 1, 2 o 3 de la clasificación del capítulo 10). Para ello establecen el concepto de periodo diastrófico que define el "lapso de tiempo que transcurre entre dos mínimos diastróficos relativos consecutivos; comprende una etapa inicial de actividad diastrófica creciente, un máximo diastrófico relativo y una etapa de actividad diastrófica decreciente". Al depósito durante un periodo diastrófico se le llama UTS fundamental y al de cada uno de sus etapas de actividad diastrófica diferente UTS elemental. Estas unidades estarán representadas en los bordes activos de las cuencas sedimentarias por superficies de discordancias (discordancias sintectónicas) que hacia el interior de la cuenca cambian a superficies de continuidad que separan conjuntos de estratos con polaridad diferente. Un intervalo de diastrofismo acelerado tiende a dar una secuencia (de escala decamétrica) granocreciente (negativa) y un intervalo de diastrofismo retardado una secuencia granodecreciente (positiva). Santanach (1989) pone en duda la validez general de una diferenciación de unidades genéticas en el relleno de una cuenca sedimentaria por rasgos estratigráficos y sedimentarios que sean el reflejo de eventos tectónicos isócronos que afecten al conjunto de la cuenca.

Para algunos autores los términos secuencia deposicional y UTS son idénticos, mientras que los propios autores que definen y usan las UTSs marcan algunas diferencias. Las UTSs fundamentales coinciden con las secuencias deposicionales en áreas de una cuenca en las que no abarque el talud. Por el contrario en sectores de la cuenca que comprendan el talud dentro de una secuencia deposicional se pueden diferenciar dos UTSs elementales una inferior negativa y otra superior positivo-negativa (ver discusión en Pardo *et al.*, 1988). En definitiva el término UTS es de rango igual o inferior al de secuencia deposicional.

21.2.1.3.- Otras unidades aloestratigráficas

Existen otras propuestas para establecer divisiones de unidades genéticas en el relleno sedimentario de una cuenca, diferentes de

las secuencias deposicionales y de las unidades tectosedimentarias. Una de ellas es la *secuencia estratigráfica genética* definida por Gallóway (1989) para definir conjuntos de materiales estratificados delimitados por dos superficies de máxima inundación sucesivas. En perfiles sísmicos estas superficies se detectan fácilmente por ser superficies basales de un conjunto de materiales progradantes, por tanto, con un biselamiento basal manifiesto. Sin embargo, en secciones estratigráficas levantadas en el campo son mucho más difíciles de reconocer que las discontinuidades, por lo que las unidades basadas en éstas (secuencias deposicionales) han sido mucho más utilizadas.

Otro tipo de unidades genéticas utilizadas son las *unidades cicloestratigráficas* (García *et al.*, 1989a,b) definidas como "conjuntos de materiales del registro estratigráfico de una región que representan una etapa o un periodo histórico en la evolución de una cuenca, que están delimitadas por sendas discontinuidades estratigráficas o por inflexiones en la polaridad evolutiva, y que se pueden tener su origen en factores orogénicos, epirogénicos, eustáticos, sedimentarios, climáticos, ecológicos, etc." Los autores que las definen establecen cinco rangos en las unidades cicloestratigráficas que van desde la ciclosecuencia (500 m de espesor medio y 8 Ma de duración media) a la mesosecuencia (10 m y 0,2 Ma, respectivamente). Las de rango mayor son las que equivalen con las secuencias deposicionales, mientras que las de rango menor equivalen a la parasecuencias de la clasificación anterior.

21.2.2.- Ciclos eustáticos

Los cambios globales del nivel del mar implican una alternancia de episodios de subida generalizada del mismo, seguidos de otros de descenso. Se llama ciclo eustático al intervalo de tiempo en el cual ocurrió una subida y una bajada del nivel del mar. El reconocimiento de los ciclos eustáticos implica el poder diferenciar los ciclos debidos a factores locales y regionales (especialmente de origen tectónico) de los globales.

21.2.2.1.- Curvas de cambios del nivel del mar

La primera curva de ciclos eustáticos o ciclos globales fue propuesta por Vail *et al.* (1977b). Para ello parte del estudio de perfiles sísmicos de márgenes continentales pasivos de muy diversas partes del mundo. En la figura 21.7. en su parte superior, se muestra un mapa en el que se marcan la ubicación de las distintas áreas de las que proceden los datos que sirven para elaborar la curva. En la parte inferior se reproducen tres curvas, para el mismo intervalo de tiempo, correspondientes a regiones muy distantes. En las tres curvas se detectan simultaneidad de los límites de ciclos y diversidad en la envergadura de los cambios relativos expresados por las cur-

vas de cada localidad. La curva de ciclos globales la elaboran los autores promediando los valores de cambios del nivel del mar en diferentes localidades.

Estos autores (Vail *et al.*, 1977b) elaboran una curva de cambios relativos del nivel del mar, en la que diferencian los ciclos de primero y segundo orden para el conjunto del Fanerozoico, y de exten-

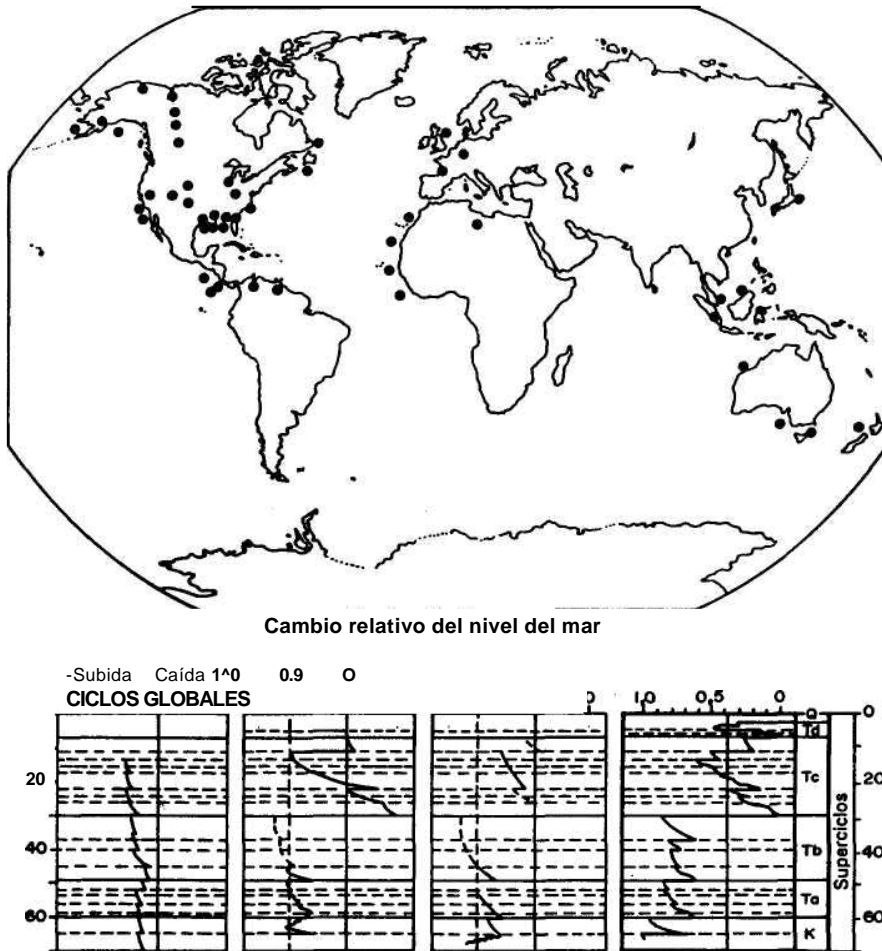


Figura 21.7.- Cambios relativos del nivel del mar en márgenes continentales muy distantes entre sí, como respuesta a ciclos globales (Vail *et al.*, 1977b). En la parte superior se marca, sobre un mapa, el emplazamiento de las regiones de las que proceden los perfiles sísmicos (incluyendo sondeos) en los que Vail y colaboradores basan su curva. En la parte inferior hay un detalle de como unos ciclos pueden quedar reflejados en regiones muy distantes, aunque con magnitudes cambiantes.

sión global. Esta curva se incluía en el capítulo anterior (fig. 20J2). Para los últimos 65 Ma, Vail *et al.* (1977c) elaboran una curva en la que diferencian, además, los ciclos de tercer orden y marcan su equivalencia con los límites de unidades bioestratigráficas y magnetoestratigráficas, que constituye el primer antecedente de la curva Exxon.

Esta primera curva constituye el verdadero punto de partida para la elaboración de curvas eustáticas y abre una dura polémica sobre la simultaneidad o no de los ciclos de tercer orden y sobre el método de reconocimiento y datación de los límites de los ciclos. Miall (1986) hace una crítica muy dura, basándose especialmente en dos hechos: el método de elaboración de la curva y la falta de la publicación de los datos originales, por parte de Vail y colaboradores.

21.2.2.2.- La curva Exxon

Con este nombre se conoce al gráfico propuesto por Haq *et al.* (1987) y modificado y completado por Haq *et al.* (1988). El nombre deriva del grupo **Exxon** (*Exxon Production Research Company*), grupo de investigación con sede en Houston (Texas), encabezado por P.R.Vail y del que forman parte B.U.Haq, J.Hardenbol, T.S.Loutit, R.M.Mitchum Jr., H.W.Posamentier, J.F.Sarg y J.C.Van Wagoner. Este grupo recopila permanentemente información de perfiles sísmicos (y sondeos) y de secciones estratigráficas, de las más diversas partes del mundo, y pretende tener un banco de datos suficiente y actualizado para comprobar, o en su caso modificar, las propuestas anteriores.

La curva Exxon comprende el intervalo de tiempo correspondiente a los últimos 255 Ma. desde el Pérmico superior hasta nuestros días. Los datos disponibles para los intervalos de tiempo precedentes no han permitido a dicho grupo de investigadores, ni a ningún otro, proponer curvas con un grado de precisión análogo. El gráfico comprende, de izquierda a derecha: escala de tiempo absoluto, escala magnetocronoestratigráfica, la escala cronoestratigráfica usual (eras, sistemas, series y pisos), las escalas bioestratigráficas de diferentes grupos de fósiles marinos (y su equivalencia), la cronoestratigrafía secuencial y la curva eustática. Estas dos últimas partes constituyen realmente la aportación novedosa de la curva Exxon, mientras que las otras son recopilaciones de datos previos de muy diversos autores.

La cronoestratigrafía secuencial consiste en la curva de cambios relativos por solapamientos costeros, la cual pretende representar los valores medios de los cambios de la agradación costera en diferentes localidades. Haq *et al.* (1988) incluye como anexo una relación de las localidades en las que se basa la elaboración de esta curva. La agradación costera se calcula mediante la técnica explicada en la figura 21.2, y los cambios se expresan en una escala de

cambios relativos, del 0 al 1, en la que el cero corresponde al nivel del mar-más bajo conocido (hace unos 30 Ma) y el 1 el nivel más alto (hace 91 Ma). A partir de esta curva los autores delimitan ciclos de 1^{er} orden (megaciclos), ciclos de 2^o orden (con dos rangos: lotes de superciclos y superciclos) y ciclos de 3^{er} orden. La jerarquización se hace en función de la amplitud de los descensos bruscos del nivel del mar. Se diferencian cuatro megaciclos, que de más antiguo a más moderno son: *Upper Absaroka* (255-177 Ma), *Lower Zuni* (177-107,5 Ma), *Upper Zuni* (107,5-68 Ma) y *Tejas* (68 Ma a la actualidad).

La curva eustática representan las estimaciones de valores de los cambios globales del nivel del mar, expresados en metros, con relación a la posición actual del nivel de los océanos. Se incluyen dos curvas: una para términos cortos y otra para términos largos. La curva eustática para términos cortos representa la curva hipotética de cambios globales del nivel del mar para intervalos de tiempo más cortos. En ella los descensos más bruscos se sitúan en Valanginiense inferior (126 Ma), Thanetiense inferior (58,5 Ma), Chattienense basal (30 Ma), Serravalliense superior (10,5 Ma) y varias en el Plioceno-Pleistoceno (en los periodos glaciales). La curva eustática de términos largos muestra la posición media del nivel del mar global, y sus cambios, en intervalos de tiempo prolongados. Se elabora trazando la envolvente de los máximos de la curva anterior, de manera que para la actualidad en lugar de dar un valor cero como en la curva anterior da un valor de 60-70 m, que sería el valor medio del nivel del mar si no existiesen casquetes de hielos polares. Los autores (Haq *et al.*, 1988) consideran que los valores reales de estas curvas eustáticas son simples estimaciones realizadas con métodos poco precisos y que podrán modificarse cuando se dispongan de métodos más rigurosos para las medidas.

En la figura 21.8 se reproduce, simplificada, la curva Exxon para el intervalo de tiempo de 255 a 160 Ma, redibujada a partir de datos de Haq *et al.* (1988). Corresponde a un intervalo de tiempo en el que se dispone de una escala magnetoestratigráfica provisional, ya que como se decía en el capítulo 13, para este intervalo de tiempo no se disponen de datos de los fondos marinos y por ello la fiabilidad de la escala magnetoestratigráfica es menor. En este fragmento de la curva Exxon se incluyen los superciclos (ciclos de 2^o orden): UAA-1, UAA-2, UAA-3 y UAA-4 (incluidos en el lote de superciclos *Upper Absaroka A*), UAB-1, UAB-2, UAB-3, UAB-4 (incluidos en el *Upper Absaroka B*) y LZA-1 y LZA-2 (incluidos en el *Lower Zuni A*). Dentro de cada superciclo se diferencian los ciclos de tercer orden con un segundo número. Así, por ejemplo, el superciclo (ciclo de segundo orden) UAB-3 comprende cuatro ciclos de tercer orden: 3.1, 3.2, 3.3 y 3.4. La duración de los ciclos de tercer orden para este intervalo de tiempo varía desde los 13 Ma (UAA1.2) y 0,5 Ma (UAB4.1), con un valor medio de 3,5 Ma.

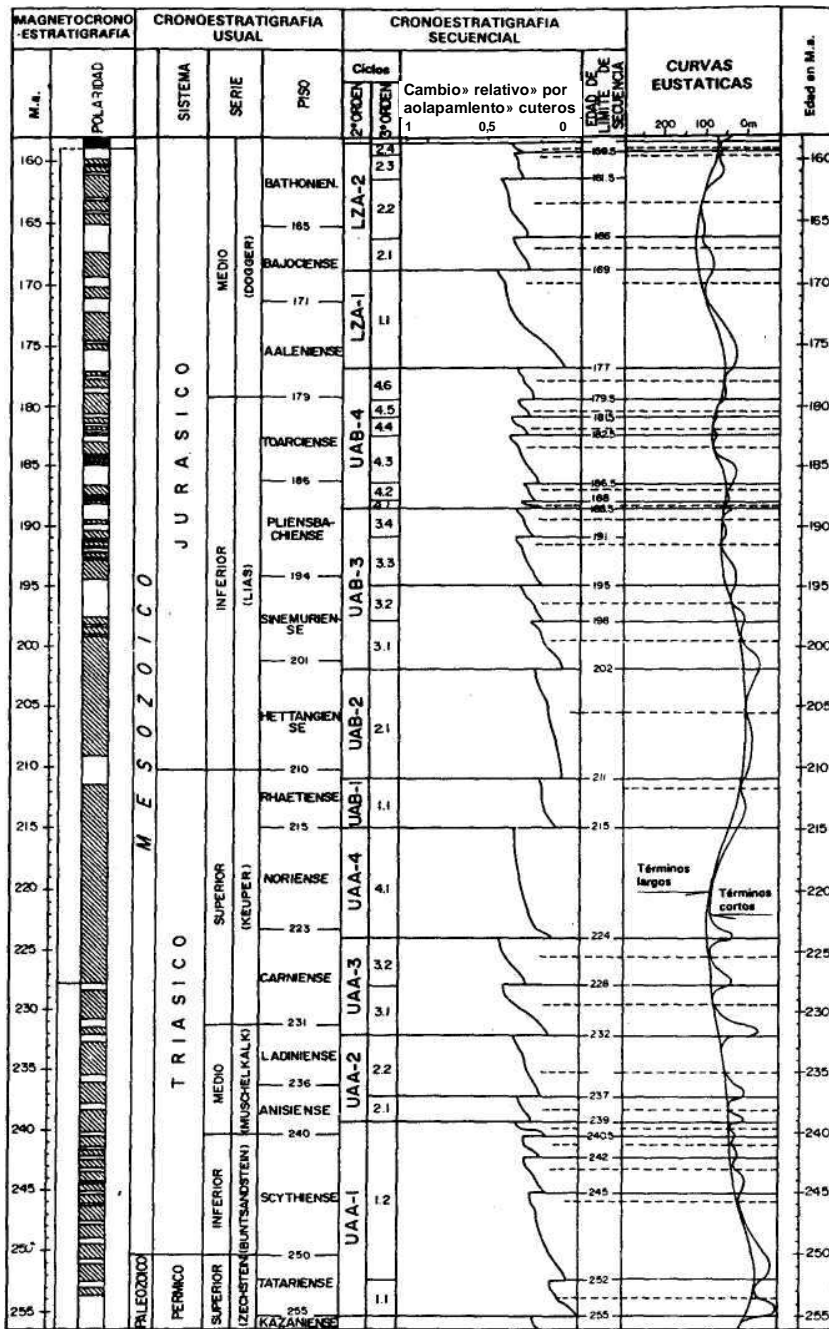


Figura 21.8.- Curva Exxon para el intervalo de tiempo de 250 a 160 Ma, redibujada a partir de datos de Haq *et al.* (1988), en la que se han eliminado los datos bioestratigráficos y los relativos a los cortejos sedimentarios. Las líneas discontinuas marcan la posición temporal del momento de máxima inundación de las plataformas en cada ciclo.

En la figura 21.9 se representan otra fracción de la curva Exxon, igualmente simplificada, la correspondiente al intervalo de tiempo de 161 Ma a 66,5 Ma, redibujada a partir de Haq *et al.* (1988). En este fragmento de la curva se incluyen los superciclos (ciclos de 2º orden): LZA-3 y LZA-4 (incluidos en el lote de superciclos *Lower Zuni A*), LZB-1, LZB-2, LZB-3 y LZB-4 (incluidos en el *Lower Zuni B*) y UZA-1, UZA-2, UZA-3 y UZA-4 (incluidos en el *Upper Zuni A*). Dentro de cada superciclo se diferencian ciclos de tercer orden en número variable (2 a 7) y que se nombran añadiendo un número (que indica la posición temporal) al término del superciclo. Así, por ejemplo, el ciclo de tercer orden LZB3.4 es el cuarto dentro del superciclo LZB-3, y está dentro del Barremiense (115-113,5 Ma). La duración de los ciclos de tercer orden para este intervalo de tiempo varía desde los 5 Ma (LZA3.2) y 0,5 Ma (LZB1.6), con un valor medio de 2 Ma.

En la figura 21.10 se muestra la curva Exxon simplificada para el intervalo de tiempo de 66,5 a 25 Ma, redibujada a partir de Haq *et al.* (1988), corresponde a la parte inferior del megaciclo (ciclo de primer orden) *Tejas*, concretamente al lote de superciclos *Tejas A*, que incluye los superciclos TAI, TA2, TA3 y TA4. Dentro de cada superciclo se diferencian ciclos de tercer orden en número variable (3 a 9) y que se nombran como en los casos anteriores. La duración de los ciclos de tercer orden para este intervalo de tiempo varía desde los 3,5 Ma (TAI.2 o TA2.1) y 0,3 Ma (TA2.3), con un valor medio algo superior a 1,6 Ma.

En la figura 21.11 se reproduce la curva Exxon (simplificada) para el intervalo de tiempo de los últimos 25 Ma, redibujada a partir de datos de Haq *et al.* (1988). Corresponde a la parte superior del megaciclo *Tejas*, concretamente al lote de superciclos *Tejas B*, que incluye los superciclos TB1, TB2 y TB3. En cada superciclo (ciclo de segundo orden) se diferencian ciclos de tercer orden: 5 dentro del TB1, 6 en el TB2 y 10 en el TB3. La duración de cada ciclo de tercer orden, para este intervalo de tiempo, oscila entre 3,5 Ma (TB1.4) a 0,4 Ma (ciclo TB3.5), con un valor medio algo superior a 1,5 Ma.

21.2.2.3.- Críticas a la curva Exxon

La curva Exxon constituye un documento muy valioso, cuyo uso, sin embargo, debe hacerse con muchas precauciones. Los propios autores en las distintas versiones de la curva (Haq *et al.*, 1987, 1988) introducen cambios en la subdivisión de los ciclos, tanto en el número de ciclos de tercer orden diferenciables en un intervalo de tiempo o en la datación de los límites. Se trata por tanto de un documento con un cierto carácter provisional y que con la ampliación del banco de datos puede ir modificándose, incluso de manera notable. Los errores pueden provenir de su uso como un documento definitivo.

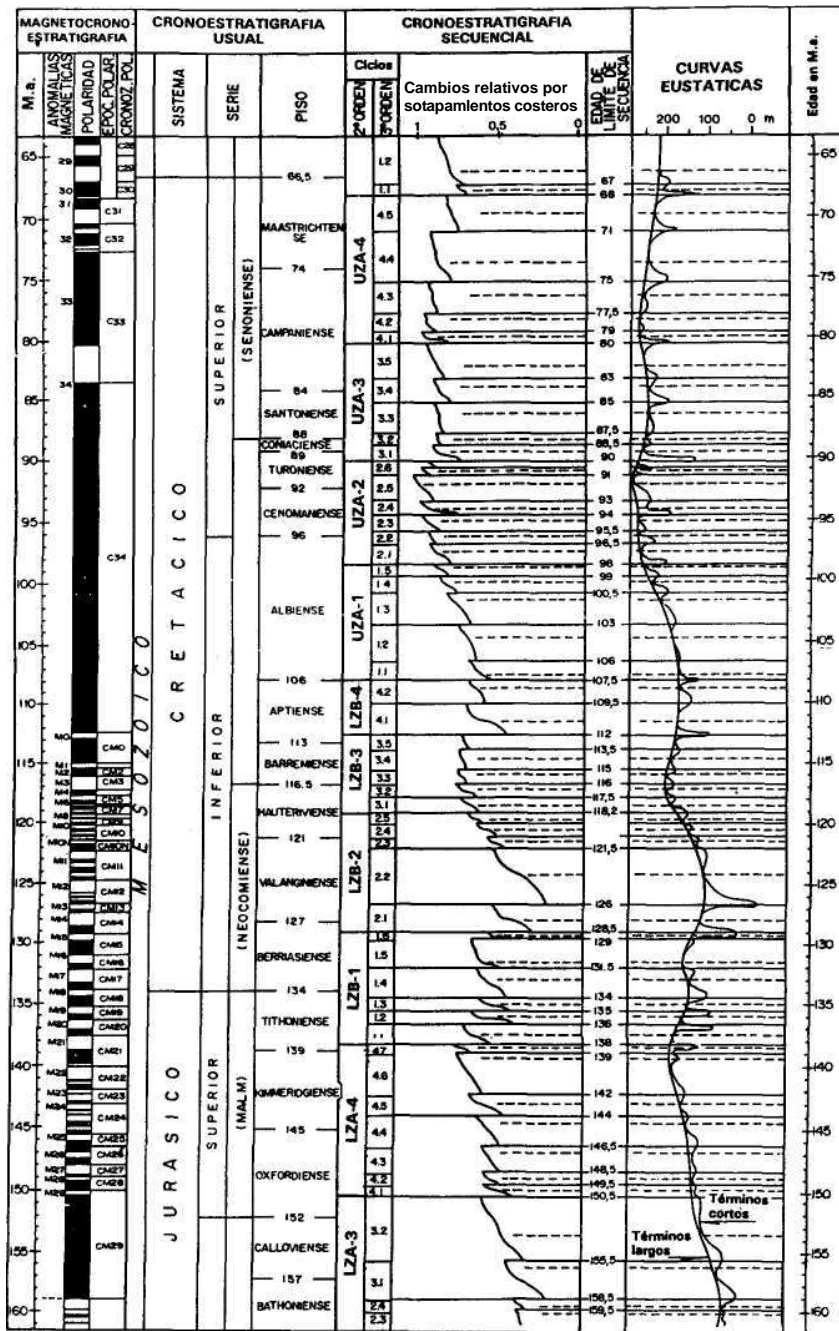


Figura 21.9.- Curva Exxon para el intervalo de tiempo de 160 a 65 Ma, redibujada a partir de datos de Haq *et al.* (1988), en la que se han eliminado los datos bioestratigráficos y los relativos a los cortejos sedimentarios.

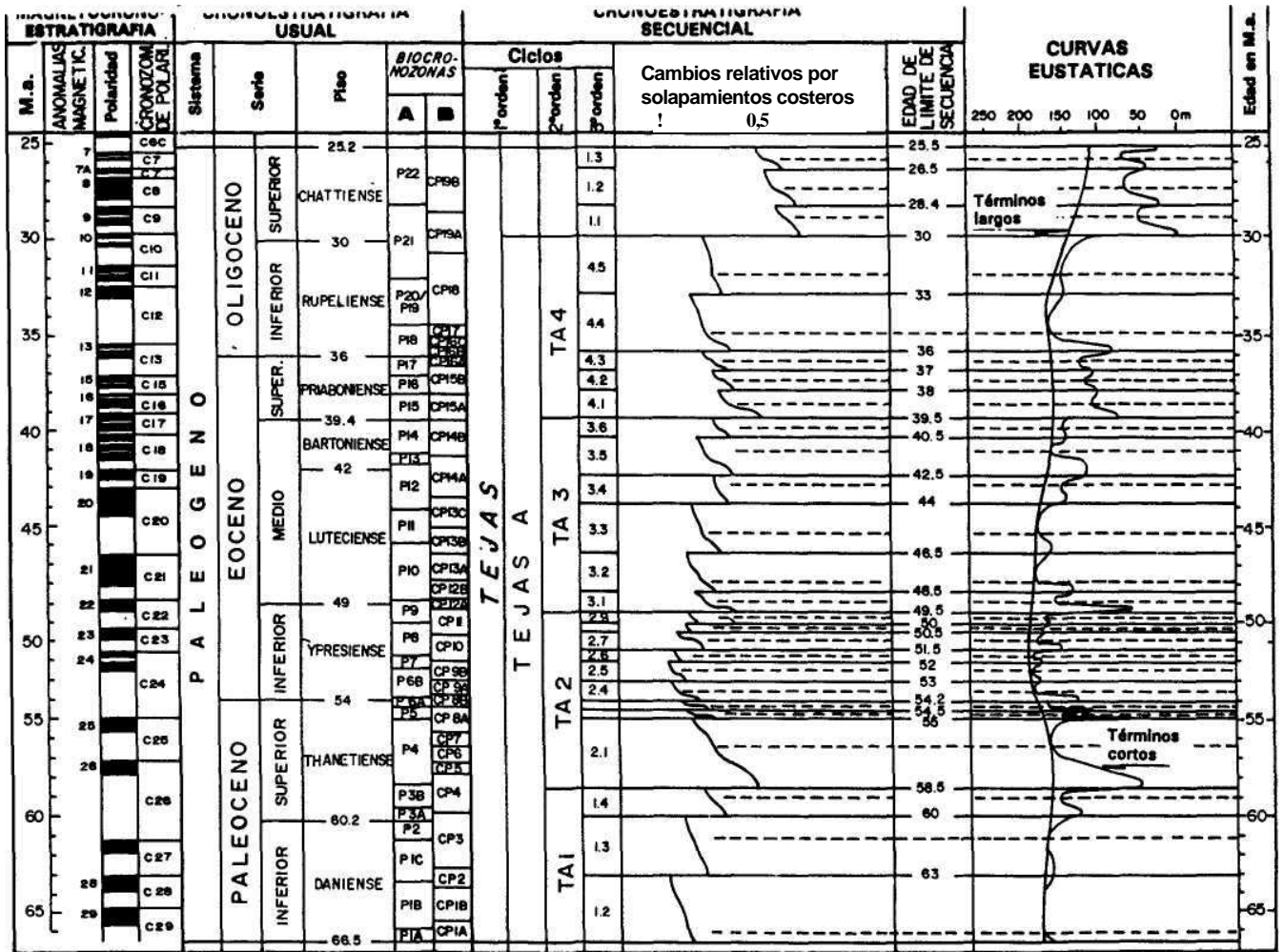
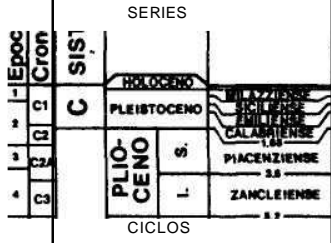


Figura 21.10.- Curva Exxon para el intervalo de tiempo comprendido entre 65 Ma y 25 Ma, redibujada a partir de datos de Haq *et al.* (1988), en la que se han eliminado los datos relativos a los cortejos sedimentarios y simplificado los bioestratigráficos. Biocronozonas: A.- Foraminíferos planctónicos. B: nannoplancton calcáreo.

MAGNETOCRONOESTRATIGRAFÍA
CRONOESTRATIGRAFIA SECUENCIAL



Hacia tierra
lo

S
-10

HESSINIENSE

TORTONENSE

SERRAVALUENSE

Las críticas a la curva Exxon son muy diversas y algunas de ellas llegar a poner en duda la validez total de la misma, por considerar que en su elaboración se han manejado datos que expresan cambios relativos del nivel del mar (en muchos casos locales y regionales) que no son cambios eustáticos.

Un primer grupo de críticas (p.ej. Miall, 1991) se centra en que la curva Exxon pretende establecer intervalos de tiempo (ciclos de tercer orden y subdivisiones de los mismos) con una excesiva precisión, superior a la que permite la escala cronoestratigráfica actual. En el capítulo 4 se indicaba de manera gráfica el margen de error posible en las dataciones absolutas que permitían calibrar la escala de tiempo geológico. Concretamente para el intervalo de tiempo comprendido entre el Albiense y la actualidad es de 1-3 millones de años, mientras que para el resto del Mesozoico es siempre superior a los 5 Ma y a veces puede superar los 10 Ma. En los apartados anteriores se ha visto que en la curva Exxon se llegan a establecer divisiones de hasta 0,4 Ma, cuando para su ajuste al tiempo absoluto se recurre a las escalas cronoestratigráficas usuales.

Un segundo grupo de críticas se refieren a la significación global de los ciclos de tercer orden, considerándose excesivo número de ciclos, lo cual puede deberse a la acumulación de ciclos de escalas local, regional y global. Miall (1992) lleva sus críticas a un grado extremo llegando a decir que todo límite de ciclo que uno puede encontrar en el estudio estratigráfico regional fácilmente puede correlacionarse con un límite de la curva Exxon ("un evento para cada ocasión") lo que con frecuencia lleva a criterios circulares. El error al que pueden llegar estos criterios circulares consiste en que una vez reconocida con cierta aproximación una discontinuidad que marque el límite de dos secuencias se haga equivaler con un límite de ciclos de la curva Exxon, con valor exacto, y que a partir de este momento ya se utilice este valor para hacer correlaciones.

Un trabajo de Aubry (1991) ha sido usado como argumento para poner en duda la validez de la curva Exxon, en sus niveles de mayor detalle, (la simultaneidad de los ciclos de tercer orden). En dicho trabajo a partir de numerosas secciones estratigráficas en distintas partes del mundo y en diferentes sondeos del DSDP para el límite Eoceno inferior-medio, con un grado de información muy detallado, se tienen distintas posiciones de las discontinuidades reconocidas, lo que contrasta con la gran precisión de muchas dataciones de los límites de ciclos.

En definitiva, al estudiar una cuenca sedimentaria es fundamental establecer y datar los límites de secuencias deposicionales mediante las técnicas más precisas disponibles, bioestratigráficas y magnetoestratigráficas (y en su caso radiométricas), y una vez establecida la edad del límite con precisión se puede comparar con las establecidas en la curva Exxon. De este modo se podría ampliar el banco de datos necesario para elaborar una curva en la que se repre-

sentasen los ciclos eustáticos, eliminando ciclos de carácter local o regional, inducidos por factores tectónicos (no eustáticos) que puedan estar actualmente incluidos en la curva Exxon.

Miall (1992) hace una propuesta razonable que puede constituir el camino futuro de clasificaciones estratigráficas secuenciales. Consiste en utilizar para su definición estratotipos, como es obligado en las otras unidades estratigráficas, y en establecer una escala de referencia de los diferentes episodios que marquen límites de secuencias de mayor amplitud areal, que pudieran ser los límites de ciclos eustáticos.

21.3.- LOS CORTEJOS SEDIMENTARIOS

Brown y Fisher (1977) usaron por primera vez el término de cortejo sedimentario, y explicaron su relación con el de sistema deposicional, considerando ambos términos como posibles subdivisiones de las secuencias deposicionales.

Los *sistemas deposicionales* son divisiones de los materiales estratificados en función de las características sedimentarias. En el capítulo 6 se incluía una figura (fig. 6.7) en la que se expresaba gráficamente el concepto de sistema deposicional, y sus divisiones en: elementos deposicionales, asociaciones de facies y facies (en su acepción concreta). En todos los casos se trata de volúmenes de materiales depositados bajo unas condiciones sedimentarias definidas, en el caso del sistema deposicional los correspondientes a un medio sedimentario (p.ej. medio deltaico), en el caso del elemento deposicional de una parte del medio (p.ej. llanura deltaica) y el de asociación de facies a un sector concreto (p.ej. canal).

El término *cortejo sedimentario* se introduce para denominar al conjunto de sistemas deposicionales contemporáneos y formados bajo unas mismas condiciones del nivel del mar. Por ejemplo, un cortejo sedimentario lo constituyen los sistemas deposicionales fluvial, costero, de plataforma y de talud que pasan lateralmente entre sí, que están dentro de una secuencia deposicional, y que se depositaron en un intervalo de tiempo de una polaridad definida del nivel del mar (subida, bajada o estabilización). Los modelos de cortejos sedimentarios se establecen en función de sus límites, su posición dentro de la secuencia deposicional, su geometría y su carácter transgresivo o regresivo, progradante o retrogradante.

En la figura 21.12 se presenta un gráfico (original de Bosellini *et al.*, 1989) en el que se diferencian los sistemas deposicionales y cortejos sedimentarios diferenciables en una secuencia deposicional delimitada en la base por una discontinuidad de tipo 1 y formados en un intervalo de subsidencia constante que se refleja en una subida del nivel relativo del mar, compensada parcialmente por la sedimentación. En la fase inicial (fig. 21.12.1), momento de nivel del mar más bajo, se erosionan materiales previamente depositados en la antigua plataforma y se produce el redepósito en las partes bajas

(sistema turbidítico arenoso de nivel bajo). Este sistema deposicional turbidítico es también un cortejo sedimentario, ya que pasa lateralmente, hacia el continente, a una superficie de erosión y muestra un dispositivo geométrico de solapamiento expansivo submarino.

Con una subida del nivel del mar, y el consiguiente aumento del espacio disponible para la sedimentación, se deposita la cuña pro-

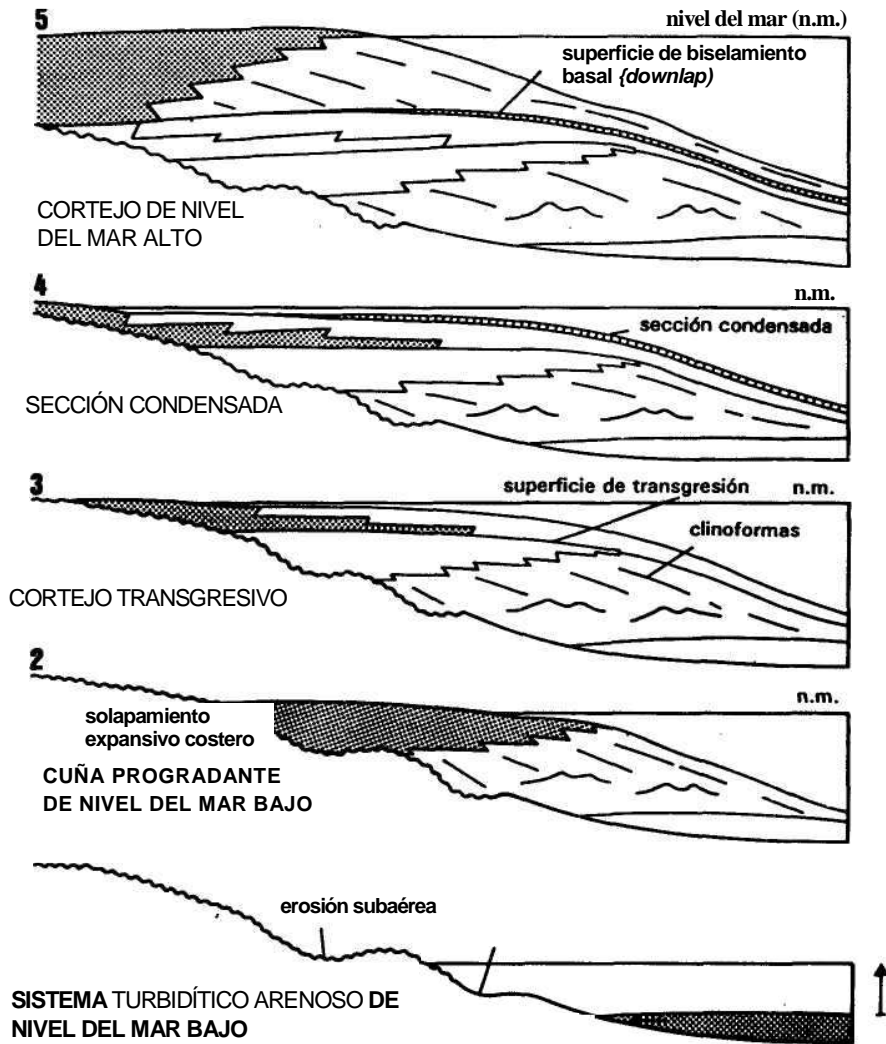


Figura 21.12.- Sistemas deposicionales y cortejos sedimentarios diferenciables en una secuencia deposicional delimitada en la base por una discontinuidad de tipo 1 y formados en un intervalo de subsidencia constante que se refleja en una subida del nivel relativo del mar que es compensada parcialmente por la sedimentación (Bosellini *et al.*, 1989). Explicación en el texto.

gradante de nivel bajo, que es un cortejo sedimentario regresivo, constituido por dos sistemas deposicionales: uno de sedimentación costera (punteado en la figura 21.12.2) que en su base presenta un dispositivo de solapamiento expansivo costero y otro de la pendiente adyacente en el que se depositan materiales finos y eventualmente turbiditas (complejo de canal-dique).

El siguiente episodio es claramente transgresivo (cortejo transgresivo) y comprende dos sistemas deposicionales uno de sedimentos costeros (en punteado en la fig. 21.12.3) y otro de sedimentos de plataforma-talud. La superficie que marca la separación entre este cortejo sedimentario y el infrayacente se llama superficie de transgresión, la cual en secciones estratigráficas quedará marcada por una interrupción brusca de una sucesión regresiva, con profundización repentina del medio, y el inicio de otra sucesión con carácter transgresivo. En la geometría interna de los materiales igualmente se constata un cambio radical ya que el complejo transgresivo presenta un dispositivo agradante que contrasta con los progradantes del infrayacente y del suprayacente.

El final del depósito del cortejo transgresivo corresponde con el intervalo de tiempo de máxima transgresión, en el cual se depositan materiales de escasa tasa de sedimentación (fig. 21.12.4) que son conocidos en la nomenclatura de la Estratigrafía sísmica con el nombre de *sección condensada* (Loutit *et al.*, 1988). En un perfil sísmico la superficie de techo de un cortejo transgresivo es la superficie de máxima inundación (mfs.- *máximum flooding surface*) y se detecta fácilmente por ser una superficie sobre la cual se apoyan los materiales del cortejo suprayacente con un dispositivo de biselamiento basal (fig. 21.12.5).

Finalmente se deposita el cortejo de nivel del mar alto, con dos sistemas deposicionales, uno de sedimentos costeros (punteado de la fig. 21.12.5) y el otro de sedimentos de plataforma-talud. Este cortejo tiene un marcado carácter regresivo y con un dispositivo interno progradante. Una bajada brusca del nivel del mar con la formación de una nueva discontinuidad de tipo 1 marcaría el techo de la secuencia deposicional y el inicio de otra en la que se podrían repetir los cuatro cortejos sedimentarios, en el mismo orden.

Los modelos de cortejos sedimentarios han sido elaborados para bordes de márgenes continentales en los que hacia una parte hay levantamiento y hacia la otra hundimiento. Se pretende elaborar un gráfico que muestre las variaciones en la tasa de cambio relativo del mar, la cual será expresión de la tasa de adición de nuevo espacio capaz de recibir sedimentos (acomodación). Los cambios relativos del nivel del mar, que regulan la génesis de los cortejos sedimentarios, y los límites de las secuencias, están controlados por los cambios eustáticos y la subsidencia tectónica de la región.

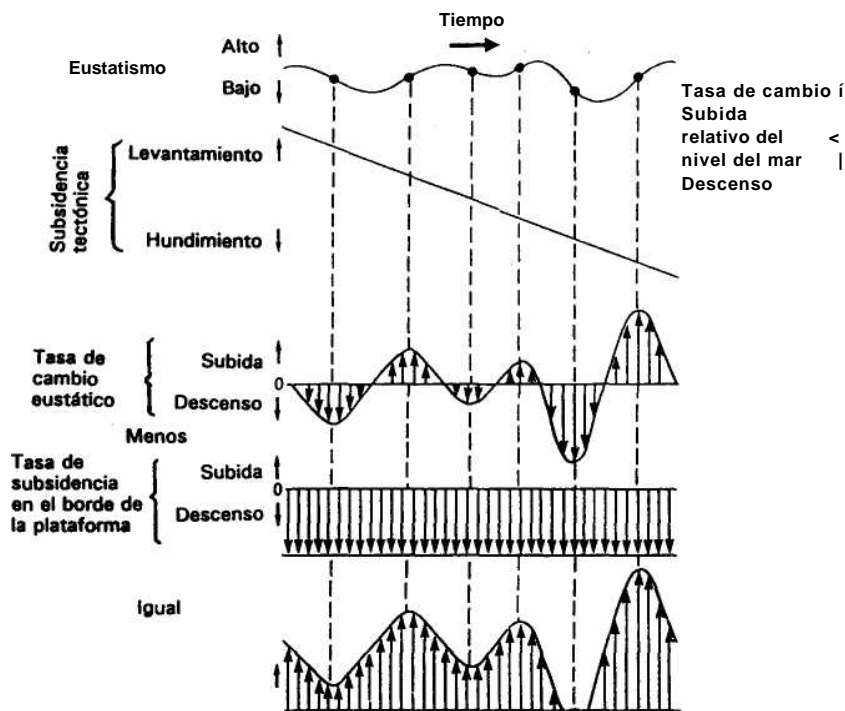
El modelo conceptual que plantean Vail y colaboradores, para explicar la génesis de la secuencia deposicionales y de su división en cortejos sedimentarios, se basa en un margen continental pasivo

y parte de cuatro supuestos. El primero es que la tasa de subsidencia del fondo del mar en cada punto concreto del margen se mantiene constante, el segundo que la subsidencia total del margen aumenta hacia el interior del mar, el tercero que el aporte de sedimentos sea constante y el cuarto que la representación del cambio eustático en intervalos relativamente cortos de tiempo (algunos millones de años) es una curva aproximadamente sinusoidal.

En la figura 21.13 se reproduce un gráfico (original de Posamentier *et al.*, 1988) en el que se muestra la relación entre estos factores, sin tener en cuenta la sedimentación. En la parte superior se marcan los cambios del nivel del mar debidos al eustatismo, en los que se suceden, alternativamente, episodios de nivel alto y de nivel bajo. Inmediatamente debajo se marca la variación de levantamiento o hundimiento de las diferentes partes del borde del margen por efecto de la subsidencia tectónica, la cual aumenta de tierra hacia el mar. A continuación se representa la curva de la tasa de cambio eustático, que de acuerdo con los citados autores es la derivada de la curva superior. La tasa de cambio eustático será cero en los máximos y mínimos de la curva eustática que marcan el final de una subida y el inicio de un descenso o el final de un descenso y el principio de una subida. Los máximos y mínimos de la tasa de cambio corresponden a los puntos en los que en la curva de cambio eustático (curva superior) el valor del cambio coincide en magnitud con el de la subsidencia tectónica. Estos puntos se sitúan en los puntos medios de los limbos de subida y de bajada de las curvas eustáticas y se les llama *puntos de inflexión*. Los puntos de inflexión en los limbos de bajada corresponden a los máximos de tasa de descenso eustático, ya que la bajada eustática y la subsidencia tienen diferente polaridad por lo que darán un mínimo de cambio relativo del nivel del mar. Los puntos de inflexión en los limbos de subida corresponden a los valores máximos de tasa de ascenso eustático ya que la subida eustática y la subsidencia tienen la misma polaridad por lo que darán un máximo de cambio relativo del nivel del mar.

Toda la gráfica de la figura 21.13 se refiere a un caso ideal sin sedimentación, por lo que si se introduce esta variante se parecerá más a la realidad. Cuando el aporte sedimentario supere al espacio disponible creado en el mismo intervalo de tiempo fácilmente los sedimentos colmatarán este espacio disponible con lo que comenzará un depósito progradante hacia el interior de la cuenca. Por el contrario cuando el crecimiento de espacio disponible supere al del aporte de los sedimentos se producirá dispositivos agradantes. Los puntos de inflexión de las curvas eustáticas con frecuencia quedan reflejados en los materiales de márgenes continentales pasivos con cambios de dispositivos agradantes a progradantes.

En la parte inferior del gráfico (fig. 21.13) se expresa lo que ocurre en un borde de la plataforma con un valor fijo de tasa de subsidencia, de manera que la curva resultante indicará la tasa de



Tasa de adición de nuevo espacio para la sedimentación en el borde de la plataforma

Figura 21.13.- Gráfico en el que se muestra el cambio relativo del nivel del mar en relación con los cambios eustáticos y la subsidencia tectónica. Los rasgos estratigráficos estarán fuertemente influenciados por el cambio eustático, la subsidencia y la sedimentación (no considerada en la figura). Según Posamentier *et al.* (1988).

cambio relativo del nivel del mar que, a su vez, es la expresión de la tasa de incremento de la acomodación, en el supuesto de que no hubiese sedimentación. En los momentos de subida eustática la subsidencia amplificará el cambio relativo del nivel del mar, mientras que en los intervalos de descenso eustático la subsidencia amortiguará el cambio relativo del nivel del mar. Los sectores de la curva inferior en los que la tasa de acomodación sea negativa corresponderán a intervalos de erosión y no depósito en el conjunto de la plataforma.

Con el fin de conocer los mecanismos reales hay que introducir la sedimentación simultánea a los cambios relativos del nivel del mar. El caso más simple sería el de una sedimentación con tasa constante. En la figura 21.14, original de Posamentier *et al.* (1988), se muestran las curvas de cambio del nivel del mar para dos dispositivos estratigráficos diferentes. La parte superior corresponde a la disposición de los materiales cuando ocurre un descenso rápido del nivel del mar y se forma una discontinuidad de tipo 1; se pasaría de

un cortejo sedimentario de nivel alto, progradante y regresivo a un intervalo en el que domina la erosión (subaérea y submarina), con el redepósito de los materiales en un abanico submarino. Pasado el punto de inflexión, y antes de llegar al mínimo de la curva, se reanuda la sedimentación pero en áreas más alejadas del continente con un nuevo dispositivo progradante que se dispone mediante una superficie de disconformidad con geometría de biselamiento basal sobre los depósitos previos del abanico.

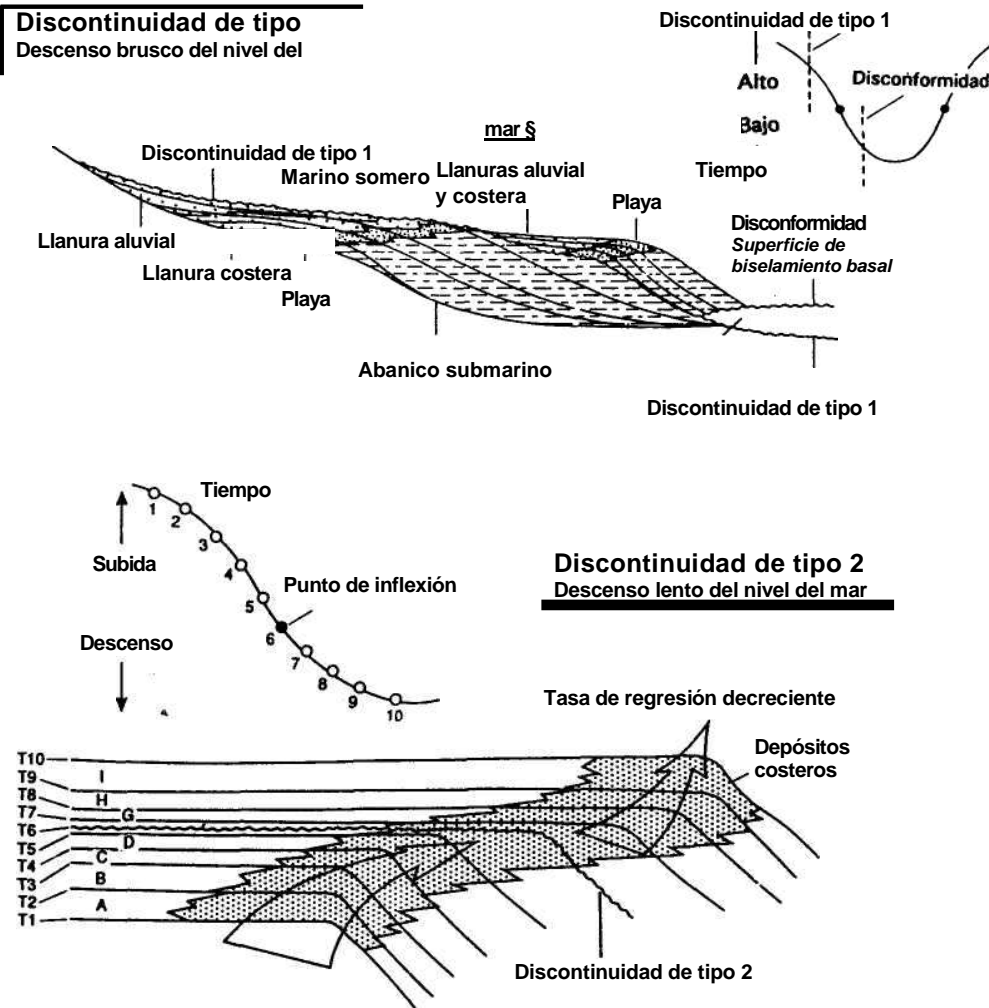


Figura 21.14.- Curvas de cambio relativo del nivel del mar, dispositivos estratigráficos resultantes en relación con discontinuidades de tipo 1 y 2, y concepto de punto de inflexión. Según Posamentier *et al.* (1988). Explicación en el texto.

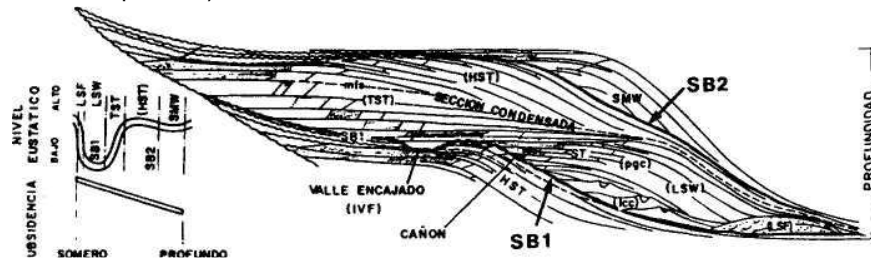
En la parte inferior de la figura 21.14 se muestra el dispositivo geométrico para unas condiciones de descenso lento del nivel del mar, con una sedimentación constante y de tasa uniforme que supera a la tasa de incremento de espacio disponible, con lo que se tiene una tendencia general regresiva. Para el intervalo del limbo de bajada comprendido entre el máximo y el punto de inflexión (unidades A-E e isócronas T1-T5) se tiene una disminución del espacio disponible para la sedimentación y debido a ello se depositarán cuerpos de rocas en los que el volumen de material en la parte agradante va disminuyendo (dando secuencias estratodecipientes) mientras que en la parte progradante ocurre lo contrario. Se trata de un intervalo de tasa de regresión creciente. Al llegar al punto de inflexión (isócrona 6) la tasa de incremento de espacio disponible se hace cero y se produce una discontinuidad de tipo 2, que en las plataformas implica la emersión parcial. En la parte del limbo comprendida entre el punto de inflexión y el mínimo de la curva eustática (unidades F -I, isócronas 7 a 10 de la figura 21.14) se invierte la polaridad del dispositivo regresivo, de manera que la tasa de la regresión decrece y con ellos los diversos cuerpos sedimentarios depositados en unidades de tiempo sucesivas darán dispositivos geométricos justamente contrarios a los anteriores.

21.3.1.- Cortejos sedimentarios en márgenes continentales con sedimentación terrígena

En márgenes continentales pasivos, con aporte de sedimentos continuo, los cambios del nivel del mar producen una sucesión de cortejos sedimentarios cíclica. En la figura 21.15, original de Haq *et al.* (1987), se representan los cortejos sedimentarios que se pueden diferenciar dentro de una secuencia deposicional en materiales terrígenos. A partir del límite inferior de la secuencia deposicional, marcado con una discontinuidad de tipo 1 (SB1) se tienen los depósitos locales de relleno de cañones o de valles encajados (IVF). El primer cortejo sedimentario es el del abanico submarino (LSF), al que sigue uno de nivel bajo con una geometría en cuña (LSW) que comprende complejos de canales y diques (Ice) y complejos programantes (pgc). Sobre este cortejo y separado por la superficie transgresiva (ST) se deposita el cortejo transgresivo (TST), que termina con la superficie de máxima inundación (mfs) que lateralmente pasa a la sección condensada. Sobre esta superficie se inicia el cortejo sedimentario de nivel alto (HST) progradante y regresivo, que termina con una nueva superficie de discontinuidad (en este caso de tipo 2: SB2). Al inicio de la secuencia siguiente se deposita un cortejo de borde de plataforma (SMW), también denominado de borde de plataforma cuña.

En la figura 21.16 se presentan un conjunto de bloques diagramas (redibujados a partir de unas figuras originales de Posamentier y Vail, 1988; y Posamentier *et al.*, 1988) en los que se muestra de una manera bastante expresiva la evolución cíclica de los cortejos sedimentarios dentro de una secuencia deposicional.

Corte estratigráfico
 láscala vertical: profundidad)



Disposición cronoestratigráfica
 láscala vertical: tiempo)

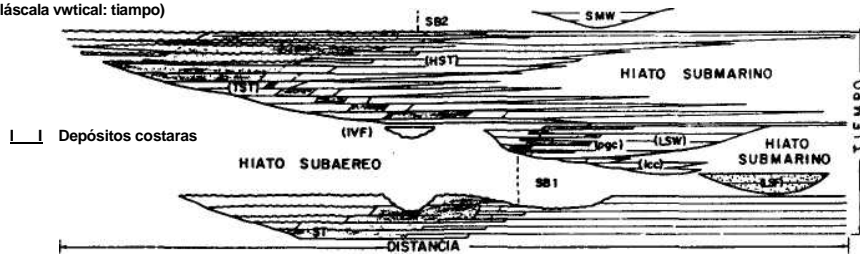


Figura 21.15.- Representación de los cortejos sedimentarios en el seno de una secuencia deposicional (según Haq *et al.*, 1987). Leyenda de tipos de superficies: SB.- Límite de secuencias (SB1.-Tipo 1; SB2.- Tipo 2). mfs.-superficie de máxima inundación. ST.- superficie transgresiva. Leyenda de cortejos sedimentarios: TST.- Cortejo transgresivo. HST.- Cortejo de nivel alto. LST.- Cortejo de nivel bajo (LSF.- Cortejo de abanico submarino; LSW.- Cuña de nivel bajo; Ice- complejo de canales y diques; pgc- complejo progradante). SMW.- Cuña de borde de plataforma. IVF.- relleno de valle encajado.

Se parte un **cortejo de nivel alto** (*highstand systems tract*, HST) que es el conjunto de materiales depositados cuando el nivel relativo del mar está alto y que se caracteriza, generalmente, por presentar dispositivos progradantes (fig. 21.16A). La progradación, cuando hay aportes suficientes, se constata en el avance de los sistemas deposicionales deltaicos sobre los de plataforma y de éstos sobre los del talud.

Un descenso brusco del nivel del mar ocasiona la exposición subaérea de la antigua plataforma y el inicio de los depósitos del **cortejo de nivel bajo** (*lowstand systems tract*, LST), que globalmente son conjuntos de sedimentos depositados en una fase de nivel relativo del mar bajo. Inmediatamente después de un descenso brusco del nivel de mar, se produce una interrupción sedimentaria acompañada de erosión, que da lugar a una discontinuidad tipo 1, sobre la que se disponen los cortejos sedimentario de nivel del mar bajo, de los cuales hay dos tipos fundamentales. El primero es el **cortejo de abanico submarino** (*lowstand fan, systems tract*, LSF), acúmulos derivados de la erosión de la plataforma y de las partes altas del talud, en fases del nivel del mar bajo, caracterizados por la presencia

turbiditas y facies afines (fig. 21.16B). El segundo, es el que se deposita cuando el nivel del mar relativo ocupa las posiciones más bajas (mínimo de la curva eustática) y se denomina **cuña de bajo nivel** (*lowstand wedge systems tract*, LSW). Este cortejo está formado por sistemas deposicionales regresivos, acumulados sobre el antiguo talud, al final de un rápido descenso relativo del nivel del mar, cuando la línea de costas se desplaza al talud superior (fig. 21.16C). En la base del cortejo de cuña de bajo nivel se puede individualizar el complejo de canales y diques (*Ice- levee-channel complex*, fig. 21.15) constituido por facies hemipelágicas con intercalaciones de turbiditas no relacionadas con abanicos.

Si el descenso del nivel del mar es lento y la discontinuidad que se forma es de tipo 2, el cortejo de nivel del mar bajo que se forma es muy diferente de los anteriores. Se trata del **cortejo de borde de plataforma** (*shelf-margin wedge systems tract*, SMW), que es un conjunto de sistemas deposicionales acumulados sobre la plataforma continental externa y el talud, formados por cuerpos regresivos de configuración sigmoidal en los que se constata un incremento de espesor hacia la parte superior debido a un progresivo aumento del espacio de acomodación.

Máxima inunda Una subida rápida del nivel del mar produce una transgresión en las áreas costeras y el depósito de sedimentos hemipelágicos sobre sedimentos de plataforma. Las condiciones sedimentarias, predominantemente regresivas anteriores, cambian totalmente, y se implanta un **cortejo transgresivo** (*transgressive systems tract*, TST), constituido por un conjunto de parasecuencias retrogradacionales desarrolladas durante el ascenso relativo del nivel del mar (fig. 21.16D). La superficie terminal del cortejo transgresivo es la superficie de máxima inundación, en relación con la cual se depositan las secciones condensadas.

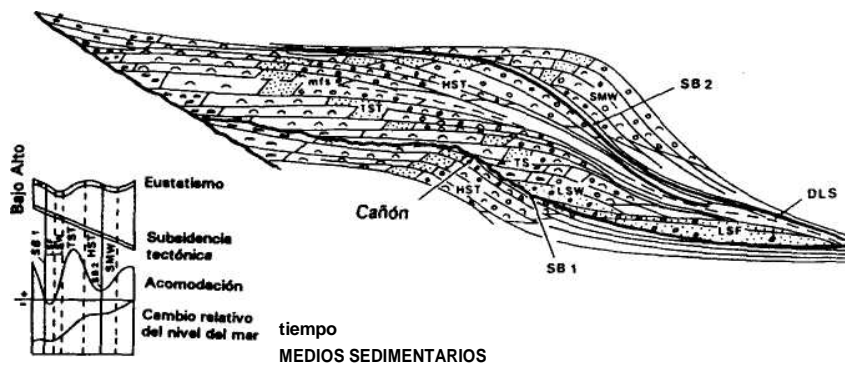
Cuando se pasa el punto de inflexión se modifican las condiciones sedimentarias y se implanta de nuevo un **cortejo sedimentario de nivel alto** (*highstand systems tract*, HST), con dispositivos progradantes (fig. 21.16E) con lo que se termina el ciclo.

Se diferencian dos tipos de secuencias deposicionales de acuerdo con el tipo de discontinuidad de la base y con la distribución de cortejos sedimentarios dentro de las mismas. Las **secuencias deposicionales de tipo 1** (con discontinuidad basal del tipo 1) se caracterizan por una sucesión de cortejos sedimentarios de muro a techo: LST (LSF, LSW), TST y HST, mientras que en **las secuencias deposicionales de tipo 2** (con discontinuidad basal de tipo 2) la sucesión de cortejos es: SMW, TST y HST. En definitiva la diferencia estriba en que en las secuencias de tipo 1 se desarrolla un cortejo sedimentario de bajo nivel (LST) con erosión de la plataforma y redepósito en partes profundas (abanicos submarinos, LSF), mientras que las secuencias deposicionales de tipo 2 se inician con un cortejo sedimentario de borde de plataforma (SMW).

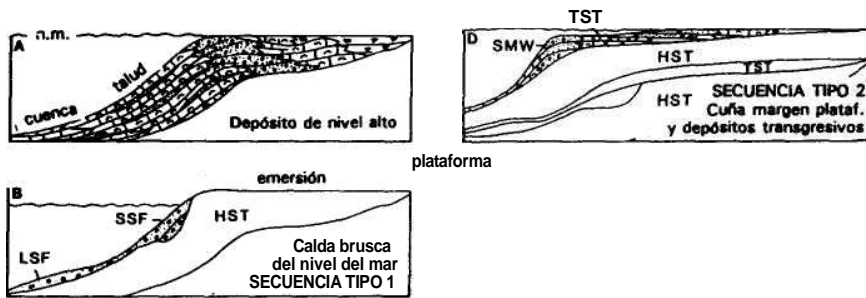
21.3.2.- Cortejos sedimentarios en márgenes continentales con sedimentación de carbonatos

Los cortejos sedimentarios en plataformas con depósito de carbonatos presentan diferencias con respecto a las terrígenas. Las ideas fundamentales sobre los cortejos sedimentarios en carbonatos fueron esbozadas por Sarg (1988), el cual propuso un modelo de cortejos sedimentarios en carbonatos (fig. 21.17) semejante a los propuestos para materiales detríticos, aunque con los consiguientes cambios en los tipos de materiales.

Diferentes autores han ido matizando este modelo, como ha recopilado y analizado recientemente de manera muy expresiva y documentada por Tucker (1993)/De acuerdo con este último autor uno de los rasgos más interesantes en las secuencias deposicionales de carbonatos de medios marinos someros es la presencia de ciclos de somerización de escala métrica (asimilables a parasecuencias) que se inician con carbonatos submareales, le siguen carbonatos de llanuras de mareas y terminan con superficies que indican etapas de emersión. El otro rasgo que destaca especialmente este autor (Tucker, 1993) es el papel de la diagénesis en los materiales carbonatados, a diferencia de



- P71 marea
- |" | plataforma
- p-i margen de plataforma
- L- (grainstones/larrecies)
- gTT megabrechas/areniscas
- I7H parte alta del talud
- Q] pie del talud



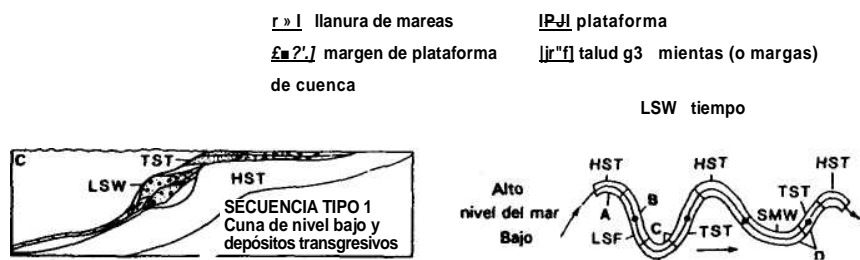


Figura 21.17.- Cortejos sedimentarios en márgenes continentales con depósito de carbonates (Sarg, 1988; redibujado por Tucker y Wright, 1990). En la parte superior muestra una sección idealizada con una secuencia deposicional limitada en su base por una discontinuidad de tipo 1 y en el techo por una discontinuidad de tipo 2, delimitándose los cortejos sedimentarios y expresándose la distribución de los diferentes tipos de sedimentos. En la parte inferior se representan cuatro estadios de la evolución. A.- Cortejo de nivel alto con depósitos progradante-agradantes. B.- Estadios de nivel bajo con depósito, en una secuencia de tipo 1, constituidos por abanicos turbidíticos y rellenos de huecos de *slumps* (SSF). C.- Estadios de nivel bajo e inicio del depósito del cortejo transgresivo. D.- Esquema de una secuencia de tipo 2, en la que se forma la cuña de margen de plataforma.

los detríticos, lo que implica la aparición de superficies muy características (p.ej. karstificación) no presentes en medios terrígenos.

Las diferencias esenciales que hay entre los modelos de cortejos sedimentarios en márgenes con sedimentos terrígenos y márgenes con depósitos de carbonatos son las siguientes:

a.- Escaso desarrollo de los cortejos de nivel bajo, ya que durante los descensos del nivel del mar la producción de carbonatos se reduce.

b.- Escaso desarrollo de los cortejos de bordes de plataforma debido a que en carbonatos los límites de las secuencias dominantes son los de tipo 1.

c.- Combinación de dispositivos agradantes y progradantes en los intervalos de subida de nivel del mar, debido a un incremento de la productividad de los carbonatos simultáneo, alcanzándose los máximos espesores de las parasecuencias al final del cortejo transgresivo (fig. 21.18A,C)

d.- Abundancia (y en muchos casos superposición) de rasgos que implican diagénesis en diferente contexto (marina, hipersalina, zona de mezcla, meteórica) en los carbonatos debida a los cambios del nivel del mar.

e.- Diversidad de rasgos en cada uno de los cortejos sedimentarios en función del clima reinante (que regula las condiciones sedimentarias y las diagenéticas) y de que los acuíferos queden o no confinados (fig.21.18B).

En el estudio estratigráfico secuencial de los carbonatos hay que prestar especial atención en diferenciar los límites de secuencias deposicionales de los límites de parasecuencias. En ambos casos puede haber rasgos de emersión y karstificación, por lo que será la magnitud de las mismas, su continuidad lateral y la intensidad de los procesos diagenéticos, junto con la geometría de los materiales, lo que sirva para tal diferenciación.

La aplicación del diagrama de Fischer (ver capítulo 16) permite reconocer ciclos de rango mayor en los lotes de parasecuencias, basándose precisamente en el análisis de la distribución de espesores de las parasecuencias individuales. Un ciclo comprenderá una etapa de incremento de espesor, otra de estabilización y otra de reducción (fig. 21.18A.C). Todo ello será aplicable, exclusivamente, en los intervalos de tiempo geológico en los que el desarrollo de los casquetes glaciales fuese escaso con lo que los ciclos glacioeustáticos, responsables de la génesis de las parasecuencias, fuesen de escala métrica (ver discusión en capítulo 16).

21.3.3.- Depósitos turbidíticos y su relación con discontinuidades en el borde del margen

Uno de los conceptos que más ha cambiado en los últimos años, es la interpretación de los depósitos turbidíticos. De un modelo

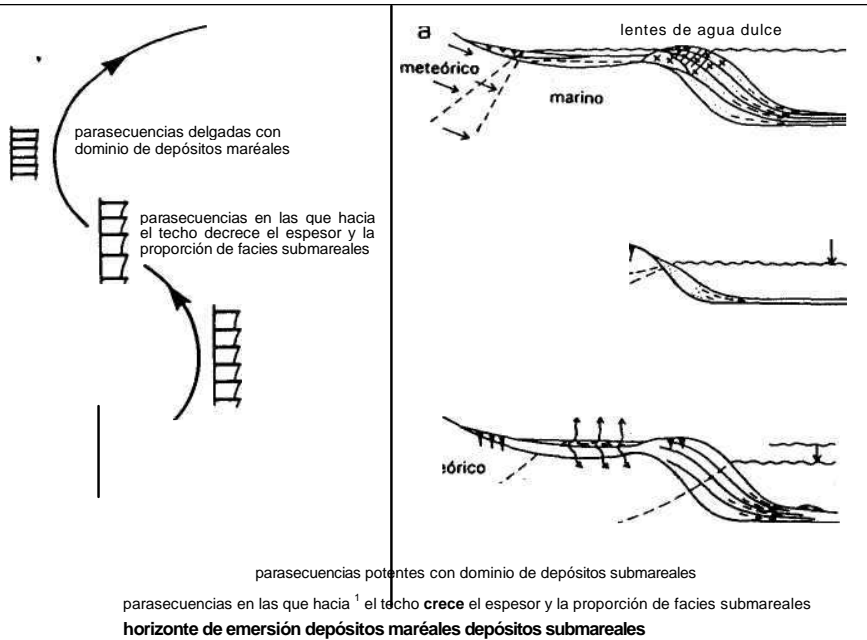


Figura 21.18.- Ciclos de tercer orden en carbonatos (según: Tucker, 1993). A.- Tipos de agrupamiento de las parasecuencias a lo largo de un ciclo de tercer orden, característicos de una plataforma en la que se desarrollan secuencias de somerización compuestas por carbonatos submareales, carbonatos maréales y que terminan en superficies de emersión. B.- Selección de algunos modelos de diagénesis en diferentes cortejos sedimentarios y diferentes condiciones climáticas: a.- cortejo de nivel alto en clima húmedo, con acuíferos confinados, b.- cortejo de nivel bajo en clima húmedo y con acuíferos no confinados, c.- cortejo de nivel bajo en clima árido y con acuíferos no confinados. C.- Expresión de las geometrías de las parasecuencias en cortejos transgresivos (TST) en las que son estratocrecientes, de nivel alto (HST) con espesor uniforme y de nivel bajo (LST) estratodecrecientes. Se indican además los tipos de diagénesis dominantes.

"clásico" de depósito de turbiditas (y facies afines) en abanicos submarinos, generalmente aceptado entre 1970-1985, se ha pasado a un modelo catastrofista en el que se relacionan los grandes volúmenes de depósitos turbidíticos a cambios relativos del nivel del mar. Las ideas básicas de esta nueva concepción las planteó Mutti

(1985) y actualizaciones sucesivas de las mismas se pueden encontrar en Kolla y Macurda (1988), Rosell (1989) y Mutti (1992). El nuevo modelo resuelve un grave problema del modelo anterior, consistente en explicar el enorme volumen de materiales turbidíticos depositados al pie de un talud, que difícilmente son explicables por los transportes constantes de uno o varios cañones submarinos.

La gran novedad de este planteamiento consiste en considerar que las turbiditas de un margen continental están, mayoritariamente, relacionadas con etapas de bajadas bruscas de nivel del mar, que producen erosión de las plataformas adyacentes. Los grandes volúmenes de turbiditas son considerados redepósito de materiales previamente depositados en la plataforma y, por tanto, correlacionados con superficies de discontinuidad de tipo 1, sin que hacia el borde de la cuenca haya depósito simultáneo. El volumen depositado en una de estas fases de bajada del nivel del mar es un *sistema turbidítico*, que es una unidad deposicional (sistema deposicional) y un cortejo sedimentario (abanico submarino de nivel bajo). En detalle comprende dos fases de depósito: los estadios (o fases de crecimiento) 1 y 2 del proceso (fig. 21.19). En la fase inicial se erosionan importantes volúmenes de materiales depositados en la secuencia anterior y se redepositan formando lóbulos arenosos no canalizados, produciendo además superficies erosivas por el sector del talud que atraviesan los flujos gravitacionales en masa antes de depositarse. En el estadio 2 la erosión y el redepósito continúan, aunque en menor escala, y se depositan lóbulos arenosos canalizados en partes más proximales, precisamente aquellas donde se producía la erosión en el estadio 1. La etapa siguiente (estadio 3) corresponde al inicio del depósito de la cuña de nivel bajo en cuyas partes más profundas se depositan turbiditas en un sistema de canal-dique, intercaladas entre materiales hemipelágicos, que lateralmente pasan sistemas deposicionales deltaicos. En la figura 21.19 se indica que el estadio 3 el nivel del mar ocupa la posición más alta relativa del proceso, pero se trata de la posición baja de un ciclo eustático.

Varios sistemas turbidíticos relacionados con discordancias de tipo 1 sucesivas constituyen una unidad de rango mayor (complejo turbidítico) de gran escala. Por su parte dentro de un sistema turbidítico se diferencian los depósitos de cada uno de los estadios, dentro de los cuales se diferencian asociaciones de facies (p.ej. ciclo de lóbulo) y facies.

21.3.4.- Ejemplo de reconocimiento de cortejos sedimentarios: Análisis crítico del método

El reconocimiento de cortejos sedimentarios en un estudio estratigráfico, y más concretamente en el Análisis de cuencas, corresponde a una fase final de la investigación. Esta afirmación, que puede parecer innecesaria, está hecha, sin embargo, con una fuerte

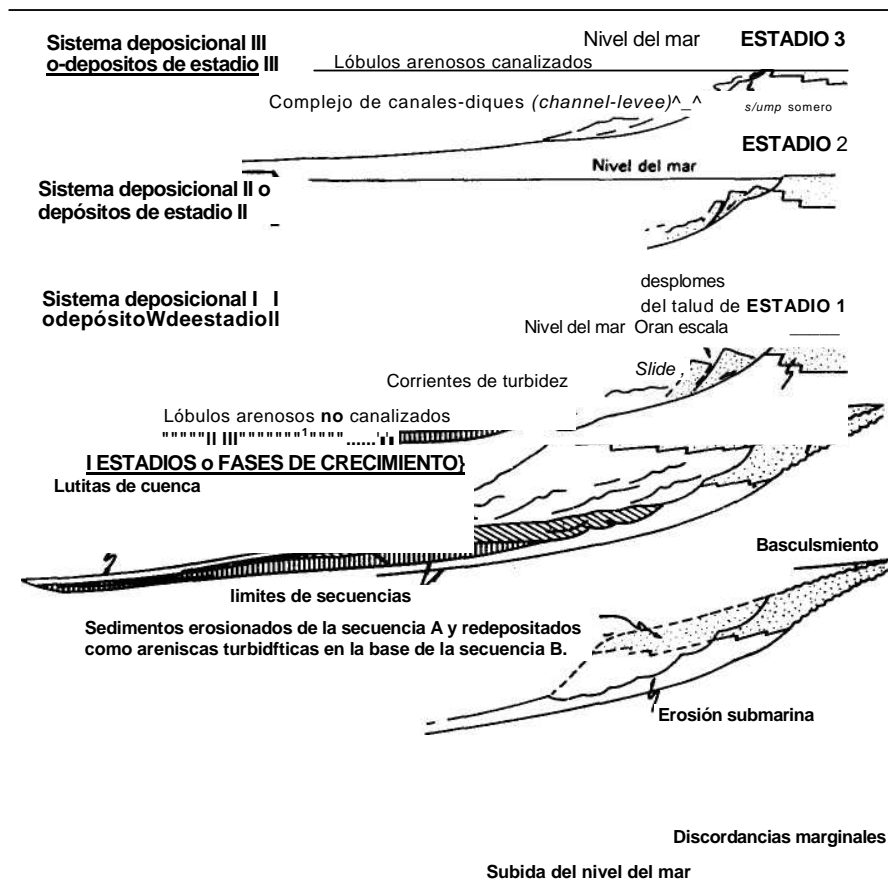


Figura 21.19.- Sistemas deposicionales en materiales turbidíticos (Mutti, 1985, 1992). En la parte superior se representan los depósitos de cada una de las fases de crecimiento o estadio del proceso. En la parte inferior se muestra el dispositivo resultante en relación con una discontinuidad de tipo 1 que marca el límite de dos secuencias deposicionales.

carga crítica que se explica a continuación. En una época como la actual de gran desarrollo del cuerpo de doctrina de la Estratigrafía secuencial se observan dos posturas extremas. Una es la de aquellos investigadores que cuestionan las nuevas ideas y buscan argumentos en contra, lo que provoca que los proponentes de las mismas maticen y completen (a veces incluso rectifiquen) sus propuestas anteriores. La otra, a la que se dirige esta crítica, es la de aquellos que aceptan las ideas sin un mínimo de análisis crítico (simplemente por estar de moda) y están tan deseosos de aplicar la nueva metodología que en las fases iniciales de un trabajo (levantamiento de secciones estratigráficas) reconocen directamente los cortejos sedimentarios, basándose en deducciones de cambios de batimetría o presencia de secciones transgresivas y regresivas. Obviamente,

entre las dos posturas extremas hay toda una amplia gama de quienes utilizan con la debida precaución los conceptos de cortejos sedimentarios.

Puesto que un cortejo sedimentario, de acuerdo con las ideas de los propios autores que lo definen, es una subdivisión de las secuencias deposicionales antes de hacer definiciones de cortejos es necesario conocer las secuencias deposicionales del relleno sedimentario de una cuenca, con el máximo de datos disponibles, coordinando los resultados procedentes de diferentes técnicas (campo, subsuelo, lito-, bio- magneto-estratigráficos, etc.). Resulta imprescindible disponer de correlaciones estratigráficas de mucha precisión que permitan diferenciar las superficies de continuidad correlativas con las de discontinuidad de los bordes de la cuenca.

Una vez definida una secuencia deposicional a partir de datos relativamente objetivos se procede, si se dispone de una información adecuada para ello, a la delimitación de los cortejos sedimentarios. La información a la que se alude es la que permita reconocer los sistemas deposicionales que integran los diferentes cortejos. Es necesario disponer de una amplia información de la distribución areal y temporal de las distintas asociaciones de facies y elementos deposicionales que componen los diferentes sistemas deposicionales. Es necesario, igualmente, disponer de datos precisos sobre las relaciones laterales de los sistemas deposicionales reconocibles dentro de una secuencia deposicional. Finalmente hay que conocer si en la región objeto de estudio y para el intervalo de tiempo al que se refiera se cumplen las condiciones de los modelos conceptuales de los cortejos sedimentarios, o por el contrario los factores locales (esencialmente la tectónica) han tenido una incidencia dominante. Puesto que los cortejos sedimentarios están definidos sobre bordes de márgenes continentales pasivos, la mayor facilidad de reconocimiento será la de materiales antiguos depositados en contextos semejantes y que presenten variedad en los sistemas deposicionales, preferiblemente si incluyen en ellos los costeros que facilitan el reconocimiento de los episodios transgresivos y regresivos. La dificultad aumenta hacia el interior de la cuenca marina (con dominio de sedimentos pelágicos) y hacia el exterior de la misma, cuando dominen las facies continentales, llegando a casos extremos en cuencas continentales endorreicas.

De las reflexiones anteriores se deduce que solamente cuando se disponga de una excelente información se pueden definir los cortejos sedimentarios antes explicados y ver su evolución espacial. Una simple variación de profundidad deducida en una sección estratigráfica no es por si misma indicativa de ningún cortejo sedimentario.

En la figura 21.20 se reproduce un ejemplo de aplicación de reconocimiento de sistemas deposicionales en el estratotipo del piso Herdiense en las proximidades de Tremp. La figura es original de Eichenseer y Luterbacher (1992) y en ella se muestra un panel de

correlaciones para un sector de unos 20 km y para un conjunto de materiales de unos 800 m de espesor que lateralmente se reduce a la mitad. Se diferencian cinco secuencias deposicionales con nombres propios (fig. 21.20) ya utilizados en trabajos anteriores, de las cuales tres (Ager, Llimiana y Aliyna) están en su totalidad dentro del piso Ilerdiense.

Los límites inferiores de las tres secuencias deposicionales son discontinuidades de tipo 1, porque se trata de secuencias de tipo 1, que en algunos casos implican truncación erosiva de la secuencia infrayacente y discordancias angulares. En cada una de las secuencias deposicionales se reconocen tres cortejos sedimentarios en un mismo orden, que de muro a techo son: un cortejo de nivel bajo, un cortejo transgresivo y un cortejo de nivel alto.

Los cortejos de nivel bajo están constituidos por sistemas deposicionales deltaicos terrígenos, progradantes, que en algunos casos están precedidos por depósitos de relleno de canales (base de la Secuencia Ager). Los cortejos transgresivos se inician por depósitos

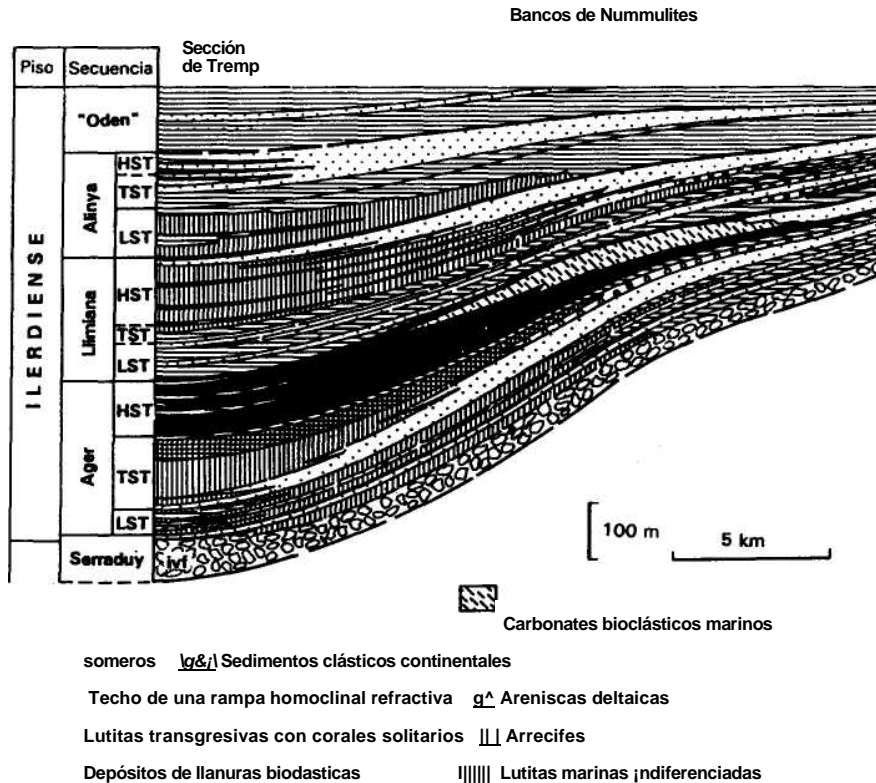


Figura 21.20.- Ejemplo de aplicación del análisis secuencial en los materiales del Ilerdiense, en la región en la que se localiza el estratotipo (Tremp, Pirineo) del citado piso (Eichenseer y Luterbacher, 1992). Explicación en el texto. Leyenda: LST.- Cortejo de nivel bajo. TST.- Cortejo transgresivo. HST.- Cortejo de nivel alto, ivf.- relleno de valles erosivos.

carbonatos bioclásticos marinos someros, entre ellos calcarenitas de playa ricas en Alveolinas, a los que siguen depósitos carbonatados de rampa de baja energía retrogradante que lateralmente pasan a un sistema deposicional de lutitas marinas. La superficie de máxima inundación (techo del cortejo anterior) viene jalonada por un biselamiento basal y por la presencia de niveles lutíticos con corales aislados y con abundantes foraminíferos planctónicos (sección condensada). Los cortejos de nivel alto en la Secuencia de Ager se caracteriza por depósitos de llanuras bioclásticas coronadas por bancos de calizas de Nummulites progradantes y en las otras dos por sistemas deposicionales carbonatados bioclásticos progradantes que lateralmente pasan, hacia el interior de la cuenca, a lutitas más profundas.

La información que disponen los autores de este ejemplo de aplicación es muy amplia, tanto desde el punto sedimentológico como paleoecológico, y pese a ello la interpretación tiene un grado de subjetividad relativamente alto. Varios investigadores diferentes con los mismos datos pondrían en la misma posición los límites de las secuencias, pero posiblemente cambiarían la posición de cada uno de los cortejos sedimentarios que las componen.

21.4.- ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DE LAS CUENCAS CONTINENTALES

La metodología del análisis secuencial y su interpretación estratigráfica se basa esencialmente en el estudio de los márgenes continentales pasivos sin deformación y por tanto puede ser aplicada, preferentemente, en el estudio e interpretación de las cuencas sedimentarias ubicadas en las proximidades de los bordes de los continentes y ocupadas, al menos temporalmente, por el mar.

En las cuencas continentales, esto es, en las ubicadas en el interior de un continente, no comunicadas con el mar (cuencas endorreicas) la aplicación de la Estratigrafía secuencial es muy compleja, aunque no por ello menos interesante. Para poder aplicar correctamente la metodología se plantean, esencialmente, dos cuestiones esenciales: la posibilidad de dividir los materiales que rellenan estas cuencas continentales en unidades genéticas y la posibilidad de comparar los límites de las unidades genéticas con los cambios eustáticos simultáneos constatados en márgenes continentales.

Para plantear estas cuestiones se recurre a un concepto clásico de la sedimentación fluvial, como es el de *perfil de equilibrio*, que consiste en la línea que une los puntos en los que no hay ni transporte ni sedimentación, en cada parte del trazado del río. Los sectores del perfil real que estén situados por debajo del perfil de equilibrio pueden recibir sedimentos y los que estén por encima tienden a erosionarse hasta llegar a dicho perfil.

Las unidades genéticas que se pueden diferenciar en el relleno de una cuenca sedimentaria continental son la expresión de cambios del perfil de equilibrio. Pero: ¿los cambios globales en el nivel del

mar producen cambios simultáneos en el perfil de equilibrio de los ríos?. La pregunta es de fácil contestación (afirmativa) para la sedimentación continental que lateralmente pasa a sedimentación costera y marina, pero muy difícil para las cuencas endorreicas en las que otros factores (tectónica, clima, etc.) pueden enmascarar los posibles efectos sobre los sedimentos de los cambios globales del nivel del mar, si es que los hubiese.

Para el primer caso, esto es, para la sedimentación continental en las partes más externas de un margen pasivo, Posamentier y Vail (1988) plantearon que la sedimentación aluvial tiene lugar esencialmente en periodos de nivel del mar bajo en los que el perfil de equilibrio se desplaza aumentando la acomodación. Sin embargo, esta interpretación ha sido cuestionada fuertemente por autores posteriores (Miall, 1991; Wright y Marriott, 1993) quienes demuestran que estos desplazamientos del nivel de equilibrio durante las bajadas del nivel del mar dejan poco espacio de acomodación. Por ejemplo, un desplazamiento de la desembocadura del Nilo de 100 km, mar adentro, produciría en la parte que hay sedimentación un aumento de la acomodación de solamente 10 m. Otra importante argumentación es que los sistemas deposicionales fluviales costeros holocenos se relacionan con intervalos de ascenso del nivel del mar, y por tanto deben corresponder a las partes más externas de cortejos sedimentarios de nivel alto.

Muy recientemente Wright y Marriott (1993) han planteado un modelo alternativo de sedimentación en el que se considera como factor fundamental la capacidad de almacenaje de sedimentos de llanuras de inundación. El cortejo de bajo nivel (I de la fig. 21.21) vendrá representado exclusivamente por rellenos de cavidades erosivas producidas en una discontinuidad de tipo 1 o por el desarrollo

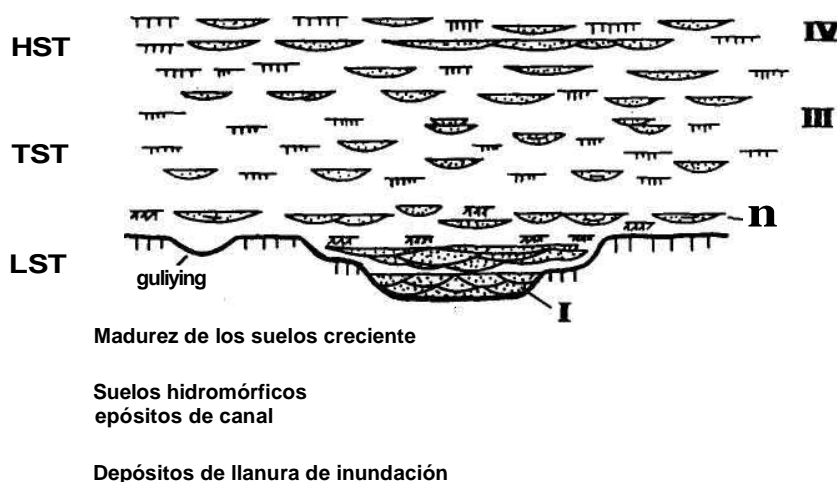


Figura 21.21.- Modelo teórico de reconocimiento de cortejos sedimentarios de nivel alto y bajo en sistemas fluviales (Wright y Marriott, 1993). Leyenda: LST.- Cortejo de nivel bajo. TST.- Cortejo transgresivo. HST.- Cortejo de nivel alto. Explicación en el texto.

de suelos muy maduros en relación con discontinuidades de tipo 2. Los depósitos en las cavidades erosivas serán de canales de muy baja sinuosidad (sistemas trenzados) con abundantes ruditas formadas por el incremento de erosión de las áreas continentales adyacentes a la cuenca; lateralmente pasan a superficies erosivas en cuyas partes más altas (o en escalones laterales) se conservan los paleosuelos maduros. El inicio del cortejo transgresivo (II de la fig. 21.21) se caracteriza por un incremento de la acomodación con la consiguiente formación de espacio para aceptar sedimentos. Los depósitos son de canales "acintados" que lateralmente pasan a depósitos de llanuras de inundación en los que, debido a la subida del nivel de base, se forman suelos hidromórficos indicativos de un escaso drenaje. El resto del cortejo transgresivo (III de la fig. 21.21) se caracteriza por un incremento rápido de la acomodación que es compensada por sedimentación en la que se conservan ampliamente los depósitos de llanura de inundación. En conjunto el depósito está formado mayoritariamente por lutitas de llanuras de inundación (con suelos bien drenados) en los que se intercalan canales aislados. La mayor distancia en la vertical entre los canales sucesivos es indicativa de un incremento de creación de espacio para la sedimentación (acomodación). La presencia de alas de desbordamiento en los canales serán características de esta fase e indicativas de momentos en los que la elevación del nivel de base se ralentiza y/o de aumentos bruscos del volumen de materiales transportados por los canales (Fernández *et al.*, 1993). El cortejo de nivel alto (1 de la fig. 21.21) se caracteriza por una reducción notable del espacio disponible para la sedimentación que se expresa en una reducción del volumen de depósitos de llanura de inundación e incremento del volumen relativo ocupados por los depósitos de canal y aumento del tamaño de grano en los mismos. De muro a techo se evolucionan de canales aislados a cuerpos de gravas lenticulares con base irregular y techo plano (Fernández *et al.*, 1993).

En la sedimentación de las cuencas endorreicas es necesario tener en cuenta el papel que desempeña la tectónica de las áreas circundantes en las modificaciones del perfil de equilibrio de los ríos, produciendo cambios muy notables del volumen de aportes y de la distribución de las áreas con erosión y con sedimentación. En cuencas endorreicas con un lago central, el nivel de base de los ríos que fluyen a él viene condicionado por la extensión del lago, la cual a su vez está condicionada por la tectónica y el clima. No hay una constancia directa que los cambios del nivel del mar afecten a los cambios de extensión de un lago endorreico, aunque tampoco se descartar que, al menos en algunos casos, ambos fuesen simultáneos. En una cuenca de este tipo se puede realizar un análisis secuencial (en su concepción puramente analítica) delimitando unidades de acuerdo con las diferentes fases de extensión del lago. En la figura 21.22 se reproduce un ejemplo, de Anadón *et al.* (1990) para materiales del Mioceno de la cuenca de Mora de Rubielos (Teruel,

España) en la que en un relleno sedimentario de unos 400 m de espesor medio de los sedimentos establecen varios rangos de ciclos, que permiten diferenciar unidades genéticas de diferente rango. En

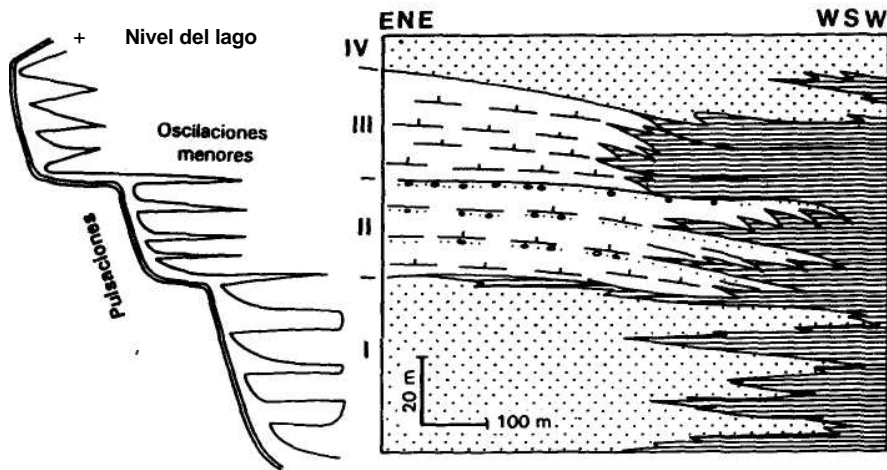
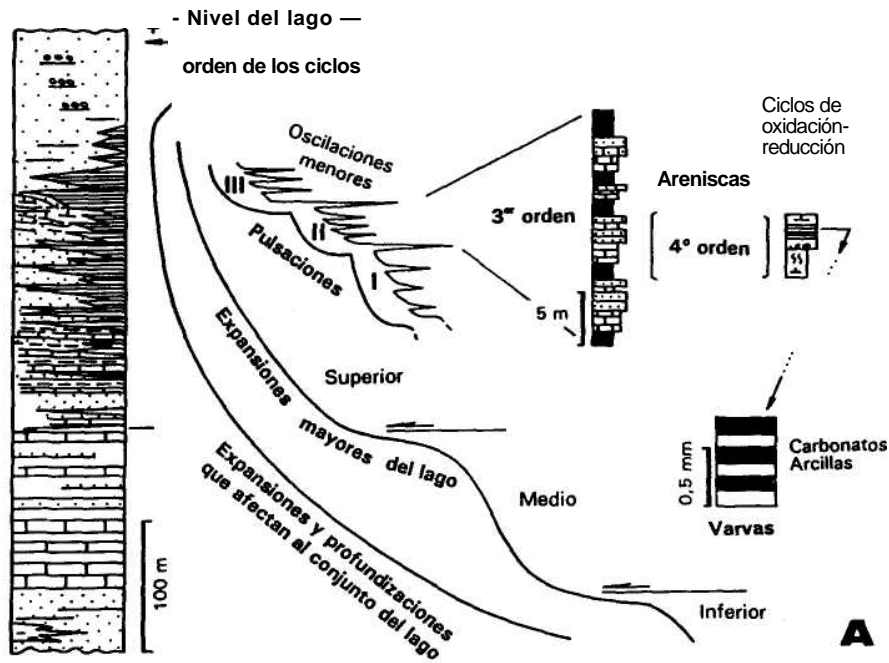


Figura 21.22.- Análisis secuencial en la cuenca continental de Mora de Rubielos, para materiales del Mioceno inferior y medio (según: Anadón *et al.*, 1990). Explicación en el texto.

671

conjunto los materiales presentan una tendencia de progresiva expansión y profundización del lago, por lo que formaría un ciclo único de rango mayor, dentro del cual se delimitan tres del rango inmediatamente inferior cuyos límites están jalonados por momentos de rápida expansión del lago (fig.21.22A). Dentro del tercero de estos últimos ciclos (Unidad superior) se establece una división en tres ciclos de rango más pequeño (I, II, III de la figura 21.22) debidos a pulsaciones, dentro de los cuales se delimitan ciclos debidos a oscilaciones menores (ciclos de 3^{er} orden de la fig. 21.22), cuya potencia es de 20-30 m, en lo que se delimitan ciclos de 4^o orden (espesor medio 5 m) de alternancia de etapas oxidantes y reductoras. Finalmente dentro de los ciclos de 4^o orden se pueden reconocer varvas.

Para poder comparar los ciclos y las unidades genéticas diferenciadas en una cuenca endorreica con los ciclos eustáticos reconocibles en márgenes continentales sería necesario disponer de unos criterios de correlación (bioestratigráficos, magnetoestratigráficos, etc.) muy precisos, lo cual no es frecuente ya que la datación en materiales continentales es, con mucha frecuencia, más compleja que en materiales marinos y tiene, además, la limitación de utilizar escalas bioestratigráficas diferentes, una basada en fósiles marinos y otra en continentales.

Por todo ello se puede concluir que en las cuencas continentales endorreicas se pueden delimitar unidades genéticas (secuencias deposicionales o unidades tectosedimentarias) con lo que se cubre la fase analítica de la Estratigrafía secuencial, mientras que la fase sintética, de comparación con las curvas eustáticas, normalmente no pasa de meras especulaciones.

22

ANÁLISIS DE CUENCAS

- 22.1.- Relaciones tectónica/sedimentación
 - 22.1.1.- El concepto de geosinclinal
 - 22.1.2.- El ciclo de Wilson
 - 22.1.3.- Análisis de la subsidencia
- 22.2.- Clasificación de las cuencas sedimentarias en relación con la Tectónica Global
 - 22.2.1.- Criterios de clasificación
 - 22.2.2.- Cuencas cratónicas continentales
 - 22.2.2.1.- Cuencas intracratónicas
 - 22.2.2.2.- Cuencas de bordes de cratones
 - 22.2.2.3.- Aulacógenos o rifts abortados
 - 22.2.3.- Cuencas en márgenes divergentes
 - 22.2.3.1.- Génesis de las cuencas formadas por extensión
 - 22.2.3.2.- Cuencas rift
 - 22.2.3.3.- Cuencas tipo Mar Rojo
 - 22.2.3.4.- Cuencas de márgenes de tipo Atlántico
 - 22.2.3.5.- Márgenes continentales de tipo alpino
 - 22.2.4.- Cuencas en márgenes convergentes
 - 22.2.5.- Cuencas formadas en relación con la colisión
 - 22.2.6.- Cuencas relacionadas con fallas transcurrentes y transformantes
 - 22.2.7.- Cuencas oceánicas
- 22.3.- Paleogeografía y Paleoclimatología
 - 22.3.1.- Individualización de la cuenca
 - 22.3.2.- Rasgos paleogeográficos y paleoclimáticos en cada intervalo de tiempo
 - 22.3.3.- Finalización de la sedimentación en una cuenca

Se llama *análisis de cuencas* al estudio integrado de las cuencas sedimentarias elaborado a partir de los rasgos estratigráficos de los materiales que constituyen el relleno de las mismas (junto con los datos tectónicos, petrológicos, geoquímicos, etc.). En el capítulo 1 se decía que el análisis de cuencas era el objetivo último de un estudio estratigráfico y de la propia Estratigrafía como ciencia. Con ello se pretende llegar a conocer la geometría y la génesis de cada cuenca sedimentaria y la localización espacial y temporal de cada una de las unidades estratigráficas que se pueden diferenciar en los materiales que las rellenan, así como los factores que controlaron su sedimentación.

Uno de los aspectos principales en el análisis de cuencas será la relación entre la Tectónica y la Sedimentación, ya que en buena parte la geometría de una cuenca sedimentaria está condicionada por los rasgos tectónicos del área. Esta relación se refiere tanto al inicio y final de su sedimentación, como al comportamiento tectónico de la cuenca durante la sedimentación. Para ello resulta de gran interés estudiar las cuencas sedimentarias activas (en las que todavía hay sedimentación) y las cuencas inactivas que presenten un escaso grado de deformación. En ambas se podrán ver claramente: la geometría de la cuenca, la geometría de las unidades litoestratigráficas, la distribución de las facies y la relación con los factores tectónicos locales y regionales. La interpretación de las cuencas sedimentarias deformadas se hace por comparación con las cuencas no deformadas, pero realizando antes la reconstrucción palinspástica en la que se exprese la posición original relativa de cada una de las unidades paleogeográficas que la constituyan.

Para llegar a clasificar las cuencas sedimentarias será necesario conocer previamente las pautas esenciales de la evolución de la corteza terrestre a la luz de la Tectónica Global, ya que la formación, el relleno y la deformación de las cuencas sedimentarias serán unos jalones más de dicha evolución. En el análisis de dichas cuencas interesará disponer de una clasificación, con la consiguiente elaboración de modelos de los diferentes tipos, lo que facilitará la tipificación e interpretación de las cuencas reales que sean objeto de un estudio específico.

Finalmente el análisis de cuencas, aplicado a una cuenca concreta, incluye el conocimiento de la evolución paleogeográfica y paleoclimática de la misma, desde el momento que se individualizó

como cuenca hasta cuando finalizó la sedimentación en la misma. El caso ideal de estudio de una cuenca sedimentaria sería aquel en el cual se pudieran elaborar mapas paleogeográficos para los diferentes intervalos de tiempo reconocibles en los materiales que constituyen su relleno sedimentario.

22.1.- RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN

La elaboración, entre 1960-1970, de la Teoría de la Tectónica Global es usualmente considerada como uno de los momentos más trascendentales en la Historia de la Geología, ya que dio una visión integrada de muchos procesos geológicos. Precisamente uno de los aspectos en los que tuvo lugar una modificación doctrinal más importante fue la interpretación de las Interrelaciones entre la Tectónica y la Sedimentación.

Con una perspectiva histórica de más de 25 años se puede decir que la emisión de esta teoría fue el fruto de un conjunto de investigaciones interdisciplinarias en los campos de la Geofísica, la Oceanografía, la Magnetoestratigrafía, la Tectónica, la Estratigrafía y la Petrología. Entre las aportaciones más significativas en la emisión de la propia teoría hay que destacar, entre otros, a Dietz (1961), Vine y Mathews (1963), Vine (1966), Wilson (1966, 1968), Le Pichón (1968) y Dewey y Bird (1970). Revisiones actualizadas de las primeras publicaciones en las que se planteó y se fue construyendo la teoría se pueden encontrar en Condie (1989) y Kearey y Vine (1990).

El concepto más interesante que introduce esta teoría es el de *placa*, razón por la cual se le conoce, igualmente, como Teoría de la Tectónica de Placas. Se denominan *placas* a los diferentes casquetes esféricos rígidos en los que se puede dividir la litosfera. Los límites principales de las placas son las áreas donde hay crecimiento cortical (dorsales oceánicas activas) y las áreas donde hay desaparición de la litosfera (zonas de subducción). Existe, además, un tercer tipo de límite de placas relacionado con fallas transformantes. Debido a que los movimientos de acreción cortical en una placa y los de pérdida cortical pueden presentar tasas variables en el tiempo el tamaño de las placas tiende a aumentar (acreción > desaparición) o disminuir de tamaño (desaparición > acreción). Por ello siempre que se hable de placas y de sus límites hay que referirse a un momento determinado.

En la figura 22.1 se representa un mapa con la distribución actual de las placas en la que se pueden ver diversos tipos de placas. Unas están formadas exclusivamente por corteza oceánica (p.ej. placas de Nazca, Filipina y Pacífica), otras tienen dentro de la placa continentes y océanos (p.ej. placas Americana, Africana, Índica y Eurasiática). En cuanto al tamaño hay una gran diversidad, ya que algunas son muy pequeñas (p.ej. placas de Juan de Fuca y Gorda) mientras que otras son de enormes dimensiones (p.ej. placas Americana y Eurasiática).

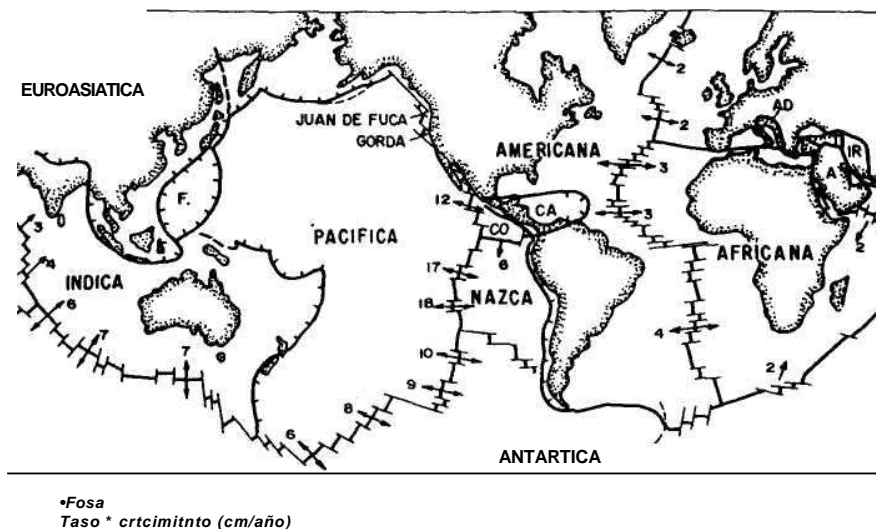


Figura 22.1.- Esquema de la distribución de las placas en la actualidad, con indicación de la tasa de crecimiento de las dorsales centro oceánicas activas. Abreviaturas: CA.- Placa del Caribe. CO.- Placa de Cocos. F.- Placa de Filipinas. A.-Placa arábica. IR.- Placa iraní. T.- Placa turca. AD.- Placa del Adriático. La figura ha sido elaborada con datos de diferente procedencia, especialmente los de geometría de placas a partir de Debelmas y Másele (1989) y los de tasa de crecimiento de las dorsales a partir de Kearey y Vine (1990).

La tasa de movimiento horizontal de las placas en las áreas de acreción es de 2 a 18 cm/año con valores muy variables de unos sectores a otros incluso dentro de un mismo límite de placa (fig. 22.1). La tasa de movimiento horizontal de los límites de placas de subducción es de un orden de magnitud similar (p.ej. 11 cm/año en la fosa de Filipinas, 4,5 cm/año en la fosa de Tonga y 6 cm/año en la fosa del Perú). Estos valores contrastan fuertemente con los de la tasa de sedimentación de los diferentes medios sedimentarios, sobre los que se trató en el capítulo 3, en los que las cifras normalmente se expresan en milímetros por cada mil años.

Los fondos oceánicos se desplazan lateralmente con una tasa media de 10 cm/año, mientras que sobre ellos se depositan materiales con una tasa de sedimentación del orden del milímetro cada mil años. Un cuadrante de la Tierra (10.000 km) sería recorrido por este desplazamiento lateral de 10 cm/año en 100 Ma. De esta manera se explica que no existan, por debajo de los fondos oceánicos actuales, cortezas oceánicas con más de 160 Ma, ya que las anteriores a esta edad han desaparecido por efecto de la subducción en las fosas oceánicas. Lógicamente las cortezas oceánicas más antiguas conocidas (bajo los fondos marinos actuales) están en las áreas más alejadas de los ejes de las dorsales.

Las cuencas sedimentarias, como ya se definió en el capítulo 3, son áreas de la superficie de la Tierra en las que se han podido acu-

mular grandes espesores de sedimentos durante un prolongado intervalo de tiempo. En el mismo capítulo se indicaba que los valores máximos de tasa de sedimentación se alcanzaban en los medios sedimentarios más cercanos a las líneas de costas (ver fig. 3.3), con lo que se decía, siguiendo a Boillot (1984), que más de la mitad de los sedimentos se acumulan en los bordes de los continentes. Se está aludiendo a los *márgenes continentales*, áreas subsidentes amplias, que constituyen verdaderas trampas de sedimentos donde se depositan importantes volúmenes de los mismos.

El concepto de margen continental y la reconstrucción de las diferentes fases de su evolución (conocida con el nombre de ciclo de Wilson) ha sido uno de los avances más notables del conocimiento sobre la génesis de las cuencas sedimentarias a partir de la emisión de la Teoría de la Tectónica Global.

Se diferencian dos tipos principales de márgenes continentales, de acuerdo con su posición con respecto al borde de las placas, a la morfología de fondo marino, a la estructura interna y al carácter divergente o convergente de los mismos. Estos dos tipos se conocen con los nombres de márgenes pasivos y márgenes activos, aunque cada uno de ellos presentan varios sinónimos como se detalla a continuación.

Los *márgenes continentales pasivos o estables* se sitúan dentro de una misma placa de manera que el límite entre la corteza continental y la corteza oceánica se hace por yuxtaposición. La morfología del fondo es la que presentan la mayoría de los márgenes del Atlántico, razón por lo que también se conocen con el nombre de márgenes de tipo Atlántico. Se caracterizan por tener, a partir de la línea de costas, una plataforma relativamente ancha (70-80 km de media), a la que sigue el talud con una pendiente de 4-5° y, posteriormente el glacis continental (*continental rise*), área extensa de pendiente muy suave hacia el interior del océano que llega a los 4.000 o 5.000 m de profundidad, para pasar lateralmente a las llanuras oceánicas. La corteza continental de los márgenes pasivos sufre un progresivo adelgazamiento al estar sometida a una extensión igualmente progresiva. En definitiva estos márgenes presentan una dinámica extensiva por lo que también se les llama *márgenes divergentes*.

Los *márgenes continentales activos* contienen un límite de placas, ya que en ellos la corteza oceánica se hunde por debajo de la corteza continental. Morfológicamente son como la mayoría de los márgenes actuales del Pacífico, por lo que también se denominan márgenes de tipo Pacífico. La mayor diferencia morfológica con respecto a los márgenes pasivos es que en lugar de glacis continental presentan una fosa marginal de una anchura media de 70-100 km, de gran longitud (varios cientos de kilómetros) y de una gran profundidad, que puede llegar a 11 km. Estos márgenes presentan una dinámica compresiva de manera que en ellos hay acortamiento cortical, por lo que también se les llama *márgenes convergentes*.

Desde los albores de la Geología como ciencia se planteó que en la superficie de la Tierra hay (y ha habido) regiones con comporta-

miento tectónico diferente, el cual a su vez controla la sedimentación y regula la distribución de las áreas sin sedimentación. Se llaman *dominios tectoestratigráficos* a las grandes regiones en que se puede dividir la superficie de la Tierra en la actualidad o en tiempos pasados, en función de su comportamiento tectónico, lo que condicionan la existencia de erosión o depósito, y en este último caso, la tipología de materiales, la geometría de las unidades y el grado de deformación. El concepto de dominio tectoestratigráfico es bastante más amplio que el de cuenca sedimentaria, ya que incluye también a las regiones en las que no hay depósito. De esta manera la totalidad de la superficie de la Tierra se puede dividir en dominios tectoestratigráficos, mientras que las cuencas sedimentarias serán áreas subsidentes con depósito importante ubicadas dentro de algunos de los dominios tectoestratigráficos. Cada dominio tectoestratigráfico tiene unas coordenadas espaciales y temporales, y sobre una misma región han podido superponerse en tiempos sucesivos varios dominios tectoestratigráficos.

Con unas ideas fijistas como las que dominaban hasta la emisión de la Teoría de la Tectónica Global se diferenciaban dominios tectoestratigráficos estables e inestables. Los primeros incluían las áreas continentales estables (escudos y cratones) en los que tiene lugar la denudación continental (la erosión domina siempre sobre la sedimentación). Se incluían como dominios tectoestratigráficos estables las áreas oceánicas poco subsidentes y con escaso depósito, idea abandonada al demostrarse la expansión oceánica. Los dominios tectoestratigráficos inestables se ubicaban esencialmente en el borde de los continentes (geosinclinales en la nomenclatura antigua, márgenes continentales en la moderna) y minoritariamente en el seno de los continentes (áreas continentales subsidentes) o incluso de los océanos.

22.1.1.- El concepto de geosinclinal

El concepto de geosinclinal fue introducido en la nomenclatura geológica a mediados del siglo XIX y durante la primera mitad del siglo XX ha sido uno de los conceptos más debatidos y tratados en la bibliografía geológica. Una revisión histórica del concepto de geosinclinal puede encontrarse en Weller (1960), Krumbein y Sloss (1963) y Corrales *et al.* (1977), entre otros, y por supuesto en la última monografía sobre el tema (Aubouin, 1965). Cualquier libro o monografía anterior a los años 1970-1980 dedica algún capítulo monográfico a los geosinclinales. Actualmente numerosos autores lo consideran, como un término obsoleto, hasta el punto que ni se menciona en diversos libros recientes de Estratigrafía y de Análisis de cuencas (Fritz y Moore, 1988; Schoch, 1989; Alien y Alien, 1990; Blatt *et al.*, 1991), lo que contrasta con el amplio tratamiento que se le da en otros libros (Boillot, 1984; Mitchell y Reading, 1986; Prothero, 1990).

El autor de este libro comparte la idea de muchos autores anteriores los cuales consideran que la emisión de la Teoría de la Tectó-

nica Global significó una verdadera revolución en la Geología, de una envergadura análoga a las que en su día ocasionaron las ideas de Copérnico en la Astronomía, de Darwin en la Biología o de Einstein en la Física. Sin embargo, no comparte la idea de que el término geosinclinal deba ser ignorado, ya que responde a un concepto que ha sido el tema preferente de investigación de muchos autores durante varios decenios y sobre el que se han publicado algunas monografías que en su día se consideraron de un alto rigor científico y que tuvieron una aceptación general entre la comunidad científica de su época. El respeto a los autores que las realizaron y la frecuencia con la que dicho término aparece en la bibliografía anterior a los años setenta, son razones suficientes para hacer una reconsideración del concepto del geosinclinal bajo el punto de vista de la Tectónica Global. En este sentido, conviene recordar que precisamente uno de los aspectos básicos que se abordaron por algunos de los autores que contribuyeron a la emisión de la propia teoría (p.ej. Dewey y Bird, 1970; Dickinson, 1974) fue la adaptación del modelo y la nomenclatura del geosinclinal a las nuevas ideas.

Con el nombre de *geosinclinal* se denominaron (y se pueden seguir denominando) a los grandes surcos subsidentes, y geometría prismática, individualizados en la superficie de la Tierra y en los que se han depositado grandes volúmenes de sedimentos. Estos surcos han podido sufrir una deformación muy intensa y haber pasado a formar cadenas montañosas. El concepto y modelo de geosinclinal surge del estudio de cadenas de plegamiento, siendo los ejemplos clásicos los Apalaches para los autores americanos y los Alpes para los europeos. El modelo de geosinclinal era esencialmente fijista, ya que en la época en que dominó esta teoría no se conocían las alternativas movilizadas, que admiten movimientos laterales, de gran envergadura, de los diferentes fragmentos de la litosfera.

Reconsiderando esta definición a la luz de las ideas la Tectónica Global se puede decir que el geosinclinal en su etapa de sedimentación corresponde a las fases de márgenes continentales pasivos y activo del ciclo de Wilson y que la deformación de los mismos (cuando se forman cadenas intrac Continentales) acaeció en la etapa de colisión. Los términos miogeosinclinal y eugeosinclinal, de uso general durante medio siglo, se corresponden con las áreas más próximas al continente y al océano, respectivamente, del margen continental. Los otros muchos nombres utilizados en el mpaelo de geosinclinal (paraliogeosinclinal, leptogeosinclinal, exc/geosinclinal, autogeosinclinal, etc.) tienen, mayoritariamente, sus/equivalencias con las distintas fases y formas de evolución de un/ margen continental. Se remite al lector interesado en conocer dicha equivalencia a una tabla incluida en el trabajo de Dewey y Bird (1970) y reproducida (en castellano) en el libro de Corrales *et al.* (1977). Esa nomenclatura tan compleja (y a veces excesivamente confusa) ha sido rápidamente abandonada ya que la nueva concepción lo que pretende es estudiar la evolución de los márgenes continentales en

su conjunto, mientras que muchos de aquellos nombres aludían a partes y momentos de la evolución.

El término geosinclinal, como en su uso originario, sigue respondiendo a un concepto claro y puede seguir aplicándose tanto a la región o dominio tectoestratigráfico en el que se acumulan grandes volúmenes de sedimentos (márgenes continentales) como a las áreas formadas por la deformación tectónica compresiva de las mismas (cadenas montañosas). Decir que los Alpes, los Cárpatos, los Urales, los Apalaches, etc. son cadenas geosinclinales puede resultar "antiguo" pero de ninguna manera incorrecto.

22.1.2.- El ciclo de Wilson

Unos de los avances conceptuales, sin duda más importantes, en el estudio de la formación y la evolución de las cuencas sedimentarias fue la propuesta del modelo de construcción y evolución de los márgenes continentales. Este modelo expuesto por Wilson (1965, 1968) implica una idea esencial: los márgenes se inician, evolucionan y se destruyen, pasando sucesivamente por fases de extensión, subducción y colisión. Los distintos tipos de márgenes continentales actuales no son más que la expresión de alguna etapa de ese proceso continuo de evolución. En numerosos libros recientes (p.ej. Alien y Alien, 1990; Kearey y Vine, 1990; Einsele, 1992) a este modelo de evolución se le conoce con el nombre de *ciclo de Wilson*, en honor al autor que lo propuso inicialmente.

El ciclo de Wilson permite explicar cómo dentro de una misma placa con corteza continental potente (30-35 km) se puede iniciar el proceso de formación de un nuevo límite de placas, al formarse una fosa tectónica (*graben*) que empieza a recibir sedimentos. Dicha fosa puede evolucionar a una cuenca de tipo *rift* y a la formación de corteza oceánica, para después pasar a una larga etapa de expansión oceánica con el desarrollo de dos márgenes continentales en todas sus etapas (tipo mar Rojo, tipo Atlántico y tipo Pacífico). El ciclo termina tras producirse una colisión que ocasiona la formación de una cadena montañosa intracontinental, que tiende lentamente a erosionarse con lo que se llega a una situación análoga a la inicial (fig. 22.2). Hay otro tipo de cadenas de montañas que se forman en la fase de subducción y se localizan en el borde de un continente (p.ej. Andes).

Las etapas iniciales del ciclo ya fueron expuestas e ilustradas en el capítulo 3, indicándose, además, los valores de la extensión cortical que se producían en cada fase (fig. 3.8). El ciclo se inicia dentro de un bloque continental situado dentro de una placa, en el que la corteza continental tiene 30-35 km de espesor (fig. 22.2A). En dicho bloque se forman unas fallas normales que delimitan una fosa tectónica o *graben* dentro de un proceso de extensión (fig. 22.2B).

El *graben* se acentúa y se rellena parcialmente de sedimentos, en su mayoría continentales (fluviales y lacustres) y en menor escala vulcanoclásticos, marinos someros y costeros. Continúa el proceso de exten-

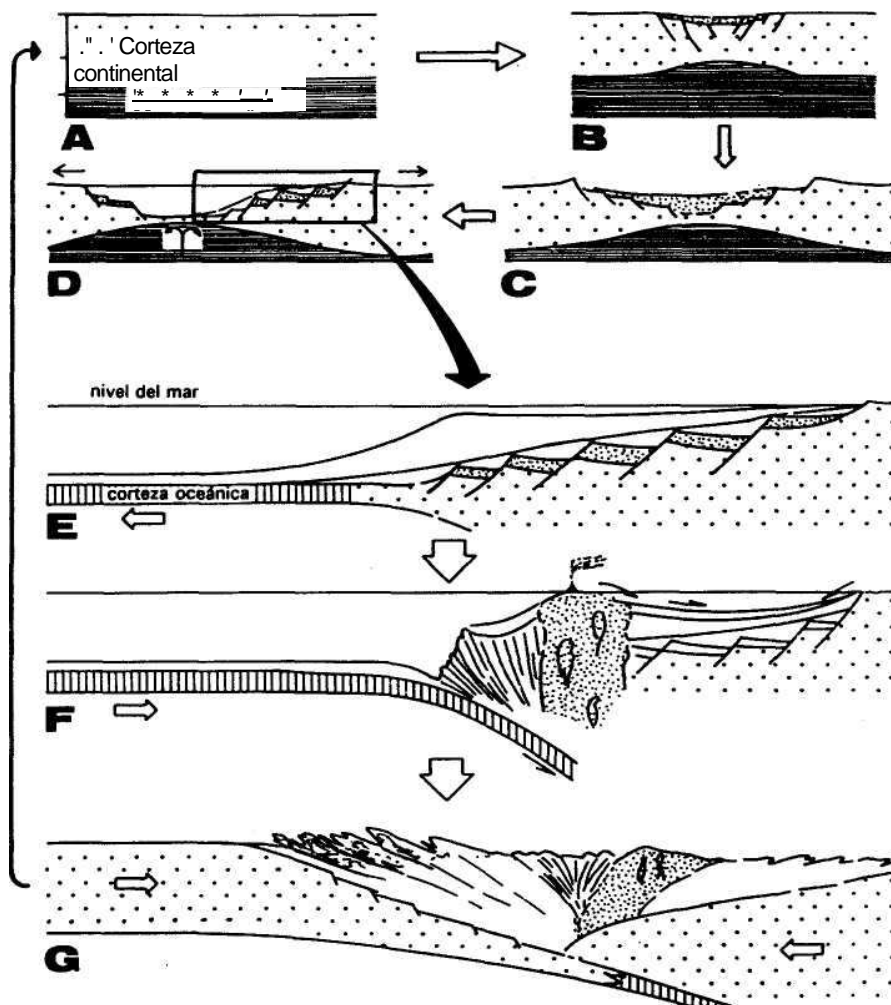


Figura 22.2.- Esquema gráfico del Ciclo de Wilson, inspirado en trabajos previos de numerosos autores. A.- Bloque continental dentro de una placa. B.- Inicio de la fracturación, adelgazamiento de la corteza continental y comienzo de la sedimentación. C.- Etapa de *rift* continental con la acentuación de la fracturación por extensión, adelgazamiento cortical y relleno sedimentario. D.- Etapa juvenil o de océano estrecho, con inicio de corteza oceánica. E.- Etapa madura, con márgenes pasivos o de tipo Atlántico. F.- Etapa de margen activo o de tipo Pacífico. G.- Etapa de colisión.

sión cortical, con lo que se llega a la fase denominada de *rift* continental (fig. 22.2C), que se considera la etapa embrionaria del ciclo.

El progresivo adelgazamiento de la corteza continental en las partes centrales de la fosa conlleva un proceso de máximo interés: la formación de corteza oceánica. De este modo se pasa a la fase de océano estrecho o etapa juvenil del margen, que Boillot (1984) divide a su vez en dos fases la fase de "Mar Rojo" con comunica-

ciones difíciles con el océano abierto y la fase de océano estrecho propiamente dicha en la que se implanta un régimen claramente marino (fig. 22.2D).

La expansión oceánica durante un prolongado intervalo de tiempo (varias decenas de Ma) lleva a la fase de madurez. A cada uno de los lados de este océano que se van ampliando se desarrollan márgenes pasivos o de tipo Atlántico, en los cuales se acumulan importantes volúmenes de sedimentos (fig. 22.2E), en especial en los márgenes que Boillot (1984) llama "nutridos" y sobre los que se tratará más adelante. Las áreas de corteza continental adyacentes (en el inicio del ciclo) en esta fase se separan de manera muy considerable (centenares o miles de kilómetros) de manera que se forman dos márgenes continentales cada uno de los cuales tiene o puede tener historias propias, ya que pueden tener áreas fuentes distintas e incluso, a veces, condiciones climáticas diferentes. Por ello en las figuras 22.2 E y F sólo se representa uno de los márgenes de este océano.

Los desajustes de la densidad de la litosfera oceánica distante de la dorsal y, por tanto, completamente enfriada, con respecto a la astenosfera subyacente y la propia carga de sedimentos ocasionan un desacoplamiento en el límite entre la corteza continental y la oceánica adyacentes. La litosfera oceánica se empieza a hundir por debajo de la continental con lo que el margen se transforma de uno de tipo pasivo a otro de tipo activo. Lo que hasta dicho momento era un cambio de naturaleza del substrato dentro de una misma placa comienza a ser un nuevo límite de placas, con una zona de subducción expresada morfológicamente con una fosa oceánica. Boillot (1984) considera que para que este acontecimiento ocurra es necesario que hayan transcurrido 180-200 Ma de la fase de expansión, tiempo que tardaría en producirse el enfriamiento antes citado. Durante la etapa de margen activo o de tipo Pacífico (fig. 22.2F) se produce una reducción progresiva de la extensión del océano en un régimen claramente convergente, que contrasta con el divergente precedente. La prolongada subducción de la placa que contiene la corteza oceánica que se hunde siguiendo un plano buzante (Zona de Benioff) produciéndose una acumulación tectónica (prisma de acreción) de rocas sedimentarias proximidades de la fosa. Del mismo modo la subducción produce en los materiales de la corteza continental (y los sedimentos más modernos) situados sobre el plano de Benioff importantes modificaciones por el efecto de procesos magmáticos y metamórficos, que producen la formación de arcos volcánicos en la superficie, en los que se crea nueva corteza continental.

La subducción prolongada conlleva el progresivo acercamiento de las áreas de substrato de corteza continental que al inicio del ciclo eran adyacentes y que se alejaron durante la expansión. La subducción termina con la colisión de las dos áreas continentales, dado que por sus densidades no es posible que una se hunda bajo la otra. La cobertera sedimentaria de ambos márgenes sufre un despegue generalizado de sus substratos y una intensa deformación y ele-

vación constituyendo una cadena de montañas (fig. 22.2G). Los bloques continentales quedan soldados, desaparece el límite de placas que anteriormente se localizaba en la zona de subducción y se forma una gran masa de material litosférico de poca densidad (corteza continental) que llega a profundidades de 40-50 km. El reajuste isostático de la misma y la simultánea denudación de los nuevos relieves lleva lentamente hasta una situación análoga a la inicial (fig. 22.2A) con lo que termina el ciclo.

Este modelo (ciclo de Wilson) explica de una manera integrada todos los procesos de formación de cadenas de montañas (cadenas geosinclinales), todo ello en un contexto movilista, ya que implica movimientos laterales de masas litosféricas de centenas y miles de kilómetros.

Existen múltiples variantes de evolución de márgenes continentales, en los cuales las zonas de subducción no se localizan en el límite entre corteza continental y oceánica sino que se produce dentro de la corteza oceánica. En ellos la colisión no es de continente-continente como en el caso descrito, sino que es entre dos arcos insulares o entre un continente y un arco insular (ver detalles en: Dewey y Bird, 1970; Boillot, 1984; Debelmas y Másele, 1989; Keary y Vine, 1990; entre otros).

22.1.3.- Análisis de la subsidencia

En el capítulo 3 se definió la subsidencia y se analizaron brevemente las posibles causas de la misma. Aquí se va a tratar sobre la medida de la subsidencia y en especial de la evolución temporal de la tasa subsidencia de una cuenca sedimentaria.

Previamente se van a definir algunos conceptos que son usuales en el análisis de la subsidencia. Se llama *subsidencia total* al hundimiento real de un punto de una cuenca, simultáneo al depósito, durante un intervalo de tiempo. Se llama *subsidencia tectónica* a la fracción de la anterior ocasionada por factores puramente tectónicos (hundimiento de fallas, estiramiento, movimientos transcurrentes, etc.). La *subsidencia térmica* es la fracción de la subsidencia total debida al efecto de reajustes isostáticos provocados por los cambios de densidad motivados, a su vez, por cambios de temperatura en niveles bajos de la corteza. Finalmente se puede hablar de la *subsidencia de carga*, que sería la inducida por la carga los sedimentos depositados. Los reajustes isostáticos debidos a la diferente densidad del agua y de los sedimentos con respecto a la corteza continental provocan subsidencia o elevación tectónica.

La subsidencia tectónica y la térmica son tipos primarios de subsidencia, mientras que la de carga es un tipo secundario, ya que siempre se superpone a cualquiera de las otras dos, o a la acción combinada de ambas, amplificando los efectos de las mismas. Las mayores acumulaciones de sedimentos se alcanzan en las regiones en las que esta acción combinada es más acentuada. A estos térmi-

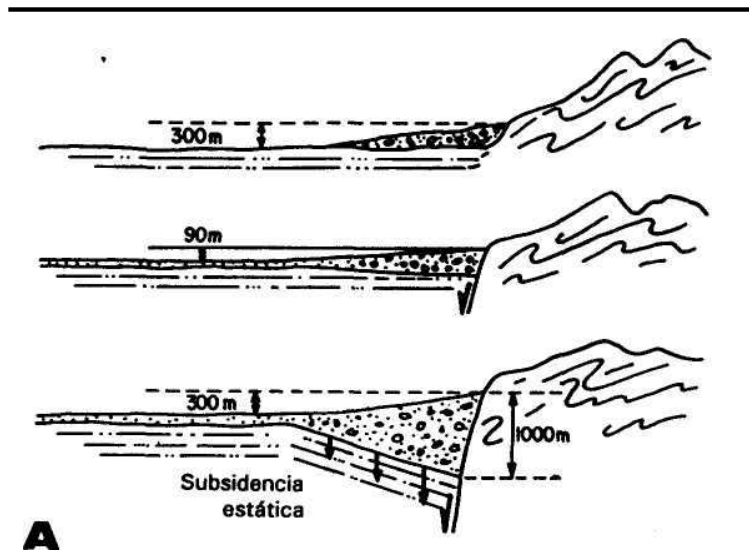
nos hay que unir otro frecuente en la bibliografía que es el de *subsidiencia inicial*, que se utiliza para denominar las fases primeras de hundimiento en una cuenca en las cuales domina netamente la subsidencia tectónica.

Las áreas más fuertemente subsidentes en las que la subsidencia de carga juega un papel notable se ubican en dos posiciones preferentes. La primera es en el pie de una montaña jalonado por una falla normal, en el que se puedan desarrollar depósitos de abanicos aluviales. En estas condiciones la forma inicial de cuña del depósito produce una subsidencia de carga, con valores diferentes según la carga, que ceba el proceso llegando a formarse cuñas de hasta 1.000 m de espesor mayor (fig. 22.3A). La segunda es la de un margen continental pasivo en el que partiendo de una profundidad del mar de 4.000 m se inicia el depósito de una cuña progradante (fig. 22.3B), de manera que se sustituye volumen de agua por sedimento con el consiguiente aumento de densidad, lo que es compensado isostáticamente hundiéndose el fondo de la cuenca hasta 3.000 metros. De esta manera volúmenes anteriormente ocupados por corteza continental se ocupan por sedimentos que son menos densos. Con ello se pueden llegar a acumular en los márgenes pasivos volúmenes enormes de sedimentos (hasta más de 12 km en algunos márgenes reales). Se han propuesto dos modelos para explicar la respuesta de la corteza a los efectos de la carga de sedimentos. En el primero se admiten reajustes isostáticos locales (*modelo de Airy*) y es aplicable esencialmente a áreas subsidentes intrac Continentales con fallas casi verticales. El segundo admite una flexión elástica (*modelo de Walcott*) y es aplicable esencialmente a márgenes continentales pasivos maduros.

De una manera muy simplista se puede decir que la subsidencia total de una cuenca, o de un sector concreto de la misma, es igual al espesor de sedimentos que se depositaron en ella durante el intervalo de tiempo de referencia. Esta afirmación exige inmediatamente unas matizaciones, ya que hay que tomar ciertas precauciones para que los errores no sean excesivamente grandes y, en consecuencia, hay que introducir factores correctores en los cálculos.

El primer factor corrector es la paleobatimetría, ya que el espesor del relleno sedimentario de la cuenca expresaría el valor de la subsidencia de la misma solamente cuando la batimetría del inicio y final del depósito fuesen similares. En caso contrario hay que realizar correcciones, de manera que si durante el relleno hubiese ocurrido una profundización la subsidencia real sería mayor que el espesor de materiales depositados, mientras que si hubiera acaecido una somerización la subsidencia real sería menor que el espesor.

Un segundo factor corrector es el ocasionado por los efectos de la compactación en los materiales que rellenan la cuenca, ya que los espesores de los sedimentos serían mayores que los de las rocas sedimentarias. Los valores de la subsidencia se asemejan más a los espesores de los sedimentos que a los de las rocas sedimentarias. Al ser la compactación mayor en los términos inferiores, que han



A

4000m	/
— — — — —	1700 m → ^

Figura 22.3.- Localización de las áreas más fuertemente subsidentes por efecto de la carga de sedimentos y sistema de evolución, tomada de Bosellini *et al.* (1989) quienes se basan en una figura previa de Matthews (1974). A.- Acumulación sedimentaria al pie de una montaña en la que se desarrollan abanicos aluviales y donde se puede acumular, por efecto de la carga, una cuña de sedimentos de hasta 1.000 m. B.- Formación de un gran volumen de sedimentos sobre un margen continental, por efecto de la carga.

soportado cargas litoestáticas mayores, los valores de espesor de la roca por unidad de tiempo serán cada vez más diferentes de los de la tasa de subsidencia. Para obtener valores significativos es necesario descompactar, o sea, calcular el espesor original de cada uni-

dad estratigráfica. La descompactación se realiza por diferentes métodos (ver: Alien y Alien, 1990; Sánchez-Moya *et al.*, 1992) que parten de los valores de la profundidad de enterramiento y de la porosidad de las rocas y los sedimentos.

Un tercer factor corrector es el eustático, ya que si en diferentes momentos de la historia del relleno de la cuenca el nivel del mar ha cambiado por causas globales, es necesario hacer correcciones comparando con la curva de cambios eustáticos (curva Exxon).

El valor de la subsidencia total (expresado en metros o sus múltiplos) en los diferentes sectores de una cuenca sedimentaria y para cada intervalo de tiempo es interesante, ya que permite conocer la localización de los depocentros y la geometría del relleno, así como realizar comparaciones con otras cuencas. Sin embargo, en el estudio de la subsidencia, los valores que tienen un mayor interés, son los de la tasa de subsidencia (hundimiento por unidad de tiempo) y sus cambios a través del tiempo, ya que permiten detectar intervalos de tiempo con subsidencia anómala, comparables con los de otras cuencas, que reflejarán la evolución de la cuenca.

El primer análisis cuantitativo de la evolución temporal de la tasa de subsidencia lo realizó Van Hinte (1978) y lo denominó *análisis geohistórico*, nombre con el que se le conoce generalmente en trabajos posteriores. El análisis geohistórico pretende elaborar curvas de valores de tasa de subsidencia en función del tiempo geológico y con ello detectar los intervalos de tiempo en que ocurrieron los hundimientos mayores.

Recientemente se han planteado diferentes métodos que permiten calcular la subsidencia total y la subsidencia tectónica de un sector de una cuenca sedimentaria a partir de los datos de edad de los materiales, espesores de cada intervalo de edad y datos de porosidad de las rocas para realizar la descompactación. En la actualidad la técnica más utilizada y de la que existen diversas versiones de programas informáticos para su aplicación en ordenadores personales es la denominada de *backstripping*. Existen dos variantes, una para regiones con reajustes isostáticos locales (*modelo de Airy*) y otra para cuencas debidas a flexión elástica (*modelo de Walcott*)

Los datos que hay que introducir para la aplicación de estos programas son: el nombre de la unidad, las profundidades a las que se encuentran actualmente el techo y el muro, las edades absolutas del techo y del muro de la unidad, paleoprofundidad del depósito (al inicio y final), porosidad y densidad. Los resultados que se obtienen son: la curva de evolución de la tasa de subsidencia tanto total como tectónica.

Un primer ejemplo de aplicación de la técnica de *backstripping* es el representado en la figura 22.4, que corresponde a la evolución de la cuenca mesozoica del borde occidental de la Cordillera Ibérica, tomado de un trabajo reciente de Sánchez-Moya *et al.* (1992). En la parte superior (fig. 22.4A) se representa el gráfico de una de las secciones estratigráficas, representando dos curvas: la de subsi-

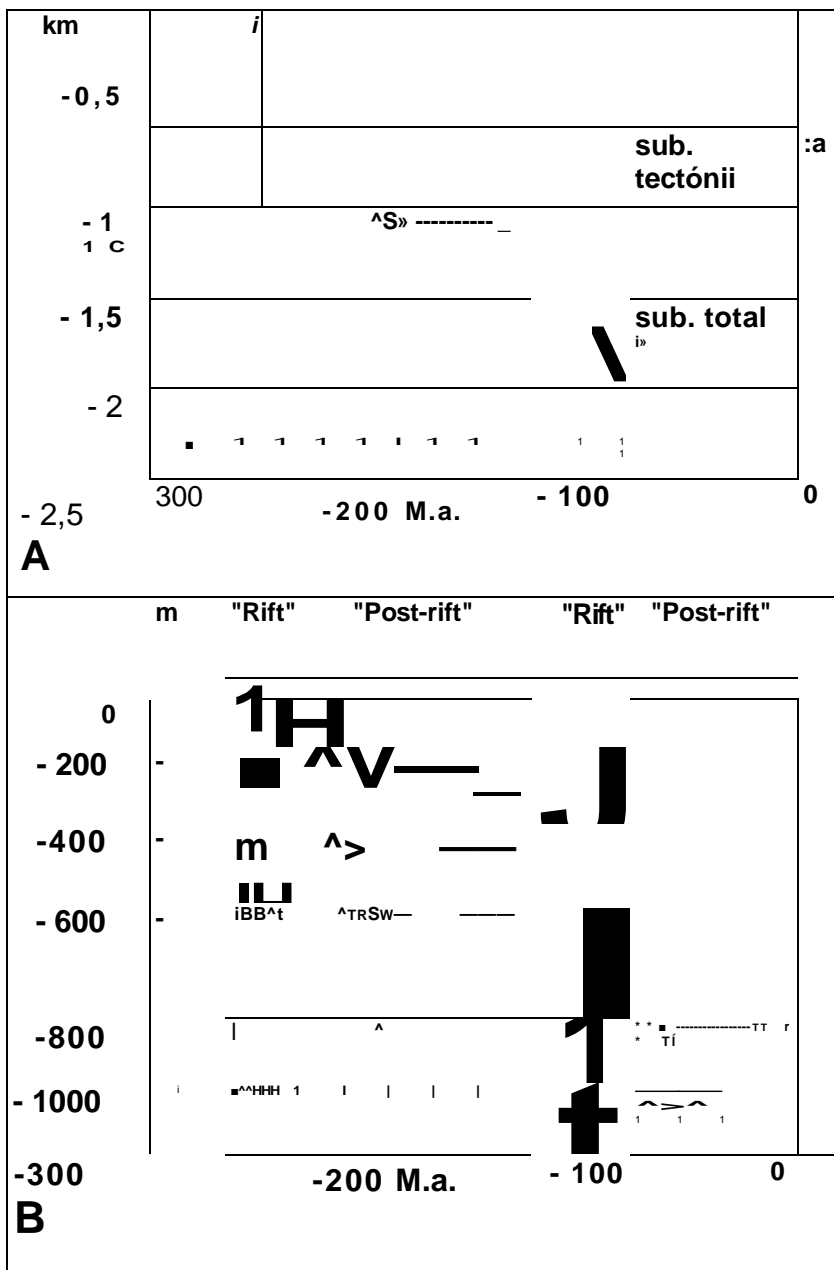


Figura 22.4.- Ejemplo de aplicación de la técnica de *backstripping* para el cálculo de evolución temporal de la tasa de subsidencia, correspondiente a la evolución de la cuenca mesozoica del borde occidental de la Cordillera Ibérica (según de Sánchez-Moya *et al.*, 1993). A.- Curvas de subsidencia total y de subsidencia tectónica para una de las secciones estratigráficas. B.- Curvas de subsidencia tectónica para cinco localidades, en las que se ponen de manifiesto dos etapas de aumento brusco de la subsidencia, interpretadas como etapas de *rifting*.

dencia total y de subsidencia tectónica (fig. 22.4B). En ambas se ponen de manifiesto dos etapas de aumento brusco de la subsidencia, una entre 250-230 Ma y otra entre 100-80 Ma. La comparación de cinco curvas de subsidencia tectónica, de otras tantas localidades, permite hacer una interpretación de la cuenca en su conjunto y detectar que las dos etapas de máxima tasa de subsidencia, antes citadas, afectarán a toda la cuenca. Los autores las interpretan como etapas de *rifting*, en una cuenca donde se repiten los episodios de *rift* y *post-rift*, dos veces.

Un segundo ejemplo de cuantificación de la subsidencia utilizando el *backstripping* es el representado en la figura 22.5. En ella se reproducen unos gráficos de Salas y Casas (1992) en los que se muestran cuatro curvas de subsidencia total y tectónica (figs. 22.5A,B,C,D) para los últimos 260 Ma en el margen oriental de Iberia, elaboradas a partir de cuatro sondeos petrolíferos. También se incluye un gráfico (fig. 22.5E) en el que se comparan las cuatro curvas de subsidencia tectónica, lo que permite detectar intervalos de tiempo significativos en la evolución de la cuenca sedimentaria. A partir de esta comparación se diferencian dos episodios de subsidencia anormalmente alta (que se interpretan como etapas de *rifting*) y otros dos con subsidencia más baja (que se interpretan como *post-rift*).

22.2.- CLASIFICACIÓN DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS EN RELACIÓN CON LA TECTÓNICA GLOBAL

En el capítulo 3 se insistía en que las cuencas sedimentarias se clasificaban con un criterio totalmente diferente a los medios sedimentarios. Concretamente, se decía, que los criterios básicos utilizados para la clasificación de las cuencas sedimentarias son los tectónicos, tales como el emplazamiento en relación con: los límites de placas, la naturaleza del substrato cortical, la evolución tectónica y el grado de deformación.

La diversidad de las cuencas sedimentarias es muy grande, por lo que su clasificación es relativamente compleja. Debe basarse en criterios muy generales, evitando establecer una diversidad excesiva de tipos, ya que de esta manera se podrían llegar a que cada cuenca sedimentaria real constituyera un modelo de cuenca, con lo que la clasificación no serviría para nada.

22.2.1.- Criterios de clasificación

La primera clasificación de las cuencas sedimentarias, tras la emisión de la Teoría de la Tectónica Global puede considerarse que es la de Dickinson (1974). Este autor estableció como criterios de clasificación: la naturaleza del substrato (corteza oceánica y/o continental), la posición con respecto a los límites de placas y el tipo de límite de placa (divergente, convergente o transformante). Muy diversos autores posteriores (Bally y Snelson, 1980; Kingston *et*

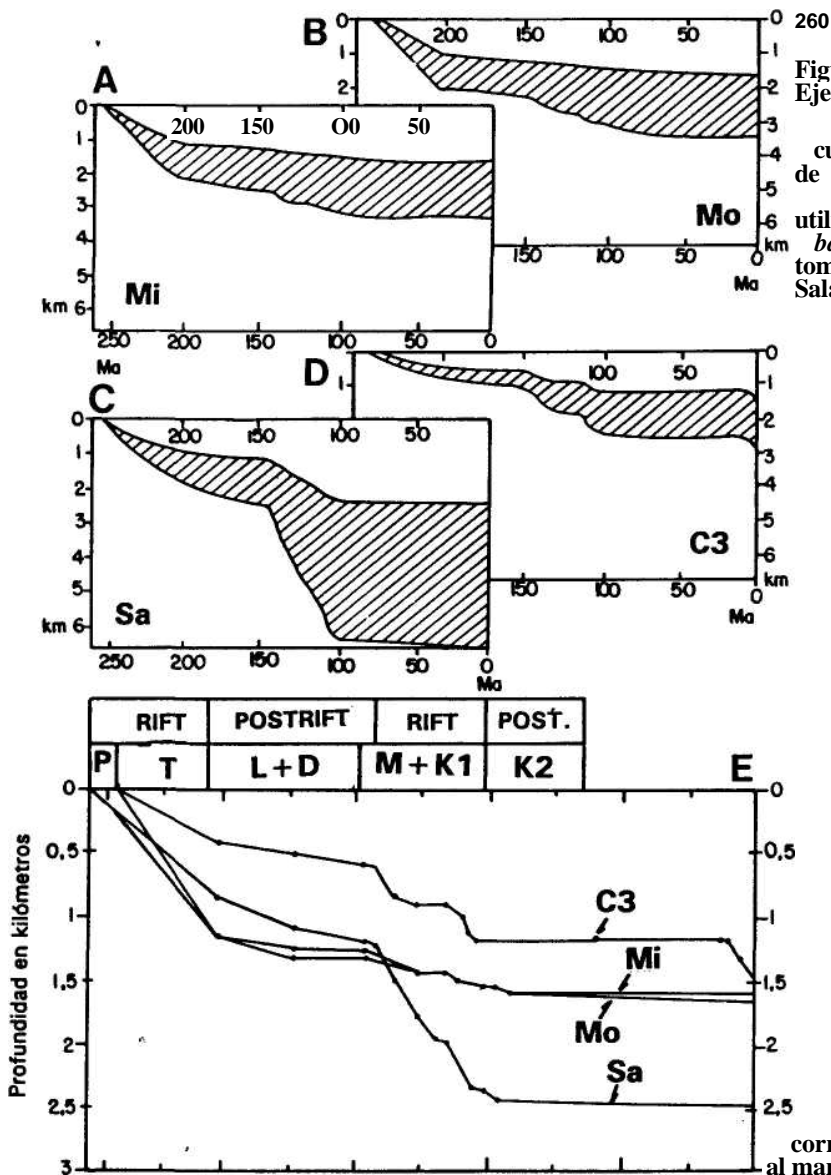


Figura 22.5.-
Ejemplo de
cuantificación
de la
subsistencia
utilizando el
backstrip-ping
tomado de
Salas y Casas
(1992),

correspondiente
al margen oriental
de Iberia. En la parte superior (A,B,C,D) se presentan las curvas de subsidencia total y tectónica de cuatro sondeos, uno marino C3 (Amposta Marino C3) y tres en tierra: Mi (Mirambell-1), Mo (Maestrazgo-2) y Sa (Salzedeila-1). En la parte inferior (E) se presentan las cuatro curvas de subsidencia tectónica anteriores, en un mismo gráfico, para hacer la comparación e interpretación.

al., 1983; Miall, 1984; Mitchell y Reading, 1986; Klein, 1987-Alien y Alien, 1990; Einsele, 1992) han propuesto diferentes clasificaciones de las cuencas sedimentarias basadas en criterios similares. Todas las clasificaciones tienen muchos rasgos comunes, aunque difieren entre ellas en los detalles. La clasificación que aquí se propone (Tabla 22.1) no coincide exactamente con ninguna de las anteriores. Pretende tipificar las cuencas de acuerdo con los rasgos comunes utilizados por diferentes autores.

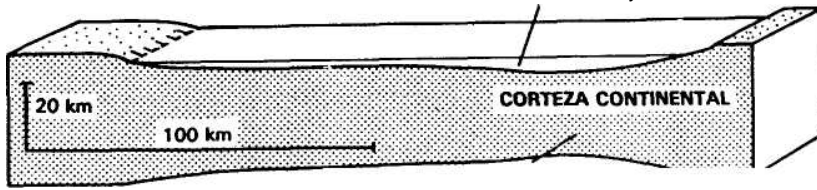
Tabla 22.1.- Clasificación de las cuencas sedimentarias basada en las de diferentes autores previos, en especial en: Bally y Snelson (1980), Kingston *et al.* (1983), Miall (1984), Mitchell y Reading (1986), Klein (1987), Alien y Alien (1990) y Einsele (1992).

<ul style="list-style-type: none"> — Cuencas cratónicas continentales <ul style="list-style-type: none"> Cuencas intracratómicus Bordes de cratones Aulacógenos — Cuencas relacionadas con márgenes continentales <ul style="list-style-type: none"> Cuencas en márgenes divergentes <ul style="list-style-type: none"> Cuencas <i>rift</i> Cuencas tipo Mar Rojo Cuencas tipo Atlántico Cuencas en márgenes convergentes — Cuencas formadas en relación con la colisión — Cuencas relacionadas con fallas transcurrentes y transformantes — Cuencas oceánicas
--

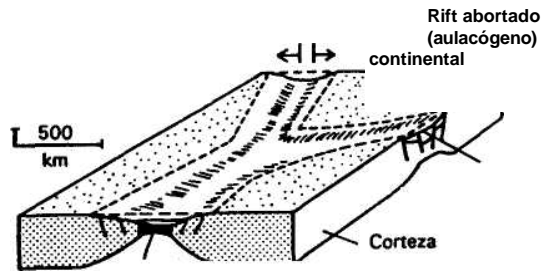
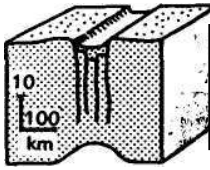
El primer grupo lo forman las *cuencas cratónicas continentales* que se disponen dentro de una misma placa y cuyo substrato es de corteza continental con gran espesor (30-35 km). Dentro de ellas, se diferencian tres tipos fundamentales: las *cuencas intracratónicas* con grandes fosas tectónicas que actúan como trampas de sedimentos (fig. 22.6B), los *aulacógenos* o *rifts* abortados (fig. 22.6C) y las cuencas continentales formadas por flexura, llamadas *cuencas de bordes de cratones* (fig. 22.6A).

El segundo grupo de cuencas lo constituyen los *márgenes continentales*, que comprenden el antiguo concepto de geosinclinal. En el capítulo 3 se incluía una figura muy expresiva (fig. 3.8) en la que se mostraba la evolución inicial de los márgenes continentales, la de los *márgenes divergentes* (fig. 22.6D) desde el momento en el que se individualizan zonas débiles en la corteza continental, sobre las que se formará un *graben* y posteriormente un *rift* con el correspondiente adelgazamiento cortical. La continuación de la extensión (hasta llegar a los 100 km), con un nuevo adelgazamiento de la corteza continental y el inicio de la formación de corteza oceánica marcan el paso a un margen continental maduro (margen pasivo de

A.- CUENCAS CONTINENTALES POR FLEXURA Sedimentos marinos someros.
costeros y continentales



B.- FOSA (Graben)



Adelgazamiento cortical

Expansión C- RIFT

D.- CUENCAS DE MARGENES CONTINENTALES DIVERGENTES

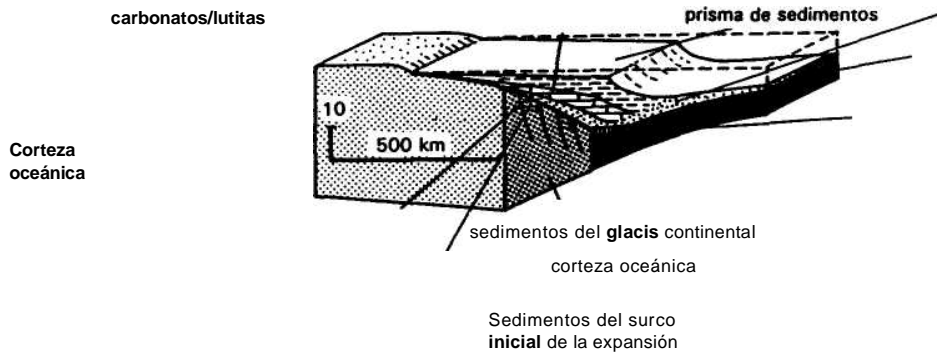
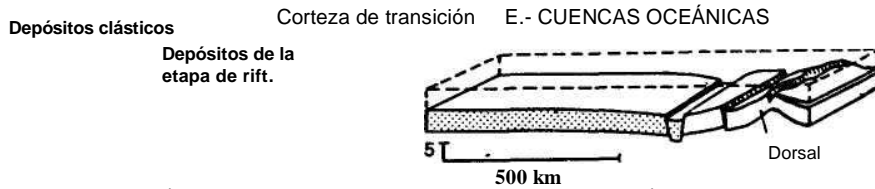


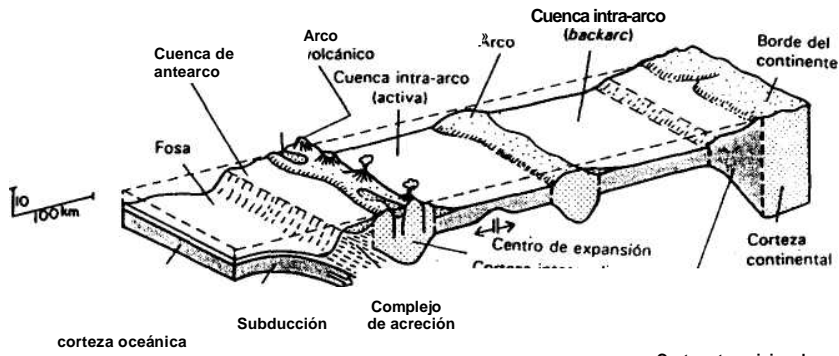
Figura 22.6.- Clasificación de cuencas sedimentarias a partir de los factores tectónicos, según pnsle (1992). Cuencas continentales, márgenes continentales divergentes y cuencas oceánicas. Explicación en el texto.



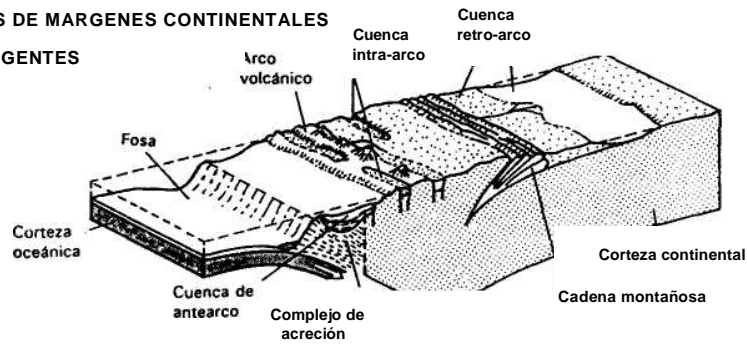
tipo Atlántico). Cuando la corteza continental se enfría y la cuña de sedimentos acumulada es muy grande se forma una zona de subducción pasándose a un *margen convergente* (fig. 22.7A.B)-

El tercer grupo de cuencas son las relacionadas con la colisión y la formación de cordilleras de plegamiento, que se superponen arealmente a márgenes continentales tras la deformación de los mismos. Incluyen las cuencas comprendidas entre la nueva cordillera

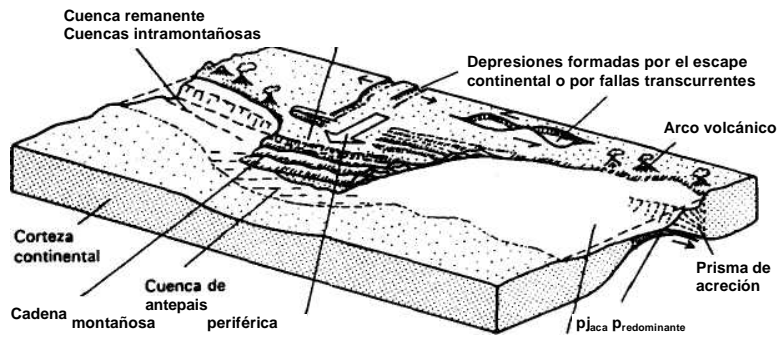
A.- CUENCAS INTRAOCEANICAS RELACIONADAS CON LA SUBDUCCION



B- CUENCAS DE MARGENES CONTINENTALES CONVERGENTES



C- CUENCAS RELACIONADAS CON LA COLISION



Subducción Cuenca remanente

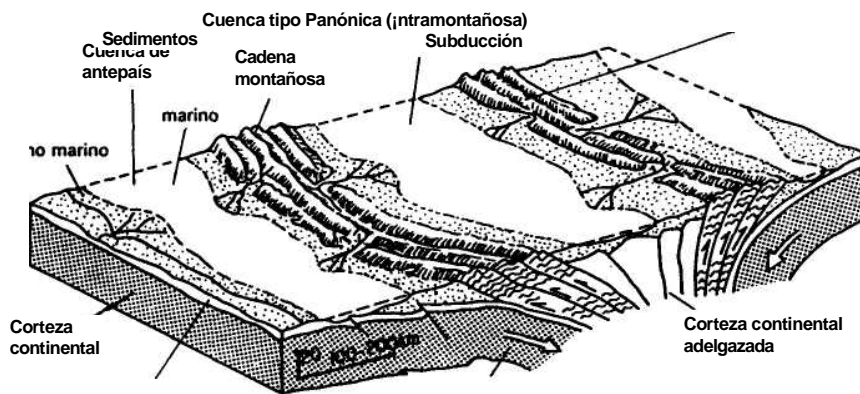
Figura 22.7.- Clasificación de cuencas sedimentarias a partir de los factores tectónicos (continuación), según Einsele (1992). Cuencas intraoceánicas relacionadas con la subducción, márgenes convergentes y cuencas relacionadas con la colisión. Explicación en el texto.

de plegamiento y el antiguo continente (cuencas de antepaís) y las que se localizan en áreas subsidentes individualizadas tectónicamente dentro de la nueva cadena (cuencas intramontañosas) (figs. 22.7C y 22.8A).

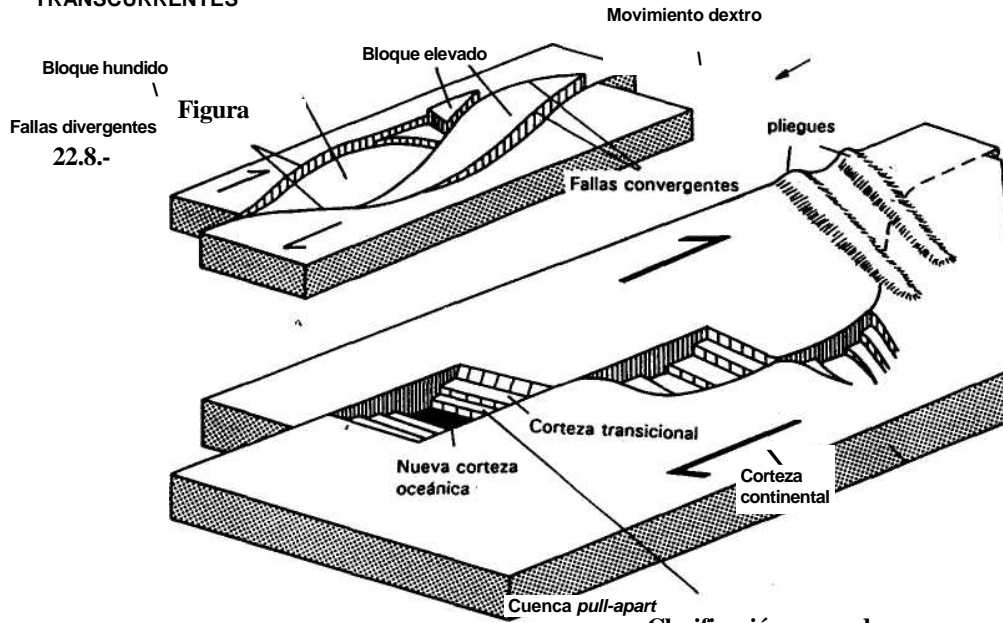
El cuarto grupo de cuencas son las que se forman en relación con fallas transcurrentes y transformantes, en áreas cuyo substrato es de corteza continental u oceánica, en las que se pueden alcanzar espesores muy considerables de sedimentos (fig. 22.8B).

El quinto grupo de cuencas sedimentarias son las localizadas dentro de una placa cuyo substrato es de corteza oceánica (fig.

A.- CUENCAS RELACIONADAS CON LA COLISIÓN



**B.- CUENCAS RELACIONADAS CON FALLAS
TRANSCURRENTES**



Clasificación de cuencas sedimentarias a partir de los factores tectónicos (continuación), según Einsele (1992). Cuencas relacionadas con la colisión y cuencas relacionadas con fallas transcurrentes. Explicación en el texto.

22.6E). Se localizan en las partes más profundas de los océanos y están limitadas por dorsales y fosas. La corteza oceánica del substrato se va renovando constantemente por los efectos de acreción y desaparición cortical, pero las cuencas tienden a permanecer como cuencas oceánicas durante tiempo indefinido.

Además de los tipos simples de cuencas de la clasificación anterior, existen tipos mixtos entre varias de ellas y tipos polifásicos, donde la historia se repite, dos o más veces. Esto dificulta la aplicación de la clasificación anterior (o de cualquiera de las usadas previamente) en el estudio de cuencas sedimentarias reales, en especial las que están deformadas.

22.2.2.- Cuencas cratónicas continentales

Con el nombre de *cratón* se denominan a las áreas continentales antiguas (Paleozoicas o Precámbricas) constituidas por corteza continental gruesa (30-35 km), en las que siempre dominan los procesos de erosión sobre los de sedimentación, y que generalmente están sometidas a un levantamiento tectónico que acelera la denudación. Un caso especial de cratones son los *escudos*, ya que se trata de áreas de las mismas características pero que han constituido continentes desde el inicio del Cámbrico hasta la actualidad. Estos escudos constituyen el "almazón" de los continentes y ha sido el área fuente de la mayoría de los sedimentos depositados en las cuencas sedimentarias que les rodean. Los escudos son los fragmentos del gran continente único (Pangea) del Precámbrico, que posteriormente se fragmentó en dos supercontinentes (Lausaria y Gondwana).

Dentro de los cratones o en sus bordes se pueden individualizar áreas subsidentes que reciben sedimentos, las cuales genéricamente se denominan *cuencas cratónicas continentales*. De acuerdo con su génesis, con la geometría de los cuerpos sedimentarios que las rellenan y con su emplazamiento se diferencian tres tipos principales: cuencas intracratónicas, bordes de cratones y aulacógenos o *rifts* abortados, sobre cuyas características se tratará a continuación.

22.2.2.1.- Cuencas intracratónicas

Son áreas subsidentes localizadas dentro de los cratones y en las que hay depósito, a partir de los relieves que les rodean. Su forma, su magnitud y la edad de los materiales que las rellenan son muy cambiantes de unas a otras. Unas presentan una forma geométrica definida (lineal, ovalada, rectangular, triangular, etc.) mientras que otras son irregulares. Su tamaño varía desde el kilómetro hasta miles de kilómetros. La edad de los materiales y la magnitud del intervalo de tiempo representado en el depósito son muy diversas.

Las cuencas intracratónicas están bordeadas por fallas normales, muchas veces con planos casi verticales. En función con los dispositivos de las fallas de borde se pueden diferenciar dos tipos esen-

ciales: *graben* o *semigraben* (fig. 22.9). Las primeras (tipo *graben*) son cuencas relativamente simétricas con fuertes hundimientos en los dos bordes (fig. 22.9A), mientras que las segundas (tipo *semi-graben*) son cuencas asimétricas con un borde fallado y otro no, en las que por el basculamiento del bloque hundido se va formando un hueco que se puede rellenar de sedimentos (fig. 22.9B). Los depósitos en estas cuencas son de abanicos aluviales, fluviales y lacustres, con una distribución asimétrica en los semigrábenes.

Según la geometría de la cuenca y el valor de la tasa de subsidencia se pueden delimitar, a su vez, varios tipos. Entre los tipos más característicos están los denominados *rifts continentales*, que son fosas tectónicas (*grabens*) muy alargadas y relativamente estrechas en las que se alcanzan tasas de subsidencia muy altas. Un excelente ejemplo son los *rifts* continentales africanos, que tienen más de 4.000 km de longitud, dentro de los cuales se ubican grandes lagos como el de Tanganika y Malawi (fig. 22.10). Los depósitos son de abanicos aluviales, fluviales y lacustres, con una distribución controlada por el clima, de manera que en la zonas más

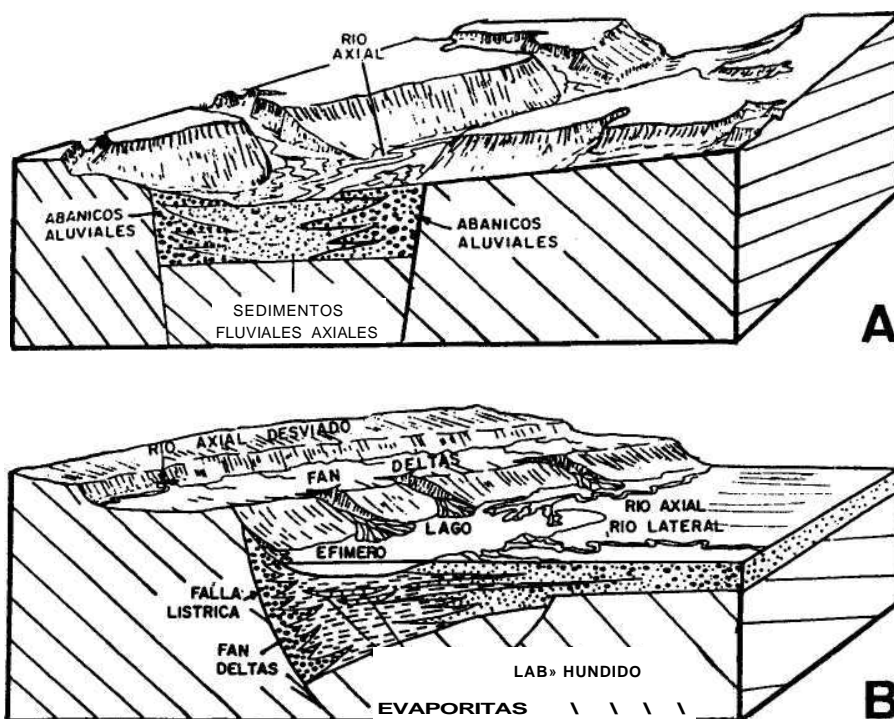


Figura 22.9.- Modelos de cuencas intracratónicas de tipo *graben*, con relleno simétrico, y *semigraben*, con relleno asimétrico. Se llama río axial al que discurre paralelo a la alineación de alargamiento del *graben* o *semigraben*, mientras que los ríos laterales son esencialmente perpendiculares. Figura original de Frostyck y Reid (1987), ligeramente modificada.

áridas hay evaporitas y en las más húmedas diatomitas y arcillas negras. La forma dominante de las unidades litoestratigráficas es de cuña (fig. 22.10), engrosándose hacia aquellos bordes en los que las fallas han sido más activas, lo que indica que la sedimentación tiende a nivelar las cuencas compensando los hundimientos producidos por las fallas. En algunos de estos *rifts* (p.ej. Etiopía) se tienen, además, importantes episodios volcánicos de edades comprendidas entre el Oligoceno superior al Cuaternario.

Los *rifts* continentales africanos tienen tasas de subsidencia muy elevadas (500-1.000 m/Ma) y se continúan hacia el norte por el Orien-

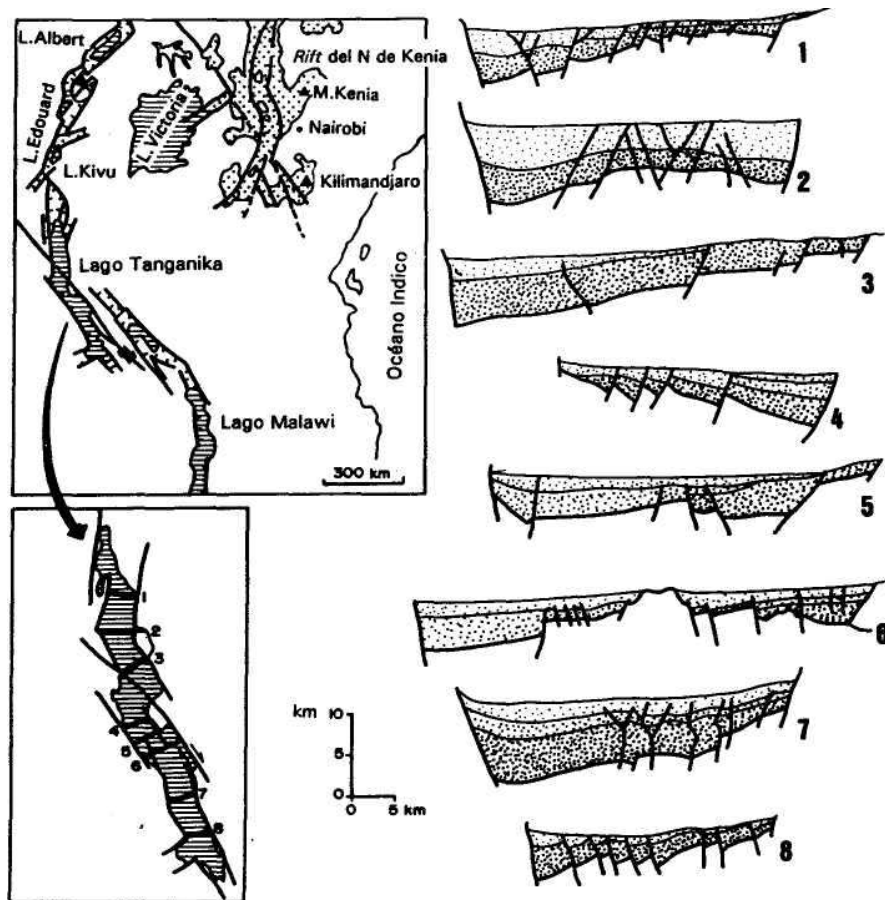


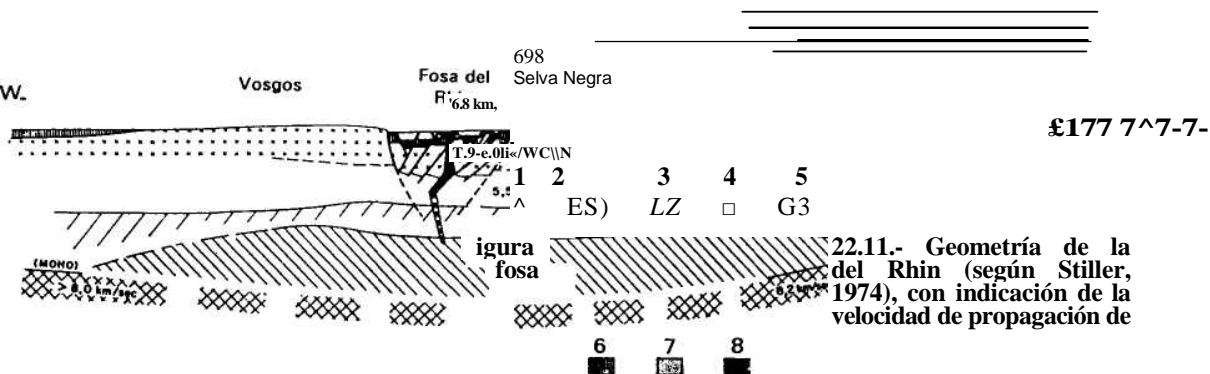
Figura 22.10.- Esquema de una parte de los *rifts* continentales del este de África. En el mapa (original de Chorowicz, 1983) se indica la posición de los *rifts*, marcándose con rayado horizontal los lagos actuales y con punteado las áreas con vulcanismo terciario y cuaternario. Se muestran ocho cortes geológicos paralelos, cuyas posiciones se indican en el detalle del mapa, correspondientes al lago Tanganika, en los que el relleno sedimentario es Mioceno-Plioceno. Los cortes son originales de Debelmás y Másele (1989), quienes se inspiran en Sander y Rosendahl (1989).

te Medio. En dicha prolongación se sitúa la cuenca del Mar Muerto, en la que la tasa de subsidencia es inferior (200-500 m/Ma) aunque todavía es muy alta. La región del Golfo de Aqaba y el Mar Muerto, sin embargo, hay que considerarla mixta con las cuencas relacionadas con fallas transcurrentes (ver Debelmas y Másele, 1989).

Otro ejemplo de *rift* continental es la cuenca del lago Baikal, localizada al sur de la plataforma siberiana, en Asia central. Se trata de una depresión asimétrica de 2.500 km de longitud (según la dirección NE-SW), cuya forma está heredada de estructuras anteriores (precámbricas o paleozoicas), en la cual se enclava el propio lago con 670 km de longitud y 1.200 m de profundidad. El relleno sedimentario alcanza los 5 km de espesor y está constituido por sedimentos fluviales y lacustres, en los cuales se pueden diferenciar dos grandes unidades estratigráficas: una inferior del Oligoceno al Plioceno inferior (34-4 Ma B.P.) con espesores de 2 a 4 km, que dan una tasa de subsidencia de 70-150 m/Ma y otra superior con materiales de los tres últimos millones de años con espesores del orden de 1 km que equivaldrían a una tasa de subsidencia superior a 350 m/Ma. Debelmas y Másele (1989) llaman la atención sobre la coincidencia en el tiempo de los fenómenos de individualización de la cuenca y del incremento de la subsidencia con fenómenos tectónicos compresivos detectados en el Himalaya.

Finalmente, otro ejemplo muy conocido es la fosa del Rin (o fosa Renana), constituida por una depresión de 300 km de longitud, alargada en dirección NNE-SSW, y con 35-40 km de anchura, dentro de la cual se ubica el cauce del Rin. Está localizada en el seno del cratón hercínico centroeuropeo, separando dos fragmentos del mismo, los Vosgos hacia el oeste y la Selva Negra hacia el este (fig. 22.11). El relleno sedimentario de la fosa es del Oligoceno y Neógeno, con una tasa de subsidencia de 100-300 m/Ma. Por debajo de este relleno existen materiales triásicos y jurásicos discordantes sobre el zócalo paleozoico, que a veces alcanzan los 2.500 m de espesor depositados en una cuenca intracratónica de flexura, previa, y que se han erosionado en las partes más cercanas a la fosa tanto en los Vosgos como en la Selva Negra (fig. 22.11) las cuales han sufrido elevaciones tectónicas simultáneas al hundimiento del *graben*.

Otro tipo son las grandes cuencas intracratónicas, como la cuenca del Paraná, sobre el Escudo Brasileño y otras similares localizadas sobre el escudo africano. Tienen una geometría ovalada y unas dimensiones enormes (más de millón y medio de kilómetros cuadrados la del Paraná). En ellas la sedimentación es continental (fluvial, fluvio-lacustre, lacustre y glacial) con una fuerte influencia del clima. La tasa de subsidencia media es mucho menor que en los *rifts*, aunque en algunos intervalos de tiempo se acelera. En algunas cuencas de este tipo en el escudo africano aflora extensamente la Formación del Karroo, Carbonífero superior-Triásico, con 8.000 m de potencia (Gignoux, 1960), que equivale a tasa media de subsidencia de 60-70 m/Ma.



las ondas elásticas. Leyenda: 1.- Manto normal. 2.- Manto con una velocidad de propagación de las ondas P reducida (se acuña lateralmente). 3.- Corteza continental profunda. 4.- Corteza continental media (zonas de baja velocidad de propagación de las ondas). 5.- Corteza continental superior constituida por granitos y gneises. 6.- Sedimentos triásicos y jurásicos. 7.- Sedimentos terciarios y cuaternarios. 8.- Vulcanismo básico.

La individualización de las cuencas intracratónicas muchas veces es coincidente en el tiempo con las etapas de deformación compresiva de regiones relativamente cercanas. Este hecho ha encontrado su explicación en los modelos de extensión por tensión sobre los que se tratará más adelante (ver apartado 22.2.3.1). Sin embargo, mientras que las cuencas de *rift* intracontinental pueden ser explicadas según el ciclo de Wilson (en su fase inicial), las cuencas de forma ovalada tienen una interpretación más compleja y difícil (ver discusión en Miall, 1984).

22.2.2.2.- Cuencas de bordes de cratones

Con el nombre genérico de cuencas de bordes de cratones se denominan a las áreas extensas y ligeramente subsidentes, adyacentes a los continentes, con substrato de corteza continental, ligeramente adelgazada. También se conocen con el nombre de cuencas continentales formadas por flexura (en inglés: *intracratonic sag basins*), ya que en ellas suelen estar ausentes las fallas en los bordes, de manera que son precisamente los fenómenos de flexura de la corteza continental los que motivan la individualización de la cuenca.

Su relleno sedimentario está constituido por depósitos marinos someros, costeros y continentales. Una de las características más importantes de las mismas es que los materiales apenas presentan deformación, permaneciendo horizontales o subhorizontales.

Por su tamaño y localización merecen destacarse en primer lugar las regiones adyacentes a los escudos, que se conocen en la bibliografía como *plataformas*, utilizando este término en sentido de dominio estructural o tectoestratigráfico y no de medio sedimentario. Adyacente al escudo canadiense, bordeándolo por el sur y por el oeste, se tiene la plataforma americana que ocupa gran parte de

la mitad oriental de los Estados Unidos y una amplia región de Canadá,*concretamente las grandes llanuras del oeste americano que llegan, hasta el pie de las Montañas Rocosas, con lo que la anchura es de más de 2.000 km. Los materiales que se depositaron son fundamentalmente del Paleozoico, aunque localmente hay más modernos, y todos ellos se mantienen subhorizontales. Bordeando al escudo báltico, por el SE, se extiende la gran plataforma rusa, que ocupa gran parte de la Rusia europea y que llega por el este hasta la cadena de los Urales y por el sur hasta el Cáucaso superando también los 2.000 km. En los demás escudos hay también extensas plataformas que las rodean, con materiales del Paleozoico horizontales sobre una corteza continental ligeramente adelgazada, formada por materiales precámbricos, y que hacia el lado contrario al escudo pasan a áreas asimilables a cadenas montañosas (geosinclinales) formadas por la deformación de márgenes.

Dentro de la plataforma americana se individualizan áreas con una mayor potencia de sedimentos, que habrían sido áreas más subsidentes. Las denominadas cuencas de Michigan y de Illinois, en sus partes centrales llegan a tener tasas de subsidencia de 24 m/Ma, muy superiores a las del conjunto de la plataforma. En los intervalos de nivel del mar bajo estas cuencas estarían aisladas, mientras que en los momentos de nivel del mar alto la sedimentación tendría lugar, también, en las regiones comprendidas entre ellas.

En áreas marginales de otros cratones existen regiones de características similares, con la diferencia de que la extensión suele ser menor (aunque también grande) y la edad de los materiales que las rellenan es más moderna. Ejemplos de este tipo de cuencas, actualmente inactivas, son las cuencas mesozoicas centro-europeas formadas después del plegamiento hercínico, y con depósito a partir del Pérmico, en las que se depositaron los materiales triásicos de facies germánica (ver Einsele, 1992, cap. 15). De estas cuencas posiblemente la mejor conocida es la cuenca de París (fig. 22.12A), ya que se disponen de una gran cantidad de datos de geología del subsuelo (sondeos profundos y perfiles sísmicos). El relleno sedimentario de la cuenca propiamente dicha es Triásico-Oligoceno, aunque localmente hay depósitos pérmicos rellenando fosas del substrato (fig. 22.12B). Los materiales presentan un mínimo grado de deformación, ya que sólo se constata en ellos alguna ligera curvatura debida a la subsidencia diferencial que, debido a la flexura, fue mayor en el centro de la cuenca que en los bordes (figs. 22.12B y C).

Ejemplos de cuencas todavía activas y abiertas al mar son el Mar de Hudson en Canadá y el Mar del Norte. Este último, se individualizó como cuenca en el Pérmico y aún continúa la sedimentación. La abundante información disponible sobre el Mar del Norte, procedente de las investigaciones petrolíferas, permite conocer que su evolución presenta algunos aspectos complejos, ya que dentro de la cuenca formada por flexura se individualizan sectores con afinidad a los *rifts* (p.ej. Graben Vikingo) en los que se incrementa la tasa de sub-

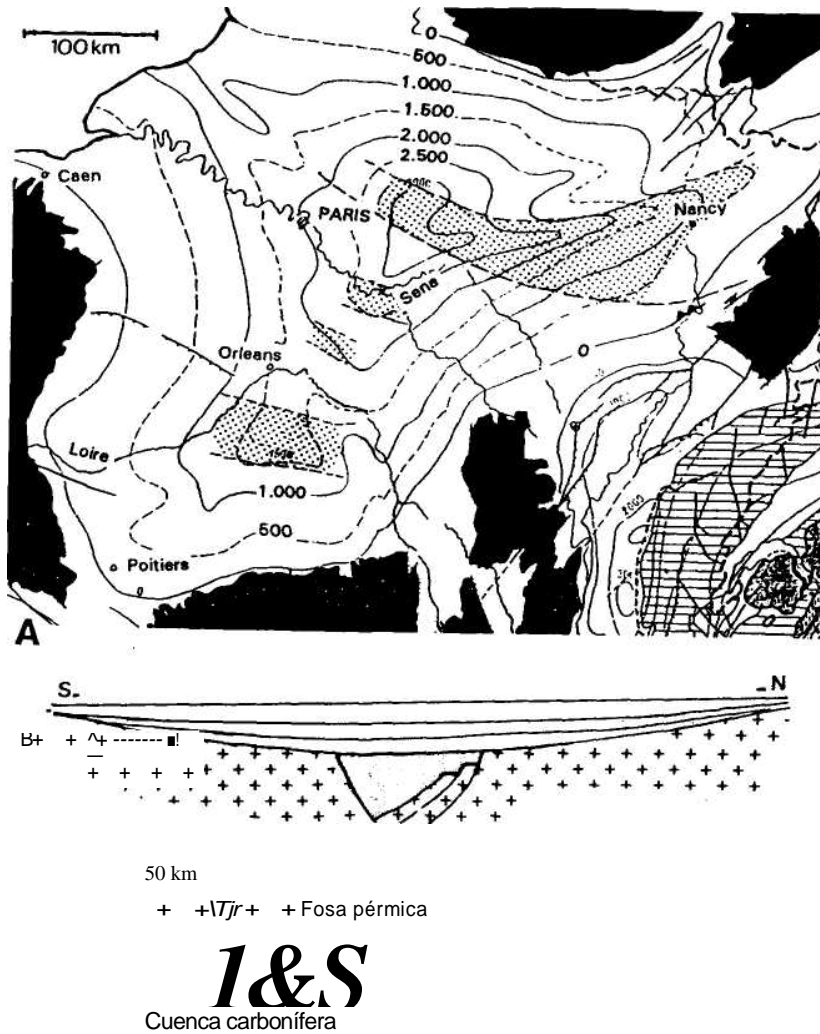
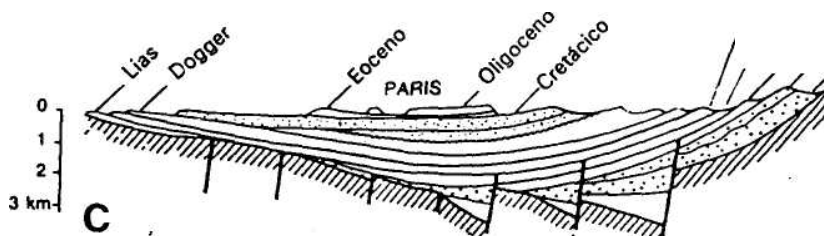


Figura 22.12.- Esquema de la cuenca de París (según Debelmas y Másele, 1989).
 A.- Mapa de isobatas del límite zócalo-cobertera, con indicación (punteado) de las áreas donde se localizan las fosas pérmicas, por debajo de la cobertera triásica-oligocena. En negro se marcan los afloramientos del zócalo (macizos hercínicos) y con rayado horizontal los relieves plegados (Jura y Alpes). B.- Corte idealizado en el que se representa una fosa pérmica y se muestra como los depocentros de los materiales de la cobertera coinciden con la ubicación de la misma. C.- Corte idealizado en el que se muestra la relación entre los materiales pérmicos (que rellenan fosas) y los de la cobertera.



sidencia, la cual a partir del inicio del Cretácico superior es de 20 m/Ma. En la figura 22.13 se representan dos cortes geológicos de esta cuenca del Mar del Norte, elaborados a partir de perfiles sísmicos y sondeos, en los que se pueden diferenciar dos tipos de rellenos. El primero de ellos está formado por los materiales del Triásico y Jurásico, con características análogas a las de otras cuencas del norte de Europa y que presentan una fracturación solidaria con el basamento y que es interpretado, según los autores, como el depósito en un *rift* o en un aulacógeno. El segundo los constituyen los materiales del Cretácico a la actualidad, sin apenas deformación, que son los depositados realmente en la cuenca de borde de cratón.

En estas cuencas de bordes de cratones la tasa de subsidencia media es de 10-20 m/Ma. Los materiales que dominan en el relleno de las mismas son continentales, costeros y marinos someros, de manera que son cuencas que quedan muy afectadas con los cambios del nivel del mar, los cuales se reflejan en cambios bruscos de facies y en interrupciones sedimentarias generalizadas. El estudio

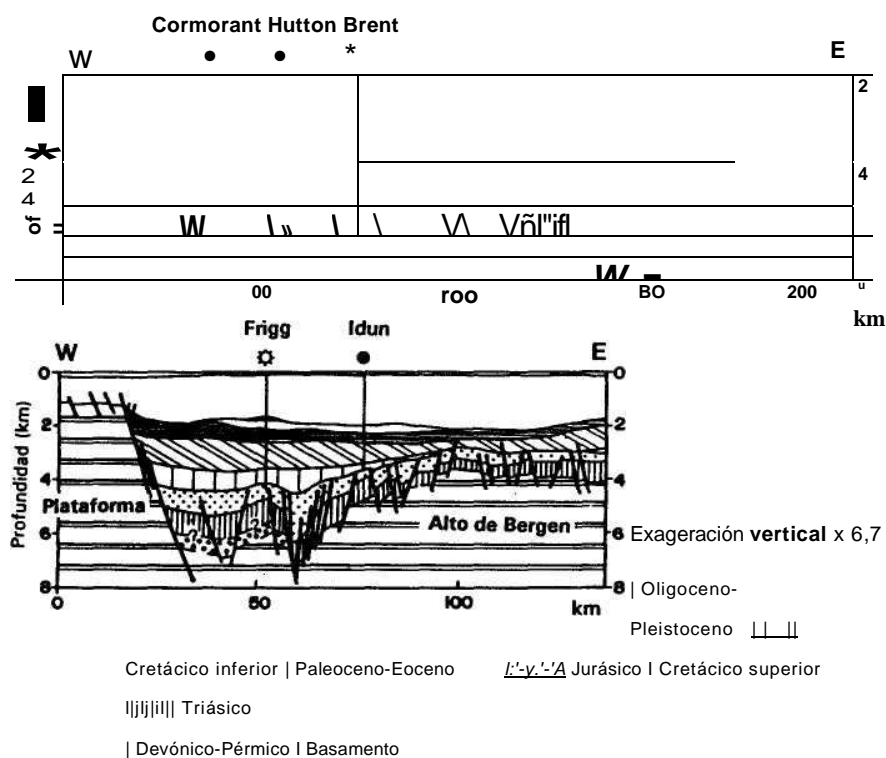


Figura 22.13.- Cortes de la cuenca del Mar del Norte entre Escocia y Noruega, atravesando el Graben Vikingo (según Ziegler, 1980). Se diferencian dos grandes unidades estratigráficas: la primera (Triásico-Cretácico inferior) que corresponde a una etapa de rift previa y la segunda (Cretácico superior hasta la actualidad) que realmente corresponde a la cuenca de borde de cratón, formada por flexura.

de los materiales de este tipo de cuencas ha suministrado una de la mejores informaciones para la elaboración de las curvas de cambios del nivel del mar, sobre las que se trataron en el capítulo anterior.

22.2.2.3.- Aulacógenos o rifts abortados

El término *aulacógeno* fue introducido en la nomenclatura geológica por autores rusos, aunque su uso se generaliza a partir del trabajo de Hoffman *et al.* (1974). El término procede de la palabra griega "aulax" que significa surco. Se denominan aulacógenos a los surcos subsidentes profundos con substrato de corteza continental adelgazada, limitados por fallas y que se relacionan en uno de sus extremos con un margen continental o con una cadena plegada (cadena geosinclinal).

Su relleno sedimentario es semejante al de los bordes de cratones (y plataformas) pero difieren en dos rasgos principales: el primero es que los materiales depositados tienen mayores potencias y el segundo que estos materiales están deformados, mientras que en las cuencas de los bordes de cratones quedan horizontales o subhorizontales.

La génesis de los aulacógenos responde a las fases iniciales del ciclo de Wilson, pero deteniéndose en la etapa inicial del *rift* intracontinental, razón por la que también se les llama "*rifts* abortados". En la figura 22.14, original de Hoffman *et al.* (1974) se presenta un modelo evolutivo de un aulacógeno y su comparación con el desarrollo de un geosinclinal o margen continental que sigue el ciclo de Wilson. La etapa inicial es idéntica en los dos procesos (fig. 22.14A,A') y consiste en la formación de la fosa y el inicio de la sedimentación. La segunda etapa es similar, pero ya se marca una diferencia esencial, puesto que en el margen que va a seguir el ciclo de Wilson se forma corteza oceánica en la parte central del *rift* (fig. 22.14B), formándose un océano estrecho (tipo Mar Rojo) mientras que en el aulacógeno no prosigue el ciclo (fig. 22.14B'). A partir de la etapa siguiente los caminos seguidos son absolutamente diferentes, ya que mientras que en el geosinclinal se sigue el ciclo de Wilson (expansión, subducción y colisión) con importantes movimientos horizontales en el aulacógeno apenas hay cambios y continúa la sedimentación, pasando de la continental inicial a la marina somera con episodios costeros y fluviales.

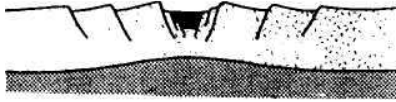
El final de la sedimentación en el aulacógeno y la deformación de los materiales depositados ocurre por una etapa compresiva que cambia la inclinación de las fallas. Las antiguas fallas normales de la etapa expansiva pasan a ser fallas inversas produciéndose un acortamiento de la corteza continental y una adaptación de la cobertera sedimentaria del aulacógeno a dichos movimientos de fallas. El resultado es que se forma un sistema montañoso con pliegues, que son las adaptaciones de la cobertera a las fallas, y con algunas fallas inversas de la cobertera que producen cabalgamientos hacia afuera del aulacógeno.

Margen

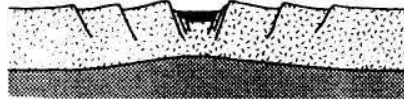
Domo co/i un graben central relleno de sedimentos continentales y rocas volcánicas

Aulacógeno

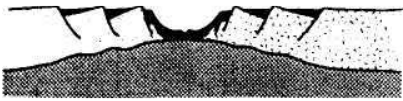
Estadio de graben



Elevación del manto



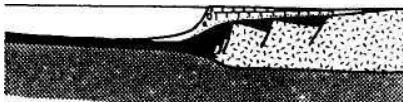
Cuenca oceánica pequeña tipo Mar Rojo



Formación de corteza oceánica

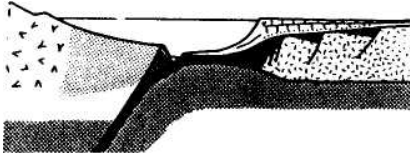


Margen pasivo de hundimiento

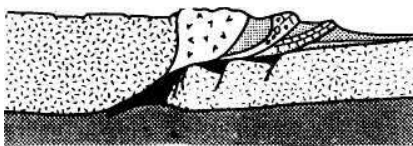


Contracción del manto

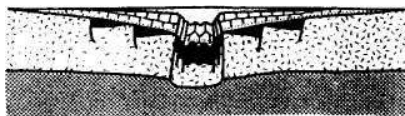
Margen activo



Cadena montañosa



Colisión continental



geosincinal (margen continental que sigue el ciclo de Wilson), según Hoffman *et al.* (1974). Explicación en el texto.

Uno de los ejemplos de aulacógenos más citado en la bibliografía es el aulacógeno de Oklahoma, dentro de la plataforma americana, que hacia el este se une a la cadena plegada de Ouachita. Se individualizó en el Cámbrico inferior, dentro del escudo canadiense y se deformó en el Carbonífero (terminando con ello la sedimentación). Otro ejemplo clásico es la cuenca de Benue, que a partir del

Golfo de Guinea penetra en África hacia el NE (siguiendo el trazado del río Níger), y que se individualizó en el Cretácico inferior, al mismo tiempo que se separó África de Sudamérica. En esta cuenca en la parte suroccidental continúa la sedimentación en la actualidad. Un tercer ejemplo clásico es la cuenca de Athapuscow en Canadá cuya historia y evolución es muy similar al de Oklahoma (Hoffman *et al.*, 1974). En la plataforma rusa se han descrito diversos ejemplos, para los cuales se utilizó en primer lugar el nombre de aulacógeno. Alvaro *et al.* (1977) consideraron que la Cordillera Ibérica podría atribuirse a un aulacógeno individualizado en el Pérmico y que se deformó durante el Terciario.

Algunas cuencas han sido atribuidas a aulacógenos, aunque dicha atribución en algunos casos puede discutirse. Debelmas y Másele (1989) consideran como un aulacógeno a la cuenca de Aquitania a partir del Aptiense. La evolución del Mar del Norte, concretamente en el Graben Vikingo, desde el Pérmico al Cretácico, igualmente ha sido considerada como un aulacógeno por diferentes autores.

22.2.3.- Cuencas en márgenes divergentes

Son las cuencas sedimentarias localizadas en los márgenes continentales de tipo pasivo (o Atlántico) desde su etapa inicial hasta el final de la etapa de madurez del ciclo de Wilson. De acuerdo con este ciclo los pasos de un *graben* a un *rift* intracontinental, posteriormente a un *rift* con corteza oceánica y más adelante a la fase de océano estrecho (tipo Mar Rojo) son siempre transicionales. Por esta razón se incluyen, en primer lugar, unas consideraciones generales sobre la formación y evolución de las cuencas sedimentarias en régimen distensivo, por efecto de la extensión cortical. Estas consideraciones iniciales son también aplicables para la interpretación de la génesis de las cuencas intracratónicas continentales formadas por fracturación (*graben*, *rifts* intracontinentales y aulacógenos).

22.2.3.1.- Génesis de las cuencas formadas por extensión

Uno de los problemas de la génesis de las cuencas sedimentarias que más han llamado la atención de los investigadores, desde la emisión de -la Teoría de la Tectónica Global es el proceso de la extensión cortical en los continentes. La citada teoría explica con una gran claridad la extensión cortical en las dorsales oceánicas, por la sucesiva salida de material magmático del manto que forma nueva corteza oceánica. La teoría admite, también, la extensión cortical en áreas continentales, de manera que los continentes se fragmentan en algunos sectores concretos, como los *rifts* africanos, para constituir futuros nuevos límites de placas. Los mecanismos del inicio de esta extensión cortical en los continentes (en la fase inicial del ciclo de Wilson), su evolución y la explicación de la gran

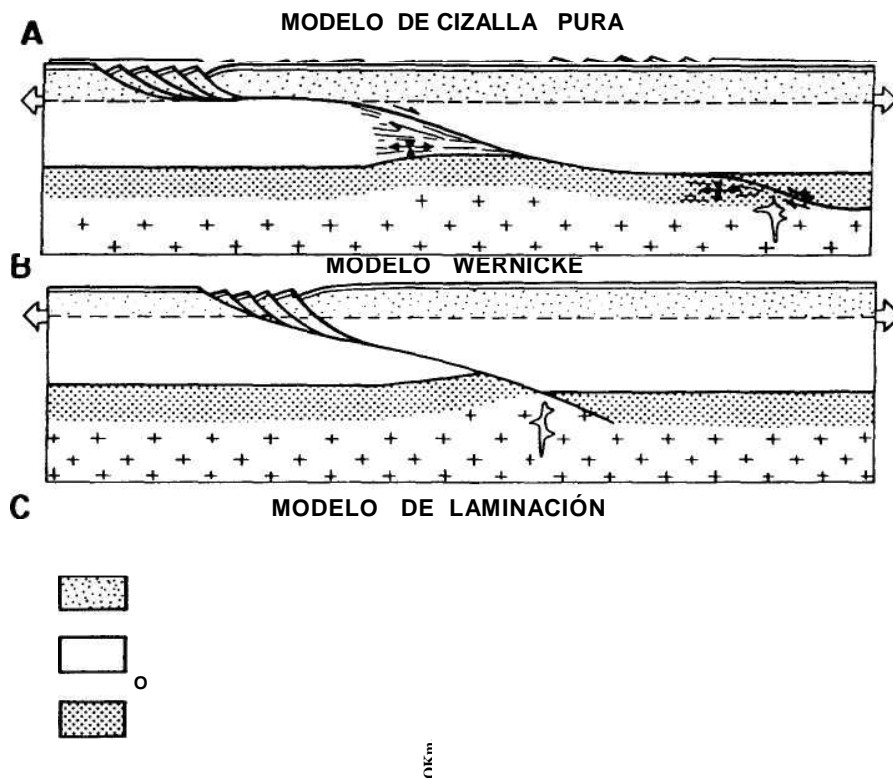
amplitud de dicha extensión son los puntos problemáticos a los que se aludía en la primera frase.

Las primeras propuestas que constituyen los que se pueden llamar modelos clásicos (aunque estén emitidos a partir de 1970) consideran dos causas posibles de la extensión: los puntos calientes y el estiramiento de la corteza por tensión (ver revisión en Arche, 1989c). En ambos casos se produce un adelgazamiento de la corteza y una fracturación, formándose fallas con superficies curvas (cóncavas hacia arriba), fallas lítricas (Bally *et al.*, 1981), que generalmente se hunden hacia el interior de la fosa (fallas sintéticas) aunque algunas presentan hundimiento hacia el lado contrario (fallas antitéticas). Uno de los modelos "clásicos" que mayor aceptación ha tenido es el de extensión litosférica uniforme de McKenzie (1978), que se puede considerar, además, como el precursor de los modelos de extensión asimétrica. El modelo de McKenzie proponía que los bloques subsidentes dentro de un continente se delimitaban por fallas bastante verticalizadas, que afectaban a la corteza y al manto litosférico, que provocaban cambios de densidad litosférica (ver capítulo 3, fig. 3.5).

Los datos de perfiles sísmicos en regiones sometidas a extensión por tensión han demostrado que las fallas no afectan a toda la corteza continental sino que lo hacen exclusivamente a la parte más superficial (de unos 10 km), por lo que se admite que la corteza continental se divide en dos partes una superior rígida y otra inferior dúctil. La corteza rígida se falla (fig. 22.15A) produciéndose una extensión cortical que en superficie se refleja con un *graben* que posteriormente evoluciona a un *rift* en cuya parte central se puede formar corteza oceánica que a su vez puede evolucionar a dos márgenes continentales pasivos simétricos. Este modelo permite explicar extensiones hasta del 25% sobre la longitud original.

Los estudios de detalle de áreas extensivas recientes mediante perfiles sísmicos y las reconstrucciones palinspásticas de antiguas áreas extensivas deformadas concluyen que la extensión real es superior a la que explica el modelo anterior, por lo que se han propuesto otros alternativos. El modelo más atractivo es, sin duda, el modelo de Wernicke o de la cizalla simple, propuesto por dicho autor (Wernicke, 1981, 1985), que permite explicar extensiones de hasta el 100% (fig. 22.15B). Admite este modelo una asimetría desde el primer momento de manera que se produce un accidente (fractura) de 10-30 grados de inclinación, el cual disminuye en profundidad, de manera que todas las fallas lítricas detectadas en superficie se unen en un mismo plano. Una variante del modelo de Wernicke es el conocido como "modelo de laminación" que plantea que la deformación dúctil se concentra en determinadas áreas (fig. 22.15C) y que la formación de fallas se limita a la corteza superior frágil. En este último modelo el plano de falla al que se unen todas las fallas lítricas se dispone horizontal en una anchura de 30-40 km y posteriormente desciende hacia el manto (Bott, 1992).

Para comprender mejor estos modelos que explican la génesis



, 1989c, el cual se basa en diversos autores recientes). A.- Modelo clásico de cizalla pura de extensión uniforme que permite explicar extensiones hasta del 25 % sobre la longitud original. B.- Modelo de Wernicke, propuesto por dicho autor (Wernicke, 1981,1985), que permite explicar extensiones de hasta el 100%. C.- Variante del modelo de Wernicke (modelo de laminación) en el que se plantea que la deformación dúctil se concentra en determinadas áreas (Blott, 1992).

de las cuencas por extensión, resulta interesante ver un gráfico de la evolución temporal. En la figura 22.16 se reproducen cuatro etapas de la evolución de un área en extensión por tensión según el modelo de Wernicke, tomados del trabajo original del mismo autor (Wernicke, 1985). En la secuencia de figuras se admite que la extensión se produce con una tasa de 5 mm/año. En la primera (fig. 22.16A) se representa el segmento de corteza continental sin deformar, pero en el que se marca la posición de la futura cizalla y las

áreas del bloque superior que formarán el futuro complejo central (en inglés: *core-complex*). En la segunda figura (fig. 22.16B) correspondiente a 3 Ma después, ya se ha producido una extensión de 15 km, se ha formado una cuenca inicial en forma de *semigraben* que tiende a rellenarse con sedimentos clásticos gruesos. En el bloque superior se marca la posición de las futuras fallas lístricas. En la tercera figura (fig. 22.16C) correspondiente a 8 Ma después del

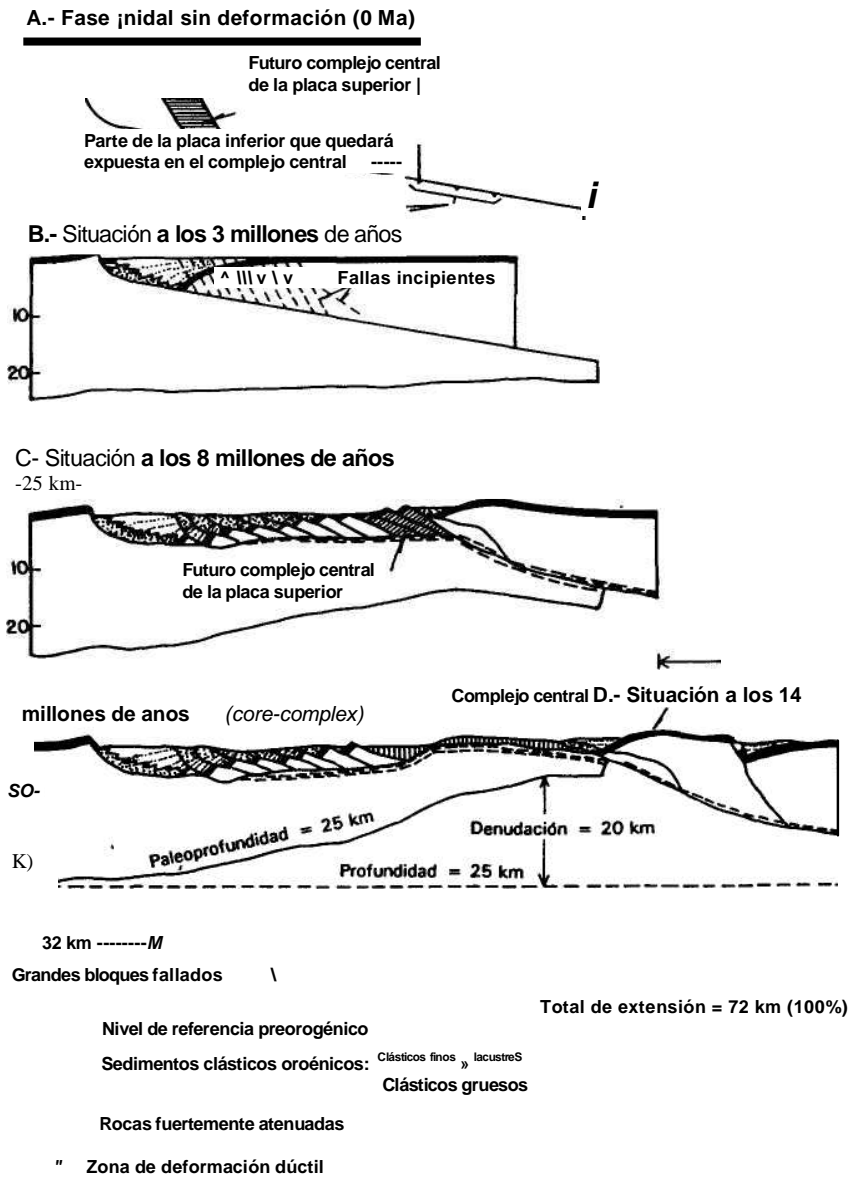


Figura 22.16.- Modelo de Wernicke que explica la extensión por tensión, mediante un sistema de cizalla simple (según Wernicke, 1985). Explicación en el texto.

inicio muestra como la parte más delgada del bloque superior se fractura (fallas lítricas) a la vez que se produce sedimentación clástica. La extensión desde el momento anterior es de 25 km (con lo que se alcanzan los 40 a sumar a los 72 km de la anchura inicial) aunque todavía no es suficiente como para exponer el bloque inferior. La cuarta y última figura (fig. 22.16D) representa la situación a los 14 Ma después del inicio, con una extensión de 32 km con respecto a la inmediatamente anterior, con lo que la extensión acumulada es de 72 km, alcanzándose por tanto el 100% de la anchura inicial. En esta situación el bloque inferior de la cizalla queda expuesto gracias a los reajustes isostáticos, aunque con algunos materiales del bloque superior muy deformados encima, formando el núcleo complejo (*core-complex*). El paso siguiente, no ilustrado, sería la formación de corteza oceánica justamente en el complejo central y la individualización de dos márgenes pasivos, que debido a la expansión oceánica tenderán a separarse.

22.2.3.2.- Cuencas rift

Al tratar de las cuencas cratónicas continentales (apartado 22.2.2.1) se habló de los *rifts continentales*, que se definieron como *graben*, relativamente estrechos, muy alargados en los que se alcanzaban tasas de subsidencia muy altas. En este epígrafe se tratará de los *rifts* en general, o sea, desde los anteriores formados sobre corteza continental hasta aquellos en los que se inicia el proceso de formación de la corteza oceánica. En definitiva, se incluyen aquí las cuencas sedimentarias formadas en la etapa inicial del ciclo de Wilson.

La formación de un *rift*, en muchos casos, corresponde a los episodios iniciales del modelo evolutivo de Wernicke, que se acaba de explicar. Se caracteriza por un rápido hundimiento, acompañado de una sedimentación muy importante. En un análisis de la subsidencia un *rift* corresponde a una región e intervalo de tiempo en el que se alcanzan valores anormalmente altos de la tasa de subsidencia, del orden de los 100 m/Ma. Se trata de subsidencia tectónica, en la fase inicial de la formación de una cuenca, por lo que se le llama subsidencia inicial.

De una cuenca sedimentaria se podrá decir que es un *rift* solamente cuando no haya seguido su evolución posterior, bien porque sea actualmente un *rift* o bien porque haya quedado abortado (caso de los aulacógenos). Por el contrario, cuando la cuenca haya seguido su evolución, se podrá hablar de una etapa de *rift* (o *rifting*) para aludir a un intervalo del desarrollo de la misma. En la historia de un aulacógeno y de un margen continental pasivo se denominan episodios de *rifting* a aquellos episodios iniciales fuertemente subsidentes, que quedan reflejados en el análisis de la tasa de subsidencia tectónica, elaborado a partir del registro sedimentario del relleno de la cuenca.

Al realizar el análisis de la tasa de subsidencia (análisis geohistórico) en cuencas sedimentarias concretas con cierta frecuencia se detectan más de una etapa de incremento de la subsidencia asimila-

bles a fases de *rifting*, con lo que se muestra que el proceso puede ser repetitivo. En otros casos la evolución de las cuencas se adapta más al ciclo de Wilson con una única etapa de *rift* inicial, sin recurrencias, ni repetición de procesos. En las figuras 22.4 y 22.5 se mostraban dos ejemplos de aplicación del método de *backstripping* para el cálculo de evolución temporal de la tasa de subsidencia, correspondiente a un aulacógeno y a un margen continental. En ambos casos se diferencian dos etapas de *rift*, indicando un carácter polifásico en la evolución de la cuenca.

22.2.3.3.- Cuencas tipo Mar Rojo

A partir de un *rift*, cuando el estiramiento es importante y el adelgazamiento es suficiente se empieza a formar una corteza oceánica, con lo que se pasa a la etapa de océano pequeño o de Mar Rojo. Precisamente es el Mar Rojo, junto con el triángulo de Afar y el golfo de Aden, el prototipo de esta etapa de la evolución cortical, razón por la cual ha sido objeto de estudio preferente en volúmenes especiales de revistas (p.ej. *Tectonophysics*, 153, 1-4, 1988).

El Mar Rojo es una gran fisura cortical en la que la corteza oceánica se formó en el Mioceno o Plioceno según los sectores. La apertura del Mar Rojo ocurrió desde el Oligoceno al Mioceno medio (fig. 22.17) como consecuencia de un adelgazamiento cortical asimétrico, asimetría que también se pone de manifiesto en la distribución del vulcanismo terciario. La sismicidad de la región indica claramente que continúa el proceso de extensión cortical.

Las primeras fases de fracturación tuvieron lugar hace 30 Ma, con lo que se inició localmente la sedimentación (*sin-rift*) en el Oligoceno. En el resto del Mar Rojo la sedimentación comenzó en el Mioceno inferior y medio. En todos los casos la sedimentación tuvo lugar sobre una cobertera pre-neógena (*pre-rift*) depositada en condiciones de cuenca intracontinental en una historia previa.

En las etapas iniciales de la sedimentación (Oligoceno-Mioceno inferior) se depositaron materiales continentales, costeros y marinos someros (incluidos los arrecifales). Dominan los sedimentos detríticos rojos, las margas, las calizas algales y arrecifales y son minoritarios las dolomías y las evaporitas. Durante el Mioceno medio y superior se depositó una potente unidad litoestratigráfica de evaporitas y dolomías, que en los bordes septentrionales tiene 1.000 m de espesor mientras que en el centro (parte meridional) llega a los 4.000 m. Las evaporitas se disponen sobre corteza continental adelgazada o sobre corteza oceánica de nueva creación.

Los depósitos del Plioceno-Cuaternario comienzan con arcillas negras y lutitas dolomíticas, para continuar con lodos hemipelágicos entre los que destacan niveles negros, con alto contenido en materia orgánica. La tasa de sedimentación de los materiales post-evaporíticos es de 30-60 m/Ma, muy inferior a la de fase precedente (la evaporítica).

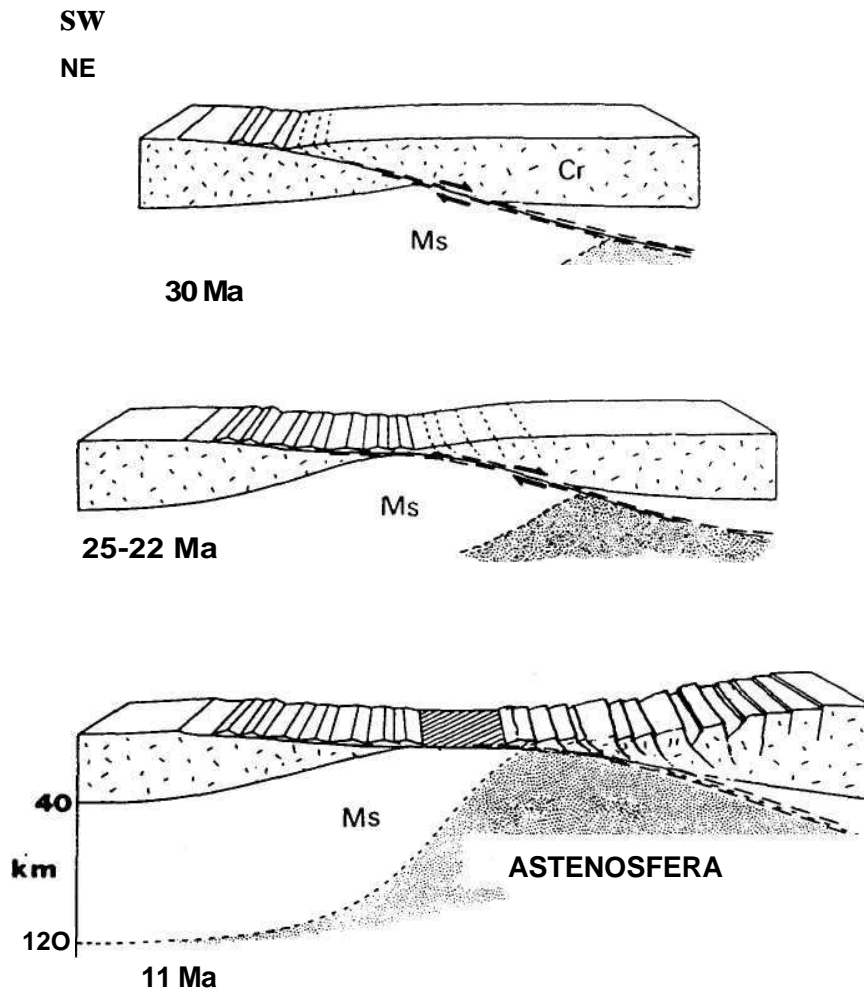


Figura 22.17.- Esquema en el que se muestra la apertura del Mar Rojo entre el Oligoceno y el Mioceno medio (según Debelmas y Másele, 1989). Leyenda: Ms.- Manto superior. Cr.- corteza continental.

22.2.3.4.- Cuencas de márgenes de tipo Atlántico

En el ciclo de Wilson las etapas iniciales, de *rift* y de tipo Mar Rojo, tienen una duración conjunta relativamente corta (unos 20 Ma) mientras que la siguiente, de margen pasivo (o de tipo Atlántico) es mucho más larga (180-200 Ma). Por ello en la actualidad se disponen de múltiples ejemplos de márgenes de tipo Atlántico, sin deformar en la actualidad, como también son frecuentes los antiguos márgenes pasivos que pasaron por esta fase y actualmente están en etapas más avanzadas del ciclo de Wilson.

La abundante información de geología de subsuelo (sísmica y

sondeos) de estos márgenes permite disponer de múltiples ejemplos con un excelente grado de precisión sobre geometría de las unidades, edades de los materiales y relaciones de continuidad/discontinuidad entre las unidades según los sectores del margen. Existen numerosas publicaciones monográficas sobre márgenes continentales (Doley y Pilkey, 1979; Boillot, 1984; Boillot *et al.*, 1984; Berg y Woolverton, 1985; Bally, 1987; Tankard y Balkwill, 1989; Edwards y Santogrossi, 1990) con una amplia información sobre márgenes pasivos de diferente tipo y localidad. En una monografía sobre el Atlántico (Emery y Uchupi, 1984) se incluye una valiosa información sobre márgenes de muy diversas localizaciones de las costas atlánticas tanto europeas, africanas como americanas. Por otra parte, en el capítulo anterior ya se decía que a partir de la información obtenida en los márgenes continentales pasivos se elaboran las curvas de cambios relativos del nivel del mar y las curvas eustáticas.

El exceso de información y la diversidad de morfologías, de estructuras y de geometrías de unidades estratigráficas obliga a establecer unas pautas comunes a todos ellos y, después, diferenciar algunos tipos de acuerdo con algunos rasgos de segundo orden.

Los rasgos comunes que caracterizan a todos los márgenes continentales pasivos, en su fase de tipo Atlántico, son los siguientes:

a.- Individualización de dos grandes dominios paleogeográficos, uno de plataforma continental adyacente al continente con sustrato de corteza continental y otro de sedimentación pelágica en las partes más alejadas y profundas, cuyo sustrato es una parte de corteza continental y la otra de corteza oceánica.

b.- Formación de unidades litoestratigráficas progradantes en el primero de los dominios paleogeográficos diferenciados.

c.- Inicio de la sedimentación de turbiditas (y facies asociadas), que se intercalan entre materiales hemipelágicos, en el segundo de los dominios paleogeográficos antes citados.

d.- Instauración de un régimen de corrientes oceánicas que entre otras consecuencias trae consigo el depósito de contornitas.

e.- Depósito de un prisma sedimentario con un gran espesor que se acuña hacia el continente y reduce fuertemente su espesor hacia el océano.

La diversidad de tipos de márgenes pasivos permite a su vez establecer algunas clasificaciones y tomar algunos tipos de referencia. Un primer rasgo diferencial de los márgenes de tipo Atlántico es el espesor de sedimentos que se han depositado en ellos. Boillot (1984) establece una clasificación en dos tipos: los *nutridos* con potencias en la plataforma de 5-12 km y en el glacis de 3-6 km y los *desnutridos* con potencias de 2-4 km en la plataforma y unos 4 km en el glacis. El citado autor (Boillot, 1984) considera que la mayoría de los márgenes europeos del Atlántico son desnutridos, mientras que los márgenes de las costas americanas son generalmente nutridos con

espesores y, por tanto, volúmenes muy considerables de sedimentos. Un segundo rasgo diferencial es la morfología y naturaleza de las unidades litoestratigráficas que constituyen el relleno del margen. Kingston *et al.* (1983) establecieron una clasificación en cuatro tipos básicos, aunque ellos mismos plantearon que muchos márgenes continentales reales presentaban rasgos mixtos de dos o más de los tipos. El primer tipo, basado en ejemplos de suroeste de África, es el de los márgenes continentales clásticos normales (fig. 22.18A), en los que se forman importantes volúmenes de materiales detríticos progradantes. El segundo tipo, basado en ejemplos de Senegal, es el de los márgenes continentales con un banco carbonatado (fig. 22.18B), en los que entre los sedimentos pelágicos y los del banco carbonatado hay una superficie erosiva correspondiente a un antiguo escarpe. El tercer tipo, basado en el margen que contiene el Delta del Níger, es el de los márgenes continentales en los que se instala un gran delta, los cuales presentan rasgos de tectónica gravitacional sin-sedimentaria (fig. 22.18C). El cuarto y último tipo es el de los márgenes continentales con desarrollo de la tectónica salina (diapirismo) y está basado en los ejemplos de Gabón (fig. 22.18D).

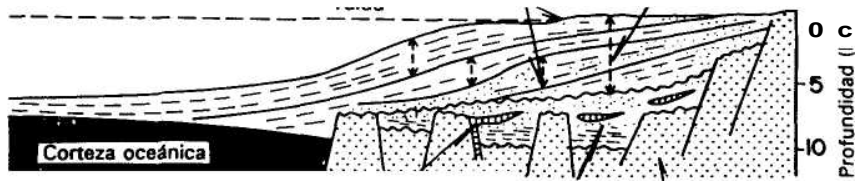
En todos los casos anteriores, en la interpretación de los perfiles sísmicos de los márgenes se diferencia, dentro del relleno sedimentario, los depósitos *sin-rift* y los *post-rift*, separados por una superficie de discontinuidad muy neta. Esta nomenclatura necesita un comentario, para evitar confusiones ya que el término *rift* se utiliza con una acepción algo especial. Con el término *sin-rift* se denominan a los depósitos previos a la instauración de un océano amplio en el margen continental, por lo que incluyen a los de la fase de *rift* propiamente dicha y la fase de tipo Mar Rojo. Con el término *post-rift* se denominan a los depósitos de la fase de tipo Atlántico.

La diferenciación entre ambos se realiza por: 1.- Cambio brusco de la tasa de subsidencia que es muy elevada en los depósitos *sin-rift* (del orden de 100 m/Ma) y mucho más reducida en los *post-rift* (10-40 m/Ma). 2.- Cambio de la naturaleza de los materiales, ya que son continentales, costeros y marinos someros en los *sin-rift* mientras que en los *post-rift* hay una amplia representación de sedimentos hemipelágicos, debido al inicio de la etapa de expansión. 3.- Existencia de una discontinuidad estratigráfica que separa los materiales de la plataforma de los hemipelágicos suprayacentes.

En el análisis de antiguos márgenes continentales actualmente deformados (cadenas geosinclinales) la diferenciación de los materiales *sin-rift* y *post-rift* se basa en la determinación de la edad de los materiales pelágicos más antiguos que cubran amplias extensiones y que se dispongan sobre los materiales marinos someros y/o continentales (sedimentos *sin-rift*). Así, por ejemplo, en la Cordillera Bética (sur de España) como en otras cordilleras alpinas mediterráneas (Alpes, Apeninos, Cárpatos, etc.) los sedimentos *sin-rift* son los del Triásico y una parte del Jurásico inferior, mientras que los depósitos de *post-rift* se iniciaron durante el Jurásico inferior.

A.- Margen con depósitos clásticos

Migración del depocentro



Continental rise

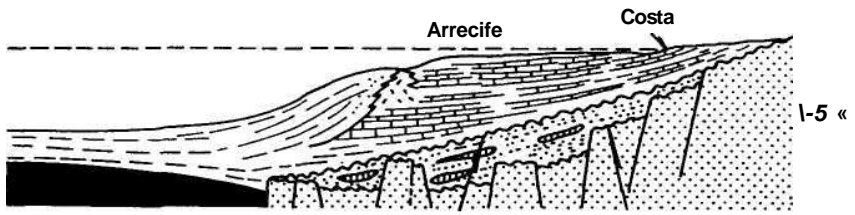
T=,l.,H
Rocas volcánicas

Costa ^

Depósitos post-rift

B.- Margen con rampa carbonatada

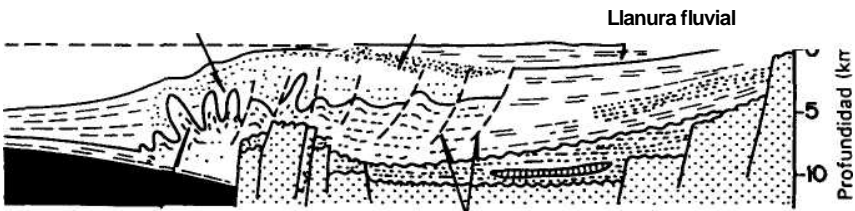
Sedimentos sin rift
Corteza continental



Arrecife

Costa

Erosión pre-rift



Llanura fluvial

Fallas de crecimiento

C- Margen con un gran delta

progradante

1-0É

Costa Frente del delta

v

Diapiros de lodo

D.- Margen con tectónica salina

sal

costa

10

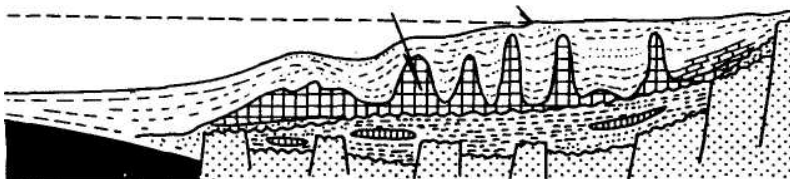


Figura 22.18.- Ejemplos de los cuatro principales tipos de márgenes pasivos o divergentes (o de tipo Atlántico), tomados de Kingston *et al.* (1983). A.- Margen continental clástico normal basado en ejemplos de suroeste de África. B.- Margen continental con desarrollo de un banco carbonatado, basado en ejemplos de Senegal. C.- Margen continental con un gran delta y con rasgos de tectónica gravitacional, basado en el Delta del Níger. D.- Margen continental con desarrollo de la tectónica salina basado en los ejemplos de Gabón. uando en la interpretación de un vial al *rift*, por tanto, formados en un dominio tectoestratigráfico diferente al propio margen.

22.2.3.5.- Márgenes continentales de tipo alpino

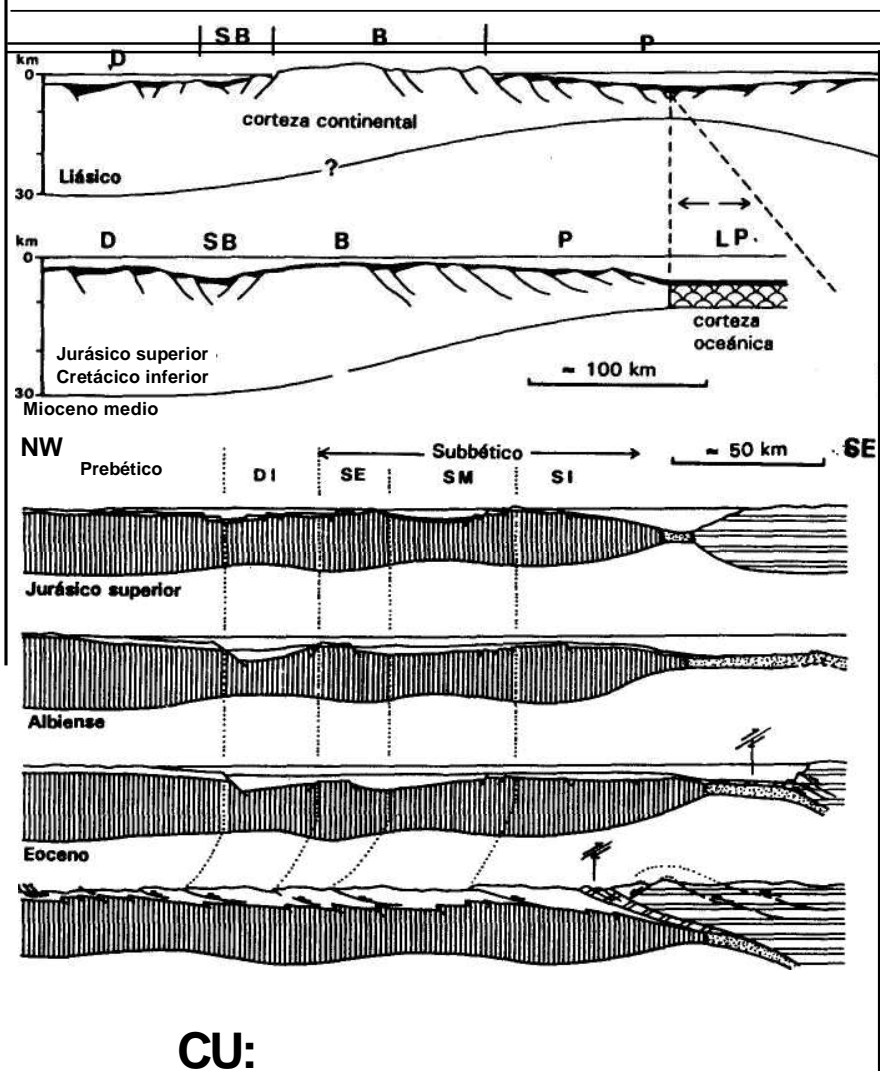
Las reconstrucciones palinspásticas de los márgenes de diferentes cordilleras alpinas, para el Jurásico y Cretácico inferior, permiten definir un tipo especial de margen pasivo, que aquí se va a denominar de "tipo alpino".

Este tipo de margen se establece a partir de las reconstrucciones palinspásticas del margen continental europeo de los Alpes y del margen ibérico de la Cordillera Bética (fig. 22.19) y no tienen unos equivalentes claros en márgenes continentales pasivos aún sin deformar. Algunos presentan rasgos comunes como el margen de Terranova en el cual se tienen fallas sintéticas y antitéticas que afectan a los materiales del Jurásico y Cretácico inferior, que producen cambios muy notables de espesor de los materiales de dicho intervalo de tiempo (o de parte del mismo) entre los bloques elevados y los hundidos (Enachescu, 1987).

El rasgo más característico de este tipo de margen es que entre el área de corteza continental sin adelgazar y la de corteza oceánica se interpone una banda, de algunos centenares de kilómetros de anchura, con corteza continental adelgazada y fallada. Durante un intervalo de tiempo prolongado estas fallas siguen actuando delimitando dentro del dominio pelágico de la cuenca sectores muy subsidentes (surcos) y otros sectores menos subsidentes (umbrales). El juego de estas fallas (sintéticas y antitéticas) lleva a que en algunos puntos puedan producirse incluso emersiones temporales (Vera, 1988) y episodios de karstificación sobre materiales pelágicos (Vera *et al.*, 1988).

Las características sedimentarias de estos surcos y umbrales pelágicos son muy interesantes y ya fueron puestas de manifiesto por Bernoulli y Jenkyns (1974) de una manera general para estos tipos de márgenes. Para el caso concreto del margen ibérico de la Cordillera Bética han sido analizadas por García-Hernández *et al.* (1988) y Vera (1988, 1989c). Existe una diferencia neta entre los materiales depositados en los surcos y en los umbrales, ya que en los surcos se depositaron ritmitas de calizas-margas, calizas con sílex, turbiditas carbonatadas (Ruiz-Ortiz, 1983) y facies radiolaríticas (Ruiz-Ortiz *et al.*, 1983), mientras que en los umbrales lo hicieron calizas nodulosas (incluidas las facies Ammonitico Rosso), costras de óxidos de hierro y/o manganeso, calcarenitas, calizas pelágicas y estromatolitos pelágicos fosfatados (Martín-Algarra y Vera, 1993). La tasa de sedimentación en los surcos, para intervalos de varias decenas de millones de años, fue del orden de 10-20 veces superior a la de los umbrales.

El comportamiento peculiar del margen, con individualización de surcos y umbrales en el dominio pelágico, tiene gran duración. En los dos casos referidos, Alpes septentrionales y margen ibérico



CU:

Figura 22.19.- Margen continental pasivo de tipo alpino. Parte superior: Esquemas de evolución del margen continental europeo de los Alpes según Debelmas y Másele (1989) para el Jurásico inferior (Lias) y para el Jurásico superior-Cretácico inferior (Js-Ci). Leyenda de dominios paleogeografía»: D.- dauphinois. SB.- subbrianconnais. B.- brianconnais. P.- piémontais. L.P.- liguro-piémontais. Parte inferior: Esquemas en los que se muestra la evolución del margen SW de la placa ibérica (margen de las Zonas Externas de la Cordillera Bética) desde el Jurásico superior al Mioceno medio (según Vera, 1988). Al margen pasivo de tipo alpino corresponden a los dos primeros esquemas. Leyenda: 1.- Zócalo hercínico (corteza continental). 2.- Cobertura sedimentaria (Triásico-Mioceno inferior). 3.- Corteza continental muy adelgazada y corteza oceánica. 4.- Depósitos de turbiditas (unidades del flysch). 5.- Zonas Internas (materiales alóctonos). 6.- Accidentes importantes (fallas con salto en dirección). Leyenda de siglas de dominios paleogeográficos: D.I.- Dominio intermedio. S.E.- Subbético externo. S.M.- Subbético medio. S.I.- Subbético interno.

de la Cordillera Bética, se inició al terminar la fase de *rifting* (durante el Lías) y se prolongó durante el resto del Lías, el Dogger, el Malm y el Cretácico inferior, o sea, casi 100 Ma, lo que es igual, a la mitad del tiempo del propio margen pasivo. En el resto del tiempo la sedimentación del margen es más uniforme y semejante a los modelos convencionales.

Las grandes unidades tectónicas alpinas, que constituyen actualmente mantos de corrimiento, corresponden a las coberteras sedimentarias depositadas en los bloques hundidos (surcos) y elevados (umbrales) separados por las fallas sintéticas y antitéticas. Muchos autores han interpretado que las fallas normales pudieron actuar, durante la compresión, como fallas inversas y ser la raíz de los mantos. En algunas ocasiones hay límites tectónicos no coincidentes con estas fracturas con lo que se forman unidades tectónicas con características estratigráficas similares (fragmentos de un dominio paleogeográfico único). En otras ocasiones una misma unidad tectónica contiene materiales de dos áreas adyacentes con rasgos estratigráficos diferentes. Por ello conviene separar dos conceptos: el de *dominio paleogeográfico* y el de *unidad geológica*. El primero se refiere a los sectores delimitados en la cuenca por sus rasgos estratigráficos (facies de surco o facies de umbral), los segundos se refieren a las unidades separadas entre sí por accidentes tectónicos de gran envergadura (límite de mantos, fallas inversas, etc.).

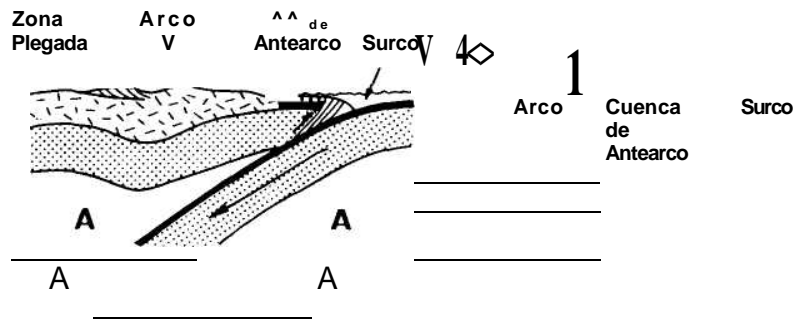
Una explicación a este tipo de margen se puede encontrar en el hecho de que se trate de márgenes generalmente desnitrados, en los que la sedimentación no llega a nivelar las irregularidades del fondo producidas por la actuación de las fallas. Cuando pierden actividad las fallas las irregularidades quedan cubiertas por la sedimentación pasando a tener, este tipo de márgenes, una morfología semejante a los otros de tipo Atlántico.

22.2.4.- Cuencas en márgenes convergentes

El paso de un margen pasivo a un margen convergente se inicia debido a un proceso de envejecimiento de la litosfera, un enfriamiento y aumento de densidad de la misma y un desacoplamiento en el límite océano-continente (ver detalles en: Boillot, 1984; Keary y Vine, 1990).

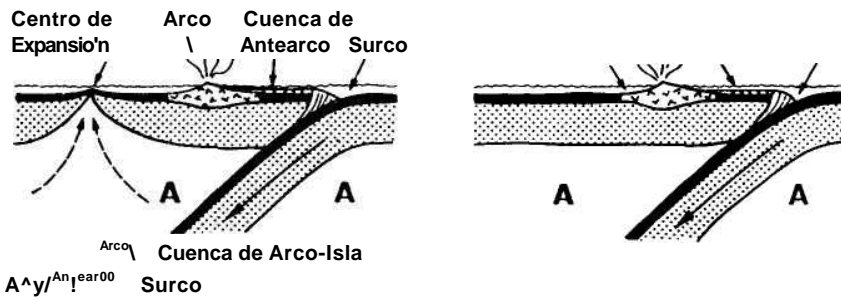
En esta transformación a un margen activo (convergente) empiezan a producirse notables modificaciones en el antiguo margen, en especial en las proximidades de la fosa y sobre la vertical de la zona de subducción. Cuando la zona de subducción se localiza en el antiguo límite de corteza continental-corteza oceánica adyacentes se individualizan, desde el océano al continente, los siguientes dominios: fosa, complejo de acreción, cuenca de ante-arco, arco volcánico, cuencas intraarco, cadena montañosa y cuenca retroarco (fig. 22.7B). De estos elementos la cadena montañosa está presente solamente en los márgenes "contraídos" y ausente en los no contraídos (fig. 22.20).

SISTEMAS ARCO-SURCO DE MARGEN CONTINENTAL



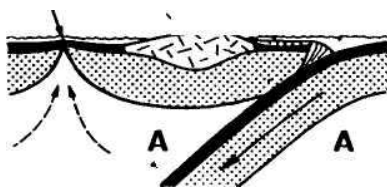
"CONTRAÍDO"
O CONTRAÍDO

SISTEMAS ARCO-SURCO INTRAOCEANICOS



"EMIGRANTE" Arco

Centro de Expansión 1 Cuenca de Antearco Surco



Subducción

Arco- Isla

"ESTACIONARIO" POLARIDAD DEL ARCO-ISLA
Subducción/"Invertida"

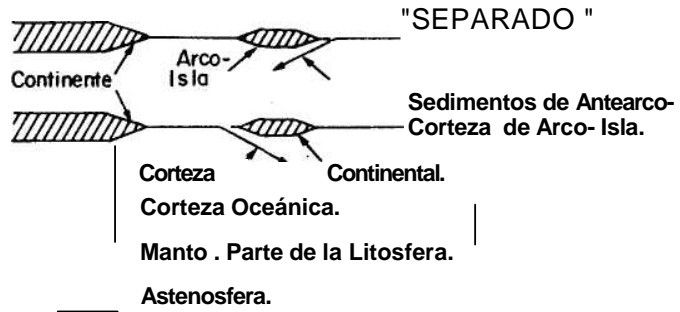


Figura 22.20.- Cuencas de ante-arco (*forearc basins*) y su posición con respecto a los distintos tipos de zonas de subducción (según Dickinson y Seely, 1979, redibujado por Arene, 1989c). Explicación en el texto.

En el caso de zona de subducción intraoceánicas, en las que la corteza oceánica enfriada se hunde bajo áreas de corteza oceánica se delimitan: fosa, complejo de acreción, cuenca de antearco, arco volcánico y dos cuencas intraarco, una activa con expansión y otra inactiva (también llamada *back-arc*) que alcanza hasta el continente (fig. 22.7A). Dentro de los sistemas arco-surco intraoceánicos se diferencian tres tipos: emigrante, estacionario y separado (fig. 22.20).

El arco volcánico, equivalente al antiguo geoanticlinal o "arruga eugeoanticlinal" (sensu Boillot, 1984), es el elemento más notable en todos los márgenes convergentes y el que condiciona la modificación de la cuenca sedimentaria previa. En el caso de márgenes convergentes adyacentes a un continente (fig. 22.7B) el arco volcánico (arco continental) está constituido por corteza continental engrosada y elevada debido a los efectos del metamorfismo y magmatismo ligado a la subducción. En el caso de zonas de subducción intraoceánicas (fig. 22.7A) el arco (arco insular) está inicialmente constituido por corteza oceánica pero con la sucesiva entrada de material ígneo se transforma en una corteza de carácter intermedio. En ambos casos el arco es un relieve elevado en el que no hay sedimentación y en el que se inicia un proceso de erosión, constituyendo una nueva área fuente que hasta el momento no existía.

La fosa es la expresión morfológica en el fondo marino de la zona de subducción, en ellas se pueden alcanzar profundidades cercanas a los 11 km. La parte más profunda es horizontal debido a la sedimentación (material hemipelágicos y turbiditas) que se depositan en ella.

El prisma de acreción o complejo de acreción es un apilamiento de escamas aplanadas, separadas por contactos anormales con una curvatura con la convexidad hacia el arco. Los materiales que la constituyen son los eupelágicos llevados sobre la corteza oceánica que se hunde en la fosa y los depositados en la propia fosa.

La cuenca antearco (en inglés: *forearc basin*) es la que se forma sobre el prisma de acreción y que se dispone entre el arco y la fosa (fig. 22.7 y 22.20). Se les conoce también con el nombre de "cuenca frontales" (Boillot, 1984). Su estructura interna es muy simple, ya que mientras tiene lugar el depósito en ella apenas hay deformación. Dickinson y Seely (1979) diferenciaron varios tipos de cuencas de antearco y su relación con el prisma de acreción (fig. 22.21). El primero son cuencas profundas y poco subsidentes (fig. 22.21 A) con escasa sedimentación. El segundo son las cuencas, con aguas profundas, localizadas entre el arco y la parte emergida del prisma de acreción y con escaso relleno. El tercero, semejante al anterior, tiene un mayor relleno sedimentario (fig. 22.21C). El cuarto tipo se caracteriza por la ausencia de una verdadera cuenca de antearco y el escaso desarrollo del prisma de acreción, aunque hay pequeñas cuencas locales en el arco (fig. 22.21D). El quinto es el de cuencas que se localizan entre el arco y un prisma de acreción ampliamente emergido (fig. 22.21E). En todos los casos la sedimentación de estas cuencas es fundamentalmente de materiales terrígenos (en las

Arco volcánico

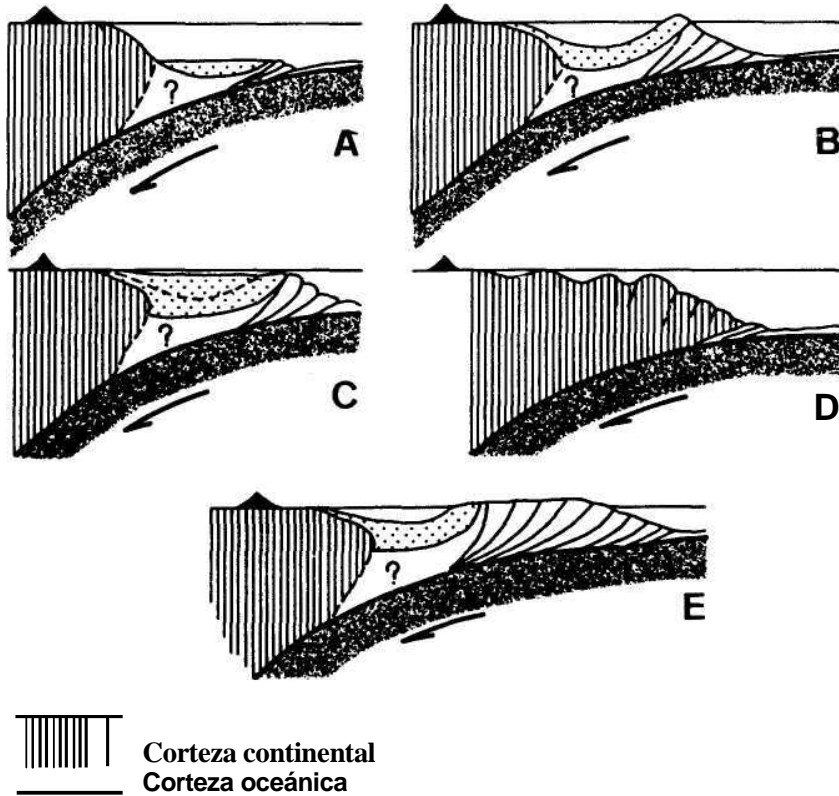


Figura 22.21.- Diferentes tipos de cuencas de antearco (o frontales del arco volcánico) y su relación con el prisma de acreción. Redibujado a partir de Debelmas y Másle (1989), quienes se basan en Dickinson y Seely (1979). A.-Cuenca profunda y poco subsidente (ejemplo basado en un perfil sísmico del arco de las Aleutianas occidentales). B.- Constituyen "arcos sedimentarios" que llegan a la superficie que se disponen entre una parte emergida del prisma de acreción y el arco volcánico (ejemplo basado en un perfil sísmico de la cuenca localizada entre Sumatra y las Islas Mentawai, entre Barbados y San Vicente en las Pequeñas antillas). C.- Arco sedimentario llegando a la superficie y prácticamente lleno de sedimentos, dando un aspecto similar a una plataforma continental (ejemplo basado en el *plateau* submarino a lo largo de Guatemala y Nicaragua). D.- Plataforma continental sin cuenca frontal y escaso desarrollo del prisma de acreción (ejemplo basado en las costas de Perú). E.- Arco sedimentario ampliamente emergido con una cuenca de ante-arco poco profunda (ejemplo basado en la Bahía de Cook, Alaska).

partes más profundas turbiditas) alimentados desde el arco volcánico. Los materiales apenas deformados estarán claramente discordantes sobre los infrayacentes.

Las cuencas intraarco se localizan dentro del propio arco y en el caso de márgenes adyacentes a continentes (fig. 22.7B) son de tamaño pequeño y están limitadas por fallas. Por el contrario en las zonas de subducción intraoceánicas tienen un gran desarrollo, dife-

renciándose dos tipos: las activas (con un centro de expansión oceánica) y las inactivas (fig. 22.7A). En las cuencas intraarco la sedimentación es esencialmente piroclástica y detrítica.

La cadena montañosa, en esta fase de la evolución de un margen, solamente se forma en los denominados márgenes convergentes contraídos (figs. 22.7B y 22.20). Se origina debido a los empujes laterales del arco que provocan cabalgamientos y pliegues vergentes hacia el continente en la cobertera sedimentaria del fragmento del margen que queda entre el continente y el arco, en la parte más cercana del arco.

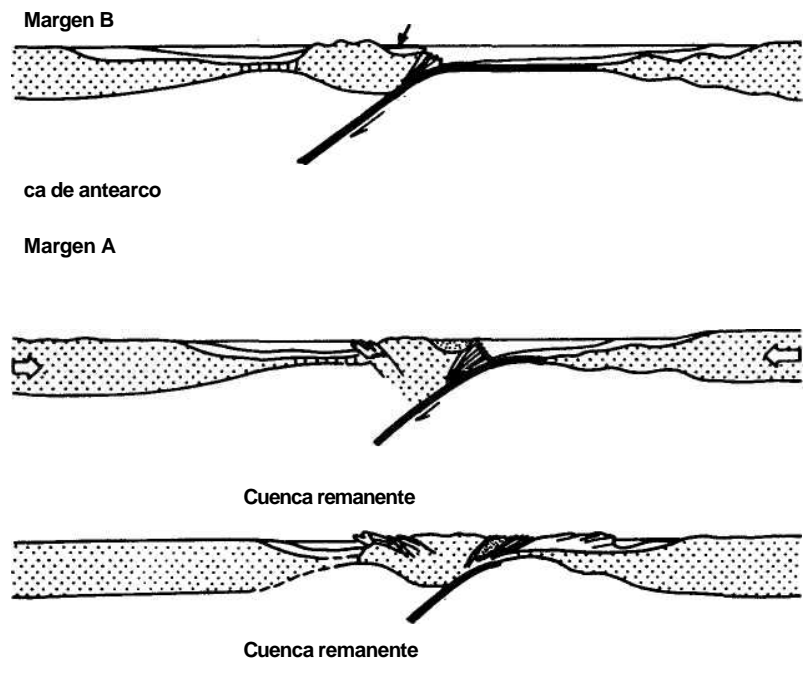
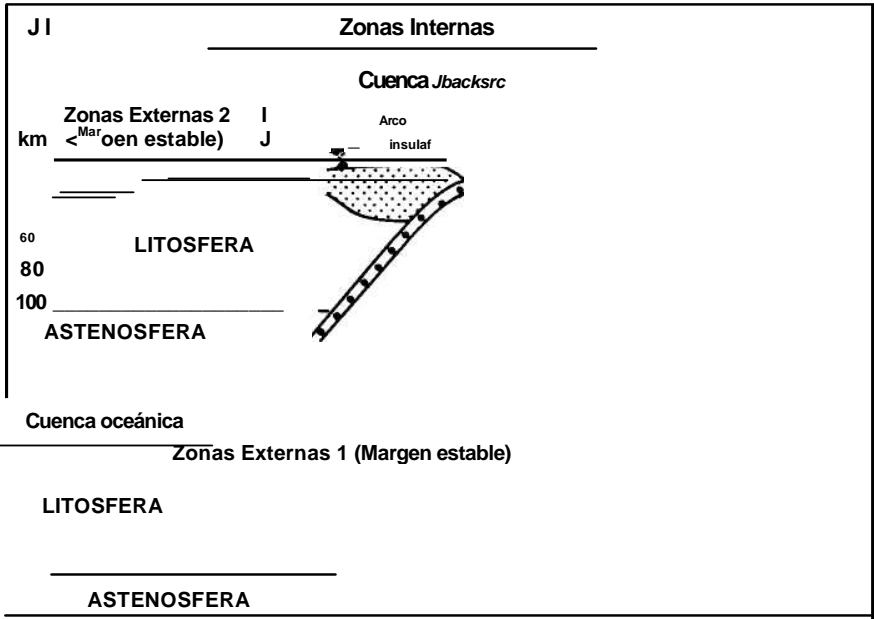
La cuenca retroarco (*retroarc basin*) es la que queda entre el continente y el arco, o sea, entre el antepaís y el geoanticlinal. Es la precursora de la cuenca remanente o residual que será definida en el apartado siguiente y es realmente la parte que queda de la cuenca del margen pasivo originario sin haber sufrido ninguna deformación. La sedimentación es marina somera en los sectores adyacentes al continente y pelágica con importantes intercalaciones de turbiditas en el resto, con la diferencia (con respecto a la fase anterior) que en las turbiditas terrígenas se tiene una doble procedencia: del continente (antepaís) y del nuevo relieve formado (arco continental).

El término *flysch* ha sido utilizado con mucha frecuencia para denominar a los depósitos esencialmente turbidíticos formados en las etapas anteriores a la deformación de una cadena montañosa (cadena geosinclinal). De acuerdo con lo descrito anteriormente los depósitos de flysch serían los más recientes de las cuencas de antearco y de la cuenca de retroarco, en ambos casos alimentados desde los nuevos relieves (arco volcánico).

Las cuencas intraarco, la activa con expansión y la inactiva (también llamada *back-arc*) se desarrollan sobre corteza oceánica (en el primer caso) y sobre corteza oceánica y/o corteza continental adelgazada (en el otro). La sedimentación en ellas es de rocas sedimentarias pelágicas, con intercalaciones turbidíticas y de rocas piroclásticas. Se asimilan a cuencas *back-arc* (término inglés de difícil traducción, a veces erróneamente traducido por retroarco, ya que este equivale a *retroarc*) a las que quedan entre el continente y el arco, en el sentido contrario al del desplazamiento (fig. 22.22A).

22.2.5.- Cuencas formadas en relación con la colisión

La última fase del ciclo de Wilson es la colisión continental que provoca el final de la sedimentación generalizada en el margen. Para entender mejor el proceso y las cuencas que se forman se va a considerar un margen estable que se va acercando a un margen activo como consecuencia de la subducción (fig. 22.2G) hasta producirse la colisión intracontinental. Después se tratarán sobre las variantes del mismo según el diferente emplazamiento de las zonas de subducción.



Cuenca de antepaís



ZONAS INTERNAS

Figura 22.22. Transformación de dos márgenes continentales en una cordillera intracontinental tras la subducción y colisión. A.- Gráfico en el que se expresa la equivalencia entre la nomenclatura usual en las cordilleras de plegamientos (Zonas Internas y Zonas Externas) y las distintas posiciones de ambos márgenes (según Boillot, 1984). B.- Esquema idealizado de la evolución desde la posición anterior hasta la formación de la cordillera por efecto de la colisión.

En la figura 22.22A se presenta una figura de Boillot (1984) en la que se muestra un esquema de un margen que se acerca a otro por efecto de una subducción. En ella se indica la equivalencia entre los términos usuales en la nomenclatura de estudio de cordilleras plegadas (Zonas Internas o Intérnides y Zonas Externas o Extérnides) con las distintas áreas diferenciables en los dos márgenes que pueden llegar a colisionar. Las Zonas Externas son las regiones de ambos márgenes más alejadas de la zona de subducción y en las que al producirse la colisión los materiales depositados en el margen desde el inicio de la etapa de *rift* (cobertera sedimentaria) se despegan del zócalo (materiales de corteza continental anteriores a la formación del margen). Por el contrario las Zonas Internas serán los materiales del arco insular y de las áreas oceánicas adyacentes, en los que la intensa deformación (incluido magmatismo y metamorfismo) no permiten diferenciar zócalo y cobertera.

En la figura 22.22B se muestra, en cuatro dibujos, la evolución de dos márgenes desde la etapa de subducción hasta la colisión. Se parte de una posición semejante a la de la figura anterior, con la única diferencia de que aquí se exagera la escala vertical para poder representar los sedimentos depositados en los márgenes (fig. 22.22B-1). La figura siguiente (fig. 22.22B-2) representa la posición en una etapa más avanzada de la subducción en la que en sectores adyacentes al arco insular se forma una cadena de montañas vergente en sentido opuesto al arco. En la figura siguiente (fig. 22.22B-3) se muestra la posición durante la colisión en la que se están formando las cadenas montañosas creciendo desde el arco (Zonas Internas) hacia los márgenes y reduciendo la extensión de las cuencas originarias de ambos márgenes, formándose las *cuencas remanentes*. Finalmente en la figura 22.22B-4 se representa la posición tras la colisión en la que ya se ha formado la cadena de montañas y en la que la sedimentación queda reducida a las cuencas localizadas entre dicha cadena y los antiguos continentes (cuencas de antepaís o *foreland basins*). En este esquema final las Zonas Internas son los materiales intensamente deformados, procedentes del antiguo arco insular, del prisma de acreción, de la cuenca de antearco y de las cuencas oceánicas o semioceánicas adyacentes al arco. Estos materiales se desplazan en la horizontal distancias grandes

(cientos o miles de kilómetros) antes de colisionar con los márgenes. En la nomenclatura inglesa a estos materiales alóctonos que se desplazan ampliamente en la horizontal se les denomina *terrone*s, término de difícil traducción al español. Dos tipos principales de cuencas ligados a la colisión pueden destacarse de la descripción anterior (*cuencas remanentes* y *cuencas de antepaís*).

Cuencas remanentes

El paso de una cuenca remanente a una cuenca de antepaís se ilustra en los cuatro gráficos de la figura 22.23 (original de Einsele, 1992). Se llama cuenca remanente a la cuenca que se extiende desde el continente hasta el frente activo formado por los nuevos relieves emergidos que se desplaza hacia el continente y que tiene una parte

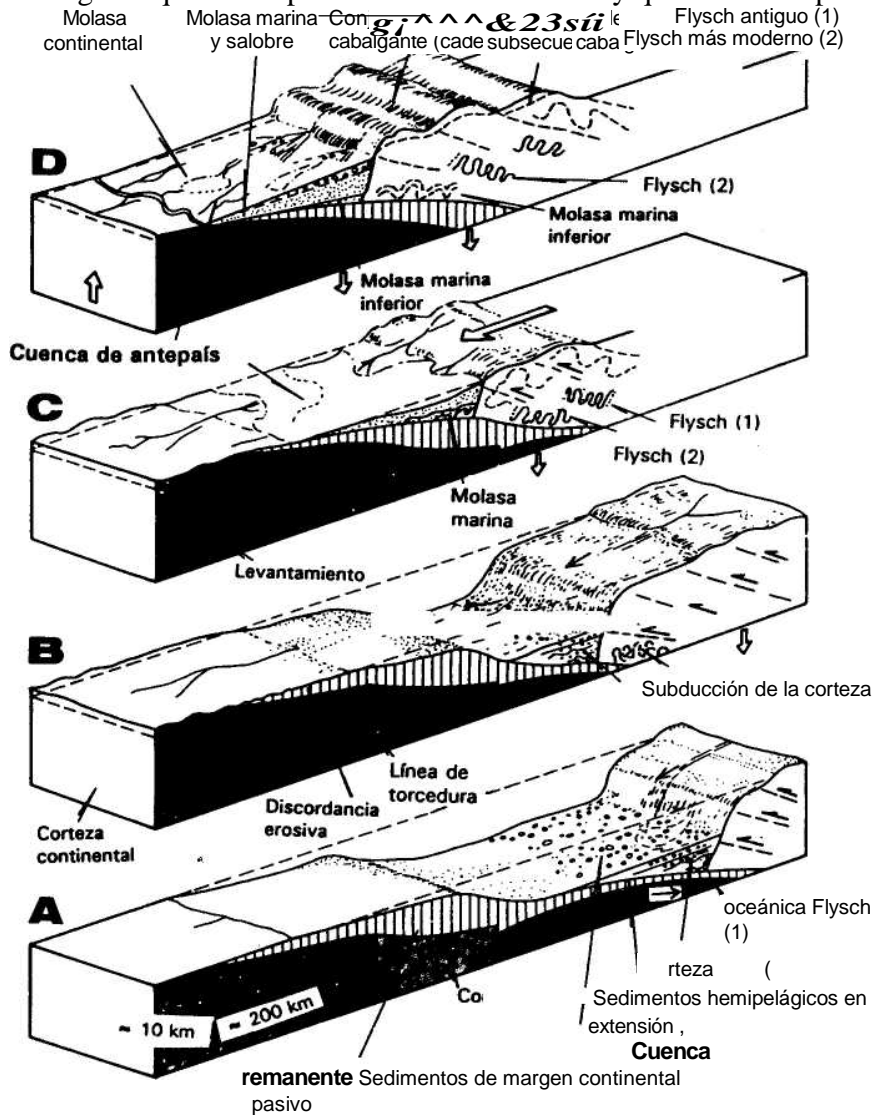


Figura 22.23.- Esquema en el que se muestra la evolución desde una cuenca remanente con depósitos marinos profundos (flyschs) a una cuenca de antepaís con depósitos marinos someros y continentales (molasa), en las etapas finales de la subducción (a,b) y en la colisión continental (c,d) con la consiguiente formación de la cadena montañosa (según Einsele, 1992). Explicación en el texto.

marina profunda en las proximidades del frente activo. Se llama cuenca de antepaís a la cuenca marina somera (o continental) que se individualiza entre la cadena montañosa ya formada y el continente.

Son cuencas con sedimentación marina, con un sector subsidente profundo que se localiza al frente de una cadena montañosa en formación, y que constituyen el resto o parte "remanente" de la cuenca originaria. También se les conoce con el nombre de cuenca de *fore-deep* (Boccalleti *et al*, 1990; Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Este tipo de cuenca es muy peculiar ya que su posición geográfica cambia permanentemente, desplazándose hacia el continente (el antepaís) a medida que se van elevando nuevos relieves de la cadena montañosa en formación (fig. 22.23a,b). El depósito en las cuencas remanentes es asimétrico ya que desde el frente tectónicamente activo (cadena en formación) se producen numerosos deslizamientos gravitacionales (*debris flows*, corrientes de turbidez, etc.) que dan lugar a importantes volúmenes de turbiditas y facies asociadas que se incluyen en el *flysch*, conjuntamente con los depósitos afines de la etapa anterior (ya comentados). Un rasgo muy significativo de los depósitos de la cuenca remanente es la presencia de olistostromas alimentados desde el frente activo del plegamiento y/o cabalgamiento.

Cuencas intracadena

Durante el desplazamiento del frente activo que forma la cadena montañosa (o cordillera) se pueden individualizar, dentro de ella, algunas regiones subsidentes, a las que se les llama *cuencas intracadena* (fig. 22.25B). Estas cuencas generalmente han sido intensamente deformadas en las etapas finales de la colisión y posteriormente erosionados los materiales de su relleno, por lo que resulta muy difícil reconstruir su geometría e incluso establecer la edad de su formación. Como rasgos principales de estas cuencas intracadena se pueden destacar los depósitos detríticos fluviales, a veces con rocas piroclásticas intercaladas.

Cuencas de antepaís

Se individualizan cuando termina la fase principal del desplazamiento horizontal de la cadena montañosa en formación. Sin embargo, su límite con la cadena montañosa es un cabalgamiento (la cadena cabalga-sobre la cuenca de antepaís) ocasionado por movimientos posteriores al depósito que normalmente coinciden con el final de la sedimentación.-Se ubican entre la nueva cordillera y el antiguo continente (denominado antepaís, en inglés *j'oreland*) por lo que reciben el nombre de cuencas de antepaís (*foreland basins*).

La diferenciación entre la cuenca remanente y la de antepaís a veces es muy compleja, ya que en parte se superponen y hay continuidad sedimentaria. Un criterio de diferenciación utilizado generalmente consiste en considerarla como cuenca remanente mientras que haya deslizamientos masivos desde el frente activo, que formen olis-

tostromas, y considerar como cuenca de antepaís a aquella con sedimentación inicialmente marina, sin olistolitos. Así por ejemplo, en la cuenca del Guadalquivir (entre la Cordillera Bética y el macizo hercínico de la Meseta española) se considera que la transformación de cuenca remanente (*oforedeep basin*) en cuenca de antepaís ocurrió al inicio del Tortoniense (Sanz de Galdeano y Vera, 1992) aunque en los sectores más occidentales se retrasó hasta el final del Tortoniense.

Los términos *flysch* y *molasa*, muy ligados al concepto de geosinclinal, se han utilizado para denominar a ciertos depósitos rítmicos preorogénicos y postorogénicos, respectivamente. El término molasa es menos usual que el de flysch, ya que se usa casi exclusivamente en Europa. Con el nombre de *molasa* se denominan a los depósitos típicos de las cuencas de antepaís, caracterizados por series detríticas rítmicas (no turbidíticas) marinas someras y continentales. En la nomenclatura norteamericana se les suele llamar "cuñas clásticas". El nombre de molasa se introdujo en la terminología geológica para aludir a unas facies rítmicas especiales en el borde externo de los Alpes, hasta el punto que a la cuenca que bordea por el NW a los Alpes se le llama "cuenca de la molasa".

En las cuencas de antepaís la sedimentación inicial es marina para pasar después a continental. En el caso de la cuenca de antepaís del noroeste de los Alpes (cuenca molásica suiza) se tiene una repetición del proceso de manera que hay un segundo episodio de molasa marina (Mioceno inferior y medio) seguido de otro final de molasa de agua dulce del Mioceno superior (fig. 22.24). En los materiales marinos son muy frecuentes las secuencias de somerización de escala métrica o decamétrica y en las facies fluviales dominan las secuencias estrato y granocrecientes que indican aumento lento de la proximidad y paso brusco a facies distales. Ambos tipos de secuencias indican hundimientos bruscos de la cuenca con respecto al relieve adyacente que tienden a colmatarse con la sedimentación. La geometría de las unidades litoestratigráficas es de doble cuña asimétrica, de manera que desde el borde del continente aumenta el espesor poco a poco, hasta llegar al depocentro, y a partir de él disminuye bruscamente hasta el frente de la cordillera. El depocentro, por tanto, se localiza mucho más cerca del borde del relieve montañoso que del continente. La tasa de sedimentación puede variar entre 1000 m/Ma en las partes próximas a la nueva cadena montañosa y los 50 m/Ma en las más alejadas.

Las antiguas cuencas de antepaís son relativamente fáciles de reconocer ya que en muchos casos mantienen una geometría similar a la que tuvieron durante el depósito. Alien *et al.* (1986) hacen un análisis de las diferentes cuencas de antepaís, relacionadas con diversas cordilleras de plegamiento. Además de la cuenca de la molasa suiza, se tienen otros ejemplos bien estudiados, a partir de datos de geología de campo y geología del subsuelo. Entre ellos destacan la cuenca de antepaís de los Apeninos (Ricci-Lucchi, 1986, 1990), la cuenca de Magallanes en la Argentina (Biddle *et*

al., 1986) y la cuenca del Ebro en España al sur de los Pirineos (Puigdefábregas *et al.*, 1986). Magníficos ejemplos se tienen también rodeando por el este a las Montañas Rocosas en América del Norte y rodeando por el sur al Himalaya,

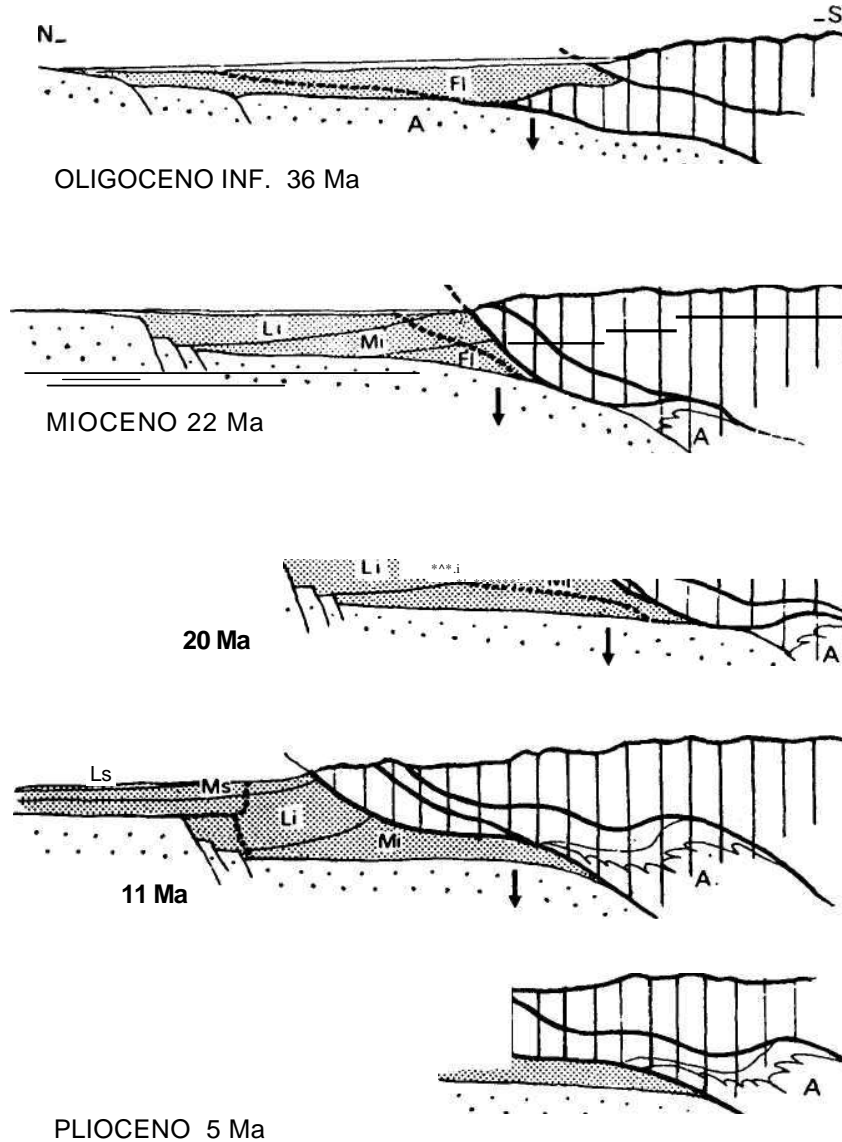


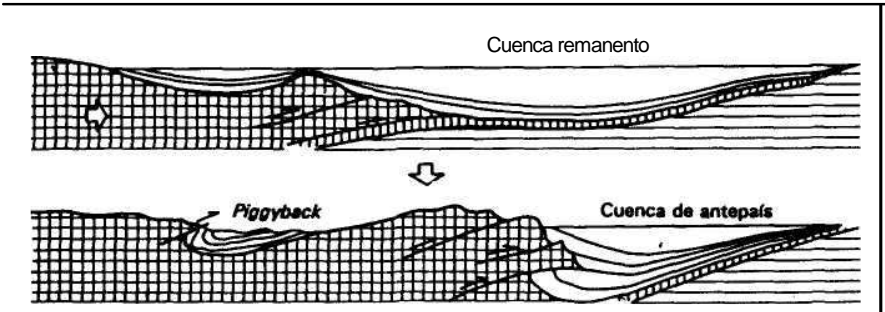
Figura 22.24.- Esquema de la formación y del relleno de la cuenca de antepaís del NW de los Alpes (cuenca molásica suiza) según Debelmas y Másele (1989) que se basan en un trabajo previo de Pfiffner (1986). Leyenda: A.- Macizo del Aar. Fl.- Flysch (Eoceno). Mi.- Molasa marina inferior (Oligoceno inferior). Li.- Molasa de agua dulce inferior (Oligoceno superior). Ms.- Molasa marina superior (Mioceno). Ls.- Molasa de agua dulce superior (Mioceno superior).

Un tipo de cuenca especial que se forma durante la evolución de una cuenca remanente a una cuenca de antepaís lo constituyen las cuencas de antepaís satélites (*piggy-back basins*, de Ori y Friend, 1984; Ricci-Lucchi, 1986). Se trata de un tipo peculiar de cuenca por su posición y su evolución. En cuanto a la posición se ubican dentro del frente activo de la nueva cadena en formación y su historia implica, inicialmente, subsidencia con depósito, posteriormente desplazamiento lateral hacia el continente trasladándose la cuenca "a espaldas" de la unidad cabalgante y, finalmente, deformación con la consiguiente finalización de la sedimentación (fig. 22.25A). Ricci-Lucchi (1986) describe diversos ejemplos en los Apeninos localizadas muy cerca del frente de cabalgamiento de la cordillera sobre la cuenca de antepaís. Diversas cuencas Eoceno-Oligocenas próximas al frente de cabalgamiento del Pirineo sobre la cuenca del Ebro, tales como la cuenca de Jaca-Pamplona y la de Graus, pueden considerarse también como ejemplos de cuencas de este tipo de gran tamaño.

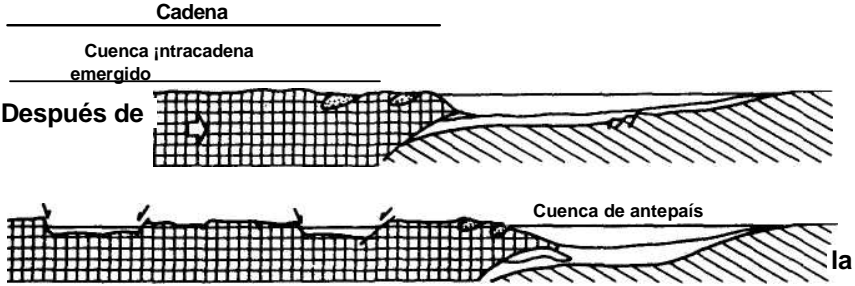
Cuencas intramontañas

Finalizada la etapa de colisión, y más concretamente los movimientos horizontales (cabalgamientos) en el conjunto de la nueva cordillera pueden delimitarse áreas subsidentes rodeadas de montañas. Estas áreas que quedan morfológicamente deprimidas con respecto a las adyacentes se localizan las *cuencas intramontañas*, también llamadas depresiones intramontañas o depresiones postorogénicas, las cuales se alimentan de los materiales producto de la denudación de los relieves montañosos adyacentes (figs. 22.25B y 22.26). Después del final del desplazamiento lateral y antes del inicio del depósito se produce una deformación (fracturación, plegamiento, elevación, etc.), de manera que la sedimentación, en estas áreas subsidentes, se inició discordantemente sobre materiales de cualquier edad y unidad geológica. La datación de los materiales más modernos afectados por la deformación y la de los más antiguos de estas nuevas cuencas permite fijar la edad del inicio del depósito en las mismas, lo que generalmente es simultáneo para todas las cuencas intramontañas de una misma cordillera. La tasa de sedimentación (y la de subsidencia) en estas cuencas puede ser muy alta por lo que se alcanzan espesores de algunos kilómetros.

Magníficos ejemplos de cuencas intramontañas se tienen en la Cordillera Bética, las cuales se forman al inicio del Tortonense, una vez finalizado el desplazamiento del conjunto de la cordillera hacia el antiguo continente. La sedimentación en ellas alcanza espesores altos y se inicia con depósitos marinos someros (Tortonense), que posteriormente pasan a mar cerrado con evaporitas (Messiniense) y después a lacustres y fluviales (Plioceno-Pleistoceno). En la génesis y evolución de estas cuencas se coordinan factores extensivos radiales ligados a la elevación de la nueva cordillera y más localmente movimientos laterales de fallas transcurrentes (Sanz de



Durante la formación de la cadena montañosa



formación de la cadena montañosa Cadena

Cuencas intramontaAosas

Figura 22.25.- Cuencas sedimentarias formadas en la fase de colisión. A.- Esquema genético de las cuencas de antepaís satélites o cuencas *piggy-back* (inspirado en figuras previas de Ricci-Lucchi, 1986). B.- Distribución de las cuencas de antepaís, las cuencas *piggy-back*, las cuencas intracadenas y las cuencas intramontañosas en una cadena montañosa en su fase de formación y después de finalizada la colisión (modificado de Sanz de Galdeano y Vera, 1991,1992).

Galdeano y Vera, 1992). Los mayores espesores se alcanzan en los sectores e intervalos de tiempo en los que actúan las fallas transcurrentes. Paleogeográficamente las cuencas corresponden inicialmente a un conjunto de brazos de mar que rodeaban a los relieves más elevados de la nueva cordillera (fig. 22.25), que progresivamente van quedando incomunicados con el mar abierto pasando a cuencas endorreicas. En otras cordilleras se conocen ejemplos de cuencas intramontañosas entre la que se pueden citar: la cuenca de Viena en el enlace Alpes-Cárpatos y las cuencas estefanienses de la Cordillera Cantábrica.

Un tipo especial de cuenca intramontañosa es la cuenca Panónica, localizada dentro del arco de los Cárpatos, en la que destacan sus enormes dimensiones (800x400 km) que contrastan con las usuales de las cuencas intramontañosas (algunas decenas de kilómetros). La inclusión de la cuenca Panónica en este tipo de cuencas

ha sido cuestionada ya que algunos la han considerado como una *cuenca'bac ka re* y otros como una cuenca controlada por movimientos transcurrentes (ver discusión en: Royden y Horvath, 1988). En esta cuenca el relleno sedimentario de materiales del Neógeno y del Cuaternario llega a superar los 7 km y en él hay importantes cambios laterales de espesor entre los diferentes sectores.

22.2.5.- Cuencas relacionadas con fallas transcurrentes y transformantes

Se llaman fallas transcurrentes (en general) a las grandes fallas con salto en dirección, mientras que se llaman fallas transformantes (un tipo particular) a las que cortan transversalmente a las dorsales o las zonas de subducción. Las dimensiones de estas fallas son muy variables desde las grandes fallas transformantes que sirven de límite de placas y que afectan a toda la litosfera, a las fallas transcurrentes que se sitúan dentro de una misma placa con movimiento de algunas decenas o centenas de metros. Según Biddle y Christie-Blick (1985a), las cuencas relacionadas con fallas transcurrentes pueden encontrarse en tres contextos tectónicos diferentes: a) a lo largo de algunos límites de placas jalado por un accidente transcurrente, b) en zonas de subducción oblicuas a lo largo de arcos volcánicos y c) en zona de "escape continental" como respuesta a la colisión.

Las fallas transcurrentes pueden tener un trazado totalmente rectilíneo y un plano absolutamente vertical (fig. 22.27A), pero con frecuencia presentan un trazado ligeramente sinuoso y con un plano con una ligera inclinación que a su vez cambia a un lado y a otro de la vertical. Las fallas transcurrentes se ramifican y dan trazados anastomosados, cuya forma en conjunto se adapta a la de la falla principal. Gracias a esta ramificación y a los cambios de inclinación de los planos de las fallas se pueden diferenciar, a lo largo del trazado de la línea de fallas, dos tipos de áreas (transtensivas y transpresivas).

Las áreas *transtensivas* (fig. 22.27B) son aquellas en las que las fallas con salto dominante en la horizontal (siguiendo la dirección de la falla) tienen, además, un componente de fallas normales, por lo que habrá extensión y crecimiento cortical, subsidencia con la posibilidad de formarse cuencas sedimentarias. Las áreas *transpresivas* (fig. 22.27C) son aquellas en las que al salto en dirección (siempre dominante) se les une una componente de fallas inversas, por lo que son convergentes, produciéndose en ellas elevaciones corticales, que normalmente son acompañadas de erosión, de manera que constituyen la principal área fuente de la sedimentación en los sectores transtensivos adyacentes. Con frecuencia, en la naturaleza, una falla transcurrente se diversifica en dos que se entrecruzan debido a cambios en la inclinación de los planos, de manera que en unos sectores dan dispositivos convergentes e inmediatamente al lado dispositivos

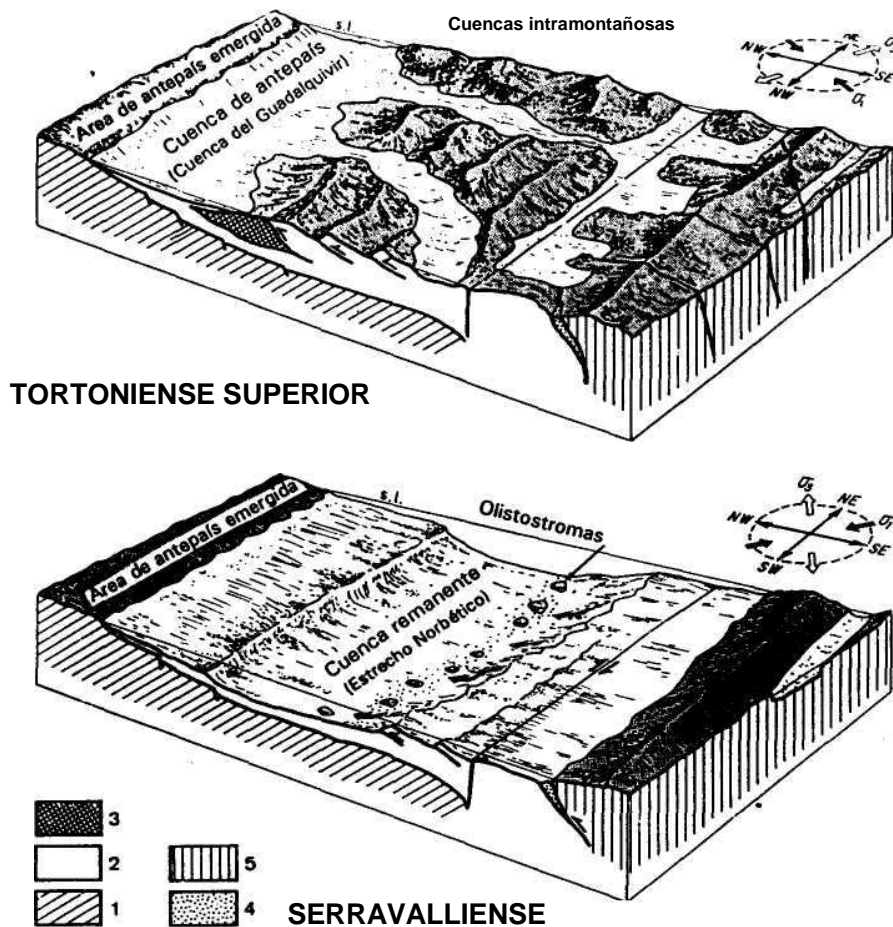
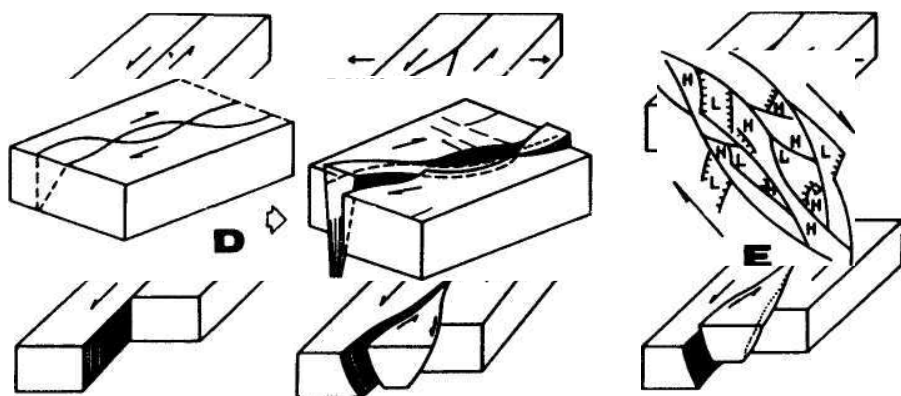


Figura 22.26.- Bloques diagramas correspondientes a un segmento de la Cordillera Bética en los que se muestra gráficamente el paso de una cuenca remanente (estrecho Norbético) a una cuenca de antepaís (depresión del Guadalquivir) y varias depresiones intramontañosas (según Sanz de Galdeano y Vera, 1991). La figura inferior corresponde a la etapa de formación de la cordillera durante el Mioceno medio, en la que se individualizó la cuenca remanente. La figura superior muestra la paleogeografía de la región en el Tortoniense superior, después de la formación de la cordillera, en la que la sedimentación se limitó a la cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir) y en las cuencas intramontañosas. Leyenda: 1> Paleozoico del macizo hercínico de la Meseta y del zócalo de las Zonas Externas Béticas. 2.- Sedimentos del Triásico al Mioceno. 3.- Olistostromas. 4.- Unidades del flyschs del Campo de Gibraltar. 5.- Zonas Internas.

divergentes (fig. 22.27D). Aún más frecuente, en los casos reales, es el de una falla transcurrente compleja (línea de falla) en la que se pueden delimitar dos fallas maestras y dentro de ellas un entramado de fallas anastomosadas que se entrecruzan y que delimitan bloques hundidos y levantados (fig. 22.27E), que corresponden a sectores transtensivos y transpresivos, respectivamente.



ANTES DEL MOVIMIENTO

Figura 22.27.- Cuencas sedimentarias relacionadas con fallas transcurrentes. A.- Falla transcurrente con plano único y vertical (sin cuenca). B.- Fallas transcurrentes divergentes con planos ligeramente inclinados y componente de falla normal (área hundida transtensiva). C.- Fallas transcurrentes convergentes con planos ligeramente inclinados y componente de falla inversa (área elevada transpresiva). D.- Fallas transcurrentes anastomosadas con planos que cambian con respecto a la vertical delimitando sectores convergentes (limitados por fallas con componente inversa) que se elevan del plano y sectores divergentes (limitados por fallas con componente normal) que se hunden con respecto al plano (según Reading, 1980, redibujado por Arche, 1989c). E.- Geometría de una cuenca relacionada con un accidente transcurrente en la que se indican los bloques elevados (H) transpresivos y los bloques hundidos (L) transtensivos (según Reading, 1980).

Uno de los rasgos más característicos para demostrar el carácter transtensivo o transpresivo de una región consiste en ver, en un plano vertical, la geometría de las fallas anastomosadas. En dicho plano vertical se observan "ramilletes" de fallas que en profundidad pasan a una sola falla, formando las llamadas, por su forma, estructuras en flor. En las áreas extensionales se generan las estructuras en flor negativas (fig. 22.28A) formadas por un ramillete de fallas normales que hacia abajo se unen en una sola aproximadamente vertical, que delimitan un área en extensión (transtensiva). En las áreas convergentes (transpresivas) se producen estructuras "en flor" positivas (fig. 22.28B) formadas por ramilletes de fallas inversas que hacia la parte baja igualmente se unen en una sola (o subvertical).

Las cuencas sedimentarias relacionadas con las fallas transcurrentes son de dos tipos principales: a.- las que se sitúa sobre un sistema de fallas (cuencas de disipación o *releasing bend*), incluyendo las que las que ubican en la terminación de una falla; y b.- las que se presentan (en planta) formas geométricas (cuadrados, rectángulos, rombos) que se denominan cuencas de separación, aunque generalmente se les conoce con el nombre inglés de cuencas de tipo *pull-apart*. La nomenclatura utilizada por los distintos autores es diferente, y así para algunos el término *cuenca pull-apart* comprende a todos los tipos.

Las *cuencas de disipación* son surcos subsidentes que se alinean con las fallas transcurrentes en las que en lugar de tener un único plano de falla hay una ramificación y diversificación, aunque todas las fallas trenzadas se localizan en una franja estrecha, de pocos kilómetros, rectilínea en conjunto. Mitchell y Reading (1986) proponen un modelo de ciclo aplicable a las regiones con fallas transcurrentes (diferente del ciclo de Wilson). Se inicia con una fase inicial transtensiva en la que se forma la cuenca y comienza la sedimentación, la cual será lacustre en el interior de los continentes y marina pelágica cuando haya conexión con el mar. La segunda fase es la de relleno de la cuenca, en la que alternan episodios transtensivos y transpresivos. y en la que los últimos episodios de depósitos pueden superar los límites geográficos de la cuenca inicial. La tercera fase es de transpresión y en ella las fallas de los bordes actúan como inversas, se eleva el conjunto de la cuenca y termina la sedimentación en la misma, comenzando la erosión de los materiales depositados.

Un ejemplo de cuenca de disipación relacionada con accidentes transcurrentes es el Corredor de las Alpujarras (según Rodríguez-

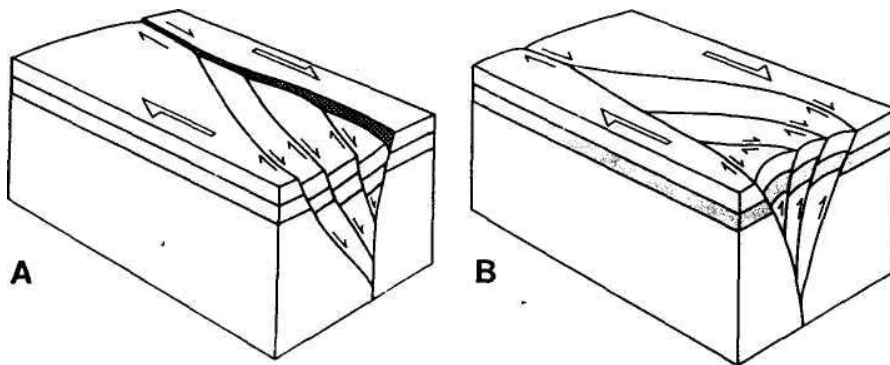


Figura 22.28.- Estructuras en flor relacionadas con fallas transcurrentes (según Woodcock y Fischer, 1986). A.- Estructura en flor negativa característica de áreas divergentes (transtensivas) relacionadas con fallas transcurrentes. En estas áreas extensionales se forman las cuencas sedimentarias. B.- Estructura en flor positiva característica de áreas convergentes (transpresivas), en las que se producen elevaciones corticales acompañadas de erosión.

Fernández *et al.*, 1990). Esta cuenca con unos 90 km de longitud y una anchura de 2 a 6 km, presenta un relleno sedimentario del Mioceno medio de más de 1 km de espesor que indica tasa de subsidencia del orden de los 200 m/Ma. La cuenca se individualizó sobre las Zonas Internas de la Cordillera Bética mientras ocurría su desplazamiento hacia el noroeste y en relación con una zona de fallas dextras, de dirección E-W, que presenta dos fallas maestras separadas unos kilómetros (la anchura de la cuenca) y entre ellas existe un conjunto de fallas satélites trenzadas que delimitan sectores trans-tensivos (con sedimentación) y otros transpresivos, topográficamente más elevados, en los que o no hay sedimentación o ésta es muy escasa (fig. 22.29).

Las cuencas *pull-apart* se originan como consecuencia de que entre dos fallas más o menos paralelas, que presentan un cierto enfrentamiento, se individualicen áreas en las que por efecto de una curva o un escalón de la traza principal de la falla transcurrente se produce un hueco, que tiende a rellenarse por sedimentos rápidamente (fig. 22.30). La apertura del hueco no es instantánea sino que se prolonga durante un cierto tiempo, con una tasa de apertura de 1 a 10 cm/año, lo que de acuerdo con el cálculo efectuado por Einsele (1992) permite que se formen cuencas de 2 km de profundidad en 200 ka. El espesor máximo de sedimentos de una cuenca *pull-apart* está en relación con el tamaño de la misma, siendo de unos 3 km por cada 30-35 km de anchura. En muchas cuencas se alcanzan espesores de 9-10 km para intervalos de tiempo relativamente cortos (p.ej. 10 Ma) por lo que se puede afirmar que se trata de cuencas con valores extraordinariamente elevados de tasa de sedimentación (1m/ka), equivalentes a las de los *rifts* intracontinentales. La geometría del fondo de la cuenca suele estar escalonada. Las unidades estratigráficas que constituyen su relleno tienen una extensión muy desigual, de manera que las más antiguas ocupan áreas muy reducidas y las más modernas áreas cada vez más amplias. En unos casos la amplitud aumenta hacia uno de los bordes, concretamente hacia el sector por donde se abre la cuenca (fig. 22.30). En otros se puede tener un aumento de la amplitud de las unidades más modernas, de manera que las más antiguas ocupan el centro de la cuenca mientras que las más modernas ocupan superficies cada vez mayores.

Un tema muy interesante de las cuencas *pull-apart* formadas en áreas de corteza continental es saber qué ocurre por debajo de la misma, en las partes más profundas. En cuencas en las que las fallas transcurrentes afectan a toda la corteza continental el hueco está ocupado por corteza continental adelgazada o incluso se puede llegar a formar nueva corteza oceánica. En cuencas ligadas a fallas transcurrentes que afectan a una cobertera despegada del zócalo, como son las ligadas al "escape continental" durante una colisión el fondo de la cuenca está ocupado por los materia-

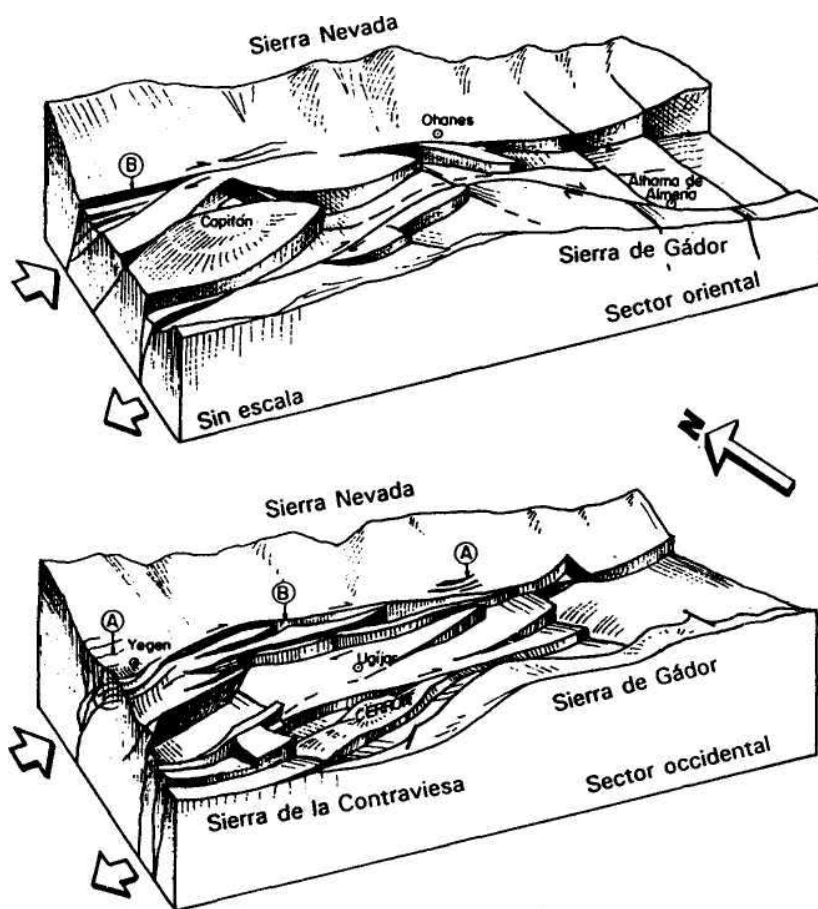


Figura 22.29.- Ejemplo de cuencas relacionadas con accidentes transcurrentes: El Corredor de las Alpujarras (según Rodríguez-Fernández *et al.*, 1990). La cuenca se formó en relación con fallas transcurrentes de dirección E-W que actuaron durante el Mioceno medio sobre las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Explicación en el texto.

les que constituyen el nivel de despegue. Así por ejemplo, en la cuenca de Abarán (Murcia) en las Zonas Externas de la Cordillera Bética el substrato de la cuenca lo constituyen los materiales triásicos, que son el nivel de despegue (Van der Straaten, 1990). Muchas cuencas intramontañosas tienen rasgos mixtos con cuencas de tipo *pull-apart*, al menos en alguno de los intervalos de tiempo de su evolución. Este es el caso de las cuencas de Viena en la unión Alpes-Cárpatos (Royden, 1985) y de varias cuencas de la provincia de Almería en la Cordillera Bética (Montenat *et al.*, 1987).

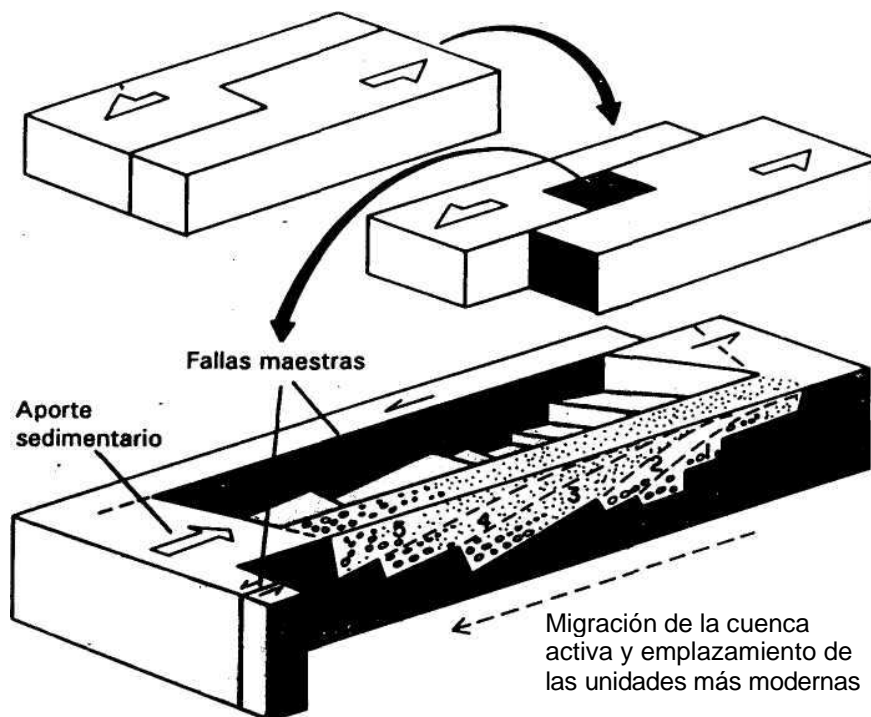


Figura 22.30.- Cuencas *pull-apart*: génesis y geometría del relleno. Los gráficos superiores indican de modo simplificado la formación de la cuenca en relación con el accidente transcurrente. El gráfico inferior (original de Einsele, 1992) muestra la geometría del fondo de la cuenca y la disposición de las unidades estratigráficas que constituyen su relleno, en las que las más modernas ocupan posiciones más amplias y progresivamente desplazadas hacia el sector por donde se abre la cuenca.

22.2.7.- Cuencas oceánicas

Son las cuencas sedimentarias localizadas dentro de una misma placa, en las que el substrato es de corteza oceánica y cuyos límites son dorsales y/o fosas. En unos casos la cuenca oceánica ocupa toda la placa desde la dorsal a la zona de subducción (p.ej. placas pacífica, de Nazca, de Filipinas y de Cocos), mientras que en otros se sitúan desde la dorsal hasta el límite del margen continental.

Los límites de las cuencas oceánicas en las placas en las que el substrato en su totalidad es de corteza oceánica son muy claros, ya que coinciden con los de la propia placa (dorsales y fosas). Por el contrario, en las placas en las que hay continentes y océanos, con sus márgenes continentales, resulta problemático marcar el límite entre los márgenes continentales y la cuenca oceánica ya que hay una transición entre ambos. Como criterio convencional se puede

decir que el margen llega hasta donde alcanzan los depósitos turbidíticos y los lodos terrígenos, mientras que la cuenca oceánica ocupa el área donde domina la sedimentación eupelágica (fangos y arcilla roja abisal).

De acuerdo con la dinámica de movimiento de las placas, la corteza oceánica del substrato se va renovando constantemente por los efectos de la acreción y la desaparición cortical, con una tasa del orden de algunos centímetros al año, lo que contrasta muy fuertemente con la tasa de sedimentación en las mismas (del orden de pocos milímetros/mil años). Debido a este movimiento horizontal continuo las cuencas tienden a permanecer como cuencas oceánicas durante tiempo prolongado, aunque las dimensiones de las mismas cambian con frecuencia, siempre que no coincidan los valores de la tasa de crecimiento cortical y de la tasa de desaparición cortical en las zonas de subducción.

El depósito en las cuencas oceánicas es de materiales pelágicos con facies muy uniformes en regiones muy amplias. Las unidades litoestratigráficas son laminares o tabulares con terminaciones en cuña hacia el borde de la dorsal. La edad de los materiales sedimentarios será la comprendida entre la actualidad (fondo oceánico) y la de la corteza oceánica infrayacente, la cual de acuerdo con el mecanismo de la tectónica global será más moderna en la proximidades de las dorsales y más antigua en la proximidades de las fosas. En todos los casos la potencia del conjunto de los sedimentos será muy escasa, debido a la reducidísima tasa de sedimentación antes indicada.

En la figura 22.31 se representa un mapa geológico simplificado del Pacífico (original de Debelmas y Másele, 1989), en el que se representa con distinta trama los sectores de acuerdo con la edad del sedimento más antiguo, que es la misma que la de la corteza oceánica infrayacente. Se observa una distribución simétrica a partir de la dorsal pacífica oriental. Puesto que esta dorsal está desplazada hacia el este, con respecto al centro del océano, las distintas placas de corteza oceánica tienen edades diferentes de la corteza oceánica infrayacente a los sedimentos más antiguos. En las placas pequeñas (Nazca, Cocos y Filipinas) la edad más antigua de la corteza y los sedimentos suprayacentes es Terciario, mientras que en la más grande (Placa Pacífica) en la parte más alejada de la dorsal (al N y NE de Nueva Guinea), la edad llega al Jurásico medio, existiendo además áreas muy extensas en la mitad occidental del Pacífico en las que la edad es Cretácico. En cada una de las placas los materiales más antiguos han desaparecido por efecto de la subducción en las fosas.

Mapas análogos del Atlántico y del Índico se pueden encontrar en diferentes libros y monografías (p.ej. Debelmas y Másele, 1989). En el Atlántico la distribución de las edades de la corteza en cada sector sigue una pauta muy simple, que permite reconstruir la historia de la apertura del océano. Al no existir fosas (salvo los arcos del

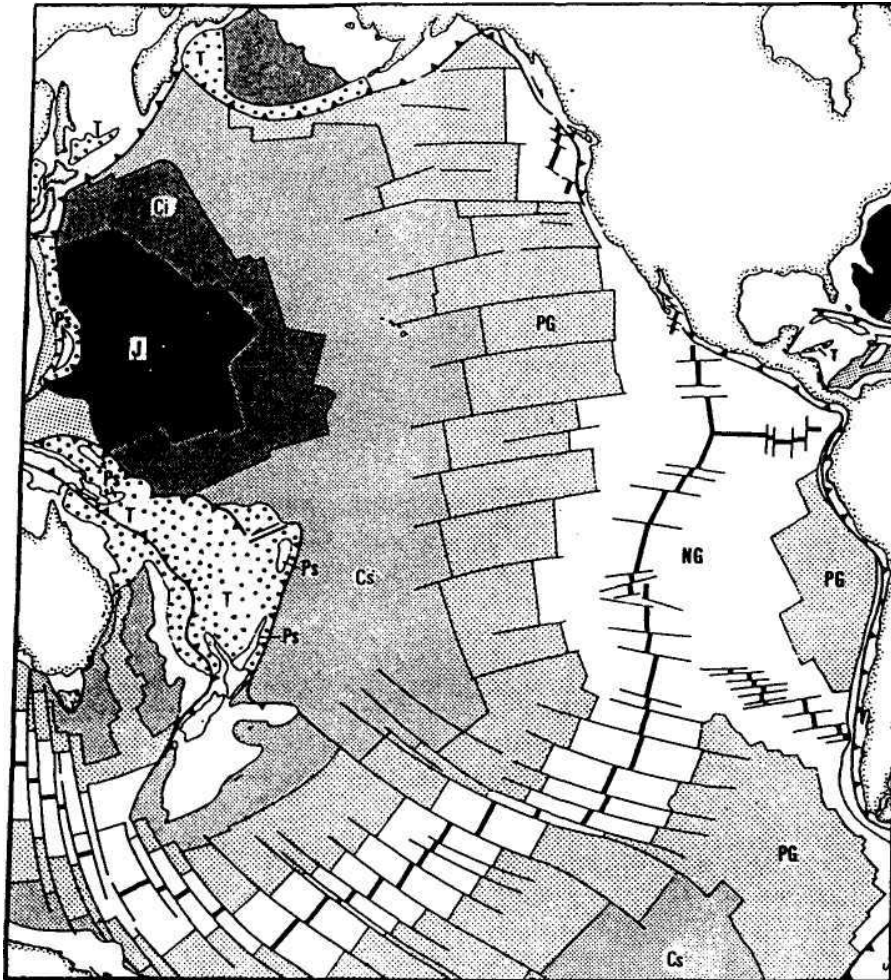


Figura 22.31.- Cuencas oceánicas. Mapa geológico simplificado del Pacífico, en el que se indica la edad del sedimento más antiguo en cada punto y de la corteza oceánica irifrayacente (según Debelmas y Másele, 1989). Leyenda: J.- Jurásico. Ci.-Cretácico inferior. Cs.- Cretácico superior. Pg.- Paleógeno. Ng.- Neógeno. Ps.- Pleistoceno. T.-Terciario indiferenciado.

Caribe y de las Malvinas) y al ocupar la dorsal la posición central del océano la distribución e» totalmente simétrica, con la diferencia de que la edad de la corteza oceánica más antigua (más alejada de la dorsal) es diferente en cada sector, de acuerdo con la edad de dicha apertura. Así, los márgenes del Atlántico central, los comprendidos entre Florida y Terranova (en América) y entre las islas de Cabo Verde y el estrecho de Gibraltar (en África) son los únicos en las que hay corteza oceánica jurásica, indicando claramente que la apertura de este sector y la consiguiente formación de la corteza

oceánica fue la primera y que ocurrió en el Jurásico, mientras que en el resto fue en el Cretácico.

En el Indico la distribución de edades de la corteza oceánica es más compleja ya que hay una dorsal igualmente compleja en su geometría. Se trata de una dorsal (Dorsal de Carlsberg) que se ramifica en dos hacia el sur, una (Dorsal índica occidental) que rodeando África llegará a unirse con la dorsal atlántica y la otra (Dorsal índica oriental) que rodeando Australia por el sur llegará a unirse con la dorsal pacífica. Para señalar el límite entre los márgenes y la cuenca oceánica se siguen los mismos criterios que en el Atlántico, ya que con ellos se marca un límite que podría coincidir con las áreas donde en un futuro pueden emplazarse zonas de subducción.

22.3.- PALEOGEOGRAFÍA Y PALEOCLIMATOLOGÍA

En el estudio de una cuenca sedimentaria, constituye un objetivo primordial, la reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática de la misma, desde el momento de su individualización hasta aquel en el que terminó la sedimentación. Para ello es necesario delimitar y definir, previamente, cada una de las unidades genéticas (ver capítulo 21) del relleno sedimentario, con un buen control de la edad de las mismas.

La paleogeografía pretenderá llegar a conocer con el máximo detalle la distribución areal y temporal de los diferentes medios sedimentarios en el conjunto de la cuenca, y dentro de ellos la localización de los rasgos geográficos más característicos (líneas de costas, desembocaduras de ríos, etc.). La paleoclimatología tendrá como objetivo conocer el clima reinante en cada uno de los intervalos de tiempo sucesivos de la historia sedimentaria de la cuenca. En el caso de cuencas sedimentarias de grandes dimensiones, en las que simultáneamente hubiese regiones con diferente clima, interesará también conocer la distribución de las mismas.

22.3.1.- Individualización de la cuenca

El momento de la individualización de una cuenca sedimentaria hay que deducirlo a partir de la edad del material más antiguo de cuantos constituyen su relleno sedimentario. La datación se hace mediante los fósiles que contenga (transformando después los datos de edad relativa a valores numéricos de edad absoluta) o por datación radiométrica de rocas volcánicas intercaladas en las rocas sedimentarias. El reconocimiento del material más antiguo de una cuenca en muchas ocasiones presenta dificultades debido a la deformación tectónica (a veces muy intensa) que haya sufrido esta cuenca, a las que hay que unir las propias de la datación (p.ej. ausencia de fósiles).

En las cuencas cratónicas continentales (incluidos los aulacógenos y los *rifts* intracontinentales) resulta relativamente fácil, ya que

se trata de materiales claramente discordantes con respecto a los del substrato. Igualmente resulta relativamente simple fijar el inicio del depósito en las cuencas ligadas a fallas transcurrentes, en las que la sedimentación es igualmente discordante sobre los materiales infra-yacentes, aunque es necesario conocer bien la geometría del relleno para localizar la posición del material más antiguo. En las cuencas oceánicas sin subducción también resulta fácil de conocer el inicio de la sedimentación, ya que coincide con la edad de la corteza oceánica más antigua que exista en las mismas. Por el contrario en las cuencas oceánicas con subducción con el mismo criterio solamente se puede saber una edad mínima, ya que al haber desaparecido la corteza oceánica anterior no se llega a saber cuando se inició la sedimentación.

En las cuencas localizadas en los márgenes continentales pueden tenerse dificultades para datar los momentos de la individualización de un tipo concreto de cuenca, ya que en muchos casos se trata de fases sucesivas de un proceso continuo de evolución, de acuerdo con el ciclo de Wilson. Cuando un margen esté en las etapas primeras del citado ciclo la reconstrucción será más simple, mientras que si está en las etapas finales de manera que ya ha formado una cadena montañosa (o cordillera) las dificultades son mucho mayores, ya que exigen un estudio muy detallado de la estructura de la cadena para poder hacer las reconstrucciones palinostáticas.

Los principales jalones que se pretenden conocer en la evolución de un margen continental son los que se detallan a continuación. Lógicamente, los primeros se refieren a todos los tipos de márgenes, mientras que los siguientes se refieren exclusivamente a los márgenes ya deformados y que constituyen cadenas de montañas.

a.- Inicio de la sedimentación.- El comienzo de la etapa inicial de *rift* resulta fácil de llegar a datar, debido a que se trata de materiales discordantes sobre el substrato. Sin embargo, la existencia de depósitos pre-rift en algunas cuencas, indicando una historia sedimentaria previa y por tanto carácter polifásico de la cuenca dificulta dicho reconocimiento y posterior datación. En estos casos hay que recurrir al estudio de la geometría de los cuerpos sedimentarios, en especial con perfiles sísmicos, y delimitar en ellos cuales son los depósitos formados en la etapa de fracturación del substrato (etapa sin-rift).

b.- Paso de la fase sin-rift a post-rift, sobre la que se trató anteriormente, y que se pueden determinar a partir de perfiles sísmicos (materiales afectados por la fracturación y materiales que fosilizan las fallas, respectivamente), por datos de campo (aparición de facies pelágicas) o por el análisis de la subsidencia (inflexiones en la curva de tasa de subsidencia).

c- Paso de un margen divergente a uno convergente.- Se detecta por la aparición masiva de facies turbidíticas, en gran parte

alimentadas desde los nuevos relieves que se forman en el margen (arco continental).

d.- **Inicio de la colisión**, que implica la acentuación del surco subsidente del frente de la nueva cordillera y el inicio de los deslizamientos gravitacionales en masa desde los nuevos relieves, que se elevan y desplazan lateralmente, hasta la cuenca remanente, en la que se forman olistostromas (depósitos sinorogénicos). En muchos casos reales hay dificultades muy grandes para fijar este momento debido a las deformaciones tectónicas posteriores.

e.- **Final de la colisión**, que conlleva el paso de la cuenca remanente a la cuenca de antepaís y la interrupción de los flujos gravitacionales en masa. La continuidad sedimentaria entre los depósitos de la cuenca remanente y la existencia de etapas de deformación tardías dificultan el establecimiento del momento final de la colisión y su datación.

f.- **Inicio de la sedimentación en las cuencas intramontañosas**, que son cuencas claramente postorogénicas en las que los materiales de su relleno son discordantes sobre los de la nueva cadena o cordillera, los cuales han sido previamente deformados y erosionados.

En una región concreta se puede constatar que el ciclo de Wilson no se ha seguido rigurosamente, sino que hay estadios del mismo que se repiten, lo que lógicamente implicar mayores dificultades en el establecimiento de los momentos de inicio de la sedimentación en cada tipo de cuenca y obviamente en la datación del inicio de la sedimentación en cada uno de los tipos de cuencas que se pueden diferenciar. En cualquier caso los tres jalones fundamentales de la evolución de un margen que se pueden llegar a conocer, con mayor facilidad, son los puntos a, b y f de la relación anterior.

22.3.2.- Rasgos paleogeográficos y paleoclimáticos en cada intervalo de tiempo

En el caso ideal del estudio de una cuenca sedimentaria se deben reconstruir las condiciones paleogeográficas y paleoclimáticas para cada uno de los intervalos de tiempo diferenciados en el estudio del relleno sedimentario de la cuenca. Esta reconstrucción se hace a partir del análisis detallado de los materiales que constituyen cada una de las unidades genéticas diferenciadas. •

22.3.2.1.- Criterios para la reconstrucción paleogeográfica

Para un intervalo de tiempo concreto, la mejor manera de reconstruir la paleogeografía consiste en elaborar un mapa de facies o directamente un mapa paleogeográfico. Ya en el capítulo 18 se decía que un mapa paleogeográfico es un mapa interpretativo, ela-

borado a partir de un mapa de facies, y en el que se muestra la distribución areal de los diferentes medios sedimentarios.

Especial importancia tiene la distribución de los sedimentos costeros en cada intervalo de tiempo ya que su superposición permite conocer la historia de la posición de la línea de costas a través del tiempo, sus cambios e incluso la magnitud de los mismos, los cuales serán expresión de los cambios relativos del nivel del mar que afecten a la cuenca.

La interpretación ambiental de cada asociación de facies facilita la elaboración de mapas paleogeográficos muy detallados, en los que se marcan la posición de los diferentes medios y ambientes sedimentarios, las paleocorrientes dominantes, la ubicación de las entradas de aportes a la cuenca, etc. Las superficies que jalonan discontinuidades estratigráficas también deben ser estudiadas con mucho detalle para deducir si estaban emergidas o sumergidas y si estaban sometidas a erosión o simplemente había equilibrio entre la erosión y la sedimentación.

La latitud y la magnitud de la cuenca durante el depósito ha podido ser muy diferente de la actual e incluso modificándose durante el proceso de depósito, debido a movimientos laterales de las placas, lo cual se puede deducir a partir del estudio de la orientación de los minerales magnéticos en las rocas y la deducción de la declinación magnética para cada intervalo.

22.3.2.2.- *Criterios para la reconstrucción paleoclimática*

Para llegar a conocer el clima de tiempos pasados se han recurrido a muy diferentes tipos de criterios, con grado de fiabilidad muy variable (Frakes, 1979; Frakes *et al.*, 1992; Barron, 1992). En general se sigue la norma de que la coincidencia de varios criterios aumenta notablemente la fiabilidad de los mismos. Se pueden agrupar en: sedimentológicos, ecológicos, geomorfológicos y quimioestratigráficos. En la casi totalidad se obtienen estimaciones climáticas relativas (por ejemplo, que el clima se hace más árido), mientras que solamente en uno de ellos (isótopos de oxígeno) se obtienen valores numéricos de la paleotemperatura.

Criterios sedimentológicos

Los criterios sedimentológicos se basan en el reconocimiento de facies con características especiales que expresen condiciones climáticas diferentes de las de los materiales infrayacentes y suprayacentes. Los principales tipos de rocas sedimentarias que han sido utilizadas como criterio paleoclimático son:

a.- Depósitos carbonatados y arrecifales.- Se forman en medios marinos muy someros de climas cálidos y de aguas muy limpias y

agitadas. En la actualidad se limitan a las áreas de menor latitud de 30 grados, aunque en tiempos pasados (p.ej. Cámbrico) pudieron ser menos exigentes con la latitud.

b.- Evaporitas.- Se forman en regiones áridas y cálidas, entre 10-40 grados de latitud. En medios marinos implican que la evaporación supera a la entrada de agua del mar y en medios continentales que supera a la precipitación. La precipitación de estas sales se hace por orden (yeso, anhidrita, halita, sulfatos magnésicos, silvinita) según el grado de evaporación que va ligado al clima. Constituyen un excelente criterio para valorar el grado de aridez, lo que es utilizado por algunos autores (Pardo *et al.*, 1989) para establecer límites de unidades genéticas entre el relleno de cuencas sedimentarias.

c.- Facies detríticas rojas (en inglés: *red beds*).- Arenitas y ruditas con hematites, formadas en climas cálidos y condiciones oxidantes. En la actualidad su formación queda restringida a áreas de menos de 30 grados de latitud.

d.- Carbón.- Su formación requiere climas cálidos y húmedos, con un desarrollo notable de la vegetación.

e.- Fosforitas.- En la actualidad se forman en medios marinos de menos de 45 grados de latitud en los que hay corrientes frías ascendentes (*upwelling currents*) ricas en nutrientes procedentes de aguas profundas.

f.- Bauxitas y lateritas.- Son depósitos de medios tropicales o subtropicales fuertemente oxidantes, en los que se acumulan materiales ricos en óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio.

g.- Depósitos desérticos.- Las dunas y el loess son indicadores claros de depósitos eólicos y frecuentemente permiten medir las direcciones dominantes de los vientos. Sin embargo, deben utilizarse con sumo cuidado en la interpretación paleoclimática ya que hay depósitos desérticos en climas fríos y en climas cálidos.

h.- Depósitos glaciales.- Se forman en alta montaña o en las proximidades de los polos, por lo que usándose coordinadamente con criterios geomorfológicos pueden ser un excelente criterio paleoclimático.

Criterios ecológicos

Consisten en la interpretación de clima antiguo a partir de la deducción de las condiciones ecológicas reinantes durante el depósito. Para ello se hace un estudio comparado del contenido fósil de los materiales que rellenan la cuenca y con respecto a la distribución actual de los diferentes organismos similares.

Entre los fósiles marinos son los microfósiles (foraminíferos, ostrácodos, radiolarios, nannofósiles y diatomeas) los que pueden aportar una mejor indicación paleoclimática. En unos casos se basan en la distribución selectiva de ciertas especies cuyo habitat se

limita a una cierta latitud (por tanto a un clima). En otros casos se basan en el análisis de ciertos factores morfológicos ya que en una misma especie puede hacer un desarrollo desigual de algún rasgo morfológico (p.ej. tamaño de las cámaras, enrollamiento, etc.) en función del clima.

Entre los fósiles continentales es, sin duda, el polen y las esporas los de mayor valor paleoclimático tienen. Ello se debe a la facilidad con la que se conservan sin destruirse ni alterarse y la posibilidad de deducir, a partir de su estudio, los tipos de plantas reinantes las cuales informan sobre el clima reinante. Los vertebrados terrestres igualmente pueden suministrar una información paleoclimática ya que cada grupo, familia, género o especie suele tener una distribución definida por factores ecológicos, entre ellos el clima.

Criterios geomorfológicos

Se basan esencialmente en el análisis de las superficies erosivas presentes en el seno de unidades litoestratigráficas o en los límites entre ellas. Entre las más características están las superficies con estriaciones debidas a glaciares, que normalmente se relacionan con morrenas, y que indican un clima glacial.

Las superficies erosivas de otros climas pueden también suministrar información paleoclimática, por sí mismas o con el estudio combinado de los paleosuelos que pudieran estar ligados a ellas. Las superficies de paleokarst permiten reconocer climas húmedos y su morfología en detalle (tipos de cavidades, espeleotemas ligados, etc.) contribuye a precisar el tipo de clima (tropical, templado, frío) reinante (ver Tucker y Wright, 1990).

Criterios quimioestratigráficos (isótopos de oxígeno)

Como se decía en el capítulo 14 constituye el único método disponible que permite medir paleotemperaturas, expresadas numéricamente en grados. Para su fundamento, modo de aplicación y limitaciones se remite al citado capítulo 14. Aquí tan sólo se quiere insistir en que se trata de una técnica especialmente aplicable a materiales pelágicos que permite conocer la temperatura media del agua de los océanos. Su aplicación a materiales continentales tiene importantes limitaciones debido a que, en muchas ocasiones, durante la diagénesis las razones isotópicas han podido sufrir importantes cambios con respecto a las originarias.

22.3.3.- Finalización de la sedimentación en una cuenca

Se han denominado cuencas activas a aquellas en las que continúa el depósito en la actualidad (p.ej. Mar del Norte) mientras que se llaman cuencas inactivas a aquellas en las que ha finalizado el

depósito (p.ej. Cuenca del Duero). La distinción entre los dos tipos a veces no fácil, ya que aunque haya terminado la sedimentación generalizada en una cuenca sigue habiendo depósito en algunos sectores de la misma.

Por ello merece la pena detenerse en esta cuestión y fijar los criterios que indiquen que en una cuenca ha terminado la sedimentación y fijar la edad en que ello ocurrió. Puesto que el factor esencial que define las cuencas sedimentarias es la subsidencia, la finalización de la sedimentación va ligada a la interrupción de la subsidencia, la cual en muchos casos va acompañada de movimientos verticales en sentido contrario, esto es, de levantamientos tectónicos que ocasionan la interrupción brusca de la sedimentación. En este caso basta con observar el material más moderno de cuantos constituyen el relleno de la cuenca, datarlo y con ello se fecha al menos aproximadamente la edad de la finalización del depósito. Los posibles errores provienen de la posibilidad de que hubiese materiales más modernos depositados en el interior de la cuenca y que se hayan barrido por la erosión posterior.

En cuencas con sedimentación marina la finalización de la sedimentación implica la emersión generalizada de la cuenca y el inicio de la erosión sobre los materiales que la rellenan, por tanto, la datación se hace a partir de material marino más moderno. En cuencas continentales implica la finalización de un régimen endorreico y la implantación de una red fluvial exorreica que permite la transferencia del material erosionado a otros sectores geográficos.

Todo cuanto se ha dicho se refiere a cuencas inactivas en las que, por tanto, la deformación de los materiales que las rellenan ha sido mínima. Entre ellas estarían las cuencas cratónicas continentales, exceptuando los aulacógenos en los que ha tenido lugar deformación. Pueden incluirse algunas cuencas intramontañosas en las que la deformación haya sido mínima.

El resto son cuencas deformadas, en las cuales con frecuencia hay dificultades de reconocimiento y datación de la finalización de la sedimentación. Esto se debe a que en ellas se han producido deformaciones importantes simultáneamente a dicha finalización y/o en etapas posteriores, lo que dificulta conocer: la geometría originaria de la cuenca, la sucesión estratigráfica detallada de su relleno y la edad de las deformaciones. A ello hay que unir el que las cuencas que se adaptan al ciclo de Wilson son la expresión de alguna de las fases de una evolución continuada, por lo que lo tratado en el apartado relativo al inicio de la sedimentación en las mismas es válido para el final de la sedimentación en la etapa precedente.

En cuencas deformadas que conservan una geometría semejante a la originaria (aulacógenos y cuencas relacionadas con fallas transcurrentes) la datación del final de la sedimentación se hace a partir de la datación del material más moderno de cuantos estén afectados por la deformación. Puesto que el final de la sedimentación coincide con una fase compresiva que afecta a áreas más amplias que la

propia cuenca, el estudio de otras cuencas adyacentes puede ayudar a fijar la edad exacta del final de la sedimentación.

Otras cuencas deformadas (cadenas de montañas) tienen una geometría absolutamente diferente a la de la cuenca originaria (márgenes continentales) debido a los importantes desplazamientos laterales y, en especial, a las fases compresivas de la colisión. Los términos *preorogénico*, *sinorogénico* y *postorogénico* han sido utilizados con frecuencia para denominar a los depósitos anteriores, simultáneos y posteriores, respectivamente, de la deformación que produce la emersión generalizada y constitución de la cadena montañosa. El límite entre materiales preorogénicos y sinorogénicos viene jalonado por una discontinuidad estratigráfica reconocible, que separa los materiales depositados en el margen continental antes del inicio de la colisión de aquellos simultáneos a la colisión. Por su parte el límite entre los materiales sinorogénicos y los postorogénicos viene jalonado por otra discontinuidad estratigráfica generalizada que separa los materiales depositados durante la traslación (colisión) de los que se depositaron cuando ésta terminó. En la práctica, al estudiar una cordillera la aplicación de estos términos con precisión resulta difícil, ya que pudieron existir varias discontinuidades más en el registro estratigráfico del relleno de la cuenca debidas a varias fases de traslación sucesivas así como otras etapas de deformación diferentes (extensión, elevación continental, etc.). En definitiva el estudio de las cuencas intensamente deformadas exige un conocimiento muy detallado de los materiales que afloran en la cadena montañosa y de la estructura que los afecta, para poder hacer reconstrucciones palinspásticas, que posibiliten conocer su evolución paleogeográfica.

EPILOGO

En este apartado, último del libro, se van a hacer unas reflexiones sobre algunos aspectos globales de la Estratigrafía, incluidas las opiniones personales del autor sobre el posible desarrollo futuro de esta ciencia. En el prólogo se justificada el contenido de este libro y la exclusión del mismo de los aspectos aplicados por considerar que hay libros y monografías que los abordan ampliamente, pero ya se insistía allí en la idea de que se trata de una ciencia con una doble faceta (básica y aplicada) como también ocurre con algunas otras ciencias geológicas.

LA ESTRATIGRAFÍA: CIENCIA BÁSICA y CIENCIA APLICADA

Un aspecto que merece una detallada reflexión es la dualidad de esta ciencia, la Estratigrafía, que simultáneamente es, y ha sido a lo largo del siglo que ahora se acaba, una ciencia básica y una ciencia aplicada. Como ciencia básica pretende el avance de los conocimientos doctrinales de la misma que faciliten el entendimiento del registro estratigráfico tanto local como regional y global, con un planteamiento a caballo de una ciencia experimental y una ciencia histórica. Como ciencia aplicada pretende, o al menos facilita, el estudio, la localización y, en su caso, la explotación de materias primas sedimentarias, entre ellas los recursos energéticos no renovables (carbón y petróleo).

Toda investigación estratigráfica regional pretende aumentar el control estratigráfico de la citada región y suministra dos tipos de información. El primer tipo lo constituyen los datos que nos sirven para reconstruir la historia geológica detallada de un área o sector geográfico determinado y para un intervalo de tiempo concreto, lo que unido con los datos procedentes de otras áreas y edades permitirá reconstruir la historia global de la Tierra. El segundo tipo lo constituyen aquellos datos que pueden ser utilizados en aspectos puramente aplicados como son la prospección de materias primas. En muchos casos, los dos tipos, tienen límites difusos ya que el dato puramente científico (p.ej. reconocimiento y datación de una discontinuidad estratigráfica) es el que tiene aplicación directa (p.ej. concentración en ellas de materias de interés económico).

La relación entre ciencias geológicas puramente aplicadas y la Estratigrafía han sido muy estrecha a lo largo de su historia. El caso más espectacular, sin duda, ha sido el de la *Geología del Petróleo*, ya que el mayor conocimiento de la Estratigrafía de una región, incluida su relación con la evolución paleogeográfica global, ha facilitado el reconocimiento de áreas y materiales de especial interés para la prospección petrolífera y ha permitido la localización de posibles trampas petrolíferas. Por otra parte la abundante información obtenida en la prospección petrolífera, tanto por el reconocimiento geológico sobre el terreno de múltiples áreas, como, especialmente, por la gran cantidad de información del subsuelo (sísmica de reflexión, sondeos y diagráfias), ha contribuido muy notablemente a los avances más espectaculares del cuerpo de doctrina de la Estratigrafía.

Varios ejemplos pueden ilustrarnos sobre esta estrecha relación entre la

Estratigrafía y la Geología del Petróleo. La utilización de los datos de geología de subsuelo como método estratigráfico proviene de la Geología del Petróleo en la que se han desarrollado algunas técnicas de correlación estratigráfica de alta precisión, con el fin de localizar los niveles productivos en nuevos sondeos dentro un campo petrolífero, lo que a su vez tiene un interés científico evidente. El desigual desarrollo de las diferentes ramas de la Estratigrafía ha venido usualmente relacionado con la utilidad de las mismas en la prospección petrolífera. Muchas de las publicaciones en las que se presentan análisis de cuencas muy detallados están elaboradas y publicadas por empresas petrolíferas. El ejemplo más reciente de la citada relación Estratigrafía/Geología del Petróleo, lo constituye todo el cuerpo de doctrina de la Estratigrafía sísmica y Estratigrafía secuencial que surge de un grupo de científicos que trabaja en la industria petrolífera (grupo Exxon) y sobre el que ha tratado ampliamente en los capítulos 20 y 21.

La prospección y explotación del carbón ha facilitado gran cantidad de información de utilidad en Estratigrafía. Por su parte la *Geología del Carbón* tiene como uno de sus pilares fundamentales a la Estratigrafía ya que la prospección y explotación del mismo es una combinación del conocimiento estratigráfico (posición en la sección estratigráfica de los niveles útiles y su correlación) y geológico estructural (posición actual de los materiales debida a las deformaciones tectónicas). La necesidad de explotar el carbón a cielo abierto (o en minas subterráneas) limita el interés del estudio a la capa más superficial de los materiales aflorantes, en contraste con la Geología del Petróleo, ya que al poderse explotar el petróleo mediante sondeos usualmente tiene interés en la prospección toda la cobertera sedimentaria.

Otro aspecto en el que se puede ver la dualidad ciencia básica-ciencia aplicada de la Estratigrafía es en lo que se puede llamar "*infraestructura geológica*". Con este nombre se denominan a los trabajos de levantamiento de mapas geológicos oficiales de los diferentes países, por parte de organismos estatales. Estos mapas tienen escalas variables (1:100.000 a 1:25.000), cada vez más detalladas a medida que es mayor el nivel de conocimiento del país, y constituyen la documentación básica para cualquier trabajo de prospección de materias primas, de obras públicas o de planificación de la conservación del medio físico. En la elaboración de estos mapas la Estratigrafía básica constituye uno de los grandes pilares, ya que en ellos se diferencian las unidades litoestratigráficas presentes, se da su equivalencia con las unidades cronoestratigráficas (a veces, además, con unidades genéticas) y se presentan secciones estratigráficas e incluso correlaciones entre las mismas.

La Estratigrafía tiene aplicaciones directas en lo que genéricamente se puede denominar "*Geología Aplicada*". Se incluye en ella la prospección y explotación de materias primas sedimentarias (excluidas el carbón y petróleo, ya consideradas), tales como bauxitas, fosfatos, evaporitas, diatomitas, yacimientos metálicos estratoligados, etc. de utilidad directa. Igualmente en materias primas sedimentarias para la construcción desde rocas ornamentales hasta los áridos. Mención aparte merece la *Hidrogeología*, ya que se considera usualmente con entidad propia con respecto a la Geología aplicada. La prospección y explotación de aguas subterráneas, objetivos de la Hidrogeología, se relacionan con la Estratigrafía siempre que los posibles acuíferos sean materiales sedimentarios y estratificados.

El desarrollo reciente de la *Geología ambiental* como ciencia interdisciplinaria que abarca todos los aspectos geológicos que contribuyan a controlar, y en su caso mejorar, la conservación del medio ambiente, hace que la Estratigrafía haya establecido ciertos puentes de unión con ella, más específicamente, en la prevención de catástrofes naturales a partir de la interpretación del registro sedimentario en especial del Cuaternario. Por otra parte muy relacio-

nado con el medio ambiente se tiende a desarrollarse una línea de investigación aplicada, a caballo con la Estratigrafía, consistente en la localización de "recipientes naturales" para la evacuación de residuos tóxicos. Se trata de dispositivos sedimentarios y estratigráficos subterráneos, similares a las trampas petrolíferas, que puedan utilizarse para evacuar residuos sin causar efectos nocivos en el medio ambiente.

PERSPECTIVAS FUTURAS DE LA ESTRATIGRAFÍA

Bajo este epígrafe se van a realizar unas consideraciones globales sobre las perspectivas futuras que presumiblemente vaya a tener la Estratigrafía. Lógicamente una valoración de este tipo llevará una alta carga de subjetividad, de manera que se trate esencialmente de la opinión del autor sobre el posible desarrollo futuro de esta ciencia. Aceptando de antemano las críticas de subjetividad y los posibles errores que se puedan cometer en la prospectiva, el autor de este libro considera de interés esta valoración.

Las líneas de investigación que tendrán un mayor desarrollo en los próximos años (o decenios) serán, posiblemente, las siguientes:

Perfeccionamiento de las escalas estratigráficas

Ha sido el objetivo principal de la Estratigrafía, incluso antes de la individualización de esta ciencia del tronco común de la Geología. En la actualidad se dispone de una escala cronoestratigráfica global de referencia cada vez más perfecta, pero que aún tiene unos márgenes de error, en cuanto a su calibración, relativamente altos (ver capítulo 4). El objetivo aquí aludido consistirá en el continuo perfeccionamiento las escalas de referencia tanto cronoestratigráfica global como la magnetoestratigráfica y su calibrado con edades absolutas. Para disminuir los márgenes de error de la calibración de las escalas será necesario disponer de cada vez de más cantidad de dataciones absolutas (radiométricas y, minoritariamente, de huellas fisión) y aumentar la fiabilidad en las mismas.

El estudio de los estratotipos de los diferentes pisos por equipos interdisciplinarios y la utilización de biozonaciones ampliamente aceptadas por la comunidad científica facilitará la elaboración de una escala cronoestratigráfica cada vez más perfecta. La datación con técnicas radiométricas de los biohorizontes de primera aparición de los diferentes taxones permitirá la utilización de biocronohorizontes de amplia extensión.

Por otra parte, el estudio magnetoestratigráfico de numerosas secciones estratigráficas datadas con fósiles permitirá la corrección de la escala magnetoestratigráfica actualmente disponible y la elaboración de una escala para los intervalos de tiempo anteriores (Paleozoico y Triásico).

Los estudios en el Precámbrico, a pesar de las grandes dificultades que implican, permitirán un progresivo conocimiento de la historia de la Tierra en su intervalo inicial, actualmente conocida solo en sus trazos fundamentales y, en todo caso, con mucho menos detalle que en el Fanerozoico.

Estratigrafía de alta resolución

Constituye, previsiblemente, otro objetivo prioritario en los próximos años (y decenios). Consiste en el uso simultáneo de todos los indicadores estratigráficos de manera que permitan una mayor fiabilidad en las dataciones y en las correlaciones a la vez que una notable reducción de los intervalos de tiempo de orden menor que se puedan correlacionar. Kauffman (1988) define como Estratigrafía de eventos de alta resolución (*High resolution event strati-*

graphy, HIREs) a la metodología de estudio que permita la delimitación de unidades de duración inferior a los 100.000 años y su correlación, al menos, a nivel de cuenca. Uno de los temas prioritarios de investigación estará encaminado a la utilización de técnicas de Bioestratigrafía integrada, con un control muy detallado de los acontecimientos magnéticos reflejados en los sedimentos y un calibrado con la escala de edad absoluta cada vez más preciso. La localización de los diferentes eventos, detectables en secciones estratigráficas, entre marcadores bioestratigráficos contrastados, permitirá establecer correlaciones de gran detalle en los intervalos comprendidos entre dos biohorizontes, lo que permitirá el aumento del grado de resolución en la datación y en la correlación.

Correlaciones entre secciones estratigráficas marinas y continentales

Especial interés se planteará en los próximos años en las correlaciones entre secciones estratigráficas de materiales marinos y continentales, en las que actualmente se tienen muchas dificultades dada la ausencia de fósiles comunes en ambos tipos de materiales. El trabajo consistirá en el establecimiento de escalas cronoestratigráficas para los materiales continentales que puedan ser correlacionadas con la escala cronoestratigráfica global de referencia basada en materiales marinos. Un ejemplo de esta línea de trabajo puede ser un trabajo (Calvo *et al.*, 1993) recientemente publicado en la Revista de la Sociedad Geológica de España por 26 autores (entre ellos el autor de este libro). En este trabajo se acepta una escala cronológica única para los materiales continentales del Neógeno de la Península Ibérica, en la que se reconocen los "pisos" o unidades cronológicas continentales (Ramblense, Aragonense, Vallesense, Turoliense, Rusciniense y Villafranquiense) y se establece la equivalencia con la escala cronoestratigráfica estándar de referencia.

En esta línea futura de actuación jugará un papel notable la Magnetoestratigrafía, ya que los únicos eventos claramente reflejados simultáneamente en materiales marinos y continentales, son las inversiones del campo magnético. Sin embargo, como ya se apuntaba en el capítulo 13 la utilización de la escala magnetoestratigráfica exige la utilización de controles cronoestratigráficos (basados en la Bioestratigrafía muy detallada o, en su caso, en medidas radiométricas) ya que todos los sucesivos intervalos de polaridad normal (o inversa) se parecen todos entre sí.

La Quimioestratigrafía puede llegar a alcanzar un papel notable en este tema si se pudieran reconocer cambios geoquímicos (isótopos estables y elementos traza) que sean el reflejo de un evento que hubiese afectado simultáneamente a los medios marinos y continentales.

Relaciones Tectónica-Sedimentación

Desde la emisión de la Teoría de la Tectónica global se ha potenciado notablemente el estudio integrado entre los aspectos estratigráficos (forma de las unidades estratigráficas, evolución lateral y vertical de las mismas, control temporal, edad y génesis de los límites entre ellas, etc.) y las deformaciones tectónicas acaecidas durante el depósito. El estudio de la interrelación tectónica-sedimentación en la génesis y relleno de una cuenca sedimentaria ha sido una línea prioritaria en los últimos años y previsiblemente se incrementará en los años próximos, a medida que los datos de subsuelo procedentes de la Geología aplicada vayan pasando a disposición de la comunidad científica, una vez terminado el período de confidencialidad de los mismos. Hace tan solo unos pocos años se empezó a publicar la revista *Basin Research* auspiciada por organizaciones internacionales de Sedimentología y de Geofísica lo que indica

el carácter interdisciplinar del estudio de las cuencas. Los trabajos que incluye esta -revista (y otros de similar enfoque de otras revistas) constituyen un magnífico ejemplo de la línea de investigación que se augura para los próximos años o decenios.

Los programas internacionales de investigación geológica actualmente en curso, como son especialmente el *Ocean Drilling Program* y el *Global Geoscience Transects Project*, suministran informaciones muy valiosas sobre las geometrías de las diferentes cuencas sedimentarias, con o sin deformación, que contribuyen a conocer las relaciones entre Tectónica y Sedimentación y realizar el Análisis de cuencas.

Desarrollo previsible de la Estratigrafía secuencial

Como se ha insistido en el capítulo 21 de este libro la curva Exxon pese a ser un documento muy valioso está cuestionada, con argumentos muy sólidos, de manera que para algunos autores no se reflejan en ella los cambios eustáticos sino que hay algunos cambios que son realmente cambios relativos del nivel del mar locales (o regionales), sobrevalorados y considerados como eustáticos. En los próximos años, y decenios, es muy posible la Estratigrafía secuencial alcance un desarrollo espectacular y que se llegue a elaborar una curva de las variaciones eustáticas de aceptación general, al menos para el Mesozoico y Cenozoico, y más concretamente desde el Bathoniense a la actualidad, que es el intervalo para el que se dispone de una escala magnetoestratigráfica precisa. Es posible, incluso que se elaboren curvas equivalentes para el Paleozoico (o parte del mismo), siempre que además pudiera disponerse de una escala magnetoestratigráfica para este eratema.

De acuerdo con Miall (1992) la futura curva de cambios eustáticos, que pudiera reemplazar a la curva Exxon, debería elaborarse a partir de estudios muy detallados en secciones tipo, de manera que cada unidad genética tuviese su estratotipo como lo tienen las unidades litoestratigráficas y las cronoestratigráficas. En dichos estratotipos se deberían estudiar todas las características posibles: litoestratigráficas, bioestratigráficas (de diferentes taxones), magnetoestratigráficas y aloestratigráficas. Por comparación con otras secciones seleccionadas de materiales del mismo intervalo de tiempo en diferentes localidades (paraestratotipos y hipoestratotipos) se podría constatar la simultaneidad (y estimar la amplitud) de los cambios del nivel del mar deduciendo cuáles son globales y, por tanto, eustáticos. Será necesario un prolongado intervalo de tiempo de acumulación de datos para llegar a la elaboración de una escala de cambios eustáticos de aceptación general, pero es un camino necesario ya que abre unas perspectivas de interpretación de las secciones estratigráficas de muchos interés, ya que se trataría de una escala aplicable además de las escalas usadas en la Estratigrafía más clásica (escala cronoestratigráfica global de referencia y escala magnetoestratigráfica) y no sustituyéndolas, por lo que puede suministrar una información complementaria muy interesante. Parafraseando a Posamentier y James (1933) se trata de "usar" no "abusar" de la Estratigrafía secuencial.

Paleoclimatología y paleoceanografía

Estos dos aspectos, bastante relacionados entre sí, tienen actualmente un desarrollo escaso y es previsible que sufran un cambio notable en los años próximos, ya que ambos tienen un gran interés. Se trata de completar las técnicas que facilitan el conocimiento del clima y del régimen de circulación de los océanos en tiempos anteriores, y, posiblemente, utilizar algunas alternativas que proporcionen datos de mayor Habilidad.

En la actualidad, uno de los registros más fiables de los cambios climáticos globales acaecidos a través del tiempo se tiene en los sedimentos pelágicos, y se deducen del estudio quimioestratigráfico (isótopos estables) de los mismos. El aumento de los estudios de este tipo en materiales antiguos proporcionará una base de datos que facilite la elaboración de curvas paleoclimáticas globales para los océanos. La paleoclimatología debe basarse, además, en el estudio de los registros estratigráficos de materiales continentales en los que a partir de los datos paleoecológicos deducidos de las asociaciones de fósiles.

En los estudios paleoceanográficos se prestará especial atención a las posibles explicaciones de los eventos oceanográficos, consistentes en cambios de la circulación en las corrientes oceánicas que pueden dar hiatos que afectan a sectores muy amplios de los océanos, como los descritos en el capítulo 15.

Estratigrafía arqueológica

Es una rama que previsiblemente tendrá un gran desarrollo futuro, utilizando este término en el sentido que lo plantea Harris (1991). Esta afirmación se basa en el hecho constatado que el estudio del Cuaternario (y del Plioceno) tiene cada vez más interés para conocer los procesos geológicos antiguos, además del propio interés cultural y humanístico al tener límites difusos con la Prehistoria. El citado autor (Harris, 1991) diferencia entre *estrato natural* (concepto que coincide con el de estrato utilizado en este libro) y el de *estrato antrópico* para el "estrato creado deliberadamente por la acción humana y, por tanto, puede no responder a las leyes de estratigrafía natural o geológica". Los estratos antrópicos en muchos casos responden a antiguos suelos desarrollados unos sobre otros en distintas fases. Los restos de vertebrados o de utensilios utilizados por el hombre pueden encontrarse en el Cuaternario en un tipo u otro de estratos, según el origen del yacimiento, por lo que en primer lugar tienen un enorme interés la diferenciación entre ambos tipos. La utilización de los utensilios humanos con "fósiles hechos por el hombre", o sea, como objetos manufacturados al mismo tiempo que se formó el estrato, hace que los diversos episodios culturales del Paleolítico (Abbevillense, Acheliense, Musteriense, Auriñaciense, Magdaleniense) puedan considerarse como unidades geocronológicas y su representación en estratos naturales como unidades cronoestratigráficas, mientras que si se trata de estratos antrópicos son unidades edafoestratigráficas.

Mientras que en años anteriores la Estratigrafía estuvo muy entrelazada con la Geología Aplicada, en aspectos técnicos y de repercusión económica, es posible que en un futuro lo esté, también, con la Prehistoria y Arqueología, expresando así la evolución social en la que cada vez se intenta potenciar más los aspectos humanísticos, tales como el conocimiento de la historia del hombre y sus precursores, y en definitiva la historia de la Tierra.

Modelización de procesos

La modelización de los diferentes procesos sedimentarios y dispositivos estratigráficos está siendo actualmente una línea puntera y es previsible que en un futuro muy cercano se dispongan de programas informáticos que faciliten la modelización de la geometría del relleno de una cuenca sedimentaria en función de los factores que lo controlan (subsistencia, aportes y eustatismo). Se desarrollarán programas (o completarán los ya existentes) en los que se modelicen cada uno de los tipos de relaciones de unidades estratigráficas y de sus relaciones geométricas. Entre los avances posibles se tendrán: simulación de perfiles sísmicos a partir del conocimiento de sus geometrías y propieda-

des, técnicas que faciliten el análisis de la ciclicidad, programas de cálculo de la subsidencia y modelos de evolución de márgenes continentales.

FORMACIÓN DE FUTUROS ESTRATIGRAFOS

A lo largo de este libro se ha insistido en que las dos técnicas de mayor interés en la Estratigrafía son la cartografía geológica y el levantamiento de secciones estratigráficas. El estratígrafo del futuro debe seguir dominando estas técnicas que son las que facilitan el conocimiento de la distribución areal y temporal de las unidades estratigráficas, y le permitirán la lectura de los diferentes documentos de autores anteriores. En definitiva el estratígrafo debe dominar estas técnicas básicas para un geólogo sin especialización y comunes para la mayor parte de las ciencias geológicas. Con ello se quiere insistir en una idea que se estima muy interesante: "antes que formar un estratígrafo hay que formar un geólogo" de manera que disponga de una formación geológica básica sobre la que cimentar la propia especialización estratigráfica. Evidentemente, el estratígrafo prestará un máximo interés en el levantamiento de perfiles y secciones estratigráficas, la elección de la escala según los objetivos pretendidos, la elaboración de los modelos de asociaciones de facies que definan cada material, la correlación estratigráfica y la reconstrucción de la geometría de las diferentes unidades estratigráficas, incluida la datación de las mismas.

Los mayores avances doctrinales de la Estratigrafía en el futuro, previsiblemente sean el fruto de trabajos de carácter interdisciplinario con otras ciencias geológicas y no geológicas, por lo que el estratígrafo del futuro deberá tener una formación lo suficientemente interdisciplinaria que le permita trabajar en colaboración con especialistas de diferentes ciencias (Geoquímica, Geofísica, Tectónica, Paleontología, Petrología, etc.) al mismo tiempo que cultive una rama concreta de la Estratigrafía, ante la imposibilidad material de ser especialista en todas a la vez, debido al enorme desarrollo reciente de esta ciencia.

La utilización generalizada de ordenadores, y la constante mejora de los mismos, hace que cada vez más se intenten reconstruir y modelizar los procesos deducidos a partir del estudio de las secciones estratigráficas. Por todo ello los futuros estratígrafos deben estar introducidos en el manejo de los programas de diseño gráfico con ordenador más usuales, lo que le permitirá la utilización de la cada vez más amplia oferta de programas de simulación y modelización existente en el mercado y, en su caso, mejorarlos o elaborar modelos alternativos.

El perfeccionamiento de las escalas estratigráficas, objetivo básico permanentemente de la Estratigrafía, obligará al estratígrafo del futuro a estar familiarizado con las técnicas magnetoestratigráficas y quimioestratigráficas, además de las técnicas más clásicas (lito- y bioestratigráficas). El acceso a la información del subsuelo aconseja, además, tener un mínimo de conocimiento acerca de los métodos de interpretación de los gráficos obtenidos tanto en la sísmica de reflexión como en las diagráfias.

BIBLIOGRAFÍA

- Ager.D.V. (1973): *The nature of the Stratigraphical Record*. Macmillan, Londres, 371 pags.
- Ager.D.V. (1981): Major marine cycles in the Meso-zoic. *Jour. Geol. Soc. London*, 138: 159-166.
- Ager.D.V. (1993): *The New Catastrophism. The importance of the rare event in Geological History*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 254 pags.
- Agterberg.F.P. y Gradslein.F.M. (1988): Recent developments in quantitative Stratigraphy. *Earth Sci. Rev.*, 25: 1-73.
- Aguado.R. (1992): *Nannofósiles del Cretácico de la Cordillera Bética (sur de España)*. Bioestratigrafía. Tesis Univ. Granada, 414 pags.
- Aguada.J., Bahamonde.J.R., Barba.F.J., Barba.P., Colmenero, J.R., Fernández.L.P., Salvador.C.I. y Vera.C. (1991): Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Bull. Soc. Geol. France*, 162: 325-333.
- Aguilar.M.J. (1975): Sedimentología y Paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica. *Estudios Geol.* 3: 1-213.
- Aigner.T. (1985): *Storm Depositional Systems*. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlín. 3. 174 pags.
- Allen.J.R.L. (1985): *Principles of Physical Sedimentology*. George Allen & Unwin, Londres, 272 pags.
- Allen.P.A. y Allen.J.R. (1990): *Basin Analysis. Principles & Applications*. Blackwell Sci. Pub., Oxford. 451 pags.
- Allen.P.A. y Collison.J.D. (1986): Lakes. In: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.), Blackwell Sci. Pub., Oxford, 63-94.
- Allen.P.A., Homewood.P. y Williams.G.D. (1986): Foreland basins: an introduction. In: *Foreland Basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.), Blackwell Sci. Pub., Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 8: 3-12.
- Alonso.A. y Mas.J.R. (1990): El Jurásico superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja, Soria). *Cuader. Geol. Ibérica*, 14: 173-198.
- Alonso.B., Farrán.M. y Maldonado.A. (1989): Estratigrafía sísmica de alta resolución en márgenes continentales pasivos: Factores de control durante el Cuaternario. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 265-285.
- Alvarez.L.W., Alvarez.W., Asaro.F. y Michel.H.V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095-110.
- Alvarez.W., Hansen.T., Hut.P., Kauffman.E.G. y Shoemaker.E.M. (1989): Uniformitarianism and the response of Earth scientists to the theory of impact crises. In: *Catastrophes and evolution: Astronomical foundations* (S.V.M. Clube, Ed.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 13-24.
- Alvarez.W., Kauffman.E.G., Surlyk.F., Alvarez.L.W., Asaro.F. y Michel.H.V. (1984): The impact theory of mass extinctions and the marine invertebrate record across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Science*, 223: 1135-1141.
- Alvaro.M., Capote.R. y Vegas.R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Ibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 172-177.
- Anadón,P. (1989): Lagos. In: *Sedimentología* (A. Arche, Ed.), C.S.I.C., Madrid, 1: 219-270.
- Anadón,P., Cabrera,L., Colombo.F., Marzo,M. y

Riba, O. (1986): Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). In: *Foreland Basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 8: 259-271. Anadón, P., Cabrera, L., Juliá, R. y Marzo, M. (1991): Sequential arrangement and asymmetrical fill in the Miocene Rubielos de Mora Basin (northeast Spain). In: *Lacustrine facies analysis* (P. Anadón, L. Cabrera y K. Kelts, Eds.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 13: 257-275. Anadón, P., Cabrera, L. y Kelts, K. (editores) (1991). *Lacustrine facies analysis*, Blackwell Sci. Pub., Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 13, 318 pags. Anderson, E.J. y Goodwin, P.W. (1990): The significance of metre-scale allocycles in the quest for a fundamental stratigraphic unit. *Jour. Geol. Soc. London*, 147:507-518.

Anderson, R.Y. y Dean, W.E. (1988): Lacustrine varve formation through lime. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 62: 215-235. Anderson, T.F. y Arthur, M.A. (1983): Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironment problems. In: *Stable isotopes in Sediment/ Geology* (M.A. Arthur, T.F. Anderson, J. Veizer y L.S. Land, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, short course notes 10, 1.1-1.151. Anguita, F. (1988): *Origen e historia de la Tierra*. Rueda, Madrid, 525 pags.

Aracil, E. y Vilas, L. (1988): Análisis litoestratigráfico y secuencial del Cretácico de dos sondeos de la Cordillera Ibérica meridional. // *Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios, 205-212. Arche, A. (1981): El concepto de modelo en Geología. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 79: 45-51. Arche, A. (editor) (1989a): *Sedimentología*, C.S.I.C., Madrid, 2 vol., 541 y 526 pags. Arche, A. (1989b): Análisis de facies y de cuencas sedimentarias. In: *Sedimentología* (A. Arche, Ed.), C.S.I.C., Madrid, 1: 13-49.

Arche, A. (1989c): Relaciones entre sedimentación y tectónica. In: *Sedimentología* (A. Arche, Ed.), C.S.I.C., Madrid, 2: 431-487. Arche, A. (1989d): Deltas. In: *Sedimentología* (A. Arche, Ed.), C.S.I.C., Madrid, 1: 395-449. Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen prepirenaico y del sector central de la cuenca del Ebro*. Tesis Univ. Zaragoza, 858 pags.

Arenas, C., Pardo, G., González, A. y Villena, J. (1989): El sistema fluvial de Cobatillas (Teruel): Análisis de facies y evolución del estilo fluvial. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 41-54. Arias, C., Masse, J.P. y Vilas, L. (1989): Secuencias deposicionales en el Aptiense-Albiense p.p. del Prebético. El ejemplo de las sierra del Carche y Sopalmo (Prov. de Murcia). *XII Congr. Nac. Sediment.* Bilbao, Simposios, 33-42. Arribas, J. (1985): Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Zona norte. Estudios Geol.*, 41: 47-57.

Arthur, M.A., Bottjer, D.J., Dean, W.E., Fischer, A.G., Hattin, D.E., Kauffman, E.G., Pratt, L.M. y

- Scholle.O.A. (1986): Rhythmic bedding in Upper Cretaceous pelagic carbonate sequences: varying sedimentary response to climatic forcing. *Geology*, 14: 153-156. Arthur.M.A. y Jenkyns.H.C. (1981): Phosphorites and paleoceanography. *Oceanologica Acta*, Proc. 26(h. inter. Geol. Congr. Paris (1980), n. sp., 78-101. Arthur.M.A. y Schlanger.S.O. (1979): Cretaceous "oceanic anoxic event" as causal factors in development of reef reservoir giant oil fields. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63: 870-885. Asquith.G.B. y Gibson.R.R. (1982): *Basic well log analysis of geologists*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, 216 pags. Aubouin.J. (1965): *Geosynclines*. Development in Geotectonics, I, Elsevier, Amsterdam, 335 pags. Aubry.M.P. (1991): Sequence stratigraphy: Eustasy or tectonic imprint. *Jour. Geophys. Res.*, 96: 6641-6679.
- Aurell.M. (1990): *El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca. Tesis Univ. Zaragoza*, 389 pags. Aydin.A. y Nur.A. (1982): Evolución of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, I: 91-105. Aydin.A. y Nur.A. (1985): The Types and Role of **Stepovers in Strike-Slip Tectonics. In: *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation***. (K.T.Biddle y N.Christie-Blick, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 37: 35-44.**
- Babin.CI (1987): Méthodes de la biostratigraphie. **In: *Stratigraphie: principes, méthodes, applications*** (Ch.Pomerol et al., Eds.), Doin, Paris, 191-234.
- Bally.A.W. (editor) (1983): *Seismic expression of structural styles: A picture and work atlas*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol. 3 vol.
- Bally.A.W. (editor) (1987): *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol. 27, 124 pags.
- Bally.A.W., Bemoulli.D., Davis.G.A. y Montadert.L. (1981): Lislic normal faults. *Oceanologica Acta*, Proc. 26(h. inter. Geol. Congr. Paris (1980), n. sp., 87-102.
- Bally.A.W. y Snelson.S. (1980): Realms of subsidence. **In: *Facts and principles of world petroleum occurrence*** (A.D.Miall, Ed), *Can. Petrol. Geol., Meta.* 6: 9-75.
- Barrell.J. (1917): Rhythms and the measurement of geologic time. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 28: 745-904.
- Barron.E.J. (1992): Palaeoclimatology. In: *Understanding the Earth; a new synthesis* (G.C.Brown, C.J.Hawkesworth y R.C.L.Watson, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 485-505.
- Barron.J.A., Arthur.M.A. y Kauffman.E.G. (1985): Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 72: 327-340.
- Barron.J.A. y Keller.G. (1982): Widespread Miocene deep-sea hiatuses: Coincidence with periods of global cooling. *Geology*, 10: 577-581.
- Basan.P.B. (editor) (1978): *Trace fossil concepts*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course, 5, 181 pags.
- Bales.R.E. y Jackson.J.A. (editores) (1987): *Glossary of Geology* (3ª edición), Amer. Geol. Inst., Alexandria, Virginia, 788 pags.
- Baum.G.R. y Vail.P.R. (1988): Sequence Stratigraphic Concepts of Depositional Sequences and Calculation of Sea-Level Changes from Stratigraphic Data - Offshore New Jersey and Alabama Tertiary. **In: *Sea level changes - An integrated approach*** (C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A.Ross y J.C.Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.* 42: 309-327.

- Berg, O.R. y Woolverton, D.G. (editores) (1985): *Seismic Stratigraphy II*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 39, 276 pags. Berger, A. (1988): Milankovitch theory and climate. *Rev. Geophys.*, 26: 624-657. Berger, A. y Loutre, M.F. (1989): Pre-Quaternary Milankovitch frequencies. *Nature*, 342: 133. Berger, W.H., Vincent, E. y Thierstein, H.R. (1981): The deep-sea record: major steps in Cenozoic ocean evolution. In: *The Deep Sea Drilling Project: A decade of progress* (J.E. Warme, R.G. Douglas y E.L. Winterer, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral, Spec. Pub. 32: 489-504. Berggren, W.A. y Van Couvering, J.A. (editores) (1984): *Catastrophes and Earth History. The new uniformitarianism*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 464 pags. Berner, R.A. (1980): *Early diagenesis*. Princeton Univ. Press, 237 pags.
- Bernoulli, D. y Jenkyns, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies relation to early evolution of the Tethys. In: *Modern and ancient geosynclinal sedimentation* (R.H. Dott y R.H. Shaver, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral, Spec. Pub. 19: 129-160.
- Biddle, K.T. y Christie-Blick, N. (1985): *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral, Spec. Pub., 37, 386 pags.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M. Jr., Fitzgerald, M.G. y Wright, R.C. (1986): Tectonic stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. In: *Foreland basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.), Blackwell Sci. Pub., Oxford, I.A.S. Spec. Pub., 8: 41-61.
- Blatt, H., Berry, W.B.N. y Brande, S. (1991): *Principles of Stratigraphic Analysis*. Blackwell Sci. Pub., Oxford, 512 pags.
- Boccalletti, M., Calamita, F., Deiana, G., Gelati, R., Massari, F., Moratti, G. y Ricci-Lucchi, F. (1990): Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 77: 3-14. Boer, P.L. de (1990): Astronomical cycles reflected in sediments. *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, 1990, H. 8*: 911-930.
- Boer, P.L. de (1991): Pelagic black shale-carbonate rhythms orbital forcing and oceanographic response. In: *Cycles and events in Stratigraphy* (G. Einsele, G. Ricken y A. Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 63-78.
- Boggs, S. Jr. (1987): *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Merrill, Columbus, Ohio, 784 pags. Boillot, G. (1984): *Geología de los márgenes continentales*. Masson, Barcelona, 141 pags. Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M. y Biju-Duval, B. (1984): *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson, Paris, 342 pags.
- Boltwood, B.B. (1907): On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. *Amer. Jour. Sci.*, (4), 23: 77-88.
- Bosellini, A., Mutli, E. y Ricci-Lucchi, F. (1989): *Rocce e successioni sedimentarie*. Unione Tipografico-Editrice Torinese (UTET), Torino, 395 pags. Bost, M.H.P. (1982): The mechanism of continental splitting. *Tectonophysics*, 81: 301-309. Boulin, J. (1977): *Méthodes de la stratigraphie et géologie historique*. Masson, Paris, 226 pags. Bouma, A.H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 pags. Bowen, R. (1988): *Isotopes in the Earth Sciences*. Elsevier Applied Science, Londres, 647 pags. Bowen, R. (1991): *Isotopes and climates*. Elsevier Applied Science, Londres, 483 pags. Bradley, R.S. (1985): *Quaternary Paleoclimatology. Methods of Paleoclimatic Reconstruction*. Allen & Unwin, Boston, 472 pags.

- Brenner, R.L. y McHargue, T.R. (1988): *Integrative Stratigraphy: Concepts and Applications*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 419 pags.
- Broecker, W.S. (1982): Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1689-1705.
- Brown, L.F. y Fischer, W.L. (1977): Seismic stratigraphic interpretation of depositional surfaces: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: *Seismic Stratigraphy* (C.E. Payon, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 26: 213-248.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F. y Otto, J.B. (1982): Variation of seawater strontium 87/strontium 86 throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516-519.
- Cabrera, L., Colombo, F. y Robles, S. (1985): Sedimentation and tectonic interrelationships in the Paleogene marginal aluvial systems of the SE Ebro Basin: Transition from aluvial to shallow lacustrine environments. In: *6th European AS Meeting. Llei-da. Excursion guidebook* (J. Rosell y M. Milá, Eds.), exc. 10: 394-492.
- Calvel, F., Tucker, M.E. y Henton, J.M. (1990): Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalán Basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and Controls. In: *Carbonates platforms. Facies, sequences and evolution* (M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg y J.F. Read, Eds.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 9: 79-108.
- Campbell, V. (1967): Laminae, laminae set, bed and bedset. *Sedimentology*, 8: 7-26.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1992): A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 13917-13951.
- Cane, M.A. (1986): El Niño. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 43-70.
- Cancrot, J., Cugny, P., Pardo, C., Salas, R. y Villena, J. (1982): El Cretácico de la Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.), Univ. Complutense Madrid, 273-344.
- Cant, D.J. (1984): Subsurface facies analysis. In: *Facies models* (R.G. Walker, Ed.), *Geoscience Canada*, 297-310.
- Cant, D.J. (1989): Simple equations of sedimentation: applications to sequence stratigraphy. *Basin Research*, 2: 73-81.
- Cant, D.J. y Walker, R.G. (1976): Development of a braided fluvial facies model for Devonian Bathery Point Sandstone, Quebec. *Can. Jour. Earth Sci.*, 13: 102-119.
- Cita, M. (1991): Development of a scientific controversy. In: *Controversies in Modern Geology* (D.W. Müller, J.A. McKenzie y H. Weissen, Eds.). *Academic Press*, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, Londres, 13-23.
- Clauser, S., Renard, M. y Richebois, G. (1988): Variations in trace element contents and isotopic compositions of Lower Cretaceous carbonates from the Galicia margin (ODP Leg 113): Reconstruction of the paleochemistry of the early Cretaceous ocean. *Proc. Ocean Drill Prog.*, 103: 489-503.
- Cloetingh, S. (1991): Tectonics and sea-level changes: A controversy. In: *Controversies in Modern Geology* (D.W. Müller, J.A. McKenzie y H. Weissen, Eds.), *Academic Press*, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, Londres, 249-277.
- Clube, S.V.M. (1989): The catastrophic role of giant comets. In: *Catastrophes and evolution: Astronomical foundations* (S.V.M. Clube, Ed.), *Cambridge Univ. Press*, Cambridge, 81-112.
- CNE (1961): American Commission in Stratigraphic Nomenclature: Code of Stratigraphic nomenclature. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 45: 645-665.
- Collinson, D.W. (1983): *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism*. Chapman & Hall, Londres, 503 pags.

- Collison, J.D. (1986): Alluvial sediments. In: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.). Blackwell Scientific Publ., 20-62. Colmenero, J.R., Agueda, J.A., Fernández, L.P., Salvador, C.I., Bahamonde, J.R. y Barba, P. (1988): Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian Zone, northwestern Spain. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (W. Némec y R.J. Steel, Eds.), Blackie and Son, Glasgow, 267-285. Colombo, F. (1989): Abanicos aluviales. In: *Sedimentología* (A. Arche, Ed.), C.S.I.C. Madrid, I: 143-218. Company, M., González-Donoso, J.M., Linares, D., Manín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F., Taveira, J.M. y Vera, J.A. (1982): Diques neptúnicos en el Cretácico del Península: Aspectos genéticos y etapas de relleno. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 347-367. Condé, K.C. (1989): *Plate Tectonics and Crustal Evolution* (3ª edición), Pergamon Press, Oxford, 476 pags.
- Conybeare, C.E.B. (1979): *Lithostratigraphic analysis of sedimentary basins*, Academic Press, Nueva York, 555 pags.
- Conybeare, C.E.B. y Crook, K.A.W. (1968): *Manual of sedimentary structures*. Bur. Mineral Resources. Geol. Geophys. Australia, 327 pags. Corrales, I., Rosell, J., Sánchez de la Torre, L., Vera, J.A. y Vilas, L. (1977): *Estratigrafía*, Rueda, Madrid, 718 pags.
- Corrochano, A., Armenteros, I., Pérez, C., Sánchez de Vega, A. y San Dimas, L.F. (1991): Distribución de arcillas en la Unidad de Cuestas (Neógeno de la Cuenca del Duero). *Geogaceta*, 10: 22-24.
- Cotillon, P. (1988): *Stratigraphie*. Dunod, collector.
- Geosciences, París, 182 pags.
- Colillon, P. y Rio, M. (1983): Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project Sites 535 and 540 (Gulf of México), 534 (Central Atlantic), and in the Vercorian Basin (France). In: *Init. Rpts. D.S.D.P.*, (R.T. Buffler y W. Schlager *et al.*, Eds.), 77: U.S. Govt. Print. Of. Washington, D.C., 339-376. Covey, C. (1984): Órbita terrestre y periodos glaciales. *Investigación y Ciencia*, abril 1984, 30-39. Coward, M.P. (1986): Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. *Earth Planet. Sci. Un.*, 80: 325-336.
- Cowie, J.W. y Bassett, M.G. (1989): Global stratigraphic chart. *Episodes*, 12 (2), junio 1989. Cowie, J.W., Ziegler, W. y Remane, J. (1989): Stratigraphic Commission Accelerated Progress, 1984 to 1989. *Episodes*, 12: 79-83.
- Craig, L.C. y Connor, C.W. (coordinadores) (1979): Paleotectonic investigations of the Mississippian System in the United States. Geological Survey Professional Paper, 1010, 1-359.
- Creer, K.M. y Pal, P.C. (1989): On the frequency of reversals of the geomagnetic dipole. In: *Catastrophes and evolution: Astronomical foundations* (S.V.M. Clube, Ed.). Cambridge Univ. Press, Cambridge, 113-132.
- Crimes, T.P. y Harper, J.C. (editores) (1977): *Trace fossils 2*. Seel House Press, Liverpool, 351 pags. Crocket, J.H., Officer, C.B., Wezel, F.C. y Johnson, G.D. (1988): Distribution of noble metal across Cretaceous/Tertiary boundary at Gubbio, Italy: Iridium variation as constraint on the duration and nature of Cretaceous Tertiary boundary events. *Geology*, 16: 77-80.
- Crowell, J.C. (1978): Gondwana glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. *Amer. Jour. Sci.*, 278: 1345-1372. Curran, J.R. (1964): Transgressions and regressions. In: *Papers in Marine Geology* (L. Miller, ed.), Mac-Millan, Nueva York, 175-205.
- Chamley, H. (1990): *Sedimentology*. Springer-Verlag.
- Berlín, 285 pags. Choquette, P.W. y James, N.P. (1988): Introduction.

In: *Paleokarst* (N.P.James y P.W.Choquelle, Eds.), *Springer-Verlag*, Nueva York, 1-21. Chorowicz. (1983): Le rift E-africain: debut d'ouver-ture d'un ocean. *Bull. Elf. Aquil.*, 7: 155-162.

- Dunham,R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks* (W.E.Ham, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. I*: 108-121.
- Dabrio,C.J. (1989a): Playas e islas barrera-lagoon. In: *Sedimentología* (A.Arche, Ed.), *C.S.I.C.*, Madrid, 1:349-394.
- Dabrio,C.J. (1989b): Plataformas siliciclásticas. In: *Sedimentología* (A.Arche, Ed.), *C.S.I.C.*, Madrid, 1:493-541.
- Dabrio,C.J. (1990): Fan-delta facies associations in late Neogene and Quaternary basins of southern Spain. In: *Coarse-grained deltas* (A.Colella y D.B.Prior, Eds.) Blackwell Sci. Pub., Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 10:91-111.
- Dabrio,C.J., Martín,J.M. y Megías,A.G. (1985): The tectosedimentary evolution of Mio-Pliocene reefs in the Province of Almería (SE Spain). *6^o Europ. Reg. Meeting*, I.A.S., Lleida, Field Guidebook, Excursión 8: 269-305.
- Davaud,E. (1982): The automation of biochronological correlation. In: *Quantitative stratigraphic correlation* (J.M.Cubbit y R.A.Reyment, Eds.), *John Wiley and Sons*. Nueva York. 85-99. Davis,R.A.Jr. (1983): *Depositional systems: a genetic approach to sedimentary geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 669 pags. Davis,R.D. (1989): Catastrophes and evolution. The 1988 BAAS meeting of the Royal Astronomical Society at Oxford. In: *Catastrophes and evolution: Astronomical foundations* (S.V.M. Clube, Ed.), *Cambridge Univ. Press*, Cambridge, III.
- Davis,T.L. (1984): Seismic-stratigraphic facies models. In: *Facies models* (R.G.Walker, ed.), *Geoscience Canada*, 311-317. Debelmas,J. y Mascle,G. (1991): *Les grandes structures géologiques*. Masson, Paris. 299 pags. Delfaud,J. (1972): Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et Crétacé inférieur de l'Aquitaine. *Mem. B.R.C.M.*, 77:593-611
- Dewey,J.F. y Bird,J.M. (1970): Mountain belts and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 75: 2625-2647.
- Dietz,R.S. (1961): Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190: 854-857.
- Dickinson,W.R. (1974): Plate tectonic and sedimentation. In: *Tectonics and Sedimentation* (W.R.Dickinson, Ed.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 22: 1-27.
- Dogliani,C. Bosellini,A. y Vail,P.R.(1990): Stratal patterns: a proposal of classification and examples from the Dolomites. *Basin Research*, 2: 83-95. Donovan,D.T. (1966): *Stratigraphy. an introduction to principles*. Murby, Londres, 199 pags. Donovan,D.T. y Jones,E.J.V. (1979): Causes of world-wide changes in sea level. *Jour. Geol. Soc. London*, 136: 187-192.
- Dott,R.H. (1983): Episodic sedimentation- How normal is average? How rare is rare? Does it matter?. *Jour. Sediment. Petrol.*, 53: 5-23. Dovelon,J.H. (1986): *Log analysis of subsurface geology- Concepts and computer methods*. John Wiley & Sons, Nueva York, 273 pags. Doyle,L.J. y Pilkey,O.H. (editores) (1979): *Geology of Continental Slopes*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Publ. Spec., 27. 374 pags.
- Dronkert,H. (1985): Evaporite models and sedimentology of Messinian and recent evaporites. *GUA Papers of Geology*, series 1, 24, 283 pags. Duff,P.M., Hallam,A. y Walton,E.K. (1967): *Cyclic sedimentation*. Elsevier, Nueva York, 280 pags. Dunbar,C.D. y Rodgers,J. (1957): *Principles of Stratigraphy*. John Wiley, Nueva York, 355 pags.

- Edwards.J.D. y Santogrossi.P.A. (editores) (1990): *Divergent/passive margin basins*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 48, 252 pags.
- Eichen.seer.H. y Luterbacher.H. (1992): The marine Paleogene of the Tresp regi3n (NE Spain) - Depositional Sequences, Facies History, Biostratigraphy and controlling factors. *Facies*, 27: 119-152.
- Eicher.D.L. (1976): *Geologic time*. 2* edicion, Prentice Hall International Inc, Londres, ISO pags.
- Einsele.G. (1982): Limestone-marl cycles (periodicities): diagnosis, significance, causes-a review. In: *Cyclic and event stratification* (G.Einsele y A.Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 8-53.
- Einsele.G. (1992): *Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget*. Springer-Verlag, Berlin, 628 pags.
- Einsele.G. y Bayer.U. (1991): Asymmetry in trans-gressive-regressive cycles in shallow seas and passive continental margin settings. In: *Cycles and events in Stratigraphy*, (G.Einsele, G.Ricken y A.Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 660-681.
- Einsele.G. y Ricken.W. (1991): Limestone-marl alternations- an overview. In: *Cycles and events in Stratigraphy* (G.Einsele, G.Ricken y A.Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 23-47.
- Einsele.G., Ricken.W. y Seilacher.A. (1991a): *Cycles and events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 955 pags.
- Einsele.G., Ricken.W. y Seilacher.A. (1991b): Cycles and events in stratigraphy -Basic concepts and terms. In: *Cycles and events in Stratigraphy*, (G.Einsele, G.Ricken y A.Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 1-19
- Einsele.G. y Seilacher.A. (editores) (1982): *Cyclic and event in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 536 pags.
- Elliot.T. (1986a): Deltas. In: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.), Blackwell Scientific Publ., 111-154.
- Elliot.T. (1986b): Siliciclastic shorelines. In: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.), Blackwell Scientific Publ., 155-188.
- Embry.A.F. y Klovan.J.E. (1971): A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 19: 730-781.
- Emery.K.O. y Uchupi.E. (1984): *The Geology of the Atlantic Ocean*, Springer-Verlag, Nueva York, 1050 pags.
- Emiliani.C. (1955): Pleistocene Temperatures. *Jour. Geol.*, 63: 538-578.
- Emiliani.C. (1966): Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized paleotemperature curve for the last 25,000 years. *Jour. Geol.*, 74: 109-126.
- Emiliani.C. (1978): The cause of the ice ages. *Earth Planet. Sci. Letters*, 7: 349-352.
- Enachescu.M.E. (1987): Tectonic and structural framework of the Northeast Newfoundland continental margin. In: *Sedimentary basins and basin-forming mechanisms* (C.Beaumont y A.J.Tankard, Eds.), Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 12: 117-146.
- Enos.P. (1991): Sedimentary parameters for computer modeling. In: *Sedimentary modelling: computer simulations and methods for improved parameter definition* (E.K.Franseen, W.L.Watney, C.G.Sl.C.Kendall y W.Ross, Eds.), Kansas Geol. Surv. Bull., 233: 63-99.
- Epslein.S., Buchsbaum.R., Lowenstam.H.A. y Urey.H.C.B. (1951): Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62:417-426.
- Epstein.S., Buchsbaum.R., Lowenstam.H.A. y Urey.H.C.B. (1953): Revised carbonate-water iso-

- logic temperatura scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64: 1315-1365. Esteban, I. y Klappa, C.F. (1983): Subaerial exposure environment. In: *Carbonate depositional environments* (P.A.Scholle, D.G.Bebout y C.H.Moore, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Metn.* 33: 1-54. Evans, G. (1979): Quaternary transgressions and regressions. *Jour. Geol. Soc. London*, 136: 125-132.
- Fairbridge, R.W. y Bourgeois, J. (1978): *The encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pen., 901 pags. Farinacci, A., Mariotti, M., Nicosia, U., Pallini, G. y Schiavinotto, F. (1981): Jurassic sediments in the Umbro-Marchean Apennines: An alternative model. In: *Rosso Ammonitico Symposium* (A.Farinacci y S.Elmi, Eds.), Tecnoscienza, Roma, 335-398.
- Faure, G. (1986): *Principles of Isotope Geology*. 2^a edición, John Wiley & Sons, Nueva York, 589 pags.
- Fernández, J., Bluck, B.J. y Viseras, C. (1993): The effects of fluctuations base level on the structure of alluvial fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology*, 40: 879-893.
- Fernández-Lopez, S. y Gómez, J.J. (1991): Condensación: significados y aplicaciones al análisis de cuencas. *Estudios Geol.*, 47: 169-181.
- Fischer, A.G. (1964): The Lofer cyclothems in the Alpine Triassic. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169: 107-149.
- Fischer, A.G. (1969): Geological time-distance rates: the Bubnoff Unit. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80: 549-552.
- Fischer, A.G. (1982): Long-Term Climatic Oscillations Recorded in Stratigraphy. In: *Studies in Geophysics - Climate in Earth History*, National Academic Press, Washington, D.C., 97-104.
- Fischer, A.G. (1986): Climatic rhythms recorder in strata. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 351-376.
- Fischer, A.G. (1991): Orbital cyclicity in Mesozoic Strata. In: *Cycles and events in Stratigraphy* (G.Einsele, G.Ricken y A.Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 48-62.
- Fischer, A.G. y Arthur, M.A. (1977): Secular variations in the pelagic realm. In: *Deep water carbonate environments* (H.E.Cook y P.Enos, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Spec. Pub., 25: 19-50.
- Fischer, A.G., Herbet, X.D., Napoleone, G., Premoli-Silva, I. y Ripepe, M. (1991): Albian Pelagic Rhythms (Piobbico core). *Jour. Sediment. Petrol.*, 61: 1164-1172.
- Fischer, A.G. y Roberts, L.T. (1991): Cyclicity in the Green River Formation (lacustrine Eocene) of Wyoming. *Jour. Sediment. Petrol.*, 61: 1146-1154.
- Flügel, E. (1972): Mikrofaziale Untersuchungen in der Alpine Trias. Methoden und Probleme. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21: 9-64.
- Flügel, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones*. Springer-Verlag, Berlín, 633 pags.
- Folk, R.L. (1962): Spectra subdivision of limestone types. In: *Classification of carbonate rocks* (W.E.Ham, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 1:62-84.
- Follmi, K.B. y Garrison, R.E. (1991): Phosphatic sediments, ordinary or extraordinary deposits? The example of the Miocene Monterey Formation (California). In: *Controversies in Modern Geology* (D.W.Müller, J.A.McKenzie y H.Weissert, Eds.), Academic Press, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, Londres, 55-84.
- Fontboté, J.M., Guimerá, J., Roca, E., Sabat, F., Santanach, P. y Fernández-Ortiga, F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (Western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 249-259.

- Foucault.A. (1992): L'enregistrement sédimentaire des cycles orbitaux, méthodes de lude, résultats et perspectives. *Bull. Soc. Geol. France*, 163: 325-335.
- Foucault.A., Powichrowski.L. y Prud'Homme.A. (1987): Le contrôle astronomique de la sédimentation turbiditique: exemple du Flysch a Helmino-des des Alpes Ligures (Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305: 1007-1011.
- Foucault.A. y Renard.M. (1987): Contrôle climatique de la sédimentation marno-calcaire dans le Méso-zoïque d'Espagne (Sierra de Fontcalent, province d'Alicante): arguments isotopiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305:517-521.
- Frakes.L.A. (1979): *Climates throughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam, 310 pags.
- Frakes.L.A., FrancisJ.E. y Syklus.J.I. (1992): Climate modes of the Phanerozoic. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 288 pags.
- FrancisJ.E. y Frakes.L.A. (1993): Cretaceous climates. In: *Sedimentology Review/1* (V.P.Wright, ed.), Blackwell Sci. Pub., Oxford, 17-30.
- Frey.R.W. (editor) (1975): *The study of trace fossils*. Springer-Verlag, Nueva York, 562 pags.
- Fritz.W.J. y Moore.J.N. (1988a): *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology*. John Wiley, Nueva York, 371 pags.
- Fritz.W.J. y Moore.J.N. (1988b): *Exercises in Physical Stratigraphy and Sedimentology*. John Wiley, Nueva York, 221 pags.
- Frostick.L.E. y Reid.I (1987): A new look at rifts. *Geology Today*, 1987: 122-126.
- Fürsich.F.T. (1979): Génesis, environments and ecology of Jurassic hardgrounds. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, 158: 1-63.
- Gale,A.S., Jenkyns.H.C., Kennedy,W.J. y Corfield. R.M. (1993): Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary. *Jour. Geol. Soc. London*, 150: 29-32.
- Gallagher.K. (1989): An examination of some uncertainties associated with estimates of sedimentation rates and tectonic subsidence. *Basin Research*, 2: 97-114.
- Galloway.W.E. (1989): Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and génesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73: 125-142.
- Ganapathy.R. (1982): Evidence for a major meteoric impact on the Earth 34 million years ago: implication for Eocene extinctions. *Science*, 216: 885-886.
- García,A., Segura,M., Calonge.A. y Carenas,B. (1989a): Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 299-329.
- García,A., Segura,M., y Carenas,B. (1989b): Reconstrucción de l'architecture des corps sedimentares et identification des rythmes eustatiques dans les depots de plate-forme de l'Albien-Cenomanien de la Chaîne Iberique (Espagne). *Simia*, 25 89-91.
- García-Cervigón.A., Martín-Algarra.A., Montealegre.L. y Vera,J.A. (1986-1987): Estromatolitos pelágicos fosfatados relacionados con discontinuidades estratigráficas en el Cretácico del Penibético (provincia de Málaga). *Acta. Geol. Hisp.*, 21-22: 361-371.
- García-Gil.S. y Sopena.A. (1987): Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el sector Medinaceli-Somaén (Prov. Soria). *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 707-735.
- García-Hernández.M., López-Garrido.A.C., Martín-Algarra.A., Molina.J.M., Ruiz-Ortiz.P.A. y Vera, J.A. (1989): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 35-52.

- García-Hernández.M., López-Gamdo.A.C. Martín-Algarra.A. y Vera.J.A. (1982): Cambios eustáticos en el Cretácico de la Cordillera Bética: Comparaciones de la evolución sedimentaria en un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral (Penibético). *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 581-597. García-Hernández.M., López-Garrido.A.C. y Vera, J.A. (1981): Criterios de correlaciones lito y bioestratigráficas del Cretácico inferior prebético. In: *Programa Internacional de Correlación Geológica (P.I.C.G.)*, Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Natl. Madrid, 2: 241-259.
- García-Hernández.M., Lupiani.E. y Vera.J.A. (1986-1987): Discontinuidades estratigráficas del Jurásico de Sierra Gorda (Subbético interno, provincia de Granada). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 339-349. García-Hernández.M., Martín-Algarra.A., Molina,J.M., Ruiz-Ortiz.P.A. y Vera.J.A. (1988): Umbrales pelágicos: Metodología de estudio y significado de las facies. // *Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios. 231-240. García-Hernández.M., Rivas.P. y Vera.J.A. (1979): Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 571-582. García-Ramos,J.C., Valenzuela.M. y Suarez de Renzi.C. (1989): Sedimentología de las huellas de actividad orgánica. In: *Sedimentología* (A.Arene, Ed.), C.S.I.C, Madrid, 2: 261-342. Garrels.R.M. y Mackenzie.F.T. (1971): *Evolution of sedimentary rocks*. W.W. Norton A Cía., Nueva York, 397 pags.
- Gawthorpe.R.L. y Gulteridge.P. (1990): Geometry and evolution of platform-margin bioclastic shoals, late Dinatian (Mississippian), Derbyshire, UK. In: *Carbonates platforms. Facies, sequences and evolution* (M.E.Tucker, J.L.Wilson, P.D.Crevello, J.R.Sarg y J.F.Read. Eds.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford. I.A.S. Spec. Pub. 9: 39-53. GEI (1980): *Guía Estratigráfica Internacional*, Reverte, Barcelona, 205 pags. (Traducción al español de Hedberg.H.D. -editor- 1976: *International stratigraphic guide*. John Wiley & Sons, Herd, 1976).
- Geyh.M.A. y Schleicher.H. (1990): *Absolute age determination*. Springer-Verlag, Nueva York, 503 pags.
- Ghibaudo.G. (1992): Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their description and classification. *Sedimentology*, 39: 423-454.
- Gignoux.M. (1960): *Geologie stratigraphique*. 5^a edición, Masson. París, 759 pags.
- Given.R.K. y Wilkinson.B.H. (1987): Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rate and mechanisms of Phanerozoic dolostone. *Jour. Sediment. Petrol.*, 57: 1068-1078. Glenn.C.R. y Kells.K. (1991): Sedimentary Rhythms in Lake Deposits. In: *Cycles and events in Stratigraphy*, (G.Einsele, G.Ricken y A.Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 188-221. Goldhammer.R.K., Dunn.P.A. y Hardie.L.A. (1987): High frequency glacio-eustatic sealevel oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in Northern Italy. *Amer. Jour. Sci.*, 287: 853-892., Goldhammer.R.K. y Harris.M.T. (1989): Eustatic controls on the stratigraphy and geometry of the Utemar buildup (Middle Triassic), the Dolomites of Northern Italy. In: *Controls on carbonate platform and basin development* (P.D.Crevello, J.L.Wilson, J.F.Sarg y J.F.Read. Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.* 44: 323-338. Gómez.J.J. (1979): El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Seminarios de Estratigrafía*, 4, 683 pags. González.A., Pardo.G. y Villena.J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. // *Congr. Geol. España*, SGE,

- Granada, Simposios, 175-184.
- González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. y Vera, J.A. (1983): Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geol.*, 39:71-116.
- Goodwin, P.W. y Anderson, E.J. (1988): Punctuated aggradational cycles: A general hypothesis of epi-sodic stratigraphic accumulation. *Jour. Geol.*, 93: 515-533.
- Grabau, A.W. (1913): *Principles of Stratigraphy*. Ag. Seiler, Nueva York, 1185 pags.
- Graham, N.A. y White, W.B. (1988): The El Niño eyelet: a natural oscillation of the Pacific Ocean-atmosphere system. *Science*, 240: 1293-1302.
- Greenlee, S.M. y Moore, T.C. (1988): Recognition and interpretation of depositional sequences and calculation of sea-level changes from stratigraphic data - offshore New Jersey and Alabama Tertiary. In: *Sea-Level changes - An integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Haslings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral, Spec. Pub.* 42: 329-353.
- Gressly, A. (1838): Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *N.Denk. allg. Schweiz. Ges. ges. Naturz.*, 2: 1-112.
- Guey, J. (1987): *Corrélations biochronologiques et associations unilaires*, Presses Polytechniques Romandes, Lausanne, 244 pags.
- Guey, J. y Davaud, E. (1986): Recherche des associations unilaires: option nouvelle et exemple d'application. *Bull. Lab. Geol. Univ. Lausanne*. 287: 195-205.
- Haggerty, S.E. (1976): Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: *Oxide minerals* (D. Rumble, Ed.), Mineralogical Soc. Amer, Washington D.C., Hg101-Hg300.
- Hallam, A. (1963): Major epeirogenic and eustatic changes since the Cretaceous and their possible relationship to crustal structure. *Amer. Jour. Sci.*, 261:397-423.
- Hallam, A. (1981): *Facies interpretation and the stratigraphic Record*, W.H. Freeman & Cia, Oxford, 291 pags.
- Hallam, A. (1985): *Grandes controversias geológicas*. Labor, Barcelona, 180 pags.
- Hallam, A. (1987): End-Cretaceous mass extinction event: Argument for terrestrial causation. *Science*, 238: 1237-1242.
- Hallam, A. (1989): Catastrophism in geology. In: *Catastrophes and evolution: Astronomical foundations* (S.V.M. Clube, Ed.), *Cambridge Univ. Press, Cambridge*, 25-55.
- Hancock, J.M. y Kauffman, E.G. (1979): The great transgressions of the Late Cretaceous. *Jour. Geol. Soc. London*, 136: 175-186.
- Haq, B.U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. In: *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-level changes at active margins* (D.I.M. Macdonald, Ed.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 12: 3-39.
- Haq, B.U., Hardenbo, U. y Vail, P. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Haq, B.U., Hardenbo, U. y Vail, P. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: *Sea-Level changes - An integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Haslings, C.G. S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Spec. Pub. 42: 71-108.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G. (1990): *A geologic Time Scale 1989*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 263 pags.

- Harris.E.C. (1991): Principios de Estratigrafía arqueológica.** Crítica, Barcelona, 229 pags.
- HaysJ.pt, ImbrieJ. y Shackleton.NJ. (1976): Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of Ices Ages. *Science*, 194: 1121-1132.
- HaysJ.D. y Pilman.W.C. (1973): Lithospheric piale molion, sea level changes and ecological conse-quences. *Nature*, 246: 16-22.
- Hedberg.H.D. (editor) (1976): *Internatíonal sirali-graphic guide*. John Wiley & Sons, Nueva York, 220 pags. (Traducción en español: *Guía Estratigráfica Internacional*, Reverle, Barcelona, 205 pags, 1980).
- Heim.A. (1934): Stratigraphische Kondensation. *Eclog. Geol. Helv.*, 27: 372-383.
- Heller.P.L., Burns.B.A. y Marzo.M. (1993): Strati-graphic solution seis for determining the roles of sediment supply, subsidence, and sea level on trans-gressions and rccgrssions. *Geology*, 21: 747-750.
- HoefsJ. (1987): Slable ysolape geochemistry (3ªedi-ción).** Springer-Verlag, Nueva York, 241 pags.
- Hoffman.P., DeweyJ.F. y Burke.K. (1974): Aulaco-gcns and their genetic relation to geosynclines, with a proterozoic example from great slave lake. **Canadá. In: Modern and ancient geosynclinal sedi-mentation** (R.H.Dotl Jr. y R.H.Shaver, Eds.) *Soc. Econ. Paleonol. Mineral, Mem.* 19: 38-55.
- Hotmes.A. (1913): *The age of the Earth*, Harper & Brothers, Londres, 194 pags.
- Hsli.K.J. (1983): Actualistic Catastrophism. Address of the retiring President! of the International Asso-ciation of Sedimentologisl. *Sedimentologisl*, 30: 3-9.
- Ksü.K.J. (1989): La gran extinción, catástrofe cósmica, dinosaurios y la teoría de la evolución.** Antoni Bosch, Barcelona, 268 pags.
- Hsü.K.J. y McKenzie.J.A. (1990): Carbón isotope anomalies at era-boundaries: global catastrophes and their ultimate causa. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pub.* 247:61-68.
- HuttonJ. (1788): Theory of the Earth, or an investi-gation of the laws observabke in the composition, dissolution, and restoration of land upon the globe. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, I: 109-304.
- ImbrieJ. (1985): A theoreical framework for the Pleistocene ice ages. *Jour. Geol. Soc. London.* 142: 417-432.
- ImbrieJ. y ImbrieJ.Z. (1980): Modeling the Clima-tic Response to Orbital Variations. *Science*, 207: 943-953.
- Izett.G.A. (1987): Autigenic "spherules" in K/T boundary at Caravaca, Spain and Ratón basin. Colorado and New México may nol be a impact **derived. Geol. Soc. Amer. Bul. 99: 78-86.**
- Jablonski.D. (1986): Background and mass extinc-tion: The alteration of macroevolution regimes. *Science*. 131: 129-135. James.N.P. (1984): Shallowing-upward sequences in carbonates. In: *Facies models* (R.G.Walker, Ed.). **Geoscience Canadá, 213-228.** James.N.P. y Choqu'ete.P.W. (1984): Diagenesis 9. Limestones - the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canadá, 11: 161-194.* Jenkyns.H.C. (1971): The génesis of condensed sequence in the Tethyan Jurassic. *Lethaia*, 4: 327-352. Jenkyns.H.C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continent to oceans. *Jour. Geol. Soc. London.* 137: 171-188. Jenkyns.H.C. (1985): The early Toarcian and Ceno-manian-Turonian events in Europe: comparisons and contrasts. *Geol. Rundschau*, 74: 505-518. Jenkyns.H.C. (1986): Pelagic Environments. In: **Sedimentary Environments and Facies (H.G.Reading, Ed.), 2ª edición, Blackwell Sci. Pub., Oxford, 343-397.**

- Jenkyns.H.C. (1988): The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: Stratigraphic, Sedimentary, and Geo-chemical evidence. *Amer. Jour. Sci.*, 238: **101-151**.
- Jenkyns.H.C. (1991): Impact of Cretaceous sea-level rise and anoxic events in the Mesozoic carbonate **platform of Yugoslavia**. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 75: 1007-1017.
- Jenkyns.H.C. y Clayton.C.J. (1986): Black shales and carbón isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 33: 87-106.
- Jersey.M.T. (1988): Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seis-**mic expression**. In: *Sea-Level changes - An inte-grated approach* (C.K.Wilgus, B.S.Haslings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A.Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Spec. Pub. 42: 47-69.
- Jiménez de Cisneros.C, Linares.J., Martínez-Gallego.J., O'Dogherty.L., Reyes.E., Caballero.E., y Vera.J.A. (1988): Medida de paleotemperaturas a partir de isótopos estables en foraminíferos planctónicos. Aplicación al Eoceno subbético. // *Congr. Geol. España*. SGE, Granada, Simposios, 185-195.
- Jiménez de Cisneros.C, Mas.J.R. y Vera.J.A (1991): Geochemisrly of speleothems from Jurassic palaeo-karsl (Subbetic, southern Spain). *Sediment. Geol.*, 73: 191-208.
- Jiménez de Cisneros.C y Vera.J.A. (1993): Milanko-vitch cyclicity in Purbeck Limestones of the Prebe-tic (BerriAsian, Southern Spain). *Sedimentology*, 40:513-537.
- Johnson.H.D. y Baldwin.C.T. (1986): Shallow siliciclastic seas. In: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.), *Blackwell Scientific Publ.*, 229-282.
- Jurado.M.J. (1989): Diafrías: su aplicación en el **análisis sedimentario**. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 291-301.
- Kauffman.E.G. (1986): High resolution event strati-graphy: regional and global Cretaceous Bio-events. In: *Global Bio-events* (O.H.Wallisser, Ed.), *Springer-Verlag*, Berlin. 279-335.
- Kauffman.E.G. (1988): Concepts and methods of high-resolution event straligraphy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16: **605-645**.
- Kauffman.E.G., Eider.W.P. y Sageman.B.B. (1991): High-resolution Correlation: a New Tool in Chrono-stratigraphy. In: *Cycles and events in Stratigraphy* (G.Einsele, G.Ricken y A.Seilacher, Eds.), *Springer-Verlag, Berlin*, 795-819.
- Kearey.P. y Vine.F.J. (1990): *Global tectonics*. Blackwell Sci. Pub., Oxford. 302 pags.
- Keith.M. (1982): Violent volcanism, stagnant oceans and some inferences regarding petroleum, strata-bound ores and mass extinctions. *Geochim. Cosmo-chim. Acta*. 46: 2621-2637.
- Keller.G. y Barron.J.A. (1983): Paleooceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: **590-613**.
- Keller.G., Herbert.T., Dorsey.R., D'Hont.S. Johns-son.M. y Chi.W. R. (1987): Global distribution of late Paleogene hiatuses. *Geology*, 15: 199-203.
- Kennedy,W.J. y Juignet.P. (1974): Carbonate banks and slumps beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France). *Sedimentology*, 21: 1 -42.
- Kingston.D.R., Dishroon.C.P. y Williams,P.A. (1983): Global Basin classification System. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67: **2175-2193**.
- Klein,G. de V. (1987): Current aspects of basin analysis. *Sediment. Geol.*, 50: 95-118.
- Koeberl.C. (1992): Water content of glasses from the K/T boundary, Haití: an indication of impact ori-gin. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 56: **4329-4332**.
- Kolla.V. y Macurda.D.B. (1988): Sea-level changes and timing of Turbidity-Current Events in

- Deep-Sea Fan Systems. In: *Sea-Level changes - An integrated approach* (C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.tfdall, H.Posamenlier, C.A.Ross y J.C.Van Wagoner. Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, 42: 381-392.
- Krauss.M.J. y Bown.T.M. (1986): Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. In: *Paleosols: Their recognition and interpretation* (V.P.Wright, Ed.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, 180-207.
- Kruinbein.W.C. y Sloss.L.L. (1955, 1963): *Stratigraphy and Sedimentation*. W.H.Freeman & Cia., San Francisco, 1ª y 2ª ed, respectivamente, 497 y 660 pags.
- Kukal.Z. (1971): *Geology of recent sediments*. Academic Press. Londres. 490 pags.
- Kukal.Z. (1990): The role of geological processes. *Earth Sci. Rev.*, 26: 1-284.
- Kyte.F.T. y Wasson.J.T. (1986): Accretion rate of extraterrestrial matter: iridium deposited 33 to 67 million years ago. *Science*, 232: 1225-1229.
- Lancelot.Y. (1987): Stratigraphie et environnements océaniques. In: Ch.Pomerol *et al.* (Eds.): *Stratigraphie: principes, méthodes, applications*. Doin, Paris, 261-278.
- Larsen.G. y Chillingar.G.V. (editores) (1979): *Dia-genesis in sediments*. Developments in Sedimentology 25A. Elsevier. Amsterdam. 579 pags.
- Leeder.M.R. (1982): *Sedimentology: process and product*. Alien & Unwin. Londres, 344 pags.
- Lindholm.R.C. (1987): *A practical approach to Sedimentology*. Alien & Unwin. Londres, 276 pags.
- Linares,A (1989): Extinciones y cambios fosilíferos en relación con los grandes límites cronoestratigráficos. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 231-246.
- Liu.Y.G., Miah.M.R.U. y Schmitt.R.A. (1988): Cerium: A Chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 1361-1371.
- Lombard.A. (1956): *Geologie sédimentaire: Les séries marines*. Masson, Paris, 722 pags.
- Lombard.A. (1972): *Séries sédimentaires: Genese-Evolution*. Masson, Paris, 425 pags.
- Longinelli.A. y Nuti.S. (1973): Revised phosphate-water isotopic temperature scale. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19: 373-376.
- Loper.D.E., McCarlney.K. y Buzyna.G. (1988): A model of correlated in magnelic-field reversais, climate and mass extinctions. *Jour. Geol.*, 96: 1-15.
- López-Galindo.A. (1986): *Las jactes oscuras del Cretácico medio en el Zona Subbética*. Mineralogía y sedimentación. Tesis Univ. Granada, 267 pag.
- Loutit.T.S., Hardenbol.J., Vail.P.R. y Baum.G.R. (1988): Condensed Sections: The Key to Age Dating and Correlation of Continental Margin Sequences. In: *Sea-Level changes - An integrated approach* (C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G. S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A.Ross y J.C.Van Wagoner. Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, 42: 183-213.
- Lowrie.W. (1989): Magnetostратigraphy and the Geomagnetic polarity, record. *Cuad. Geol. Iber.*, 12:95-120.
- Lowrie.W. y Ogg.J.G. (1986): A magnetic polarity time scale for the Early Cretaceous and Late Jurassic. *Earth Planet. Sci. Letters*, 76: 341-349.
- Lyell.C. (1833): *Principles of Geology*, Murray, Londres, 398 pags.
- Maldonado.A. y Stanley.D.J. (1979): Depositional patterns and late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: a comparison. *Mar. Geol.*, 31:215-250.
- Mankinen.E.A. y Dalrymple.G.B. (1979): Revised geomagnetic time-scale for the interval 0-5 m.y. *B.P. Jour. Geophys. Res.*, 84: 615-626.
- Marfil,R. y de la Peña,J.A. (1989): Diagénesis:

- Rocas siliciclásticas y rocas carbonatadas. In: *Sedimentología* (A.Arehe, Ed.), C.S.I.C, Madrid, 2: 343-427.
- Martín-Algarra,A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental)*. Tesis Univ. Granada, 1171 pags.
- Martín-Algarra.A., Ruiz-Ortiz.P.A. y Vera.J.A. (1992): Factors controlling Cretaceous turbidite deposition in the Betic Cordillera. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 53-80.
- Martín-Algarra.A. y Vera.J.A. (1989): La serie estra-tigráfica del Penibético. En: *Libro Homenaje a R. Soler*, Ed. por A.G.G.E.P., Madrid. 67-76. Martín-Algarra.A. y Vera.J.A. (1993): Mesozoic pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, Southern Spain). In: *Phanerozoic Stromatolites II* (J. Bertrand-Sarfati y C.L.V. Monty, Eds.), *Kluwer Acad. Publ.*, Amsterdam (en prensa).
- Martín-Chivelet.J. (1992): *Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la margen bética (Altiplano de Jumilla-Yecla, Murcia)*. Tesis Univ. Complutense Madrid, 899 pags.
- Martínez-Ruiz.F. (1993): *Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en las Cordilleras Béticas y en la cuenca Vasco-Cantábrica*. Tesis Univ. Granada, 280 pags.
- Marzo.M. (1989): Sistemas fluviales de alta sinuosidad. In: *Sedimentología* (A.Arehe, Ed.), C.S.I.C, Madrid, I: 107-141.
- Marzo.M., Nijman.W. y Puigdefábregas.C. (1988): Architecture of the Castissent fluvial sheel sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 35: 719-738.
- Mas.J.R. y Alonso.A. (1989): La sedimentación carbonatada en mares someros. In: *Sedimentología* (A.Arehe, Ed.), C.S.I.C, Madrid, 2: 11-87.
- Matthews.R.K. (1974, 1984): *Dynamic Stratigraphy, and introduction to sedimentation and stratigraphy* (1^o y 2^o edición), Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 370 pags.
- Mayer.L.A., Shipley.T.H. y Winterer.E.L. (1986): Equatorial Pacific Seismic Reflectors as Indicators of Global Oceanographic Events. *Science*, 233: 761-764.
- Maynard.J.R. y Leeder.M.R. (1992): On the periodicity and magnitude of Late Carboniferous glacio-eustatic sea-level changes. *Jour. Geol. Soc. London*, 149: 303-311.
- McCrea.J.M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Jour. Chem. Phys.*, 18: 849-857.
- McKenzie.D.P. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Letters*, 40: 25-32.
- Megias,A.G. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congr. Latinoam. Geol.*, 1: 385-402.
- Melosh.H.J. y Vickery.A.M. (1991): Melt droplet formation in energetic impact events. *Nature*, 350: 494-496.
- Meybeck.M. (1979): Concentration des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.*, 21: 215-246.
- Meybeck.M. (1987): Global Chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *Amer. Jour. Sci.*, 287: 401-426.
- Miall.A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial sedimentology* (A.D.Miall, Ed.), *Can. Soc. Peirot. Geol. Mem.*, 5: 597-604.
- Miall.A.D. (1984, 1990): *Principles of Sediment-Basin Analysis* (1^o y 2^o edición), Springer-Verlag, Nueva York, 644 pags.
- Miau,A.D. (1986): Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: A critique of the

- methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 70: 131-137.
- Miall, A.D. (1991): Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Jour. Sediment. Geol.*, 61: 497-505.
- Miall, A.D. (1992): Exxon global cycle chart: An event for every occasion?. *Geology*, 20: 787-790.
- Middleton, G.V. (1973): Johannes Walther's law of correlation of facies. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 979-988.
- Middleton, G.V. (1978): Facies. In: *Encyclopedia of Sedimentology* (R.W. Fairbridge y J. Bourgois, Eds.), Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pen., 323-325.
- Milankovitch, M. (1930): Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In: *Handbuch der Klimakologie* (W. Köppen y R. Geiger, Eds.), Borntraeger, Berlin, I: 1.176.
- Milankovitch, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. *Abhandl. R. Serbe*, 133, 633 pages.
- Milliman, J.D. y Meade, R.J. (1983): World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Jour. Geol.*, 91: 1-21.
- Mitchell, A.H.G. y Reading, H.G. (1986): Sedimentation and Tectonics. In: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.), 2ª edición, Blackwell Sci. Pub., Oxford, 471-519.
- Milchum, R.M. Jr. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part I: Glossary of Terms Used in Seismic Stratigraphy. In: *Seismic Stratigraphy* (C.E. Payton, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26: 205-21.
- Milchum, R.M. Jr., Vail, P.R. y Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The Depositional Sequence as a basic unit for Stratigraphic Analysis. In: *Seismic Stratigraphy* (C.E. Payton, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26: 53-62.
- Milchum, R.M. Jr. y Van Wagoner, J.C. (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sediment. Geol.*, 70: 131-160.
- Milchum, R.M. Jr. y Uliana, M.A. (1985): Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. In: *Seismic Stratigraphy II: An integrated approach* (O.R. Berg y D.G. Woolverton, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 39: 1-34. Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1991): Jurassic karst bauxites in the Subbetic, Betic Cordillera, Southern Spain. *Avia Geológica Hungarica*, 34: 169-178.
- Monaco, P. (1992): Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sediment. Geol.*, 77: 123-142. Montadert, L. (1982): Problems in seismic stratigraphy. In: *Stratigraphy a quo vadis?* (E. Seibold y J.D. Meulenkamp, Eds.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol.* 16: 3-7.
- Montanari, A. (1991): Authigenesis of impact spheroids in the Kff boundary clay from Italy: new constraints for high-resolution stratigraphy of terminal Cretaceous events. *Jour. Sedim. Petrol.*, 61: 315-339.
- Montenat, C., OH d'Estevou, P. y Masse, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, II: 1-22. Moore, R.C. (1949): Meaning of facies. In: *Sedimentary facies in geological history* (C.R. Longwell, Ed.), *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 39: 1-34. Morgan, P. (1983): Constraints on rift thermal processes from heat flow and uplift. *Tectonophysics*, 94: 1-10. Müller, D.W., Bernoulli, D., McKenzie, J.A. y Weis-

- scrt.H. (1991): Controversy and geologic theory. In: *Controversies in Modern Geology* (D.W.MULLER, J.A.McKenzie y H.Weissert. Eds), *Academii Press*, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, Londres, 3-9.
- Murray.R.W., Ien Brink.M.R.B., Jones.D.L., Gerlach.D.G. y Russ III.G.P. (1990): Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 18: 268-271.
- Mutti.E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: *Provenance of Arenites* (G.CZuffa, Ed.), NATO ASI Series C. Reidel Pub., Dordrecht, 65-93.
- Mulli.E. (1992): *Turbidite sandstones*. Agip Mi «eraria, Milán, 275 pags.
- Mulli.E. y Ricchi-Lucchi.F. (1972): Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Italia*, 11: 161-199.
- Mutti.E. y Ricchi-Lucchi.F. (1978): Turbidites of northern Apennines: introduction to facies analysis. *Int. Geol. Rev.*, 20: 125-166.
- Naslund.H.R., Officer.C.B. y Johnson.G.D. (1986): Microspherules in Upper Cretaceous and Lower Tertiary clay layers at Gubbio, Italy. *Geology*, 14: 923-926.
- Nemec.W. (1988): Coal Correlations and Intra-basinal Subsidence: A New Analytical Perspective. In: *New Perspectives in Basin Analysis* (K.L.Klein-pohn y C.Paola, Eds.), *Springer-Verlag*; Nueva York, 161-188.
- Nemec.W. (1990a): Deltas - remarks on terminology and classification. In: *Coarse-grained deltas* (A.Colella y D.B.Prior, Eds.) *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 10: 3-12.
- NASC (1983): North American Commission on Stratigraphic Nomenclature: North American Stratigraphic Code. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67: 841-875.
- Officer.C.B., Hallam.A., Drake.C.L. y Devine.J.D. (1987): Cretaceous and Paleocene-Tertiary extinctions. *Nature*, 326: 143-149. Ogg.J.G., Steiner.M.B., Oloriz.F. y Tavera.J.M. (1984): Jurassic magnetostratigraphy. 1.- Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Letters*, 71: 147-162. Olsen.P.E. (1986): A 40-Million-Year lake record of early Mesozoic orbital climatic forcing. *Science*, 234: 842-848. Opdyke.N.D., Glass.B., Hays.J.D. y Foster.J. (1966): Paleomagnetism study of Antarctic deep-sea cores. *Science*, 154: 349-357. O'Reilly.W. (1984): *Rock and mineral magnetism*. Blackie, Glasgow, 220 pags. Ori.G.G. y Friend.P.F. (1984): Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12: 475-478. Orti.F. (1989): Evaporitas marinas. In: *Sedimentología* (A.Arche, Ed.), *C.S.I.C. Madrid*, 2: 89-177. Osete.M.L., Freeman.R. y Vegas.R. (1989): Investigaciones paleomagnéticas en la Zona Subbética. *Cuadern. Geol. Iber.*, 12: 39-58. Osleger.D. y Read,J.F. (1991): Relation of Eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles. Late Cambrian. *U.S.A. Jour. Sediment. Petrol.*, 61: 1225-1252. Otto.G.H. (1938): The sedimentation unit and its use in field sampling. *Jour. Geol.*, 46: 569-582.
- Pardo.G., Villena.J. y González.A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 199-220.

- Parés.J.M., Freeman.R. y Sabal.F. (1989): Síntesis de los resultados paleomagnéticos de las bordes de la cuenca Calalano-Balear. *Cuadr. Geol. Ibérica*, 12: 59-74.
- Parés.J.M., Freeman.R. y Sabal.F. (1992): Neogene structural development in the Valencia trough margins from palaeomagnetic data. *Tectonophysics*, 203:111-124.
- Parker.A. y Sellwood.B.W. (editores) (1983): *Sediment diagenesis*. Nato ASI Series, C, 115, Reidel, Dordrecht, 427 pags.
- Pascual.O., Parés.J.M., Langereis.C.G. y Zijdeveld.J.D.A. (1992): Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Iberian stratotype at Tremp, Spain. *Phys. Earth Planet. Interior*, 74: 139-157.
- Payton.C.E. (editor) (1977): *Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon explorations*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 516 pags.
- Pérez-Arce.M. (1987): Sedimentología de las unidades carbonáticas del Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. *Cuadr. Geol. Iber.*, 11: 623-646.
- Pérez-Arce.M. (1991): Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladinense) en la Zona Central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 143-164.
- Pérez-Arce.M. y Sopena.A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Prov. de Guadalajara y Teruel). *Estudios Geol.*, 41: 207-222.
- Perrodon.A. (1983): Géodynamique des bassins sédimentaires et des systèmes pétroliers. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod Elf-Aquitain*, 7: 645-676.
- Pettijohn.F.J. (1975): *Sedimentary rocks* (3ª edición), Harper & Row, Nueva York, 718 pags.
- Pettijohn.F.J. y Potter.P.E. (1975): *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer-Verlag, Nueva York, 600 pags.
- Pfiffner.O. (1986): Evolution of the North Alpine foreland basin in the Central Alps. In: *Foreland Basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.), *Blackwell Sci. Publ.*, Oxford, I.A.S. Spec. Pub., 8: 219-228.
- Pichón.X. (1968): Sea-floor spreading and continental drift. *Jour. Geophys. Res.*, 75: 3661-3698.
- Pickering.K.T., Hiscott.R.N. y Hein.F.J. (1989): *Deep marine environments, clastic sedimentation and tectonics*. Unwin & Hyman, Inc., Winchester, 416 pags.
- Pickering.K.T., Stow.D.A.V., Watson.M. y Hiscott, R.N. (1989): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 22: 75-174.
- Pilman.W.C. III (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89: 1389-1403.
- Pilman.W.C. III y Golovchenko.X. (1983): The effect of sealevel changes on the shelf edge and slope passive margins. In: *The shelfbreak: critical interface on Continental margins* (D.J. Stanley y G.T. Moore, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Spec. Pub. 33:41-58.
- Pilman.W.C. III y Golovchenko.X. (1991): Modeling sedimentary sequences. In: *Controversies in Modern Sedimentology* (D.W. Müller, J.A. McKenzie y H. Weissert, Eds.), *Academic Press*, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, Londres, 279-309.
- Pomerol.C., Babin.C.L., Lancelot.Y., Le Pichon.X., Rat.P. y Renard.M. (1987): *Stratigraphie: principes. Méthodes, applications*. Doin, Paris, 283 pags.
- Pomerol.C. y Premoli-Silva.I. (editores) (1986): *Terminal Eocene Events*, Elsevier, Amsterdam, 414 pags.
- Portero.J.M. y Dabrio.C.J. (1988): Evolución tecto-sedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. // *Congr. Geol. España*, Granada, 1: 161-165. Posamentier.H.W. y Allen.G.P. (1993): Variability

- of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sediment. Geol.*, 86: 96-109.
- Posamentier.H.W., Allen.G.P. y James.D.J. (1992): High resolution sequence stratigraphy - The East Coulee Delta, Alberta. *Jour. Sediment. Petrol.*, 62: 310-317.
- Posamentier.H.W., Allen.G.P., James.D.P. y Tes-son,M. (1992): Aspects of sequence stratigraphy: recent and ancient examples of forced regressions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 76: 1687-1709.
- Posamentier.H.W. y James.D.P. (1993): Sequence stratigraphy -uses and abuses. In: *Stratigraphy and facies associations* (H.W. Posamentier, C.P. Sum-merhayes. B.U.Haq y G.P.Allen, Eds.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 18: 3-18.
- Posamentier.H.W., Jervey.M.T. y Vail.P.R. (1988): Eustatic Controls on Clastic Deposition I.- Conceptual Framework. In: *Sea level changes - An integrated approach* (C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A.Ross y J.C.Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, 42: 109-124.
- Posamentier.H.W. y Vail.P.R. (1988): Eustatic Controls on Clastic Deposition II.- Sequence and Systems Tract Models. In: *Sea-Level changes - An integral! approach* (C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A.Ross y J.C.Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, 42: 125-154.
- Potter.P.E. y Pettijohn.F.J. (1977): *Paleocurrents and basin analysis*. 2ª edición, Springer-Verlag, Nueva York. 425 pags.
- Prothero.D.R. (1990): *Interprciing the Stratigraphic record*. W.H.Freeman & Co., Nueva York. 409 pags.
- Puigdefábregas.C, Muñoz.J.A. y Marzo.M. (1986): Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: *Foreland Basins* (P.A.Alien y P.Homewood. Eds.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 8: 229-246.
- Pujalte.V. (1989): Ensayo de correlación de las sucesiones del Oxfordiense-Barremiense de la región Vasco-Cantábrica basada en megasecuencias depo-sicionales: implicaciones paleogeográficas. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 199-215.
- Quesada.S., Robles.S. y Pujalte.V. (1991): Correlación secuencial y sedimentológica entre registros de sondeos y series de superficie del Jurásico marino de la cuenca de Santander (Cantabria. Patencia y Burgos). *Geogaceta*. 10: 3-6.
- Quinn.W.H. y Neal.V.T. (1987): El Niño: occurences over the past four and a half cenluries. *Jour. Geophys. Res.*, 92: 14449-14461.
- Ramírez del Pozo.J. (1971): Bioestratigrafía y Micro-facies del Jurásico y Cretácico del norte de España. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 357 pags.
- Ramos, A. (1979): *Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara)*. Seminarios de Estratigrafía. Ser. monog. 6, 313 pags.
- Ramos.A. (1989a): Introducción a los sistemas aluviales. In: *Sedimentología* (A.Arche, Ed.), C.S.I.C, Madrid. 1:53-66.
- Ramos.A. (1989b): Sistemas aluviales braided. In: *Sedimentología* (A.Arche, Ed.), C.S.I.C, Madrid, 1:67-106.
- Rampino.M.R. y Stothers.R.B. (1984): Geological Rhythms and Cometary Impacts. *Science*, 226: 1427-1431.
- Ramsbottom.W.H.C. (1979): Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW Europe. *Jour. Geol. Soc. londón*, 136: 147-153.
- Rat.P. (1978): Sur le concept de facies en Géologie sédimentaire: facies et environnements. In: *Livre*

- Jubilaire J. Flandrin*, Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, 393-405.
- Raup.D.M. (1991): Periodicity of extinction: A review. In: **Controversies in Modern Geology** (D.W.Müller, J.A.McKenzie y H.Weissert. Eds.), Academic Press, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, Londres, 193-208.
- Read.J.F. (1989): Controls on evolution of Cambrian-Ordovician passive margin. U.S. Appalachians. In: **Controls on carbonate platform and basin development** (P.D.Crevello, J.L.Wilson, J.F.Sarg y J.F.Read, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub. 44: 147-165.
- Read.J.F. y Goldammer.R.K. (1988): Use of Fischer plots to define third-order sea-level curves in Ordovician peritidal cyclic carbonates, Appalachians. *Geology*, 16: 895-899.
- Read.J.F., Grotzinger.J.P., Bova.J.A. y Koerschner.W.F. (1986): Models for generation of carbonate cycles. *Geology*, 14: 107-110.
- Read.J.F., Osleger.D. y Elrick.M. (1991): Two-dimensional modeling of carbonate ramp sequences and component cycles. In: **Sedimentary modelling: computer simulations and methods for improved parameter definition** (E.K.Franseen, W.L. Watney, C.G.St.C.Kendall y W.Ross, Eds.), Kansas Geol. Surv. Bull., 233: 473-488.
- Reading.H.G. (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In: **Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones** (P.F.Balch y Reading, Eds.), Blackwell Sci. Pub., I.A.S. Spec. Pub. 4: 7-26.
- Reading.H.G. (editor) (1986a): **Sedimentary Environments and Facies** (2ª edición), Blackwell Sci. Pub., Oxford, 615 pags.
- Reading.H.G. (1986b): Facies. In: **Sedimentary Environments and Facies** (H.G.Reading, Ed.), Blackwell Sci. Pub., Oxford, 4-19.
- Reading.H.G. (1987): Facies and models in sedimentology: a personal perspective. *Sedimentology*, 34: 3-9.
- Reguant.S. (1971): Los conceptos de facies en Estratigrafía. *Acta Geol. Hisp.*, 6: 97-101.
- Reguant.S. (1989): Nomenclaturas estratigráficas nacionales e internacionales: Descripción y evaluación. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 177-188.
- Reinck.H.E. y Singh.I.B. (1973, 1980): **Depositional sedimentary environments (Iª y 2ª edición)**. Springer-Verlag, Berlin. 549 pags.
- Reinson.G.E. (1984): Barrier island and associated strandplain systems. In: **Facies Models** (R.G.Walker, Ed.). Geoscience Canada. 119-140.
- Renard.M. (1985): Géochimie des carbonates pélagiques. Mise en évidence des fluctuations de la composition des eaux océaniques depuis 140 ma. Essai de chemostratigraphie. *Documents du BRGM*, S5, 650 pags.
- Renard.M. (1986): Pelagic carbonate chemostratigraphy (Sr, Mg, ¹⁸O, ¹³C). *Mar. Micropaleontol.*, 10: 117-164.
- Renard.M. (1987): Chemostratigraphie. In: C.H. Pomroy et al. (Eds.): **Stratigraphie: principes, méthodes, applications**, Ed.Doin, Paris, 140-190.
- Roy.D. y Ramos.A. (1991): Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector Deza-Castejón (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 105-125.
- Rey.J. (1983): **Biostratigraphie et lithostratigraphie. Principes fondamentaux, méthodes et applications**. Technip, Paris. 183 pags.
- Riba.O. (1973): Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán). *Acta Geol. Hisp.*, 8: 90-99.
- Riba.O. (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sediment. Geol.*, 15: 213-233.
- Riba.O. (1989): Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas. In: **Sedimentología** (A.Arche, Ed.), C.S.I.C, Madrid. 2: 489-522.

- Riba.O. y Reguant.S. (1989): *Una jaula deis temps geològics*. Institutí d'estudis catalans, Barcelona, 127 p.
- Ricci-Lucchi.F. (1970): *Sedimentografia*. Zanichelli, Bologna. 288 pags.
- Ricci-Lucchi.F. (1981): *Sedimentologia*. Cooperativa Libreria Universitaria Editrice. Bologna, 545 pags.
- Ricci-Lucchi.F. (1986): The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: *Foreland Basins* (P.A.Alien y P.Homewood. Eds.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, I.A.S. Spec. Pub., 8: 105-139.
- Ricci-Lucchi.F. (1990): Turbidites in foreland and on-thrust basins of the northern Apennines. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 11: 51-66.
- Ricci-Lucchi.F. y Valmori.E. (1980): Basin-wide turbidites in a Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology*, 27: 241-270.
- Ricken.W. (1991): Time span assessment of sequences, beds, and gaps: an overview. In: *Cycles and events in Stratigraphy* (G.Einsele, G.Ricken y A.Seilacher. Eds.). *Springer-Verlag*, Berlin. 773-794.
- Rider.M.H. (1986): *The Geological Interpretation of Well Logs*. Blackie and Son, Glasgow, 175 pags.
- Rider.M.H. (1991): *The Geological Interpretation of Well Logs, revised version*. Whittles Publishing, Caithness, Scotland. 175 pags.
- Ripepe.M., Roberts.L. y Fischer.A.G. (1991): Enso and sunspot cycles in varved Eocene oil shales from imae analysis. *Jour. Sediment. Petrol.*, 61: 1155-1167.
- Robaszynski.F., Carón.M., Dupuis.C., Amédro.F., González-Donoso.J.M., Linares.D., Hardenbol.J., Garlner.S., Calandra.F. y Deloffre.R. (1990): A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Sena area. *Bull. Explor. Prod. Ceñir. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitain*, 14: 213-384.
- Robles.S. y Vallés.J. (1984): Evolution of the Eocene Montserrat fan delta complex in the Llobregat river section (Barcelona, Spain). *IAS 6th Reg. Meet.*, Lleida. Abstract. 643-646.
- Rodríguez-Fernández.J., Martínez del Olmo.W., Garrido Megías.A. y Vera.J.A. (1984): Paralelismo entre algunas formaciones que colmatan el Mediterráneo español y la Depresión de Guadix. / *Congreso Xifional de Geología, Segovia*, 3: 379-288.
- Rodríguez-Fernández.J., Sanz de Galdeano.C. y Serano.F. (1990): Le couloir des Alpujarras. *Doc. el Travaux. GAL*, Paris, 12-13: 87-100.
- Rosell.J. (1959): Límites en series turbidíticas. *Rev. Soc. Geol España*, 2: 371-376.
- Ross.C.A. y Ross.J.R.P. (1988): Late Palozoic Transgressive e-Regressive Deposition. In: *Sea level changes - An interdisciplinary approach* (C.K. Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posa-mentier, C.A.Ross y J.C.Van Wagoner. Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, 42: 227-247.
- Royden.L. (1985): The Vienna Basin: A thin-skin pull-apart basin. In: *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation* (K.T.Biddle y N.Christie-Bück. Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Spec. Pub., 37: 319-338.
- Royden.L. y Horvath.F. (editores) (1988): *The Pan-nonian basin: a study in basin evolution*. Amer.Assoc. Petrol. Geol. Mem., 45, 394 pgs.
- Ruddiman.W.F., McIntyre.A. y Raymo.M. (1986): Paleoenvironmental results from north Atlantic sites 607 and 609. In: *Init. Rpt. D.S.D.P.*, 94: 855-878.
- Ruiz-Ortiz.P.A. (1983): A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, Southern Spain. *Sedimentology*, 30: 33-48.

- Ruiz-Ortiz,P.A., Buslillo,M.A. y Molina,J.M. (1989): Radiolarite, sequences of the Subbetic, Betic Cordillera, Southern Spain. In: *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions* (J.R.Heim y J.Obrado-vic, Eds.), Springer-Verlag, Nueva York, 227-247.
- Salas,R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 121-157.
- Salas,R. y Casas,A. (1992): Historia de la subsidencia, anomalías gravimétricas y evolución mesozoica de las cuencas del margen oriental de Iberia. // *Congr. Geol. España*, Salamanca, 2: 112-116.
- Sandberg,P.A. (1983): An oscillating trend Phanero-zoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305: 19-22.
- Sánchez-Moya,Y., Sopena,A., Muñoz,A. y Ramos,A. (1992): Consideraciones teóricas sobre el análisis de la subsidencia: aplicación a un caso real en el borde de la cuenca triásica ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 5:21-37.
- Sánchez de la Torre,L. y Agueda,J.A. (1970): Paleogeografía del Triásico en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 26: 423-430.
- Sandcr,S.I. y Rosendahl,Br. (1988): The geometry of rifting in Lake Tanganika (E-Africa). *Jour. Afric. Earth Sci.*, 8: 323-354.
- Sandler,P.M., Osleger,D.A. y Montañez,I.P. (1993): On the labeling, length, and objective basis of Fischer plots. *Jour. Sedimem. Petrol.*, 63: 360-368.
- Sangree,J.B. y Widmier,J.M. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 9: Seismic interpretation of clastic depositional facies. In: *Seismic Stratigraphy* (C.E.Payton, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26: 165-184.
- Santanach,P. (1989): Reflexiones sobre los mecanismos de incidencia de la tectónica en la división estratigráfica de rellenos de cuenca. Implicaciones en la correlación estratigráfica. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 221-230.
- Sanz de Galdeano,C. Rodríguez-Fernández,J. y López-Garrido,A.C. (1985): A strike-slip fault Corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Rundschau*, 74: 641-655.
- Sanz de Galdeano,C. y Vera,J.A. (1991): Un propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geol. Hisp.*, 26: 205-227.
- Sanz de Galdeano,C. y Vera,J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.
- Sarg,J.F. (1988): Carbonate Sequence Stratigraphy. In: *Sea-Level Changes - An integrated approach* (C.K.Wilgus,i.B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.* 42: 155-181.
- Schlanger,S.O. y Jenkyns,H.C. (1976): Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie Mijnb.*, 55:179-184.
- Schmincke,H.U. y van den Bogaard,P. (1991): Tephra layers and tephra events. In: *Cycles and events in Stratigraphy* (G.Einsele, G.Ricken y A.Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 392-429.
- Schoch,R.M. (1989): *Stratigraphy. Principles and Methods*. Van Nostrand Reinhold, Nueva York, 375 pags.
- Scholl,J.J. (1989): Lower Permian to Miocene Apparent Polar Wander Path for Iberia and its bearings on kinematic evolution. *Cuad. Geol. Iber.*, 12: 21-37.
- Schreiber,B.C. (1986): Arid shorelines and evaporites. In: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.), *Blackwell Sci. Publ.*, 189-228.
- Seilacher,A. (1967): Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5:413-428.

- Seilacher.A. (1974): Flysch trace fossils: Evolution of behavioural diversity in the deep-sea. *N.Jb.Geol. Paleont.Mh.*, 4: 233-245.
- Seilacher.A. (1982): Genera! Remarks about event deposits. In: *Cyclic and event stratification* (G.Einsele y A.Seilacher, Eds.), *Springer-Verlag*, Berlín, 161-174.
- Seilacher.A. (1991): Events and their signatures - an overview. In: *Cycles and events in Stratigraphy* (G.Einsele, G.Ricken y A.Seilacher, Eds.), *Springer-Verlag*, Berlín, 222-226.
- Selley.R.C. (1978): *Ancient sedimentary environments* (2ª edición), Chapman and Hall, Londres, 287 pags.
- Selley.R.C. (1982): *An introduction to Sedimentology* (2ª edición), Academic Press, Nueva York, 417 pags.
- Selley.R.C. (1988): *Applied Sedimentology*. Academic Press, Londres, 446 pags.
- Sengor,A.M.C. (1991): Timing of orogenic events: A persistent! geological controversy. In: *Controversies in Modern Geology* (D.W.Muller, J.A.McKenzie y H.Weissert, Eds.), *Academic Press*, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, Londres, 405-473.
- Serra.O. (1972): Diagraphies et Stratigraphie. *Mem. B.R.G.M.*, 75:481-487.
- Serra.O. (1984): *Fundamental of well-log interpretation. 1.- The acquisition of logging data*. Elsevier, Amsterdam, Develop. Petrol. Sci., ISA, 440 pags.
- Serra.O. (1985): *Sedimentary environments from wireline logs*. Schlumberger, Gap, 243 pags.
- Serra.O. (1986a): Les diagraphies différencées: leur emploi en géologie sédimentaire. *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 10: 205-277.
- Serra.O. (1986b): *Fundamental of well-log interpretation. 2.- The interpretation of logging data*. Elsevier, Amsterdam, Develop. Petrol. Sci., 15B, 684 pags.
- Serra.O. y Abbot.H. (1980): The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy. 55//i *Ann. Fall Techn. conf. SPE of AIME*, paper SPE 9270.
- Shackleton.N.J. y Kennell.J.P. (1975): Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation Antarctic glaciation: oxygen- and carbon- isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. In: *Init. Rpts. D.S.D.P.* (J.P.Kennett, R.E.Houtz, et al., Eds.), 29: U.S.Govt. Prim. Of., Washington.D.C, 743-755.
- Shackleton.N.J. y Opdyke.N.D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic Stratigraphy of Ecuatorial Pacific cores V28-238: Oxygen isotope and ice volume on a 10⁵ years to 10⁶ years scale. *Qual. Res.*, 3: 39-55.
- Shackleton.N.J. y Opdyke.N.D. (1976): Oxygen isotope and paleomagnetic Stratigraphy of Ecuatorial Pacific cores V28-238, late Pliocene to latest Pleistocene. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 145: 449-464.
- Shaw.A.B. (1964): *Time in Stratigraphy*. McGraw-Hill, Nueva York, 365 pags.
- Sheriff.R.E. (1976): Inferring Stratigraphy from seismic data. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60: 528-542.
- Shimmield.G.B. y Mowbray.S.R. (1991): The inorganic geochemical record of the northwest Arabia Sea: A history of productivity variation over the last 400ky from sites 722 and 724. *Proc. Ocean Drill. Prog.*, 117: 409-429.
- Shinn.E.A. (1983): Tidal flat environments. In: *Carbonate Depositional Environment* (P.A.Scholleney D.G.Bebout, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 33: 113-210.
- Shrock.R.R. (1948): *Sequence in layered rocks*. McGraw Hill, Nueva York, 507 pags.
- Smit.J. (1990): Meteorite impact, extinctions and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geol. Minj.*, 69: 187-204.
- Smit.J. y Ten Kate.W.G.H.Z. (1982): Trace-element

- paneras at the Cretaceous-Tertiary boundary. Consequences of a large impact. *Cretaceous Research*, 3: 3P7-332.
- Smith, N.D. y Ashley, G.M. (1985): Proglacial lacustrine environment. In: *Glacial sedimentary environments* (G.M. Ashley, J. Saw y N.D. Smith Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course 16*: 135-216.
- Smith, P.J. (1981): The Earth as a magnet. In: *The Cambridge encyclopedia of Earth Sciences* (D.G. Smith, Ed.), Cambridge Univ. Press, Cambridge. 109-123.
- Soria, J.M. (1993): *La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el río Guadiana Menor (Cordillera Bética central)*. Tesis Univ. Granada. 292 pags.
- Stow, D.A.V. y Piper, D.J.W. (editores): (1984): Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 15. 659 pags.
- Srasscr, A. (1991): Lagoonal-Peritidal sequences in carbonate environments: autoeyelic and allocyclic processes. In: *Cycles and events in Stratigraphy* (G. Einsele, G. Ricken y A. Seilacher, Eds.), *Springer-Verlag*, Berlin, 709-721.
- Swain, F.M. (1949): Onlap, offlap, overstep and over-lap. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 33: 634-636.
- Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (editores) (1989): *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 46, 641 pags. Tarling, D.H. (1983): *Paleomagnetism*, Chapman & Hall, Londres, 379 pags. Teichert, C. (1958): Concept of facies. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 42: 2718-2744. Tipper, J.C. (1993): Do seismic reflections necessarily have chronostratigraphic significance? *Geol. Mag.*, 130: 47-55. Tucker, M.E. (editor) (1988): *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Sci. Pub., Oxford. 498 pags. Tucker, M.E. (1993): Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In: *Sedimentology Review I* (V.P. Wright, ed.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, 51-72. Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Sci. Pub., Oxford, 482 pags.
- Udías, A. y Mezcuá, J. (1986): *Fundamentos de Geofísica*. Alhambra, Madrid, 419 pags.
- Urey, H.C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. *Jour. Chem. Soc. London*. 562-581.
- Urey, H.C., Lowcram, H.A., Epstein, S. y McKinney, R.C. (1951): Measurement of paleotemperatures and temperatures of the upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62: 399-416.
- Utrilla, R., Ortí, F., Pierre, C. y Pueyo, J.J. (1991): Composición isotópica de las evaporitas terciarias continentales de la cuenca del Ebro: Relación con los ambientes deposicionales. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 353-360.
- Vai, G.B. y Ricci-Lucchi, F. (1977): Algal crust, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines. *Sedimentology*, 24: 211-244.
- Vail, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: *Atlas of Seismic Stratigraphy* (A.W. Bally, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol.*, 27: 1-11.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. y Perez-Cruz, C. (1991): The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview. In: *Cycles and events in Stratigraphy*

- (G.Einsele, G.Ricken y A.Seilacher, Eds). *Springer-Verlag*, Berlin. 617-659.
- Vail.P.R., Colín.J.P., Chenc.R.J. du. Kuchly.J., Mediavilla.F. y Trifilieff V (1987): La sraligraphic scuqneliell el son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), III: 1301-1321.
- Vail.P.R., Hardenbol.J. y Tood.R.G. (1984): Jurassic unconformities, Chronostratigraphy, and Sea Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy. In: *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation* (J.S.Schlee, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 36, 129-144. Vail.P.R., Mitchum.R.M. Jr. y Tompson III, S. (1977a): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Pan.3. relative changes of sea level from coastal onlap. In: *Seismic Stratigraphy* (C.E.Payton, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 26: 63-82.
- Vail.P.R., Mitchum.R.M. Jr. y Tompson III, S. (1977b): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Pan.4. Global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy* (C.E.Payton, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 26: 83-97.
- Vail.P.R., Todd.R.G. y Sangree.J.B. (1977c): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Pan.5. Chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: *Seismic Stratigraphy* (C.E.Payton, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 26: 99-116.
- Valenzuela.M., García-Ramos,J.C. y Suarez de Centi.C. (1992): Hardgrounds a techo de ciclos de somerización y ralentización en una rampa carbonatada del Lías de Asturias. *Geogaceta*, 11: 70-73.
- Van der Straaten.H.C. (1990): Stacked Gilbert-type deltas in the marine pull-apart basin of Abarán, late Serravallian-early Tortonian, southeastern Spain. In: *Coarse-Grained Deltas* (A.Colclla y D.B.Prior, Eds.), *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, I.A.S., Spec. Pub. 10: 199-222.
- Van Hinte.J.E. (1978): Geohistory analysis-Application of micropaleontology in exploration geology. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62: 201-222.
- Van Hinte.J.E. (1982): Synthetic seismic sections from biostratigraphy. In: *Studies in continental margin geology* (J.S.Watking y C.L.Drake, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 34: 675-685.
- Van Wagoner.J.C. Posamentier.H.W., Mitchum.R.M., Vail.P.R., Sarg.J.F., Loutit.T.S. y Hardenbol.J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea-Level changes • An integrated approach* (C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.ü.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Spec. Pub. 42: 39-45.
- Veevers.J.J. (1990): Tectonic-climatic supercycle in the billion-year plate-tectonic con: Permian Pangean icehouse alternates with Cretaceous dispersed continent greenhouse. *Sediment. Geol.*, 68: 1-16.
- Vera.J.A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: *Programa internacional de Correlación Geológica (P.I.C.G.)*, Real Acad. Cieñe. Exact. Fis. Nat., Madrid. 2: 125-160.
- Vera.J.A. (1984a): Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación. / *Congr. Nacional Geología*, Segovia, 3: 109-122.
- Vera.J.A. (1984b): Aspectos sedimentológicos de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. In: *Libro Homenaje a L.Sánchez de la Torre* (A.Obrador, Ed.), Publicaciones de Geología. 20, Univ. Aut. Barcelona, 25-54.
- Vera.J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Vera.J.A. (1989a): Sedimentación pelágica, In: *Sedi-*

- mentologia* (A.Arche, ed.), Nuevas Tendencias, CSIC, 179-257.
- Vera.J.A. (1989b): Diferenciación de unidades estra-tigráficas e?. malcrías pelágicos. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 331-370.
- Vera.J.A. (1990): *Estratigrafía y Geología de Eventos*. Discurso de ingreso, Academ. Ciéne. Matem. Fis.-Quim. Natural. Granada, 36 pags.
- Vera.J.A. y Jiménez de Cisncros.C. (1993): Palaeo-geographic significance of the black pebbles (Lower Cretaceous, Prebetic, southern Spain). *Palaeogeogr. Pataeoclimatol. Palaeoecol.*, 102: 89-102.
- Vera.J.A. y Martfn-Algarra.A. (1993): Mesozoic stratigraphic breales and pelagic siromalolites in the Betic Cordillera, Southern Spain. In: *Phanerozoic Stromalolites II* (I. Bertrand-Sarfati y C.L.V. Monty, Eds.), *Kluwer Acad. Publ.*, Amsterdam (en prensa).
- Vera.J.A., Molina.J.M., Molina-Diaz.A. y Ruiz-Ortiz.P.A. (1986-1987): Bauxitas kársticas jurásicas en la Zona Subbética (Zarzadilla de Totana, provincia de Murcia, Sureste de España), *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 351-360.
- Vera.J.A., Riba.O. y Reguanl.S. (1989): Glosario de términos relacionados con el análisis de cuencas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 277-297.
- Vera.J.A., Ruiz-Ortiz.P.A., García-Hernández.M. y Molina.J.M. (1988): Paleokarst and Related Pelagic Sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. In: *Paleokarst* (N.P.James y P.W.Choquette, Eds.), *Springer-Vcrlag*, Nueva York, 364-384.
- Vcrhcyen.T.V. y Jotans.R.B. y Espiulic,J. (1984): An evaluation of Rock-Eval pyrolysis for the study of Ausrlalian coals including their kerogen and humic acid fractions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48:63-70.
- Vilas.F. (1989): Estuarios y llanuras intermareales. In: *Sedimentoiógia* (A.Arche, Ed.), *C.S.I.C*, Madrid. 1:451-491.
- Vilas.L., Mas.R., García.A., Arias.C, Alonso.A., Meléndez.N. y Rincón,R. (1982): El Cretácico de la Ibérica suroccidental. In: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.), Univ. Complutense Madrid, 457-513.
- Vine.F.J. (1966): Spreading of the ocean floor: new evidences. *Science*, 154: 1405-1415.
- Vine.F.J. y Matthews.D.H. (1963): Magnetic anoma-lies overoceanic ridges. *Nature*, 199: 947-949.
- Viseras.C. (1991): *Estratigrafía y sedimentoiógia del relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Univ. Granada, 327 pags.
- Walker.R.G. (1978): Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 62: 932-966. »
- Walker.R.G. (editor) (1984a): *Facies models*. Geos-cience Canadá, 317 pags.
- Walker.R.G. (1984b): General introduction: Facies, Facies sequences and facies models. In: *Facies models* (R.G.Walker, Ed.), *Geoscience Canadá*, 1-9.
- Walker.R.G. (1984c): Shelf and shallow marine sands. In: *Facies models* (R.G.Walker, Ed.), *Geoscience Canadá*, 141-169.
- Walker?.G. (1984d): Turbidites and associated coarse clastic deposits. In: *Facies models* (R.G.Walker, Ed.), *Geoscience Canadá*, 171-188.
- Walker.R.G. (1990): Facies modeling and sequence stratigraphy. *Jour. Sediment. Petrol.*, 60: 777-786.
- Walker.R.G. y James.N.P. (1992): *Facies Models: Response the sea level changes*. Geol. Assoc. Canadá, Dept. Earth Soc. Mem., Univ. Newfound-land, Canadá, 409 pags.

- Wallister.O.H. (editor) (1986): *Global Bio-events*, Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin, 442 pags.
- Walther, J. (1893-1894): *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*. Verlag um Gustav Fischer, Jena, 3 vol. 1055 p.
- Wanless.H.R. y Weller.J.M. (1932): Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothem. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 58: 739-750.
- Warme.J.E., Douglas.R.G. y Winterer.E.L. (editores) (1981): *The deep-sea drilling project: A decade of progress*. Soc. Econ. Mineral. Paleont., Spec. Pub. 32, 564 pags.
- Weedon.G.P. (1993): The recognition and stratigraphic implications of orbital-forcing of climate and sedimentary cycles. In: *Sedimentology Review/1* (V.P.Wright, ed.), Blackwell Sci. Pub., Oxford, 31-50.
- Weller.J.M. (1960): *Stratigraphic principles and practice*, Harper & Brothers, Nueva York, 725 pags.
- Wendt.J. (1971): Genese und fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im Mediterranean Jura. *Paleontographica*, A. 136: 122-192.
- Wernicke.B. (1981): Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in a extending orogen. *Nature*, 291:645-648.
- Wernicke.B. (1985): Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. Jour. Earth. Sci.*, 22: 108-125.
- Wheller.H.E. (1958): Time-stratigraphy *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 42: 1047-1063.
- Whittaker.A., Cope.J.C.W., Cowie.J.W., Gibbons, W., Hailwood.E.A., House.M.R., Jenkins.D.G., Rawson.P.F., Rushon.A.W.A., Smith.D.G., Thomas.A.T. y Wimbledon.W.A. (1991): A guide to stratigraphical procedure. *Jour. Geol. Soc. London*, 148:813-824.
- Wilson.C. (1992): Sequence stratigraphy: An introduction. In: *Understanding the Earth* (G.C.Brown, C.J.Hawkesworth y C.Wilson, eds.), Cambridge Univ. Press, 388-414.
- Williams.D.F., Thunell.R.C., Tappa.E., Rio.D. y Raffi.I. (1988): Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P., *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 64: 221-240.
- Wilson.J.L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, Berlin, 471 pags.
- Wilson.J.T. (1966): Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211: 676-681.
- Wilson.J.T. (1968) Static or mobile Earth: the current scientific revolution. *Amer. Philos. Soc. Proc.*, 112:309-320.
- Woodcock.N.H. (1979): The use of slump structures as palaeoslope orientation estimators. *Sedimentology*, 26: 83-99.
- Woodcock.N.H. y Fischer.M. (1986): Strike-slip duplexes. *Jour. Struct. Geol.*, 8: 725-735.
- Wright.V.P. y Marriott.S.B. (1993): The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of flood plain sediment storage. *Sediment. Geol.*, 86: 203-210.
- Wright.V.P. y Tucker.M.E. (1991): Calcretes: Introduction. In: *Calcretes* (W.P.Wright y M.E.Tucker, Eds.), Blackwell Sci. Pub., IAS Reprint Series, 2: 1-22. Oxford, 399-444.
- Ziegler.P.A. (1980): Hydrocarbon provinces of the Northwest European Basin. In: *Facts and principles of world petroleum occurrence*. *Can. Soc. Petrol. Mem.* 6: 653-706.
- Ziegler.P.A. (1982): *Geological atlas of western and central Europe*. Shell Inter. Petroleum Maatschappij B.V., Elsevier, Amsterdam, 130 pags.

GLOSARIO

Los diferentes términos que figuran en este glosario tienen doble entrada: en castellano y en inglés. La definición de los mismos se hace en su entrada castellana. Los términos cuya ortografía inglesa y castellana sean similares solo tienen entrada en castellano. Se escriben con letra negrita los términos en castellano, con *letra cursiva* los términos ingleses y con LETRA VERSALITA los términos de uso común en cualquier idioma.

Para la elaboración de este glosario se han tomado como base el publicado en el libro de "Estratigrafía" (Corrales *et al.*, 1977), de esta misma editorial y, más especialmente, el publicado por Vera *et al.* (1989), en el número monográfico de la Revista de la Sociedad Geológica de España dedicado a la "División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas (J.A. Vera, editor)" (vol. 2, n° 3-4, pp.- 381-401.). Para los términos de tiempo geológico se ha usado "*Una taula deis temps geoldgics*" (Riba y Reguant, 1986, Ints. d'estud. Catalans), el "*Glossary of Geology*" (Bates y Jackson, 1987) y "*A geologic scale 1989*" (Harland *et al.*, 1990).

El autor agradece las sugerencias y críticas efectuadas sobre un borrador de este glosario, por sus colegas: A. Arche, J.R. Colmenero, I. Corrales M. García-Hernández, A. García-Quintana, J.M. Molina, G. Pardo, V. Pujalte, S. Reguant, S. Robles, P.A. Ruiz-Ortiz, A. Sopeña y J. Villena. El texto definitivo se ha visto enriquecido por sus comentarios, aunque al autor asume en exclusiva la responsabilidad de los posibles errores que se pudieran haber deslizado.

Siglas utilizadas:

CNE.- Code of stratigraphical nomenclature.- (1961): *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 45: 645-665. **GEI**- Guía Estratigráfica Internacional.- (1980): Traducción al castellano de la

International

Stratigraphic Guide (Ed. John Wiley & Sons, 1976). Editorial Reverte, Barcelona, 205 p.

GG.- Glossary of Geology (3ª edición).- (1987): American Geological Institute (R.L. Bates y J.A. Jackson), Alexandria, Virginia, 788 p. **NASC**- North American Stratigraphic Code.- (1983):

Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 67: 841-875.

Aalenense (*Aalenian*).- Primer piso del Jurásico medio, posterior al Toarciense y anterior al Bajociense.

Abbevillense (*Abbevilliah*).- Cultura prehistórica del Paleolítico inferior, anterior al Achelense.

Absolute age (ver: **edad absoluta**). **Abundance tone** (ver: **zona de apogeo**).

Acadiense (*Acadian*).- Término obsoleto equivalente al Cámbrico medio. **Achelense** (*Acheulian*).- Cultura prehistórica del Paleolítico inferior, posterior al Abbevillense. **Acmé zone** (equivalente a **abundance zone**) (ver: **zona de apogeo**).

Acomodación (*accomodation*).- Espacio disponible para una potencial acumulación de sedimentos.

Acomodación de cuenca (*basin accomodation*).- Espacio potencial disponible en la totalidad de una cuenca que puede rellenarse por sedimentos.

Acoustic basement (ver: **basamento acústico**).

Acreción (*accretion*).- Aumento de volumen gradual de un cuerpo sedimentario. **Acreción frontal** (*frontal accretion*).- Aumento de volumen gradual de un cuerpo sedimentario en sentido frontal, hacia el interior de la cuenca. Sinónimo: progradación.

Acreción lateral (*lateral accretion*).- Aumento de volumen gradual de un cuerpo sedimentario en sentido perpendicular a la dirección de las corrientes.

Acreción vertical (*vertical accretion*).- Aumento de volumen gradual de un cuerpo sedimentario por la superposición de estratos. Sinónimo: agradación.

Acrozona (*acrozone*).- Sinónimo de zona de extensión.

Active margin (ver: **margen activo**).

Actualismo (*actualism*).- 1.- Paradigma según el cual se presupone que los fenómenos geológicos sucedieron en el pasado de la misma manera que se producen en el presente. Término afín: Uniformismo (o uniformitarismo). 2.- Metodología que consiste en explicar fenómenos geológicos pasados comparando con los procesos actuales.

Acuñamiento (*lapout o pinch-out*).- Terminación lateral progresiva en un sentido determinado de un estrato (o un grupo de estratos) que acaba desapareciendo.

Age (ver: **edad**).

Agradación (*aggradation*).- Crecimiento vertical gradual de un cuerpo sedimentario por la superposición de estratos. Sinónimo: acreción vertical.

Agradación costera (*coastal aggradation*).- Componente vertical de un solapamiento expansivo que indica el valor del ascenso relativo del nivel del mar.

Albiense (*Albiah*).- Piso más moderno del Cretácico inferior, posterior al Aptiense y anterior al Cenomaniense.

Allostratigraphic unit (ver: **unidad aloestratigráfica**).

Alocíclico (*allocyclical*).- Dicho de los fenómenos o eventos externos a los sistemas sedimentarios que afectan a una cuenca sedimentaria o a escala global. Antónimo: autocíclico.

Aloformación (*alloformation*).- Unidad aloestratigráfica fundamental.

Alogrupo (*allogroup*).- Unidad aloestratigráfica de rango mayor que la aloformación.

Alomiembro (*allomember*).- Unidad aloestratigráfica de rango menor que la aloformación.

AMMONITICO ROSSO.- Facies constituida por calizas pelágicas de aspecto noduloso, de color rojizo dominante, con abundantes Ammonites, frecuente en secciones condensadas del Jurásico y Cretácico.

Análisis de cuencas (*basin analysis*).- Rama de la Estratigrafía que se ocupa de la reconstrucción de la distribución espacial y temporal de cada unidad estratigráfica dentro de una cuenca sedimentaria y de la reconstrucción de las condiciones fisicoquímicas y biológicas que reinaron en la cuenca a lo largo de su historia.

Análisis de facies sísmicas (*seismic facies analysis*).- Metodología que consiste en la descripción e interpretación estratigráficas y sedimentarias a partir de las características geométricas de las reflexiones que constituyen la secuencia sísmica.

Análisis de secuencias sísmicas (*seismic sequence analysis*).- Metodología que consiste en la subdivisión de la sección sísmica en conjuntos de depósitos limitados por superficies de discontinuidad y que comprende grupos de reflexiones más o menos concordantes y de características similares.

Análisis geohistórico (*geohistory analysis*).- Método de obtención de curvas de valores de la subsidencia en función del tiempo geológico.

Análisis secuencia! (*sequential analysis*).- Metodología de estudio de las secciones estratigráficas, que conduce a reconocer la ordenación de las facies y asociaciones de facies, con la deducción de la secuencia tipo, el estudio de las variaciones en la vertical de dichas secuencias y su explicación genética.

Análisis tectosedimentario (*tectosedimentary analysis*).- Metodología de estudio de las cuencas sedimentarias en la que se diferencian unidades limitadas por rupturas sedimentarias.

Angular unconformity (ver: **discordancia angular**).

Anisiense (*Anisian*).- Piso más antiguo de los dos que componen el Triásico medio.

Aptiense (*Aptian*).- Piso del Cretácico inferior, posterior al Barremiense y anterior al Albiense.

Aquitaniense (*Aquitanian*).- Piso más antiguo de los dos que componen el Mioceno inferior.

Aragoniense (*Aragonian*).- Segundo piso en la escala del Mioceno continental, posterior al Ramblense y anterior al Vallesiense, equivalente al Burdigaliense superior-Langhiense-Serravalleense.

Arcaico (*Archean*).- Eón (y eontema) diferenciable dentro del Precámbrico.

Arenig o **Arenigien'se** (*Arenig o Arenigian*).- Segunda y última época (o serie) del Ordovícico inferior.

Arquitectura estratigráfica (*stratigraphic architecture*).- Denominación que se da a la disposición geométrica tridimensional de los materiales dentro de una unidad estratigráfica y a su representación gráfica a escala.

Artinskiense (*Artinskian*).- Tercer piso de los cuatro que componen el Pérmico inferior.

Ashgill o **Ashgillense** (*Ashgill o Ashgillian*).- Época (o serie) más moderna de las dos que componen el Ordovícico superior.

Asociación de facies (*facies association*).- Distribución ordenada de varias facies elementales genéticamente relacionadas, que se expresa en la vertical con la secuencia de facies.

Asseliense (*Asselian*).- Piso más antiguo de los cuatro que componen el Pérmico inferior.

Assemblage zone (ver: **zona de conjunto**).

Astiense (*Astian*).- Piso propuesto por algunos autores para el Plioceno superior, equivalente al Piacenziense.

Allenuating unconformity (ver: **discordancia atenuada**).

Aulacógeno (*aulacogen*).- Dominio tectosedimentario intraplaca con sustrato de corteza continental, caracterizado por etapas de *riff* compresivo sucesivas.

Aurñaciense (*Aurignacian*).- Cultura prehistórica del inicio del Paleolítico superior.

Autocíclico (*autocyclic*).- Dicho de los fenómenos o eventos originados por los propios sistemas sedimentarios. Antónimo: alocíclico.

Autuniense (*Autunian*).- Piso de la escala usada en Europa occidental para el Pérmico inferior continental.

Background extinction (ver: **extinción normal**).

Bajociense (*Bajocian*).- Segundo piso del Jurásico medio, comprendido entre el Aalenense y el Bathoniense.

Barremiense (*Barremian*).- Piso del Cretácico inferior, posterior al Hauteriviense y anterior al Aptiense.

Bartoniense (*Barloniah*).- Piso del Eoceno, posterior al Luteciense y anterior al Priaboniense.

Basal unconformity (ver: **discordancia basal**).

Basamento (*basement*).- 1.- Complejo indiferenciado de rocas infrayacentes a aquellas que tienen interés en una región. 2.- Corteza terrestre situada por debajo de los depósitos sedimentarios y que llega hasta la discontinuidad de Mohorovicic.

Basamento acústico (*acoustic basement*).- Parte inferior de un perfil sísmico, separado por una discontinuidad y en la que apenas hay reflectores sísmicos.

Baselap (ver: **terminación basal**).

Base level (ver: **nivel de base**).

Bashkiriense (*Bashkirian*).- Serie (o época) que corresponde al Namuriense superior y Westphaliense inferior.

Basin (ver: **cuenca**).

Basin accomodation (ver: acomodación de cuenca).

Basin analysis (ver: análisis de cuencas).

Bathoniense (*Bathonian*).- Tercer piso del Jurásico medio, posterior al Bajociense y anterior al Calloviense.

Bal (ver: **capa**).

Bedding (ver: **estratificación**), (ver también: plano de estratificación y superficie de estratificación).

Bedouliense (*Bedoulian*).- Subpiso que corresponde al Aptiense inferior.

Berriasiense (*Berriasian*).- Piso inicial del Cretácico.

Biocorrelación (*biocorrelation*).- Demostración de la equivalencia entre el contenido fosilífero y la posición bioestratigráfica al comparar dos o más secciones estratigráficas (GG, 1987). Sinónimo: correlación bioestratigráfica.

Biocron (*biochron*).- Intervalo total de tiempo representado por una biozona (GEI, 1980).

Biocronohorizonte (*biochronohorizon* o *datum level*).- Superficie estratigráfica isócrona deducida a partir de los datos bioestratigráficos.

Biocronología (*biochronology*).- Rama de la Geocronología que se ocupa del significado temporal de las biozonas.

Biocronozona (*biochronozone*).- Cronozona basada en una unidad bioestratigráfica (NASC, 1983).

Bioestratigrafía (*Biostratigraphy*).- 1.- Estudio y organización de los estratos basándose en su contenido fósil. 2.- Ciencia intermedia entre la Estratigrafía y la Paleontología que se ocupa del estudio de la distribución temporal de los fósiles en el seno del registro estratigráfico. Sinónimo: Paleontología estratigráfica.

Bioevento (*bioevent*).- Acontecimiento biológico extraordinario detectado en el registro estratigráfico por cambios notables en los fósiles. Sinónimo: evento biológico.

Biofacies (*biofacies*).- 1.- Conjunto de propiedades paleontológicas que definen a unos materiales. 2.- Cuerpo rocoso delimitado por sus características paleontológicas.

Biohorizonte (*biohorizon*).- Superficie estratigráfica significativa por su contenido fosilífero que puede correlacionarse entre secciones estratigráficas diferentes. Sinónimo: horizonte bioestratigráfico.

Biohorizonte de primera aparición (*first appearance biohorizon*).- Superficie que jalona un cambio bioestratigráfico consistente en la aparición por primera vez de un taxon.

Biohorizonte de última presencia (*last appearance biohorizon*).- Superficie que jalona un cambio bioestratigráfico consistente en la presencia por última vez, y la subsecuente desaparición, de un taxon.

Biostratigraphic (adjetivo: **bioestratigráfico/a**) (ver: clasificación -, horizonte -, unidad - y zona bioestratigráfica).

Biotopeo (*biotope*).- 1.- Área ocupada por una comunidad de organismos adaptados al medio. 2.- Asociación de organismos de un área geográfica determinada. **Biozona** (*biozone*).- Forma abreviada y de uso común del término zona bioestratigráfica que se aplica a cualquier tipo de unidad bioestratigráfica (GEI, 1980). **Biozona de apogeo** (*abundance biozone* o *acmé biozone*).- Tipo de biozona caracterizado por la

mayor abundancia de un taxon (GEI, 1980). Sinónimos: zona de apogeo, epíbole.

Biozona de conjunto (*assemblage biozone*).- Tipo de biozona caracterizado por el contenido total de fósiles (GEI, 1980). Sinónimos: zona de conjunto, cenozona.

Biozona de extensión (*range biozone*).- Tipo de biozona caracterizado por la extensión estratigráfica de un elemento seleccionado (GEI, 1980). Sinónimos: zona de extensión, acrozona.

Biozona de extensión coincidente (*concurrent-range biozone*).- Tipo de biozona caracterizado por la coincidencia de dos o más taxones (GEI, 1980). Sinónimo: zona de extensión coincidente.

Biozona de extensión de un taxon (*taxon-range biozone*).- Cuerpo de estratos que representa la extensión total (horizontal y vertical) de la presencia de ejemplares de un determinado taxon (GEI, 1980). Sinónimo: zona de extensión de un taxon.

Biozona de intervalo (*interval biozone*).- Unidad bioestratigráfica sin una asociación característica, pero que queda limitada por biohorizontes claros (GEI, 1980). Sinónimo: zona de intervalo.

Biozona de linaje (sinónimo de **filozona**).

Biselamiento basal (*downlap*).- Relación geométrica en bisel de la base de una unidad litosísmica.

Biselfamento somital (*toplap*).- Relación geométrica en bisel del techo de una unidad litosísmica.

Boundary stratotype (ver: **estratotipo límite**).

BRUHNES.- Época de magnetismo normal que se inició hace 730 ka y continúa en la actualidad.

BUBNOFF.- Unidad de tasa de sedimentación que equivale a mm/ka o m/Ma, propuesta en honor al geólogo alemán Serge von Bubnoff.

BUNTSANDSTEIN.- Primer término de la escala del Trías germánico (correspondiente de modo aproximado al Trías inferior) generalmente constituido por areniscas rojas.

Burdigaliense (*Burdigalian*).- Segundo y último piso del Mioceno inferior.

Calabriense (*Calabrian*).- Piso del Pleistoceno inferior.

Calibración (*calibration*).- Datación de los límites cronoestratigráficos en términos de edades expresadas en años o sus múltiplos.

Calloviense (*Callovian*).- Último piso del Jurásico medio, posterior al Bathoniense y anterior al Oxfordiense.

Cambio **eustático** (*eustatic change*).- Cambio del nivel del mar que afecta a todos los océanos, inducido por fenómenos alocíclicos de gran escala.

Cambio relativo del nivel del mar (*relative change of sea level*).- Fenómeno (alocíclico o autocíclico) de levantamiento y/o hundimiento del fondo marino y/o del nivel del mar. que queda reflejado en las secciones estratigráficas con secuencias de somerización, con secuencias de profundización o con discontinuidades.

Cámbrico (*Cambrian*).- Primer período del Paleozoico.

Campanéense (*Campanian*).- Penúltimo piso del Cretácico superior, posterior al Santoniense y anterior al Maastrichtiense.

Capa (*bed*).- 1.- Unidad formal más pequeña jerárquicamente de las unidades litoestratigráficas. 2.- Término utilizado informalmente como sinónimo de estrato.

Capa guía (*key bed o marker bed*).- Estrato o conjunto de estratos con características litológicas y/o paleontológicas claramente diferenciables que facilita la correlación tanto al levantar mapas geológicos como en la interpretación de datos de subsuelo. Sinónimo: nivel guía.

Caradoc o Caradociense (*Caradoc o Caradocian*).- Época inicial de las dos que componen el Ordovícico superior.

Carbonífero (*Carboniferous*).- Quinto período del Paleozoico, posterior al Devónico y anterior al Pérmico.

Carixiense (*Cari.xian*).- Subpiso correspondiente al Pliensbachien.se inferior.

Carniense (*Carinan*).- Piso más antiguo de los tres que constituyen el Triásico superior.

Cartographic «monformity (ver: **discordancia cartográfica**)

Catastrofismo (*caiastraphism*).- Teoría antigua que explicaba los fenómenos geológicos de tiempos anteriores ligados a catástrofes naturales. Antónimo: uniformismo.

Cenomaniense (*Ceno/minian*).- Primer piso del Cretácico superior.

Cenozoico (*Cenozoic*).- Tercera y última de las eras (o eratemas) dentro del eón Fanerozoico.

Cenozona (*cenozone*).- Sinónimo de **zona de conjunto**.

Ciclicidad (*eyelicity*).- Dispositivo observable en una sección estratigráfica consistente en la repetición ordenada de tres o más litologías.

Ciclo (*eyele*).- 1.- Módulo constituido por tres o más litologías (a la escala del estrato) que se repite ordenadamente. 2.- Intervalo de una sección estratigráfica que representa el depósito en el intervalo de tiempo entre dos procesos que se repiten; pueden ser de muy diferente rango.

Ciclo eustático (*eustatic eyele*).- Conjunto de sedimentos que se depositan durante una subida y un descenso del nivel del mar; pueden ser tectono-eustáticos o glacio-eustáticos.

Ciclo sedimentario (*sedimentary eyele*).- 1.- Sedimentos que se depositan en una cuenca entre el inicio de dos fases transgresivas. 2.- Sinónimo de ciclo.

Ciclotema (*cyclothem*).- Tipo de secuencia sedimentaria usual en cuencas carboníferas. Se puede utilizar como unidad litoestratigráfica informal.

Clansayesiense (*Clansayesian*).- Subpiso que comprende el Aptiense terminal y el Albiense basal. Término poco utilizado.

Clasificación bioestratigráfica (*biostratigraphic classification*).- Organización de las rocas de la corteza terrestre dentro de unidades basadas en la distribución de los fósiles. **Clasificación cronoestratigráfica** (*chronostratigraphic classification*).- Organización de las rocas de la corteza terrestre dentro de unidades basadas en el tiempo que hace que se formaron. **Clasificación estratigráfica** (*stratigraphic classification*).- Organización de las rocas de la corteza terrestre dentro de unidades basadas en cualquiera de sus propiedades. **Clasificación litoestratigráfica** (*lithostratigraphic classification*).- Organización de los cuerpos rocosos en unidades a partir de sus características litológicas. **Clasificación magnetoestratigráfica** (*magnetostratigraphic classification*).- Organización de los cuerpos rocosos en unidades a partir de sus características magnéticas. **Coastal aggradation** (ver: **agradación costera**). **Coastal onlap** (ver: **solapamiento expansivo costero**). **Cobertera** (*cover*).- Acumulación sedimentaria por encima del basamento. COCHITI.- Evento magnético dentro de la época Gilbert y fechado en 3,8-3.9 millones de años. **Compaction** (*compaction*).- Proceso diagenético en el que los sedimentos pierden progresivamente espesor debido a una reducción de la porosidad provocada por el aumento de carga de los materiales suprayacentes. **Complejo** (*complex*).- Unidad estratigráfica con una configuración estructural muy compleja que llega a enmascarar la sucesión estratigráfica original y el espesor de la misma. Generalmente suele estar constituida por diversos tipos de rocas (sedimentarias, ígneas, metamórficas). **Complejo de canales-diques** (*levee channel complex*, *lcc*).- Sistema deposicional diferenciado dentro del cortejo de la cuña de nivel bajo y caracterizado por el dominio de turbiditas terrígenas delgadas intercaladas en sedimentos hemipelágicos y por la presencia de canales y diques. **Complejo progradante** (*prograding complex*, *pgc*).- Sistema deposicional diferenciado dentro del cortejo de la cuña de nivel bajo y caracterizado por el dominio de la geometría sigmoidal de las capas. **Concordancia** (*concordance*).- Relación geométrica entre dos unidades estratigráficas superpuestas en la que existe paralelismo entre los materiales infra y suprayacentes. Antónimo: discordancia. **Concordant boundary** (ver: **límite concordante**). **Concurrent-range biozone** (ver: **zona de extensión coincidente**). **Condensed section** (ver: **sección condensada**). **Conformidad** (*conformity*).- Relación estratigráfica entre dos conjuntos de estratos entre los que media una continuidad y hay una concordancia. **Coniacense** (*Coniacian*).- Tercer piso del Cretácico superior, posterior al Turoniense y anterior al Santoniense. **Continental margin** (ver: **margen continental**). **Continuidad** (*continuity*).- Relación estratigráfica entre dos materiales superpuestos entre cuyo depósito no ha mediado una interrupción sedimentaria medible. Antónimo: discontinuidad. **Control estratigráfico** (*stratigraphic control*).- Grado de entendimiento de la Estratigrafía de un área concreta. **Convergent margin** (ver: **margen convergente**). **Correlación bioestratigráfica** (sinónimo de **biocorrelación**). **Correlación cronoestratigráfica** (sinónimo de **cronocorrelación**). **Correlación estratigráfica** (*stratigraphic correlation*).- Comparación entre dos o más secciones estratigráficas estableciendo las equivalencias entre unidades y/o horizontes significativos. **Correlación litoestratigráfica** (sinónimo de **litocorrelación**). **Cortejo sedimentario** (*systems tract*).- Conjunto de sistemas deposicionales contemporáneos y formados bajo unas mismas condiciones del nivel del mar. **Cortejo de abanico submarino** (*lowstand fan systems tract*, *LSF*).- Tipo de conejo sedimentario de nivel bajo, constituido por los redepósitos derivados de la erosión de la plataforma y de las partes altas del talud, que forman un abanico submarino con depósitos turbidíticos. **Cortejo de borde de plataforma** (*shelf-margin wedge systems tract*, *SMW*).- Conjunto de sistemas deposicionales acumulados sobre la plataforma continental externa y el talud, formados por cuerpos regresivos de configuración sigmoidal. Sinónimo: Cuña de borde de plataforma. **Cortejo de nivel alto** (*highstand systems tract*, *HST*).- Conjunto de materiales depositados cuando el nivel relativo del mar está alto y caracterizado, generalmente, por dispositivos progradantes. **Cortejo de nivel bajo** (*lowstand systems tract*, *LST*).- Nombre genérico para el conjunto de sistemas deposicionales formados en una fase de nivel relativo del mar bajo. Con frecuencia se divide en: Cortejo de abanico submarino (*LSF*) y cuña de nivel bajo (*LSW*). **Cortejo transgresivo** (*transgressive systems tract*, *TST*).- Conjunto de parasecuencias retrogradacionales desarrolladas durante el ascenso relativo del nivel del mar. **Couviniense** (*Couviniense*).- Nombre antiguo que ha sido usado para un piso equivalente al Eife-liense. **Cratón** (*craton*).- Área continental estable que ha sufrido escasa deformación durante un intervalo prolongado de tiempo normalmente desde antes del inicio del Mesozoico. **Cretácico** (*Cretaceous*).- Período más reciente de los tres que constituyen el Mesozoico. **Criptozoico** (*Cryptozoic*).- Sinónimo de Precámbrico.

Cron (*chron*).- Unidad geocronología correspondiente a la cronozona (GEI, 1981).

Cron de polaridad (*polarity chron*).- 1.- Unidad geocronología correspondiente a la cronozona de polaridad magnética (GEI, 1981). 2.- Intervalo de tiempo caracterizado por su polaridad magnética de los diferenciables en los últimos 4 Ma (sinónimo de época de polaridad).

Cronocorrelación (*chronocorrelation*).- Comparación entre sucesiones estratigrafías estableciendo la equivalencia en el tiempo y en posición cronoestratigráfica. Sinónimo: correlación cronoestratigráfica.

Cronoestratigrafía (*Chronostratigraphy*).- Rama de la Estratigrafía que se ocupa del conocimiento de la edad y la ordenación de las unidades estratigráficas, así como del establecimiento de una escala estratigráfica mundial.

Cronohorizonte (*chronohorizon*).- Superficie estratigráfica de carácter isócrono que constituye la base de la correlación estratigráfica (GEI, 1980). Sinónimo: horizonte cronoestratigráfico.

Cronohorizonte de primera aparición (*first appearance datum*).- Posición en el tiempo geológico del biohorizonte de primera aparición de un taxon.

Cronohorizonte de última presencia (*last appearance datum*).- Posición en el tiempo geológico del biohorizonte de última presencia de un taxon.

Cronozona (*chronozone*).- Unidad cronoestratigráfica definida ordinariamente en términos de la duración de una unidad estratigráfica previamente designada, sea una formación, un miembro y, más frecuentemente, una biozona. Es la unidad cronoestratigráfica de rango menor (GEI, 1980). Sinónimo: zona cronoestratigráfica.

Cronozona de polaridad (*polarity chronozone*).- Unidad cronoestratigráfica definida a partir de la polaridad del magnetismo remanente.

Cuaternario (*Quaternary*).- Período más reciente del Cenozoico y por tanto de la escala del tiempo geológico.

Cuenca (*basin*).- 1.- Forma abreviada y de uso común para denominar cuencas sedimentarias. 2.- Área de drenaje de un río.

Cuenca antearco (*forearc basin*).- Cuenca sedimentaria que se ubica sobre el prisma de acreción y que se dispone entre el arco insular y la fosa.

Cuenca de antepaís (*foreland basin*).- Cuenca sedimentaria subsidente localizada entre el frente de una cordillera plegada y el cratón adyacente originada con posterioridad a la formación de la cadena orogénica. Algunos autores utilizan este término con un sentido más amplio incluyendo, además, la cuenca remanente.

Cuenca endorreica (*endorheic basin*).- Cuenca sedimentaria continental sin drenaje al mar.

Cuenca expansiva (*expansive basin*).- Cuenca sedimentaria en la que a lo largo del tiempo las unidades estratificadas tienden progresivamente a ocupar mayor extensión. Antónimo: cuenca refractiva.

Cuenca intra-arco (*intra-arc basin*).- Cuenca sedimentaria ubicada en el interior de un arco insular (o arco volcánico).

Cuenca intracadena (*intra-chain basin*).- Cuenca sedimentaria subsidente localizada en el seno de una cadena montañosa en fase de formación.

Cuenca intracratónica (*intra-cratonic basin*).- Cuenca sedimentaria subsidente localizada en el interior de un cratón y limitada por fallas normales.

Cuenca intramontañosa (*intra-mountain basin*).- Cuenca subsidente individualizada entre los nuevos relieves montañosos (o cadena) formados por el plegamiento de un antiguo margen continental.

Cuenca pull-apart (*pull-apart basin*).- Cuenca subsidente ubicada en una curva o escalón de una falla transcurrente en la que se produce un hueco que tiende a ser rellenado rápidamente de sedimentos.

Cuenca remanente (*remanent basin* o *foredeep basin*).- Cuenca sedimentaria que se individualiza en el frente de una cadena orogénica durante el tiempo de su formación.

Cuenca refractiva (*retractive basin*).- Cuenca sedimentaria en la que a lo largo del tiempo las unidades tienden progresivamente a ocupar menor extensión. Antónimo: cuenca expansiva.

Cuenca de retroarco (*retroarc basin*).- Cuenca sedimentaria ubicada entre el arco insular y el continente, precursora de la cuenca remanente.

Cuenca sedimentaria (*sedimentary basin*).- Área subsidente de la superficie terrestre en la que durante un prolongado intervalo de tiempo geológico se han acumulado grandes espesores de sedimentos.

Cuerpo isócrono (*isochronous body*).- Cuerpo rocoso limitado por superficies sincrónicas y formado durante el mismo intervalo de tiempo (NA.S.C. 1983). Antónimo: unidad (o cuerpo) diacrónica.

Cuisiense (*Cuisian*).- Subpiso correspondiente al Ypresiense superior. CULM- Facies detrítica (mayoritariamente turbidítica) del Carbonífero inferior. **Cuña de borde de plataforma** (Sinónimo de: **Cortejo de borde de plataforma**). **Cuña de nivel bajo** (*Lowstand wedge systems tract*, LSW).- Cortejo de nivel bajo con forma de cuña formado por sistemas deposicionales regresivos y el que se suele diferenciar: los rellenos de canales, el complejo de canales-diques y el complejo progradante. **Curva Exxon** (*Exxon curve*).- Curva de fluctuaciones del nivel del mar propuesta por los técnicos de la empresa Exxon. *Cyclostratigraphic unit* (ver: **unidad cicloestratigráfica**).

Cyclolhem (ver: **ciclotema**).

Characteristic fossil (ver: **fósil característico**).

Chattiense (*Chattian*).- Último piso del Oligoceno.

Charmutiense (*Charmutian*).- Término cronoestratigráfico en desuso equivalente al Pliensbachense.

Chemical event (ver: **evento químico**).

Chemostratigraphic zone (ver: **zona quimioestratigráfica**).

Chemostratigraphy (ver: **Quimioestratigrafía**).

Chron (ver: **cron**).

Chronocorrelation (ver: **cronocorrelación**).

Chronohorizon (ver: **cronohorizonte**).

Chronostratigraphic (adjetivo: **cronoestratigráfico/a**) (ver: clasificación -, correlación -, horizonte -, unidad - y zona cronoestratigráfica).

Chronostratigraphy (ver: **Cronoestratigrafía**).

Chronozone (ver: **cronozona**).

Daniense (*Danian*).- Primer piso del Paleoceno y por tanto del Cenozoico.

Dalum level (ver: **biocronohorizonte**).

Denudación (*denudation*).- Conjunto de procesos que ocasionan una suavización de los accidentes naturales en la corteza terrestre. A veces se usa como sinónimo de erosión, aunque en general tiene una acepción más amplia ya que comprende otros procesos, además, de la erosión.

Deepening-upwards sequence (ver: **secuencia de profundización**).

Deep Sea Drilling Project (DSDP).- Proyecto de investigación, desarrollado desde 1968 a 1983, consistente en la realización de sondeos de testigo continuo, desde el buque oceanográfico Glomar Challenger, en áreas seleccionadas de los océanos con el fin de avanzar en el conocimiento de la Geología.

Depo'centro (*depocenter*).- Área o lugar de una cuenca sedimentaria en la que una unidad estratigráfica concreta alcanza el máximo espesor.

Depositional (adjetivo: deposicional) (ver: elemento -, secuencia -, sistema -, superficie - y unidad deposicional).

Depresión (*depression*).- Área deprimida morfológicamente con respecto a los relieves circundantes y que puede ser asiento de la sedimentación, en cuyo caso se ha utilizado como sinónimo de cuenca sedimentaria.

Descenso eustático (*eustatic fall*).- Fenómeno de bajada generalizada del nivel del mar a escala global.

Descenso relativo del nivel del mar (*relative fall of sea level*).- Fenómeno de elevación del fondo marino o hundimiento del nivel del mar, que queda reflejado en las secciones estratigráficas con secuencias de somerización o con discontinuidades.

Devónico (*Devonian*).- Cuarto período del Paleozoico y primero del Paleozoico superior.

Diachronous boundary (ver: **límite diacrónico**).

Diachronic unit (ver: **unidad diacrónica**).

Diacrón (*diachron*).- Unidad diacrónica fundamental y no jerárquica (NASC, 1983).

Diagrafía (*log* o *well log*).- Gráfico en el que se representa los valores de una medida continua de alguna propiedad física, obtenidos directamente sobre las paredes de un sondeo.

Diagnostic fossil (ver: **fósil característico**).

Diastema (*diastem*).- Interrupción sedimentaria de pequeña escala que usualmente coincide con superficies de estratificación o de erosión. La interrupción sedimentaria representada por un diastema es mucho menor que la representada en una paraconformidad o en una disconformidad.

Diastrofismo (*diastrophism*).- Término utilizado para denominar a todos los fenómenos de deformación de la corteza terrestre, cualquiera que sea el tipo.

Diastrophic period (ver: **período diastrofístico**).

Dinantiense (*Dinantian*).- Nombre usado para el intervalo tiempo compuesto por las dos épocas basales del Carbonífero (Toumaysiense y Viséense).

Diques neptúnicos (*neptunian dykes*).- Cavidades de morfología diversa (fisuras, cuevas, etc.) excavadas en rocas carbonatadas, infrayacentes de una discontinuidad, rellenas de sedimento pelágico.

Disconformidad (*disconformity*).- Discontinuidad estratigráfica en la que entre las unidades infrayacente y suprayacente hay paralelismo de capas pero entre ambas media una superficie erosiva.

Discontinuidad (*discontinuity*).- 1.- Relación estratigráfica entre dos materiales superpuestos entre cuyo depósito ha mediado una interrupción sedimentaria reconocible. 2.- Relación entre dos unidades estratigráficas entre las que se detecte una laguna estratigráfica medible.

Discontinuidad de tipo 1 (*type I unconformity*).- Discontinuidad detectada en perfiles sísmicos que implica una etapa de erosión subaérea y submarina, durante un descenso del nivel del mar.

Discontinuidad de tipo 2 (*type 2 unconformity*).- Discontinuidad detectada en perfiles sísmicos que implica una etapa de erosión exclusivamente subaérea, durante **un descenso del nivel del mar**.

Discordancia (*discordance*).- Relación geométrica entre los dos materiales (o unidades estratigráficas) en la que no existe paralelismo entre los materiales infra y suprayacentes. Antónimo: concordancia.

Discordancia angular (*angular unconformity*).- Discordancia **expresada por una** superficie de erosión, llamada superficie de discordancia, que trunca las capas de **los** materiales infrayacentes mientras que la estratificación de ambos materiales forma un ángulo.

Discordancia atenuada (*attenuating unconformity*).- Discordancia angular que se amortigua hacia el interior de la cuenca.

Discordancia basal (*basal unconformity*).- Relación entre una **unidad** litoestratigráfica que se superpone a un basamento cristalino no estratificado o metamorfozado y plegado intensamente. Sinónimo: inconformidad.

Discordancia cartográfica (*cartographic unconformity*).- Discordancia puesta de manifiesto solamente en los mapas geológicos, que corresponde a un biselamiento suave de los materiales infrayacentes no detectable a simple vista.

Discordancia progresiva (*progressive unconformity*).- Tipo de discordancia sintectónica constituida por una acumulación de cuñas sedimentarias formando un enorme abanico abierto hacia el centro de la cuenca. En el interior de ciertas discordancias progresivas, concretamente en el área adyacente a la estructura tectónica o borde activo de la cuenca, pueden formarse discordancias angulares sintectónicas.

Discordancia sintectónica (*syntectonic unconformity*).- Discordancia en la que la sedimentación y la formación de la megaestructura discordante han sido contemporáneas **del** proceso tectónico que las ha engendrado. Los términos estratigráficos limitantes están muy próximos en el tiempo.

Distal (*distal*).- Parte de una unidad deposicional (o de una cuenca sedimentaria) más alejada del área fuente. Antónimo: proximal.

Distal onlap (ver: **solapamiento expansivo distal**).

Divergent margin (ver: **margen divergente**).

DÜGGER.- Serie o época equivalente al Jurásico medio.

Domeriense (*Domeñan*).- Subpiso correspondiente al Pliensbachiense superior.

Downlap (ver: **biselamiento basal**).

Edad (*age*).- 1.- Unidad geocronológica formal equivalente al piso (GEI, 1980). 2.- Término informal usado para designar el intervalo de tiempo en el que se formaron unas rocas o una unidad estratigráfica. **Edad absoluta** (*absolute age*).- Edad de un fósil, una roca, un rasgo geológico o un evento obtenida con técnicas de medida numérica (incluidas las radiométricas) y expresada en años o sus múltiplos.

Edad isotópica (*isotopic age*).- Sinónimo de edad radiométrica. **Edad radiométrica** (*radiometric age*).- Edad de una roca obtenida con técnicas radiométricas y expresada en años o sus múltiplos. Sinónimo: edad isotópica. **Edad relativa** (*relative age*).- Edad geológica de un fósil, una roca, un rasgo geológico o un evento establecida por comparación con la escala cronoestratigráfica global de referencia sin valoración numérica.

Eifeliense (*Eiffelian*).- Piso más antiguo de los dos que comprende el Devónico medio.

Electrocapas (*electrobeds*).- Intervalo de profundidad que presenta unas características diagráficas más o menos constantes.

Electrofacies (*electrofacies*).- Conjunto de respuestas observables en las diagráfias que caracterizan un sedimento y que permiten diferenciarlo de otros. **Electrosecuencias** (*electrosequences*).- Intervalo vertical, superior a la resolución vertical del dispositivo de medida que presenta una variación progresiva y continua entre dos valores extremos del parámetro medido, dibujando una rampa. **Elemento deposicional** (*depositional element*).- Unidad deposicional de rango inferior al sistema deposicional.

Emsiense (*Emsian*).- Piso más moderno de los tres que componen el Devónico inferior. *Endorheic basin* (ver: **cuenca endorreica**). **Eoceno** (*Eocene*).- Segunda época del Paleógeno. **Eon** (*eon*).- Unidad geocronológica de rango máximo. **Eonotema** (*eonthem*).- Unidad cronoestratigráfica de rango máximo, que define a los materiales depositados durante un eón. **Épibole** (*epibole*).- Sinónimo de zona de apogeo. **Episodio** (*episode*).- 1.- Término utilizado informalmente para distinguir un intervalo de tiempo de características definidas (p.ej. episodio transgresivo). 2.- Término formal en la jerarquía de unidades diacrónicas (NASC, 1983). **Época** (*epoch*).- 1.- Unidad geocronológica formal equivalente a la serie (GEI, 1980). 2.- Término utilizado de manera informal para designar un intervalo de tiempo generalmente corto. **Época glacial** (*glacial epoch*).- Una parte del tiempo geológico (del Fanerozoico) en la que el clima fue notablemente frío en ambos hemisferios, en la que los casquetes glaciales crecieron ampliamente. Sinónimo: período glacial.

Era (*era*).- Unidad geocronológica de rango mayor.

Eratema (*erathem*).- Unidad cronoestratigráfica de rango mayor, que define a los materiales depositados durante una era.

Erosional (adjetivo: **erosional** o **erosivo/a**) (ver: hiato -, truncación - y vacío erosional). **Escala cronoestratigráfica global de referencia** (*standard global chronostratigraphic scale*).- Conjunto de unidades cronoestratigráficas ordenadas según su edad y rango que sirve de referencia para la datación de las rocas de cualquier parte del mundo.

Estabilización relativa del nivel del mar (*relative stillstand of sea level*).- Episodio de estabilidad del nivel del mar con respecto a la superficie inicial de depósito, con sedimentación uniforme, sin solapamiento costero.

Estadio (*stage, phase*).- Nombre genérico de cada una de las fases o etapas de un proceso reconocible en el registro estratigráfico. **Estadio isotópico** (*isotopic stage*).- Nombre de las fases o etapas de cambio de la composición isotópica del agua de los océanos reconocibles en el registro estratigráfico. **Estadio de nivel alto** (*highstand*).- Etapas en las que, en la cuenca sedimentaria, el nivel relativo del mar está alto. **Estadio de nivel bajo** (*lowstand*).- Etapas en la que, en la cuenca sedimentaria, el nivel relativo del mar está bajo.

Estadio de nivel eustático alto (*global highstand*).- Intervalo de tiempo en el que, a escala global, el nivel del mar permanece en posiciones altas.

Estadio de nivel eustático bajo (*global lowstand*).- Intervalo de tiempo en el que, a escala global, el nivel del mar permanece en posiciones bajas. **Estefaniense** (*Stephanian*).- Última época (o serie) del Carbonífero.

Estratificación (*bedding*).- Disposición en estratos de los sedimentos y las rocas sedimentarias.

Estratigrafía (*Stratigraphy*).- Ciencia geológica que se ocupa del estudio e interpretación de los procesos registrados en las sucesiones sedimentarias que van a permitir, además de conocer la naturaleza y disposición de las rocas estratificadas, la correlación (de materiales y sucesos) y la ordenación temporal correcta de la secuencia de materiales y sucesos. **Estratigrafía de eventos de alta resolución** (*high-resolution event stratigraphy*).- Metodología de estudio que pretende la delimitación de unidades estratigráficas de duración inferior a los 100.000 años y su correlación, al menos, a nivel de cuenca.

Estratigrafía secuencial (*sequence stratigraphy*).- Rama de la Estratigrafía que estudia las relaciones entre estratos, o conjuntos de estratos, genéticamente relacionados (secuencias y corajes sedimentarios) y las unidades cronoestratigráficas.

Estratigrafía sísmica (*seismic stratigraphy*).- Rama de la Estratigrafía que pretende la interpretación y modelización estratigráfica, de las facies sedimentarias y su historia geológica, a partir de los datos de la sísmica de reflexión.

Estrato (*stratum*, pl. *strata*).- Nivel simple de roca sedimentaria con litología homogénea o gradual, separado del infrayacente y del suprayacente por superficies de estratificación. **Estratotipo** (*stratotype*).- Intervalo de una sección estratigráfica que constituye el modelo para definir y reconocer una unidad estratigráfica o un límite entre dos unidades (GEI, 1990).

Estratotipo límite (*boundary stratotype*).- Intervalo de una sección estratigráfica que constituye el modelo para definir un límite estratigráfico. **Estratotipo unidad** (*unit stratotype*).- Intervalo de una sección estratigráfica que constituye el modelo para definir una unidad estratigráfica.

Estructura estratigráfica (*stratigraphic structure*).- Dispositivo sedimentario espacio-temporal original de los cuerpos sedimentarios que componen el registro estratigráfico de una determinada región, durante un intervalo de tiempo determinado de su evolución geológica. **Eustasia** (*eustasy*, ver **eustatismo**).

Eustático (adjetivo: **eustático/a**) (ver: cambio -, ciclo -, descenso -, subida eustática). **Eustatismo** (*eustatism* o *eustasy*).- Teoría que explica el régimen de fluctuaciones del nivel del mar inducidos por fenómenos climáticos (glacioeustatismo) o tectónicos globales (tectono-eustáticos).

Euxínic (*euxinic*).- Perteneciente a un medio de circulación de las aguas restringida, con estancamiento o condiciones anaerobias.

Eventita (*eventite*).- Capa depositada por efecto de un evento.

Evento (*event*).- Fenómeno geológico raro y episódico que queda reflejado en el registro estratigráfico y que se superpone a los fenómenos normales y frecuentes. **Evento biológico** (*bioevent*).- Sinónimo de **bioevento**. **Evento físico** (*physical event*).- Evento reflejado en el registro estratigráfico y que se reconoce mediante técnicas físicas, incluidas la observación y medida.

Evento químico (*chemical event*).- Evento reflejado en el registro estratigráfico y que se reconoce mediante técnicas de análisis químico. **Expansiva** (ver: **cuenca expansiva**). **Extinción normal** (*background extinction*).- Desaparición de organismos relacionada con el ritmo normal de la evolución.

Extinción masiva (*mass extinction*).- Desaparición brusca de organismos inducida por fenómenos aloefelicos. -**Exxon curve** (ver: **curva Exxon**).

Facies (*facies*).- 1.- Conjunto de propiedades que caracterizan a unos materiales. 2.- Cuerpo rocoso caracterizado por una combinación particular de propiedades.

Facies association (ver: **asociación de facies**).

Facies sísmicas (*seismic facies*).- Conjunto de propiedades observables en un perfil sísmico que permite diferenciar volúmenes rocosos (unidades lilosísmicas).

Fameniense (*Famennian*).- Piso más moderno de los dos que comprende el Devónico superior.

Fanerozoico (*Phanerozoic*).- Eón más moderno de la escala del tiempo geológico.

Filozona (*phylozone*).- Zona de extensión constituida por un cuerpo de estratos que contienen ejemplares representativos de un segmento de una línea o dirección de evolución o desarrollo. Sinónimo: **zona de linaje** (*lineage-zone*)

Fining-upwards sequence (ver: **secuencia granodecreciente**).

Firmground (ver: **fondo firme**).

First appearance biohorizon (ver: **biohorizonte de primera aparición**).

First appearance datum (ver: **cronohorizonte de primera aparición**).

Flooding surface (ver: **superficie de inundación**).

FLYSCH.- Nombre que se da a las formaciones sedimentarias marinas potentes, mayoritariamente turbidíticas, depositadas en regiones orogénicas antes de su deformación.

Fondo blando (*softground*).- Superficie del fondo marino ocupada por sedimento sin compactar ni cementar.

Fondo endurecido (*hardground*).- Superficie estratigráfica caracterizada por costras de Fe y Mn, perforaciones, concreciones, etc. originada durante una interrupción sedimentaria en el fondo marino.

Fondo firme (*firmground*).- Superficie de interrupción sedimentaria caracterizada por estar compactada y bioturbada.

Fondo rocoso (*rockground*).- Superficie rocosa erosionada sobre la que se inicia la sedimentación después de una discontinuidad.

Fore-arc basin (ver: **cuenca de antearco**).

Foredeep basin (ver: **cuenca remanente**).

Foreland basin (ver: **cuenca de antepaís**).

Formación (*formation*).- Unidad litoestratigráfica fundamental. Cuerpo de rocas identificado por sus características litológicas y su posición estratigráfica (CNE, 1961; GEI, 1980).

Formal unit (ver: **unidad formal**).

Fósil característico (*characteristic fossil o diagnostic fossil*).- Especie o género que caracteriza a una unidad estratigráfica o a un intervalo de tiempo. Equivalente: Fósil guía.

Fósil de facies (*facies fossil*).- Fósil indicativo de unas condiciones paleoecológicas definidas, que sirve para precisar las condiciones sedimentarias.

Fósil guía (*index fossil*).- Fósil que identifica y data el estrato (o la sucesión de estratos) donde se encuentra. Equivalente: Fósil característico.

Frasniense (*Frasnian*).- Piso más antiguo de los dos que comprende el Devónico superior.

Frontal accretion (ver: **acreción frontal**).

Gap (ver: **ruptura estratigráfica**).

Gargasiense (*Gargasian*).- Subpiso correspondiente al Aptiense superior.

GARUMN.- Facies continental del Cretácico terminal y de la base del Paleoceno.

GAUSS.- Época de magnetismo normal que se inició hace 3,4 Ma y terminó hace 2,48 Ma.

Genetic stratigraphic sequence (ver: **secuencia estratigráfica genética**).

Genetic unit (ver: **unidad genética**).

Geocronología (*Geochronology*).- Ciencia que tiene como objeto determinar la edad y sucesión cronológica de los acontecimientos geológicos en la historia de la Tierra (GEI, 1980).

Geocronometría (*Qeochronometry*).- Rama de la Geocronología que trata de la medición cuantitativa del tiempo geológico, esencialmente por métodos radiométricos.

Geochronologic (adjetivo: **geocronológico/a**) (ver: intervalo - y unidad geocronológica).

Geochronometric unit (ver: **unidad geocronométrica**).

Geófono (*geophone*).- Sismógrafo especial utilizado para la sísmica de reflexión en tierra.

Geohistory analysis (ver: **análisis geohistórico**).

Georgiense (*Georgian*).- Término obsoleto utilizado antiguamente para el Cámbrico inferior.

Geosinclinal (*geosyncline*).- Dominio tectosedimentario en un margen continental que evoluciona de pasivo (o divergente) a activo (o convergente) y que posteriormente se deforma constituyendo una cadena montañosa.

GILBERT.- 1.- Época de magnetismo inverso que se inició hace 5,4 Ma y terminó hace 3,4 Ma. 2.- Tipo de delta lacustre simple.

GILSA.- Evento paleomagnético dentro de la época Matuyama y fechado en 1,62 millones de años.

Givetiense (*Givetian*).- Piso más moderno de los dos que comprende el Devónico medio.

Glacial epoch (ver: **época glacial**).

Glacioeustatismo (*glacio-eustatism*).- Régimen de fluctuaciones del nivel del mar en el conjunto de los océanos por efectos del crecimiento o de la fusión parcial de los casquetes glaciales. Sinónimo: glacioeustasia.

Glacioisostasia (*glacio-isostasy*).- Ajuste de la corteza terrestre, con movimientos verticales, inducidos por el cambio del volumen de los casquetes glaciales.

Global highland (ver: **estadio de nivel eustático alto**).

Global lowstand (ver: **estadio de nivel eustático bajo**).

Global stratigraphic record (ver: **registro estratigráfico global**).

GRABEN.- Área deprimida que corresponde a un bloque hundido por fallas normales paralelas a los lados largos. Sinónimo: Fosa tectónica. Antónimo: HORST.

GRIOTTE.- Facies constituida por calizas pelágicas de aspecto noduloso, de color rojo o verde, con abundantes Goniatites, frecuente en secciones condensadas del Paleozoico, en especial del Cámbrico, Devónico o Carbonífero inferior.

Grupo (*group*).- Unidad litoestratigráfica de rango mayor que comprende dos, o más, formaciones adyacentes (GEL, 1980).

Gzeliense (*Gzelian*).- Época (o serie) superior del Estefaniense.

Hardground (ver: **fondo endurecido**).

Hauteriviense (*Hauteriv'mn*).- Tercer piso del Cretácico inferior situado entre el Valanginiense y el Barremiense.

Hémera (*hemera*).- Intervalo de tiempo correspondiente a una zona (o biozona) de apogeo.

Heterócrono (*heterochronous*).- Dícese de un fenómeno no simultáneo con respecto a otro. Antónimo: sincrónico.

Heterópica (*heteropic*).- Dícese de dos o más facies diferentes entre sí.

Hettangiense (*Hettangian*).- Primer piso del Lías (Jurásico inferior).

Hiato (*hiatus*).- 1.- Ruptura o interrupción de la continuidad del registro estratigráfico debida a la ausencia de materiales estratificados que en condiciones normales deberían estar presentes pero que faltan o por no haberse depositado o por haberse erosionado antes del depósito de la unidad suprayacente. 2.- Intervalo de tiempo no representado por rocas en una discontinuidad, que comprende un tiempo sin depósito, o sin depósito y erosión (GG, 1987). Sinónimo: laguna estratigráfica.

Hiato no deposicional (*nondepositional hiatus*).- 1.- Interrupción de la continuidad del registro estratigráfico debida a la ausencia de materiales estratificados que en condiciones normales deberían estar presentes pero que faltan por no haberse depositado. 2.- Intervalo de tiempo no representado por rocas en una discontinuidad debido a la ausencia de depósito.

Hiato erosional (*erosional hiatus*).- 1.- Interrupción de la continuidad del registro estratigráfico debida a la ausencia de materiales estratificados que en condiciones normales deberían estar presentes pero que faltan por haberse erosionado antes del depósito de la unidad suprayacente. 2.- Intervalo de tiempo no representado por rocas en una discontinuidad debido a la erosión. Sinónimo: vacío erosional.

Hidrófono (*hidrophone*).- Sismógrafo especial utilizado para la sísmica de reflexión en el mar.

High-resolution event stratigraphy (ver: **Estratigrafía de eventos de alta resolución**).

Highland (ver: **estadio de nivel alto**).

Highland system tract (ver: **cortejo de nivel alto**).

Hinterland sequence (ver: **secuencia continental**).

Hipoestratotipo (*hypostratotype*).- Estratotipo propuesto después de la designación del holoestratotipo (y los paraestratotipos) y en una región alejada de los mismos, con el fin de extender geográficamente su conocimiento. Sinónimo: sección de referencia.

Holoceno (*Holocene*).- Época más reciente del Cuaternario.

Holoestratotipo (*holostratotype*).- Estratotipo original designado en la primera definición de una unidad estratigráfica o límite estratigráfico.

Horizonte (*horizon*).- Superficie de estratificación indicativa de un rasgo particular en una sección estratigráfica.

Horizonte bioestratigráfico (*biostratigraphic horizon*).- Sinónimo de biohorizonte.

Horizonte cronoestratigráfico (*chronostratigraphic horizon*).- Sinónimo de cronohorizonte.

Horizonte guía (*key horizon*).- Superficie de estratificación fácilmente reconocible que facilita la correlación estratigráfica.

Horizonte litoestratigráfico (*lithostratigraphic horizon*).- Sinónimo de lithohorizonte.

HORST.- Bloque elevado por fallas normales paralelas a sus lados largos. Antónimo: GRABEN.

Ichnofacies (*ichnofacies*).- Facies caracterizada por las estructuras orgánicas destructivas.

Ilerdiense (*Ilerdian*).- Subpiso correspondiente al Ypresiense inferior.

Inconformidad (*nonconformity*).- Relación entre un conjunto de materiales estratificados con otros infrayacentes no estratificados (rocas ígneas o metamórficas).

Index fossil (ver: **fósil guía**).

Inflexion point (ver: **punto de inflexión**).

Informal unit (ver: **unidad informal**).

Ingresión (*ingression*).- Transgresión marina de orden menor que tan solo se detecta en la entrada del mar en los valles fluviales.

Interval zone (ver: **zona de intervalo**).

Intervalo geocronológico (*geochronologic interval*).- Intervalo de tiempo comprendido entre dos eventos geológicos (GEL, 1980).

Inira-arc basin (ver: cuenca intra-arco).
Intrachain basin (ver: cuenca intracadena).
Intracratonic basin (ver: **cuenca intracratónica**).
Intramontane basin (ver: cuenca intramontañosa).
Isochronous body (ver: cuerpo isócrono).
Isócrona (*isochrone*).- Línea o superficie que une los puntos de igual edad.
Isólita (*isolith*).- Lugar geométrico de los puntos con igualdad de litología en una unidad estratigráfica. *Isopaca* (*isopach*).- Línea de un mapa que une los puntos de igual espesor de una unidad estratigráfica.
Isópica (*isopic*).- Dícese de dos o más facies semejantes entre sí.
Isostasia (*isostasy*).- Equilibrio dinámico de las unidades de la litosfera sobre la astenosfera.
Isotopic (adjetivo: isotópico/a) (ver: edad - y estadio isotópico).

JARAMILLO.- Evento paleomagnético dentro de la época Matuyama y fechado en 0,9-0,97 millones de años. **Jurásico** (*Jurassic*).- Segundo período del Mesozoico.

KAENA.- Evento paleomagnético dentro de la época Gauss y fechado en 2,92-3,01 millones de años.

Kasimuviano (*Kasimuvian*).- Parte inferior del Estefaniense.
Kazaniense (*Kazanian*).- Primero de los dos pisos que componen el Pérmico superior. KEUPER-Tercer y último término de la escala del Trías germánico (correspondiente de modo aproximado al Trías superior), generalmente constituido por arcillas rojas y verdes con yesos.
Key bed (ver: **nivel guía**). *Key horizon* (ver: **horizonte guía**). **Kimmeridgiense** (*Kimmeridgian*).- Segundo piso del Jurásico superior (posterior al Oxfordiense y anterior al Tithoniense/Portlandiense). **Kunguriense** (*Kungurian*).- Cuarto y último piso del Pérmico inferior.

Ladiniense (*Ladinian*).- Piso más moderno del Triásico medio.

Laguna estratigráfica (*lacuna*).- Sinónimo de hiato.

Lámina (*lamina*, pl. *laminac*).- División de orden menor posible (normalmente milimétrica) reconocible dentro de un estrato.

Laminación (*lamination*).- Disposición sucesiva de láminas dentro de un estrato.

Langhiense (*Langhian*).- Piso más antiguo de los dos que componen el Mioceno medio.

Lapout (ver: **acunamiento**).

Last appearance biohorizon (ver: **biohorizonte de última presencia**).

Last appearance datum (ver: **cronohorizonte de última presencia**).

Lateral accretion (ver: **acreción lateral**).

Layer (ver: **lecho**).

Lectoestratotipo (*lectostratotype*).- Estratotipo de una unidad estratigráfica descrita anteriormente seleccionado para reemplazar al holoestratotipo cuando éste está mal definido.

Lecho (*layer*).- Nivel de roca (sedimentaria, ígnea o metamórfica) limitado por superficies más o menos planas. Sinónimo de capa. Equivale a estrato cuando se refiere a rocas sedimentarias.

Lentejón (*lens, lenticle o lentil*).- Cuerpo rocoso en forma lenticular de litología diferente a la de la unidad en la que queda englobado.

Levee channel complex. Ice (ver: **complejo de canales y diques**).

LIAS.- Serie (o época) inferior del Jurásico (equivale a Jurásico inferior).

Límite concordante (*concordant boundary*). - Superficie de separación entre dos unidades litoestratigráficas correlativas entre las que no ha mediado una interrupción sedimentaria y entre las que hay paralelismo de capas.

Límite diacrónico (*diachronous boundary*).- Límite entre dos unidades estratigráficas que corta a la superficies de igualdad de tiempo (isócronas).

Límite sincrónico (*synchronous boundary*).- Límite entre unidades estratigráficas coincidente con superficies de igualdad de tiempo (isócronas).

Unage-zone o Phylozone (ver: **zona de linaje o filozona**).

Uthodemic unit (ver: **unidad litodémica**).

Lithostratigraphic (adjetivo: **litoestratigráfico/a**) (ver: clasificación -, unidad litoestratigráfica).

Litocorrelación (*lithocorrelation*).- Tipo de correlación estratigráfica basada en la comparación de los rasgos litológicos. Sinónimo: correlación litoestratigráfica.

Litoestratigrafía (*Lithostratigraphy*).- Rama de la Estratigrafía que se ocupa de la descripción y organización sistemática de las rocas de la corteza terrestre en unidades basadas en sus características litológicas y su relación estratigráfica.

Litofacies (*lithofacies*).- I.- Conjunto de propiedades litológicas que definen a unos materiales.

2.- Cuerpo rocoso delimitado por sus características litológicas.

Mtohorfeonte (*lithohorizon*).- Superficie estratigráfica significativa por sus rasgos litocstraligráficos que puede correlacionarse entre secciones estratigráficas diferentes. Sinónimo: horizonte litoestratigráfico.

Litosoma (*lithosome*).- Masa rocosa litológicamente uniforme y relacionada lateral y verticalmente con otras diferentes. Término poco utilizado.

Litotopo (*lithotope*).- Área con características sedimentarias uniformes y diferentes de las de las áreas que le rodean.

Litozona (*lithozone*).- Cuerpo rocoso que puede ser reconocido por sus propiedades litológicas pero que no reúne las condiciones para definir una unidad litoestratigráfica formal. Sinónimo: zona litoestratigráfica.

Llandeilo o **Llandeiliense** (*Uandeilo* o *Uandeilian*).- Segunda época (o serie) de las dos que componen el Ordovícico medio.

Llandovery o **Llandoveryense** (*Uandoverly* o *Llandoveryan*).- Primera época de las cuatro que componen el Silúrico.

Llanvirn o **Llanvirniense** (*Llanvirn* o *Uanvirnian*).- Primera época (o serie) de las dos que componen el Ordovícico medio.

Localidad tipo (*type locality*).- Localidad geográfica específica en la que se ubica un estratotipo y de la que normalmente toma su nombre la unidad definida.

Log (ver: **diagráfia**).

Lowstand (ver: **estadio de nivel bajo**).

Lowstand fan systems tract, LSF (ver: **cortejo de abanico** submarino).

Lowstand wedge systems tract (*LSW*) (ver: **cuña de nivel bajo**).

Lowstand system tract (ver: **cortejo de nivel bajo**).

Ludlow o **Ludlowiense** (*Ludiow* o *Ludlowian*).- Tercera época del Silúrico, posterior al Wenlock (o Wenlockiense) y anterior al Pridoli (o Pridoliense).

Luteciense (*Lutetian*).- Piso del Eoceno más moderno que el Ypresiense y más antiguo que el Bartonense.

Maastrichtiense (*Maastrichtian*).- Piso más moderno del Cretácico. **Magdaleniense** (*Magdalenian*).- Cultura prehistórica del Paleolítico superior. **Magnetoestratigrafía** (*Afagnetostratigraphy*).- Parte de la Estratigrafía dedicada a la interpretación de los datos paleomagnéticos de las rocas estratificadas. *Magnetopolarity unit* (ver: **unidad de magnetopolaridad**). *Magnetostratigraphic* (adjetivo: **magnetocstraligráfico/a**) (ver: clasificación -, unidad magnetoestratigráfica).

Magnetozona (*magnetozone*).- Sinónimo de zona de polaridad. MALM.- Serie (o época) correspondiente al Jurásico superior. MAMMOTH.- Evento paleomagnético dentro de la época Gauss y fechado en 3,05-3,15 millones de años.

Margen activo (*active margin*).- Margen continental convergente localizado en un borde de continente, coincidente con un límite de dos placas jalonado por una zona de subducción. Sinónimos: margen de tipo Pacífico, margen convergente.

Margen continental (*continental margin*).- Área localizada en el borde de un continente en la que se pueden acumular importantes volúmenes de sedimentos, sobre áreas de corteza continental y otras de corteza oceánica adyacentes.

Margen convergente (*convergent margin*).- Sinónimo de margen activo.

Margen divergente (*divergent margin*).- Sinónimo de margen pasivo.

Margen pasivo (*passive margin*).- Margen continental divergente localizado en un borde de continente dentro de una placa. Sinónimos: margen de tipo Atlántico, margen divergente. *Marker bed* (ver: **nivel guía**). *Mass extinction* (ver: **extinción en masa**).

MATUYAMA.- Época de magnetismo inverso que se inició hace 2,48 Ma y terminó hace 730 ka.

Maximum flooding surface, mfs (ver: **superficie de máxima** inundación). *Measured section* (Ver: **sección estratigráfica local**).

Medio sedimentario (*sedimentary environment*).- Área de la superficie caracterizada por unas condiciones físico-químicas y biológicas determinadas, diferentes de las de las áreas adyacentes. Un medio sedimentario puede ser: erosional, nodeposicional y deposicional. **Megaciclo** (*megaeyele*).- Ciclo de primer orden.

Mesozoico (*Mesozoic*).- Segunda de las eras (o eratemas) dentro del Fanerozoico.

Messiniense (*Messinian*).- Piso último del Mioceno superior.

Microfacies (*microfacies*).- Conjunto de características observables al microscopio que caracterizan a unos materiales. **Miembro** (*member*).- Unidad litoestratigráfica de rango inmediatamente inferior a la formación y **que** siempre es parte de una formación (GEI, 1980).

MILANKOVITCH.- Astrónomo yugoslavo que demostró la periodicidad de las variaciones orbitales de la Tierra con respecto al Sol. En su honor, su nombre se utiliza para denominar tanto a los ciclos climáticos inducidos astronómicamente, como al registro estratigráfico de los mismos.

Mioceno (*Miocene*).- Primera época del Neógeno.
Mississippiense (*Mississippian*).- Unidad cronoestratigráfica de rango intermedio entre sistema y serie, usada en América del Norte, que equivale a la parte inferior del Carbonífero.
Molasa (*molasse*).- Nombre que se da a las formaciones sedimentarias potentes (marinas, delticas y continentales) depositadas en cuencas postorogénicas (cuencas de antepaís e intramontañosas).
Momento (*moment*).- Equivalente geocronológico de un cronohorizonte (GEI, 1980).
Moscoviense (*Moscovian*).- Serie (o época) correspondiente con el Westphaliense superior.
Muro (*solé*).- 1.- Superficie inferior de un estrato. 2.- Base de una sucesión estratigráfica.
MUSCHELKALK.- Segundo término de la escala del Triás germánico (correspondiente de modo aproximado al Triás medio), generalmente representado por calizas y dolomías.
Musteriense (*Mousterian*).- Cultura prehistoria del Paleolítico medio.

Namuriense (*Namurien*).- División del Carbonífero con rango de serie o época.
Negative sequence (ver: **secuencia negativa**)
Neocatastrofismo (*neocatastrophism*).- Teoría que explica los fenómenos geológicos como una superposición de fenómenos graduales y lentos con otros catastróficos y rápidos.
Neocomiense (*Neocomian*).- División estratigráfica del Cretácico inferior que abarca los tres pisos iniciales (Berriasiense, Valanginiense y Hauteriviense).
Neostratotipo (*neostatotype*).- Estratotipo nuevo seleccionado para reemplazar a uno antiguo.
Neógeno (*Neogene*).- Sistema (o período) del Cenozoico, más moderno que el Paleógeno y más antiguo que el Cuaternario.
Neptunian dykes (ver: **diques neptúnicos**).
Nivel de base (*base level*).- 1.- Superficie en la cual los procesos externos se equilibran de manera que no hay ni erosión ni depósito. 2.- Superficie imaginaria de elevación cero (o sea, el nivel del mar) que se extiende bajo la superficie emergida.
Nivel guía (ver: **capa guía**).
Nonconformity (ver: **inconformidad**)
Nondepositional hiatus (ver: **hiato no deposicional**).
Noriense (*Norian*).- Segundo piso de los tres que componen el Triásico superior.
Nummulítico (*Nummulitic*).- Unidad obsoleta sinónima de Paleógeno.
NUNIVAC.- Evento magnético dentro de la época Gilbert y fechado en 4,05-4,2 millones de años.

Ocean Drilling Program, ODP.- Programa de investigación internacional, de sondeos oceánicos, continuación del *Deep Sea Drilling Project* a partir de 1984.

Offlap (ver: **solapamiento refractivo**).
OLDUVAL.- Evento paleomagnético dentro de la época Matuyama y fechado en 1,67-1,87 millones de años.

Oligoceno (*Oligocene*).- Época más moderna del Paleógeno (Cenozoico inferior).
Olistostroma (*olistostrome*).- Acumulación más o menos caótica de materiales de muy diversa granulometría, desde bloques a lutitas. Puede tener un origen puramente sedimentario (p.ej. colapso de un talud) en cuyo caso se suele denominar "depósito de flujo de derrubios" (*debris flow deposit*) o "debrita", o ser el resultado de la erosión del frente de un manto de corrimiento cuyos restos acceden a una cuenca sedimentaria sobre cuyo fondo se deslizan.

Omission surface (ver: **superficie de omisión**).
Onlap (ver: **solapamiento expansivo**).
Oppelzona (*Oppelzone*).- Biozona caracterizada por una asociación o conjunto de taxones seleccionados, de extensión limitada y en gran parte coincidente, que se escogen por indicar una contemporaneidad aproximada (GEI, 1980).
Ordovícico (*Ordovician*).- Segundo período del Paleozoico, posterior al Cámbrico y anterior al Silúrico.
Orogenic synchronism (ver: **sincronismo orogénico**).
Overlap (ver: **solapamiento**).
Oxfordiense (*Oxfordian*).- Primer piso del Jurásico superior.

Paleoceno (*Paleocene*).- Época inicial del Paleógeno.
Paleógeno (*Paleogene*).- Sistema (o período) correspondiente a la parte inferior del Cenozoico.
Paleolítico (*Paleolithic*).- En Arqueología, primera división de la edad aproximadamente coincidente con el Pleistoceno.
Paleosuelo (*paleosol*).- Suelo fósil frecuente en el registro estratigráfico de materiales continentales.
Paleozoico (*Paleozoic*).- Primera de las eras (o eras) del Fanerozoico.
Paraconformidad (*paraconformity*).- Discontinuidad estratigráfica en la que hay paralelismo entre los materiales inferiores y superiores, y en la que la superficie de separación es plana.
Paraestratotipo (*parastratotype*).- Estratotipo designado originalmente como complemento del holoestratotipo en la primera definición de una unidad estratigráfica o límite estratigráfico.

Parasecuencia (*parasequence*).- Sucesión conforme de capas relacionadas genéticamente y limitadas por superficies de inundación; las parasecuencias son progradantes y, por consiguiente, "son somerizantes hacia arriba.

Passive margin (ver: **margen pasivo**).

Pedostratigraphic unit (ver: **unidad edafoestratigráfica**).

Pennsylvaniense (*Pennsylvanian*).- Unidad cronoestratigráfica de rango intermedio entre sistema y serie usada en América del Norte para denominar a la parte superior del Carbonífero.

Perfil de equilibrio (*profile of equilibrium*).- Perfil longitudinal ideal al que tiende un río en el que el balance depósito/erosión es igual a 1.

Perfil estratigráfico (*stratigraphic log*).- Sección estratigráfica local levantada con mucho detalle y representada a escala 1:100 o inferior.

Período (*period*).- Unidad geocronológica equivalente al sistema (GEI, 1980).

Período diastrófico (*diastrophic period*).- Lapsos de tiempo que transcurre entre dos mínimos diastróficos relativos consecutivos: comprende una etapa inicial de actividad diastrófica creciente, un máximo diastrófico relativo y una etapa de actividad diastrófica decreciente.

Pérmico (*Permian*).- Período (o sistema) más reciente del Paleozoico.

Phanerozoic (ver: **Fanerozoico**).

Phase (ver: **estadio**).

Physical event (ver: **evento físico**).

Phylozoon (ver: **filozona**).

Piacenziense (*Piacenzian*).- Piso correspondiente al Plioceno superior.

Pinch-out (ver: **acuitamiento**).

Piso (*stage*).- Unidad cronoestratigráfica entre la cronozona y la serie. Se considera la unidad de trabajo básica de la cronoestratigrafía y, también, una de las unidades más pequeñas de la jerarquía cronoestratigráfica de referencia que ofrece la posibilidad de ser reconocida en todo el mundo (GEI, 1980).

Plano de estratificación (*bedding plane*).- Superficie plana (o casi plana) que separa capas en una sucesión de rocas sedimentarias estratificadas, generalmente correspondiente a un breve intervalo sin sedimentación.

Pleistoceno (*Pleistocene*).- Época más antigua del Cuaternario.

Pliensbachiense (*Pliensbachian*).- Tercer piso del Jurásico inferior, más moderno que el Sinemuriense y más antiguo que el Toarciense.

Plioceno (*Pliocene*).- Época más moderna del Neógeno.

Polaridad (de polaridad) (ver: cron - , cronozona - , subcron - y zona de polaridad).

Portlandiense (*Portlandian*).- Último piso del Jurásico superior (equivale parcialmente al Tithónico).

Positive sequence (ver: **secuencia positiva**).

Prearcaico (*Prearchean*).- Eón más antiguo de los tres que componen el Precámbrico.

Precámbrico (*Precambrian*).- Conjunto de eones anteriores al Fanerozoico. Sinónimo: Criptozoico.

Priaboniense (*Priabonian*).- Piso único del Eoceno superior.

Pridoli o Pridoliense (*Pridoli o Pridolian*).- Última época de las cuatro que componen Silúrico.

Progradación (*progradation*).- 1.- Fenómeno de avance progresivo del talud continental o de un delta mar adentro, o en su caso en un lago. 2.- Crecimiento gradual de un cuerpo sedimentario en sentido frontal, hacia el interior de la cuenca. Sinónimo: acreción frontal. 3.- Dispositivo de evolución sedimentaria que produce la superposición de facies proximales sobre las distales.

Progradación de facies (*facies progradation*).- Distribución de las facies o asociaciones de facies en un conjunto de secuencias sedimentarias en las cuales las facies proximales se desplazan progresivamente hacia el centro de la cuenca sedimentaria. *Prograding complex, pgc* (ver: **complejo progradante**).

Progressive unconformity (ver: **discordancia progresiva**).

Proterozoico (*Proterozoic*).- Eón más moderno de los tres que componen el Precámbrico.

Proximal (*proximal*).- Parte de una unidad deposicional o de una cuenca sedimentaria más cercana al área fuente. Antónimo: distal. *Proximal overlap* (ver: **solapamiento expansivo proximal**).

Pull-apart basin (ver: cuenca *pull-apart*).

Punto de inflexión (*inflexion point*).- Término general que se aplica al punto de una curva plana en el que la concavidad cambia de sentido. Aplicado a las curvas de cambio eustático es el punto medio de cada uno de los limbos y que corresponden a los máximos de la tasa de ascenso y descenso del nivel marino. PURBECK.- Facies no marinas y/o maréales del Jurásico terminal y Cretácico basal.

Quaternary (ver: **Cuaternario**).

Quimioestratigrafía (*chemostratigraphy*).- Rama de la Estratigrafía que pretende la delimitación de unidades a partir de las características geoquímicas de los materiales.

Radiometric age (ver: **edad radiométrica**).

Ramblense (*Ramblian*).- Primer piso de la escala del Mioceno continental, anterior al Aragoniense que equivale al Aquitaniense-Burdigaliense inferior.

Range biozone (ver: **zona de extensión**).

Reference section (ver: **sección de referencia**).

Registro **estratigráfico** (*stratigraphic record*).- Conjunto de fenómenos geológicos, ordenados temporalmente, deducidos a partir de la interpretación de una sección estratigráfica.

Registro estratigráfico global (*global stratigraphic record*).- Conjunto de fenómenos acaecidos en la superficie de la Tierra a través del tiempo y representado en rocas sedimentarias, ordenados cronológicamente.

Regresión (*regression*).- Movimiento, mar adentro, de la línea de costas. Antónimo: transgresión.

Regressive section (ver: **sección regresiva**).

Relative age (ver: **edad relativa**).

Relative change of sea level (ver: **cambio relativo del nivel del mar**).

Relative fall of sea level (ver: **descenso relativo del nivel del mar**).

Relative rise of sea level (ver: **subida relativa del nivel del mar**).

Relative stillstand of sea level (ver: **estabilización relativa del nivel del mar**).

Remanent basin (ver: **cuenca remanente**).

Retractive basin (ver: **cuenca retractiva**).

Retroarc basin (ver: **cuenca de retroarco**).

Retrogradación (*retrogradation*).- Dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el exterior de la cuenca. Antónimo: progradación.

Retrogradación de facies (*facies retrogradation*).- Distribución de las facies o asociaciones de facies en un conjunto de secuencias sedimentarias, en las cuales las facies distales son progresivamente expansivas hacia el borde de la cuenca sedimentaria.

REUNIÓN.- Evento paleomagnético dentro de la época Matuyama y fechado en 2.8 millones de años.

Rhaetiense (*Rhaetian*).- Piso más moderno del Triásico superior.

RIFT.- Fosa tectónica limitada por fallas normales de gran longitud que delimitan áreas subsidentes en el continente (*rifts* continentales) o en los océanos (*rifts* oceánicos).

Ritmicidad (*rhythmicity*).- Dispositivo de alternancia repetida de dos litologías a nivel de estratos observada en una parte de una sección estratigráfica.

Ritmita (*rhythmite*).- Facies constituida por la alternancia rítmica de dos litologías.

Ritmo (*rhythm*).- Módulo de dos términos litológicos que se repite en un ritmita.

Rockground (ver: **fondo rocoso**).

Rupeliense (*Rupelian*).- Piso equivalente al Oligoceno inferior (equivale al Stampiense).

Ruptura estratigráfica (*stratigraphic break o gap*).- 1.- Cambio brusco observable en una sección estratigráfica distintivo de una discontinuidad o un diastema. 2.- Interrupción sedimentaria reconocible en una sección estratigráfica (sinónimo de discontinuidad).

Ruptura sedimentaria (*sedimentary break*).- Manifestación en el registro estratigráfico de una variación en los factores externos a los sistemas de sedimentación. Tal manifestación consiste en una superficie, reconocible a escala de cuenca, según la cual tiene lugar un salto brusco o un cambio de signo en la evolución secuencial.

Rusciniense (*Ruscinian*).- Piso de la escala continental correspondiente al Plioceno inferior.

Sakmariense (*Sakmarian*).- Segundo piso de los cuatro que componen el Pérmico inferior.

Santoniense (*Santonian*).- Piso incluido en el Cretácico superior, más moderno que el Coniaciense y más antiguo que el Campaniense.

Saxoniense (*Saxonian*).- Piso en desuso de la escala de Europa occidental para el Pérmico inferior y utilizado actualmente para denominar facies continentales pérmicas de color rojo.

Scythiense (*Scythian*).- Serie (época) correspondiente al Triásico inferior.

Sección condensada (*condensed section*).- 1.- Materiales depositados en los bordes de continentes que presenta una tasa de sedimentación muy reducida (menos de 1 cm cada 1.000 años) frecuentemente asociados con fondos endurecidos y superficies de omisión. 2.- En materiales pelágicos: niveles de mínima tasa de sedimentación depositados en los umbrales.

Sección de referencia (*reference section*).- Término equivalente a hipostratotipo.

Sección estratigráfica (*stratigraphic section*).- Sucesión cronológica de todas las unidades litoestratigráficas de una región, bien que afloren o que se corten en un sondeo. Se utiliza el mismo término para su representación gráfica.

Sección estratigráfica local (*measured section*).- Ordenación temporal de las unidades litoestratigráficas de un área concreta.

Sección regresiva (*regressive section*).- Sección estratigráfica caracterizada por la superposición hacia el techo de facies cada vez más continentales o costeras, y en el caso de facies marinas cada vez más someras. Constituye el reflejo de un episodio regresivo.

Sección transgresiva (*transgressive section*).- Sección estratigráfica caracterizada por la superposición hacia el techo de facies cada vez más marinas y, dentro de éstas, más profundas. Constituye el reflejo de un episodio transgresivo.

Secron (*sechron*).- Intervalo máximo de tiempo ocupado por una secuencia de depósito concreta.

Secuencia (*sequence*).- 1.- Módulo distinguible en una sucesión estratigráfica cuyos términos

litológicos están dispuestos de manera ordenada y previsible. 2- 1-orma simplificada de nombrar una secuencia deposicional. **Secuencia continental** (*hinterland sequence*).- Secuencia deposicional constituida enteramente por sedimentos continentales.

Secuencia deposicional (*depositional sequence*).- Parte de una sucesión estratigráfica relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados y cuyo techo y muro son discontinuidades o continuidades correlativas. Se trata de una unidad estratigráfica "híbrida", en parte limitada por discontinuidades y en parte unidad cronoestratigráfica. **Secuencia deposicional de tipo 1** (*type 1 depositional sequence*).- Secuencia deposicional que en su base tiene una discontinuidad estratigráfica de tipo I. **Secuencia deposicional de tipo 2** (*type 2 depositional sequence*).- Secuencia deposicional que en su base tiene una discontinuidad estratigráfica de tipo 2. **Secuencia de facies** (*facies sequence*).- Expresión vertical de una asociación de facies (sinónimo de **secuencia elemental**). **Secuencia de profundización** (*deepening-upwards sequence*).- Secuencia en materiales marinos en la que hacia el techo hay una evolución hacia facies más profundas.

Secuencia de somerización (*shallowing-upwards sequence*).- Secuencia en materiales marinos en la que hacia el techo hay una evolución hacia facies más someras, y que a veces termina con emersión. **Secuencia elemental** (*elemental sequence*).- Secuencia de escala menor que se reconoce en el estudio de una sección estratigráfica. Sinónimo: secuencia sedimentaria. **Secuencia estratigráfica genética** (*genetic stratigraphic sequence*).- Conjunto de materiales estratificados delimitados por dos superficies de máxima inundación sucesivas. **Secuencia estratocreciente** (*thickening-upwards sequence*).- Secuencia caracterizada por el aumento progresivo del espesor de los estratos hacia el techo.

Secuencia estratodecreciente (*thinning-upwards sequence*).- Secuencia caracterizada por la disminución progresiva de espesor de los estratos hacia el techo. **Secuencia granocreciente** (*coarsening-upwards sequence*).- Secuencia en la que hay un aumento progresivo del tamaño medio de grano hacia el techo. **Secuencia granodecreciente** (*fining-upwards sequence*).- Secuencia en la que hacia el techo hay una disminución progresiva del tamaño medio de grano.

Secuencia negativa (*negative sequence*).- Término aplicado inicialmente para denominar secuencias que hacia el techo reflejan mayor energía del medio sedimentario. **Secuencia positiva** (*positive sequence*).- Término aplicado inicialmente para denominar secuencias que hacia el techo refleja menor energía del medio sedimentario. **Secuencia regresiva** (*regressive sequence*).- Sucesión de capas en las que hacia el techo son cada vez más continentales (o costeras).

Secuencia sedimentaria (sinónimo de **secuencia elemental**). **Secuencia sísmica** (*seismic sequence*).- Un conjunto de reflectores continuos en el espacio y en el tiempo genéticamente relacionados, que están limitados en su base y en su techo por discontinuidades, o por sus continuidades correlativas.

Secuencia tipo (*type sequence*).- Secuencia elemental, virtual o real, que se repite en una sucesión estratigráfica (p.ej. secuencia de Bouma). Sinónimo: secuencia unidad. **Secuencia transgresiva** (*transgressive sequence*).- Sucesión de capas en las que hacia el techo son cada vez más marinas y dentro de éstas más profundas.

Secuencia unidad (sinónimo de **secuencia tipo**). **Sedimentan** (adjetivo: **sedimentario/a**) (ver: ciclo -, cuenca -, medio - y ruptura sedimentaria). **Sedimentation rate** (ver: **tasa de sedimentación**). **Seismic** (adjetivo: **sísmico/a**) (ver: análisis de facies y secuencias -, Estratigrafía - y unidades sísmicas). **Senoniense** (*Senonian*).- División del tiempo del Cretácico superior que comprende los cuatro pisos superiores (Coniaciense, Santoniense, Campaniense y Maastrichtiense).

Sequence Stratigraphy (ver: **Estratigrafía secuencial**). **Sequential analysis** (ver: **análisis secuencial**). **Serie** (*serie*).- i.- Unidad cronoestratigráfica formal comprendida entre el piso y el sistema, del cual es siempre una división (GEI, 1980). 2.- Término que se usa informalmente como sinónimo de sección estratigráfica.

Serpukhoviense (*Serpukhovian*).- Serie (o época) que corresponde al Namuriense inferior. **Serravalliense** (*Serravallian*).- Piso superior de los dos que componen el Mioceno medio. **Shallowing-upwards sequence** (ver: **secuencia de somerización**). **Shelf-margin wedge systems tract, SMW** (ver: **cortejo de borde de plataforma**). **Siciliense** (*Sicilian*).- División estratigráfica del Cuaternario marino que equivale al Pleistoceno medio y superior. **Silesiense** (*Silesian*).- Unidad cronoestratigráfica del Carbonífero que comprende al Namuriense, al Westphaliense y al Estefaniense.

Silúrico (*Silurian*).- Período del Paleozoico, posterior al Ordovícico y anterior al Devónico. **Sincrónico** (*synchronous*).- Dicese de un fenómeno simultáneo con respecto a otro. Antónimo: heterocronico. **Sincronismo orogénico** (*orogenic synchronism*).- Teoría según la cual las fases tectónicas son

sincrónicas en las más distintas regiones de la tierra.

Sinemuriense (*Sinemurian*).- Piso del Jurásico inferior (Lías), posterior al Hettangiense y anterior al Pliensbachiense.

Sinsedimentario (*synsedimentary*).- Dícese de cualquier fenómeno que acontece simultáneamente de la sedimentación de unos materiales

Sintenta (*synthem*).- Unidad estratigráfica fundamental limitada por discontinuidades. Término poco utilizado.

Sistema (*system*).- Unidad cronoestratigráfica entre la serie y la eratemala. Es una unidad de referencia aceptada en todo el mundo (GEL, 1980).

Sistema deposicional (*depositional system*).- Cuerpo tridimensional de litofacies genéticamente relacionadas depositadas en un mismo medio medio sedimentario.

Softground (ver: **fondo blando**).

Solapamiento (*overlap*).- Dispositivo de capas en el borde de una cuenca sedimentaria con extensión cambiante a lo largo del tiempo; puede ser expansivo (*onlap*) o retractivo (*offlap*).

Solapamiento expansivo (*onlap*).- Relación basal discordante en la cual los estratos van terminando progresivamente al chocar con la superficie basal inclinada. Antónimo: solapamiento retractivo.

Solapamiento expansivo costero (*coastal onlap*).- Relación anterior hacia la línea de costas.

Solapamiento expansivo distal (*distal onlap*).- Relación anterior hacia el interior de la cuenca.

Solapamiento expansivo proximal (*proximal onlap*).- Dispositivo de capas que se expanden hacia la parte más proximal de la cuenca.

Solapamiento retractivo (*offlap*).- Término usado en estratigrafía sísmica para denominar dispositivos de estratos progradantes. Progresivo desplazamiento hacia el interior de la cuenca de las terminaciones de las unidades estratigráficas. Antónimo: solapamiento expansivo.

Solé (ver: **muro**)

Slage (ver: **piso**).

Standard global chronostratigraphic scale (ver: **escala cronoestratigráfica global de referencia**).

Stephaniense (*Stephanian*).- Ver: **Estefaniense**.

Stratigraphic (adjetivo: **estratigráfico/a**) (ver: arquitectura -, clasificación -, control -, correlación -, perfil -, registro -, sección -, sucesión - y unidad estratigráfica).

Stratigraphy (ver: **Estratigrafía**).

Stratotype (ver: **estratotipo**).

Stratum (pl. *strata*) (ver: **estrato**).

Subcron (*subehron*).- Subdivisión de un cron.

Subcron de polaridad (*polarity subehron*).- Subdivisión de un cron de polaridad.

Subgrupo (*subgroup*).- Subdivisión de un grupo, que constituye una unidad litoestratigráfica formal de rango superior a la formación.

Subida relativa del nivel del mar (*relative rise of sea level*).- Fenómeno de hundimiento del fondo marino o de elevación del nivel del mar, que queda reflejado en las series estratigráficas con secuencias de profundización.

Submarine fan systems tract (ver: **cortejo de abanico submarino**).

Subpiso (*substage*).- Subdivisión de un piso, que constituye una unidad cronoestratigráfica.

Subsidence rate (ver: **tasa de subsidencia**).

Subsidencia (*subsidence*).- Hundimiento de una cuenca sedimentaria (o de un sector de la misma) simultáneo al depósito.

Subzona (*Subzone*).- Subdivisión formal o informal de una biozona.

Sucesión estratigráfica (*stratigraphic succession*).- Nombre genérico con el que se denomina a la ordenación cronológica de las unidades estratigráficas.

Superciclo (*supercycle*).- Ciclo de segundo orden.

Supergrupo (*supergroup*).- Unidad litoestratigráfica constituida por dos o más grupos superpuestos de características afines.

Superficie de estratificación (*bedding surface*).- Superficie que separa dos capas sucesivas en una sucesión de rocas estratificadas y que representa la superficie original del depósito. Sinónimo: superficie deposicional.

Superficie de inundación (*flooding surface*).- Superficie de una sucesión estratigráfica en la que se produce un cambio de facies vertical brusco entre sedimentos continentales o costeros y otros suprayacentes claramente marinos.

Superficie de máxima inundación (*maximum flooding surface*, mfs).- Superficie que marca el techo de un cortejo transgresivo y el inicio de un cortejo de nivel alto.

Superficie de omisión (*omission surface*).- Superficie del techo de un estrato caracterizada por una intensa bioturbación y por perforaciones y encostramientos, formada durante una interrupción sedimentaria en fondo marino.

Superficie transgresiva (*transgressive surface*).- 1.- Superficie reconocida en una sección estratigráfica que marca el inicio de un episodio transgresivo. 2.- Superficie que marca el límite entre el cortejo de nivel del mar bajo y el cortejo transgresivo. **Supersecuencia** (*supersequence*).- Grupo de secuencias depositadas durante un ciclo de segundo orden (superciclo) de subida y bajada relativa del nivel del mar.

Synchronous (ver: **sincrónico**).

Synchronous boundary (ver: **límite sincrónico**).
Syntheic unconformity (ver: **discordancia sintectónica**).
Synthem (ver: **sintema**).
System (ver: **sistema**).
Systems tract (ver: **cortejo sedimentario**).

Tasa de sedimentación (*sedimentation rate*).- Espesor de sedimentos depositados por unidad de tiempo. **Tasa de subsidencia** (*subsidence rate*).- Hundimiento del fondo de una cuenca por unidad de tiempo.

Tatariense (*Talarian*).- Segundo y último piso de los dos que componen el Pérmico superior.

TAXON (plural: TAXA).- Conjunto de organismos de un mismo rango (especie, género o familia).

Taxon-range zone (ver: **zona de extensión de un taxon**).

Tectofacies (*tectofacies*).- Término poco utilizado actualmente, que alude al conjunto de materiales depositados bajo unas mismas condiciones tectónicas.

Tectonoestatismo (*tectonoestatism*).- Régimen de cambios del nivel del mar globales producidos por una modificación en la capacidad de las cuencas oceánicas motivada por movimientos de las placas. Sinónimo: tectonoestasia. *Tectosedimentary analysis* (ver: **análisis tectosedimentario**).

Tectosedimentario. *Tectosedimentary unit TSU* (ver: **unidad tectosedimentaria, UTS**).

Techo (*lop*).- 1.- Superficie superior de un estrato. 2.- Parte superior de una sucesión estratigráfica.

Terciario (*Tertiary*).- Subdivisión del Cenozoico.

Terminación basal (*baselap*).- Término usado en Estratigrafía sísmica para denominar la terminación de un conjunto de estratos con su muro, cuando no se pueden diferenciar entre solapamiento (*onlap*) y biselamiento basal (*downlap*). **Thanetiense** (*Thanetian*).- Piso superior del Paleoceno. *Thickening-upwards sequence* (ver: secuencia **estratotreciente**). *Thinning-upwards sequence* (ver: **secuencia estratodecreciente**).

Thuringiense (*Thurigan*).- Piso utilizado antiguamente para denominar al Pérmico superior.

Tithónico o **Tithoniense** (*Thitonian*).- Último piso del Jurásico superior (equivalente al Kimmeridgiense terminal y al Portlandiense). **Toarciense** (*Toarcian*).- Piso más alto del Lias (Jurásico inferior), posterior al Pliensbachiense y anterior al Aalaniense. *Toplap*

(ver: **biselamiento somital**).

Tortoniense (*Tortonian*).- Primer piso del Mioceno superior.

Tournaisiense (*Tournaisian*).- Primera época (o serie) del Carbonífero.

Transgresión (*transgression*).- Movimiento tierra adentro de la línea de costas. Antónimo: regresión. *Transgressive* (adjetivo: **transgresivo/a**) (ver: cortejo -, sección -, secuencia - y superficie transgresiva).

Tremadoc o **Tremadociense** (*Tremadoc* o *Tremadocian*).- Época inicial del Ordovícico inferior.

Triásico (*Triassic*).- Período inicial del Mesozoico, posterior al Pérmico y anterior al Jurásico.

Truncación (*truncation*).- Terminación de estratos (o de reflectores sísmicos) debida a factores (erosivos o tectónicos) postdeposicionales. **Truncación erosiva** (*erosive truncation*).

- Terminación de estratos o de reflectores sísmicos con

una superficie de erosión posterior al depósito que afecta a estratos horizontales o inclinados.

Truncación estructural (*structural truncation*).- Terminación de estratos (o reflectores sísmicos) con una superficie de falla, un deslizamiento, un diapiro o una intrusión ígnea. **Tuoliense** (*Tuolian*).- Cuarto y último piso del Mioceno continental, posterior al Vallesiense y anterior al Rusciniense. que equivale al Tortoniense superior-Messiniense. **Turoniense**

(*Turonian*).- Piso del Cretácico superior, posterior al Cenomaniense y anterior al Coniaciense.

Type 1 depositional sequence (ver: **secuencia deposicional de tipo 1**). *Type*

1 unconformity (ver: **discontinuidad de tipo 1**). *Type 2 depositional*

sequence (ver: **secuencia deposicional de tipo 2**). *Type 2 unconformity*

(ver: **discontinuidad de tipo 2**). *Type locality* (ver: **localidad tipo**). *Type*

sequence (ver: **secuencia tipo**).

Unconformity.- Término obsoleto que ha sido utilizado con acepciones contrapuestas: discontinuidad y discordancia.

Unconformity-bounded stratigraphic unit. UBSU (ver: **unidad estratigráfica limitada por discontinuidades**).

Unidad aloestratigráfica (*allostratigraphic unit*).- Cuerpo estratiforme cartografiado compuesto por rocas sedimentarias que se define e identifica por las discontinuidades que lo delimitan a techo y muro. (NASC, 1983). Sinónimo: UBSU. Términos afines: secuencia deposicional, UTS.

Unidad bioestratigráfica (*biostratigraphic unit*).- Volumen de materiales diferenciado por su

contenido paleontológico (CNE, 1961; GEI, 1980).

Unidad cicloestratigráfica (*cyclostratigraphic unit*).- Conjunto de materiales del registro estratigráfico de una región que representan una etapa o un periodo histórico en la evolución de una cuenca, que están delimitadas por sendas discontinuidades estratigráficas o por inflexiones en la polaridad evolutiva, y que puede tener su origen en factores orogénicos, epigénicos, eustáticos, sedimentarios, climáticos o ecológicos.

Unidad cronoestratigráfica (*chronostratigraphic unit*).- Volumen de materiales diferenciado por su edad (GEI, 1980).

Unidad de magnetopolaridad (*magnetopolarity unit*).- Unidad magnetoestratigráfica delimitada de las infra y suprayacente por la polaridad magnética remanente (NASC, 1983).

Unidad deposicional (*depositional unit*).- Conjunto de materiales depositados bajo unas mismas condiciones sedimentarias.

Unidad diacrónica (*diachronic unit*).- Unidad rocosa cuyo muro, techo o ambos presnetan edades diferentes según los puntos (NASC, 1983).

Unidad edafoestratigráfica (*pedostratigraphic unit*).- Unidad reconocible en una sección estratigráfica constituida por paleosuelos (NASC, 1983).

Unidad estratigráfica (*stratigraphic unit*).- Nombre genérico que se utiliza para denominar a los volúmenes de rocas diferenciados a partir de cualquiera de sus propiedades.

Unidad estratigráfica limitada por discontinuidades (*unconformity-bounded stratigraphic unit, UBSU*).- Volumen de materiales delimitado por superficies de discontinuidad reconocibles en amplios sectores de una cuenca sedimentaria. Sinónimos: unidad aloestratigráfica, sintema, secuencia deposicional.

Unidad formal (*formal unit*).- Unidad estratigráfica definida de acuerdo con las normas establecidas en los códigos y guías estratigráficas (CNE, 1961). Antónimo: unidad informal.

Unidad genética (*genetic unit*).- Nombre genérico utilizado para las unidades diferenciadas en el relleno sedimentario de una cuenca, limitadas por superficies reconocibles que marquen un cambio en las condiciones genéticas que afectaron al conjunto de la cuenca.

Unidad geocronológica (*geochronologic unit*).- Unidad de tiempo geológico medida en años y sus múltiplos correspondiente a las unidades cronoestratigráficas (CNE, 1961; GEI, 1980).

Unidad geocronométrica (*geochronometric unit*).- Unidad estratigráfica establecida por divisiones de tiempo y expresada en años (CNE, 1961; GEI, 1980; NASC, 1983).

Unidad informal (*informal unit*).- Unidad estratigráfica establecida con carácter local y sin cumplir las normas establecidas en los códigos y guías estratigráficas (CNE, 1961). Antónimo: unidad formal.

Unidad litodémica (*lithodemic unit*).- Unidad estratigráfica constituida por rocas intrusivas y/o metamórficas, fuertemente deformadas, delimitada por sus características litológicas (NASC, 1983).

Unidad litoestratigráfica (*lithostratigraphic unit*).- Volumen de materiales diferenciado por sus características litológicas (CNE, 1961; GEI, 1980).

Unidad litosísmica (*seismic facies unit*).- Unidad estratigráfica deducida a partir de los datos de la sísmica de reflexión.

Unidad magnetoestratigráfica (*magnetostratigraphic unit*).- Unidad estratigráfica delimitada de las infra y suprayacente por tener diferentes algunas de las propiedades del magnetismo remanente (NASC, 1983).

Unidad programante (*prograding unit*).- Unidad estratigráfica en la que los estratos muestran un dispositivo sigmoidal y/u oblicuo, avanzando hacia el interior de la cuenca.

Unidad tectosedimentaria (UTS) (*tectosedimentary unit*).- Unidad estratigráfica cuya evolución en la vertical y la horizontal viene caracterizada por una determinada polaridad sedimentaria y tectónica genéticamente relacionada. Términos afines: secuencia deposicional, unidad aloestratigráfica. ~

Uniformismo (*uniformitarianism*).- Principio fundamental de la Estratigrafía según el cual los procesos geológicos han sido uniformes a lo largo del tiempo. Sinónimo de uniformitarismo. Término afín: Actualismo.

Unit stratotype (ver: **estratotipo unidad**).

UROON.- Facies del Cretácico inferior constituida por potentes masas de calizas de rudistas y orbitolinas.

Vacio erosional (*erosional vacuity*).- 1.- Materiales erosionados durante una interrupción sedimentaria. 2.- Intervalo de tiempo de una laguna estratigráfica correspondiente a la erosión de materiales previamente depositados. Sinónimo: hiato erosional.

Valangniense (*Valanginian*).- Segundo piso del Cretácico inferior (posterior al Berriasiense y anterior al Hauteriviense).

Vallesiense (*Vallesian*).- Tercer piso de la escala continental del Mioceno, posterior al Aragoense y anterior al Turolense, que equivale al Tortoniense inferior.

Varvas (*varves*).- Láminas depositadas con periodicidad anual en algunos medios lacustres.

Vendiense (*Vendian*).- Período más moderno del Precámbrico.

Vertical accretion (ver: **acreción vertical**).

Villafranquiense (*Villafranchian*).- Piso de la escala continental del Plioceno, equivalente apro-

rimadamente al Piacenziense.
Viseense (*Visean*).- Segunda época (o serie) del Carbonífero. **Vraconiense** (*Vraconian*).- Unidad cronoestratigráfica utilizada por algunos autores para aludir al Albiense terminal y Cenomaniense inferior.

WEALD.- Facies continentales o costeras del Cretácico inferior, constituidas mayoritariamente por conglomerados, arenitas y lutitas rojas y verdes. *Well log* (ver: **diagrafía**). **Wenlock** o **Wenlockiense** (*Wenlock* o *Wenlockian*).- Época del Silúrico, posterior al Llandovery (o Llandoveryense) y anterior al Ludlow (o Ludlowiense).
Westphaliense (*Westphalian*).- Época del Carbonífero superior.

Ypresiense (*Ypresian*).- Piso único del Eoceno inferior.

Zancliense (*Zanclian*).- Piso correspondiente al Plioceno superior.

ZECHSTEIN.- Término superior del Pérmico alemán representado por esquistos cupríferos y calizas dolomíticas.

Zona (*zone*).- 1.- Intervalo menor de cualquiera de las clasificaciones estratigráficas; se distinguen: biozonas, litozonas, cronozonas, magnetozonas y zonas quimioestratigráficas. 2.- Término que se utiliza como sinónimo de biozona.

Zona bioestratigráfica (*biostratigraphic zone*).- Término general utilizado para las unidades bioestratigráficas. Sinónimo: Biozona.

Zona de apogeo (*abundance zone* o *acmé zone*).- Tipo de biozona caracterizado por la mayor abundancia de un taxon (GEI, 1980). Sinónimos: biozona de apogeo, epíbole.

Zona de conjunto (*assemblage zone*).- Tipo de biozona caracterizado por el contenido total de fósiles (GEI, 1980). Sinónimos: biozona de conjunto, cenozona.

Zona de extensión (*range zone*).- Tipo de biozona caracterizado por la extensión estratigráfica de un elemento seleccionado (GEI, 1980). Sinónimos: biozona de extensión, acrozona.

Zona de extensión coincidente (*concurrent-range zone*).- Tipo de biozona caracterizado por la coincidencia de dos o más taxones (GEI, 1980). Sinónimos: biozona de extensión coincidente, acrozona concurrente.

Zona de extensión de un taxon (*taxon-range zone*).- Cuerpo de estratos que representa la extensión total (horizontal y vertical) de la presencia de ejemplares de un determinado taxon (GEI, 1980). Sinónimo: biozona de extensión de un taxon.

Zona de intervalo (*interval zone*).- Unidad bioestratigráfica sin una asociación característica, pero que queda limitada por biohorizontes claros (GEI, 1980). Sinónimo: biozona de intervalo.

Zona de linaje (sinónimo de **filozona**).

Zona de polaridad (*polarity zone*).- Unidad rocosa caracterizada por la polaridad magnética de las rocas que la constituyen (NASC, 1983). Sinónimos: zona de magnetopolaridad, magneto-zona.

Zona quimioestratigráfica (*chemostratigraphic zone*).- Conjunto de estratos diferenciados por sus propiedades geoquímicas.

Zónula (*zonule*).- Unidad bioestratigráfica subdivisión de las subzonas.

ÍNDICE ANALÍTICO

Los números en *cursiva* indican referencias a figuras y los que se escriben en **negrita** remiten a páginas en las que se define el concepto.

Aaleniense 82,519,533,615,769
Abanico aluvial 179, 181, 182, 183, 235, 241,
561,564,686,695 Abanico submarino 194,195,235,241,286, 607,
635,658-664 Abbevillense 752,769 *Absaroka* 644 Acomodación 45-47,51, 165-167,
287,482,598,
614,638,653,655,659,669,670,769 Acomodación de cuenca 482,769 Aeración
209,367,467,695,719, 720,769
- frontal 209,210,213,769
- lateral 211,212,213,307,306,770
- vertical 209,210,213,770
Actualismo 7.8, 12,71,87,770
Actualista (método) 7,8,71, 146, 178,413
Acuñaamiento 123,203,214,275,770
Acheliense 752,770
África 642,697,705,713, 714,739 Agradación 209, 210-213, 247, 596, 597, 598,
607,770
Agradación costera 628,629,630,643 Albacete 125,184, 192 Albiense 68, 82, 373, 374, 385, 400,
406, 427,
460, 485, 522-527, 532, 547, 553, 554,
567,615-618,647,650, 716,770 Algas 94,99,143,184,317,393,503 Almería 185,188, 189,
735 Alocíclico 464, 465, 466, 474, 484, 492, 512,
604,608,770
Aloformación 583,633,770 Alogrupo 583,633,770 Alomiembro 583,633,770 Alpes 175,680,715,
716,726, 727,729 Alpino 175,715 Alpujarras 733, 735 Alveolinas 93,138,4/,668 Amalgamación
306 América 84, 348, 350, 432, 578, 616, 619, 705,
727,738
Ammonites 99,138,338,342 Ammonítico Rosso 138,259,371,715,770 Ammonoideos 328,329
Análisis de cuencas 11-16, 66, 113, 122, 273,
284, 288, 322, 369, 386, 411, 492, 546,
625,644, 175,739-746,770 Análisis espectral 469,470 Análisis geohistórico 687,709,770
Análisis secuencial 159,166, 170, 304,484,485,
522,616,618,667,668,671,770 Análisis tectosedimentario 640,770

Anisiense 82,645,770
 Anomalía geoquímica 301,412,438,439,440
 Anomalía magnética 366, 367, 368, 370, 372,
 374,416,647,648,649,650 Anóxico 310, 381, 383, 399, 400,418, 426, 427,
 428,473,414
 Antártida 130,346, 391,432,516,612 Apeninos 189,193,509,713,726 Aptiense 68, 82, 368, 373,
 374, 385, 400, 406,
 427, 476, 485, 523, 527, 532, 547. 647,
 705, 770
 Aquitaniense 82,374, 649, 770 Aragoniense 750,770 Arcaico 585,770 Arcillas 89, 106, 125, 138,
 187, 202, 261, 268,
 307,387,450,456,172 Arco (insular o volcánico) 683, 684, 717, 718,
 719,720,721,722,723 Arenas 23, 57, 89, 96, 106, 125, 150, 166, 187-
 194, 202, 232, 303-307, 456, 508, 550-
 557,605,6/7,62; Arenig&í, 616,770 Areniscas 7, 58, 89-93, 96, 138, 148, 172, 179-
 202, 227-232, 303-308, 320, 355, 450,
 548,553,554,558,559,616,639 Arenitas 89,90,93,105, 106, 147,226,457,509,
 530,558,559,602,603,743 Argentina 168,169 Arqueología 70,76,752 Arquitectura
 estratigráfica 92, 316,770 Arrecifes 25,225,667 Artinskiense 83,770 Ashgill 83,616,770 Asociación
 de facies 154, 154, **159**, 160-195,
 241, 435, 448, 473, 503, 596, 604, 606,
 631,651,770 AsselienseSi, 770 Astenosfera45, 707, 711, 718, 722 Astronomía 17,680
 Atlántico 130,131,382, 396,430,432, 513,678,
 681,682,683,711-713,737, 739 Aulacógeno 53, 691, 692, **703**, 704, 705, 739,
 745,771
 Auriñaciense 752,771 Australia 348,399,401,642,739 Austria 175,439
 Autocíclico **464**,465,466,492,606,608,771 Autocorrelación 318, 496, 497, **498**, 499, 500,
 507,502,528,529,531 Autogeosinclinal 680 Autuniense 320,771

Backstripping, 687, 688, 689, 690
Bcflestone 92, 151, 152
Bajociense 82, 519, 533, 645, 771
 Balears 348, 349
 Barcelona 98, 99, 543
 Barra 147, 154, 155, 180, 177, 183, 188, 213,
 216 Barremiense 69, 80, 82, 374, 386, 400, 406, 485,
 527, 532, 647, 771 Bartoniense 82, 374, 648, 771 Basamento 251, 542, 561, 565, 614, 702, 771
 Basamento acústico 113, 114, 127, 212, 771 Bashkiriense SJ, 771
 Bathoniense 69, 82, 373, 519, 533, 645, 647, 771 Bauxitas 90, 264, 268, 288, 743 Bedouliense 523, 771
 Befonnites 99, 239 Benioff (zona de) 683 Bentonita 442, 445, 510 Berriasiense 82, 144, 191-192,
 227, 316-317,
 370, 374, 400, 406, 476, 478, 482-485,
 495, 532, 533, 771
 Bética (Cortillera) 370, 531, 532, 566, 567, 568 Bilbao 546, 547, 554 **Btndstone** 92, 151, 152
 Biocorrelación 493, 496, 771 Biocron 588, 589, 771 Biocronocorrelación 493, 494, 771
 Biocronohorizonte 332, 341, 417, 586, 588, 771 Biocronología 338, 771
 Biocronozona 341, 342, 527, 587, 588, 648, 771 Bioestratigrafía 8, 11, 16, 17, 325, 326, 331-338,
 339, 371, 534, 771 Bioevento 421, 436, 437, 440, 441, 444, 473,
 474, 771 Biofacies 138, 142, 152, 159, 162, 182, 525, 548-
 552, 583, 771 Biohorizonte 328, 329-335, 338-341, 497, 517,
 526, 582, 771
 - de primera aparición 328, 330-336, 340,
 526, 771
 - de última presencia 328, 330-336, 340, 526,
 771
 Biología 16, 337, 680 Biotopo 154, 159, 162, 550, 771 Bioturbación 24, 100, 179, 184, 187, 188, 233,
 256, 309, 307, 317, 320, 413 Biozona 255, 257, 297, 333, 334-339, 370, 401,
 430, 496, 516, 518, 523, 527, 582, 771
 - de apogeo 335, 336, 582, 771
 - de conjunto 336, 582, 772
 - de extensión 334, 335, 582, 772
 - de extensión coincidente 335, 336, 582, 772
 - de extensión de un taxón 335, 336, 582, 772
 - de intervalo 336, 582, 772
 - de linaje 772
 Biozonación 527, 582, 583
 Biselamiento basal 275, 276, 277, 286, 633, 655, 636, 641, 652, 653, 656, 661, 772
 Biselamiento somital 275, 276, 277, 286, 633, 635, 772
 Bivalvos 188, 192, 193, 327, 328, 329, 338
 Bloque diagrama 32, 295, 560
 Bloque Mesomediterráneo 566, 567
 Bouma (secuencia de) 174, 175, 176, 193, 241, 313, 307, 5/4
Bounce casi 94, 95, 228, 230, 239
Boundstone 91, 151, 306, 551, 552

Braquiópodos 99,192,239, 255, 328,329 **Brecha** «9, 125, 152, 182, 184, 189, 190, 192, 262,263,307,508 **Bruhnes** 364, 365,366, 381, 382, 396, 387, 398, 516,772
Bubnoff (unidad) 43,44,772 Buntsandstein 319,320,604,645, 701, 772 Buque oceanográfico 128, 129,130,131 Burdigaliense 82,374,534,649,772 Buzamiento 22, 27, 28, 101,103, 104, 109, 122, 123, 126, 218, 268-272, 296, 297, 356, 357,359,542

C

Cadena montañosa 54, 432, 681, 684, 693, 694, 700, 717, 721, 723, 724, 725, 729, 741, 746
Calabriense 649,772 Calcarenita 89,93,151, 152,190, 191, 792,193, 307,317,450,457,504,509,519,668 Calco de carga 94,96,186, 229,231,310 Calcreta 190, 191,192, 257, 260, 261, 263, 264, 308,5/7,381,550 Calibración 78, 79-81, 340, 341, 368, 371, 373, 772
Caliche 260, 261,308,381,529,530 Caliza 89, 91, 92, 125, 137-142, 144, 150, 182, 184, 192, 200, 202, 259, 302-304, 307, 317, 320, 380-381, 443, 449-453, 459-462, 494, 495, 503, 504, 519, 550, 554, 559,567,602,603,616 Calloviense 82, 373, 374, 385, 432, 519, 533, 582,647, 772 Cambio de facies 159, 160, 161, 162, 163, 532, 638 Cambio eustático 50, 375, 609, 610, 611, 614, 617, 619, 631, 638, 650-655, 668, 687, 772 Cambio relativo del nivel del mar 50, 280, 285, 385, 404, 432, 433, 482, 608, 609-618, 620,712,772 Cámbrico 9, 42, 68, 82, «5, 329, 341, 407, 408, 425,457, 469,475, 585, 619, 620, 695, 704,743, 772 Campaniense 82, 373, 374, 385, 399, 400, 406, 485, 604,647,772 Campo de Calatrava 615,6/6 Canadá 171,172,346,439,442,700 Canal 172, 179, 183, 188, 194, 195, 213, 303, 315,561
Cantábrica 518,547,553,554,560,604 Cantos blandos 179,310,320 Cantos negros 151,152,305,503,505 Cantos planos 151,152,190,192,305,503 Cañón del Colorado 498,499 Capa 21-23, 28,40, 109, 119, 122,201-203, 213, 223, 236, 272, 273, 275, 278, 294, 296, 436,505,509,510,581,772 Caradoc «5,616,772 Carbón 47, 69, 89, 90, 147, 202, 307, 425, 449, 505, 506, 529, 560,562, 572, 603, 743, 747,748 Carbonates 150, 151, 187, 233, 305, 306, 355, 380-386, 392, 393, 402, 459-461, 476-478,511,556-559,638, 660-668,692 Carbonífero 9,63, 69, «5,138,140, 328,529, 342, 375, 405, 425, 436, 437, 475, 560-563, 585,589,619,620,698,701,704,772

Caribe 350,382, 395,596, 440, 513, 738
 Carjxiense 533,772
 Camiense 99,645, 772
 Carófitas 182,184
 Cárpatos 681,713,729
 Cartografía (geológica) 3, 13, 88, 101, 224, 267,
 318
 Catalánides 191,192 Cataluña 358, 556,557,600 Catástrofes naturales 13,411-412 Catastrofismo 7,
 8,71,413,772 Catastrofismo actualista 13,413,442 Cementación 40, 56,59, 124,227,229,256, 261
 Cenomaniense 82, 125,140, 259,373, 374, 383,
~~385, 399, 400, 406, 427, 428, 485, 589,~~
 615-618,647,772 Cenozoico 9, 82, 329, 342, 374, 407, 585, 588,
 751,772
 Cenozona 334,772 Challenger 9, 128
 Chatiense 82,374, 644,648,649,775 *Chevron cast 94*, 95 Ciclicidad 179, 316, 381, 394, 395, 426,
447,
 448-488,511,522,772 Ciclo 381, 395, 424, 426, 448-488, 511, 522,
 524, 600, 606, 613, 615, 629-631, 637-
 650,671,672,772
 - asimétrico 449
 - básico 448
 - climático 425, 426,469-480
 - completo 448,449,478
 - de agradaciún pulsante (PACs) 462, 463,
 606
 - de Milankovitch 394, 454, 457-459, 465,
469,471-477,483,487,5X1,513,606 -elemental 448,483,485
 - eustático 609,**641**,772
 - glacioeustático 474,475,477,479,613
 - incompleto 448,449,478
 - loferítico 174, 175,316,462,477
 - orogénico 69
 - sedimentario 644,772
 - simétrico 448,449
 - tectono-eustáticos 465,**466**
 - transgresivo-regresivo 469, 602, 603, 604,
 606,612,620
 Ciclo geológico 37,38,40,51 Ciclosecuencia 641 Ciclotema 449,478,603,772
 Clasificación 571,572,573
 - bioestratigráfica 773
 - cronoestratigráfica 321,493,773
 - estratigráfica 571,773
 - litoestratigráfica 773
 - magnetoes,tratigráfica 773
 Cliniforma 652
 Cobertera 734,773
 Cocolitos 99, 258
 Cochiti 364, 365, 773
 Colisión 42, 50, 54, 467, 568, 681-683, 691-694,
 703, 704, 721-724, 728, 729,730, 741 Colorado 439,443 Columna estratigráfica 292
 Columna litoestratigráfica 297, 298, 302, 305,
 311 Columna litológica 297-308, 311, 312, 416,418,
 419
 Cometa 419,422,437 Compactación 28,40,56-59,214,226,229,773

Complejo 434,435, 581, 583, 773
 Complejo de canales-diques 653, 657, 658, 659
 667, 773
 Complejo progradante 657-659, 667, 773 Concordancia 88, 217, 218, 219, 245, 249-252
 262, 269-273, 281, 504, 505, 542, 627
 633, 773 Conformidad 251, 270, 273, 274, 282, 533, 534,
 773 Conglomerado 89, 166, 190, 262, 263, 268, 307,
 320 Coniaciense 82, 373, 574, 385, 400, 406, 485,
 647, 773
 Conodontos 99, 328,329,342 Consolidación 28, 56 Contenido fósil 4, 13, 15, 69, 88, 136, 139, 147,
 152, 293, 298, 325, 340,417,572,606 Continuidad 14, 219, 245, 246-249, 250, 270,
 273, 274, 386, 433, 463, 499, 509, 521,
 531,773 Contomitas 712 Control estratigráfico 747, 773 Controversia 6-9, 71, 73,412-413,437
Comolite lamination 94, 96, 97, 175, 176, 231,
 232,309,307
 Corales 25, 99, 190,232, 393,668 Cordillera 54,566, 722,725, 728, 731,741 Cordillera Bética 527,
 528, 531, 532, 566, 567,
 568, 589, 610, 726, 734, 735, 740 Correlación (estratigráfica) 3-7,14, 32-33, 67-68,
 88, 120, 124, 125, 203, 288-293, 318,
 321, 327, 341, 369, 379-380, 384, 404,
 411, 426, 443-456, 491, 492-534, 579,
 584, 604, 610, 611, 626,632, 672, 773
 - bioestratigráfica 493,672, 773
 - cronoestratigráfica 493, 773
 - global 492,494, 534
 - fitoestratigráfica 493,773
 - litológica 493
 - local 492,494,498,528
 - regional 492,494, 502,531
 Corte estratigráfico 294,295, 296, 297,545,634,
 635
 Corte geológico 101, 294, 566 Cortejo sedimentario 487, 519, 657, 651, 652-
 668,773
 - de abanico submarino 657, 658, 659, 661,
 773
 - de borde de plataforma 657, 658, 659, 661,
 773
 - de nivel alto 487,657,658,659,661,773
 - de nivel bajo 457,657,658,659,661, 773
 - transgresivo 487,657,658,659,661, 773
 Corteza 37,42,46,49,53,75,719,780
 - continental 53-55, 692-694, 774, 718-724,
 781
 - oceánica 54, 55, 79, 367, 692-694, 714,
 718-720,723,724,781
 Costa Brava 556,557
 Cratón 679,691,695,699-703
Crescent mark 94,95, 228,230,237
 Cretácico 65, 69, 52, 125, 138, 169, 182, 184, 259, 328, 329, 342, 371, 374, 383, 399-407, 415, 436-
 442, 475, 484, 455, 494-496, 517, 527, 531, 547, 549, 565, 585-589, 610-612, 618, 620, 647,
 701-705, 715-717,737-739,773
 Crinoides 99,495, 525
 Criptozoico 585,773

Crisis de salinidad 415
 Cron 365,589,774
 Cron de polaridad 362,565,598,774
 Cronocorrelación 493, 494, 496, 510, 517, 519, 528,529, 589, 774
 Cronoestratigrafía 11, 16, 63, 66, 374, 632, 643, 645,647,648,649,774
 Cronohorizonte 584,774
 Cronozona 373,374,441,587,587,774
 Cronozona de polaridad 373,374, 589,647, 648, 649,774
 Cniziana 94,239,413
 Cuaternario 12, 43, 50, 63, 65, 74-77, 83, 253, 261, 267, 329, 362, 374, 380, 381, 395, 414, 422, 425, 472, 475, 543, 584-590, 612,710,730,752,774
 Cuenca (sedimentaria) 11, 15, 22, 26, 50, 51,52, 64, 120, 126, 204-208, 273, 279-284, 291-293, 319, 369, 383, 387, 416, 433, 463-466, 492-533. 546, 571, 576, 598, 613,625,631,640,650,675-746,774 -activa 51,675
 - antearco 717, 718,719, 720,774
 -back-arc 719,721, 722
 - carboníferas 449,478,505,603
 - de antepaís 54, 265, 568, 722, 723, 724, 725,726-729, 731. HA
 - de disipación 733
 - deformadas 52
 - endorreica 287, 668, 670, 745, 774
 - inactiva 51,675, 700
 - intra-arco 693, 774
 - intracadena 268,568, 774
 - intracrátónica 53,691,695,696-699, 774
 - intramomañosa 54,693,728,729, 731,77 A
 - oceánica 54,691,692,736-739
 -piggy-back 728, 729
 - pull-apart 733, 734, 735, 736, 774
 - remanente 265, 568, 722,723, 724, 725 774
 -deretroarco 695,721,774
 Culm 138,774
 Cuña de borde de plataforma 657,660,66/, 774
 Cuña de nivel bajo 655,659,661,774
 Curva Exxon 375, 535, 643, 644-651, 751, 774

D

Daniense 52,374,439,574,648,775 Dasycladáceas 99, 143,192 Datación absoluta 9,70, 234,269,457,749 Datación radiométrica 9, 72, 73, 341, 370, 375, 444,497, 520,739,749 Declinación magnética 347, 348, 349, 350, 370, 742 Deep-Sea Drilling Prograrp DSDP 10, 87, 129-131, 379-385, 395-399, 425-431, 438, 459,472,511,650,775 Denudación 41,42,698, 728,775 Depocentro 207,205,545, 701, 714,726,775 Depresión 46,693,698,731,775 Descenso eustático 609,641,655,775 Descenso relativo del nivel del mar 609,775 Descompactación 58,59,686,687 Desmagnetización 358,359 Devónico 69, 83, 171, 172, 329, 342, 375, 405, 407, 425, 426, 436, 437, 442, 475, 620, 775
 Diacrón 590,775 Diacrónico 506, 507, 592

Diagénesis 21, 38, 40, 56, 385, 391, 440, 461,
 462,662,665,744 Diagrafías 59, 120-126, 143,145, 161, 254, 294,
 296,492,515-521,775 Diagrama de Fischer **480, 481**, 482, 483, 484,
 662
 Diagrama de Shaw 505,506,507 Diastema 252, 253-256,260, 261, 278, 308, 311,
 327,337,375,411,607,775 Diastrofismo 271,282,433,640,775 Diatomeas
 99,327,339,456 Dinoflagelados 99,255,338,339 Diques neptúnicos 257, 258, 259, 268,307, 308,
 496,775 Dirección (de un estrato) 22, *TI*, 101, 102, 104,
 109, 119, 122, 123, 126, 218, 268, 269,
 294,356,557,540
 Dirección (de paleocorrientes) **236,237**, 238-240 Disconformidad 250, 252, 256, 262, 263-265,
 273, 274, 280, 25/, 436,533, 656, 534,
 775 Discontinuidad 14, 26, 164, 217, 219, 245, 246-
 288, 308, 311, 327, 337, 340, 386, 411-
 416, ~~426, 433, 442, 463, 487, 496, 521-~~
 524, 528-532, 561, 609, 618, 620, 625-
 628,633-636,641,713,742,746, 775
 - de tipo 1 285,256,603,634,635, 651,652,
 655,656,657,660, 668,775
 - de tipo 2 285,256,634,635,636,656, 657,
 660,670,776
 - local 279, 280,25/
 - regional 279,280,25/
 Discordancia 88, 123, 217, 2/5, 245, 249, 219, 264, 266-279,776
 - angular 7, 177, 250, 251, 273, 279, 432,
 443,667,776
 - angular-erosiva 251,274
 - atenuada 270,776
 - basal279,251,561,776
 - cartográfica 267,265,776
 - con continuidad **276,278**, 279
 - deformada 267,265
 - plani-angular 250,274
 - progresiva 250, 269, 270, 271, 272, 279,
 776
 - sintectónica 177, 250, 269, 270, 277, 277,
 433,442,640,776 *Dish* (estructura) 94,231,232,309 Distal 165, 175, 176, 186, 193, 194,
 195, 235, 241,253,509,596,597,776 Distalidad 235, **241**,457,522,523,553 Dogger
 52,495,519,645,717,701,776 Dolomía 59, 106, 125, 192, 307, 320, 503, 504,
 519,559,617 Doméñense 533,776 Dominio paleogeográfico 7/6,717 Dominio
 tectoestratigráfico 679,699,715 Dorsal 37, 49, 50, 54, 78, 346, 365, 366, 367,
 397, 411, 433, 467, 516, 612, 676, 677,
 737,738,739 Duero (cuenca del) 553,555,589

Ebro (cuenca o depresión) 181, 182, 183, 272,
 518,564,565,728 Edad 9, 63, 66, 71, 81-83, 125, 126, 138, 294,
 295, 367-374, 400-403, 416-419, 523,
 527,588,**589**,776

- absoluta 9, 43, 63, 66, 70, 75-78, 79, 368, 373, 376, 519, 739, 750, 776
- isotópica 75, 776
- radiométrica 72, 75, 776
- relativa 63, 66, 67, 68, 76, 78, 79, 232, 325, 739, 776

Edafología 16, 39, 90 Efecto invernadero 438, 440 Eifeliense 83, 534, 776
 Electrocapas 776
 Electrofacies 124, 143, 145, 517, 776 Electrosecuencias 776
 Elemento deposicional 154, 155, 169, 651, 776 Elementos traza 105, 106, 107, 380, 383-387, 404, 415, 510 Emsiense 83, 776 Eoceno 82, 144, 301, 374, 385, 399, 401, 405, 406, 438, 508, 529, 530, 627, 648, 701, 702, 716, 776 Eón 437, 584, 588, 776 Eonotema 585, 588, 776 Epíbole 336, 776 Episodio 592, 593, 776 Época 82, 83, 364, 365, 397, 588, 589, 776 Equinodermos 193, 338, 393 Era 69, 82, 83, 329, 374, 58, 588, 643, 777 Eratema 374, 584, 585, 588, 777 Erosión 6, 37, 39, 44-49, 229, 251, 257, 262, 266, 271, 285, 297, 340 Escala 11, 32, 63, 80, 398, 404, 525, 535, 584

- biocronoestratigráfica 338, 525, 534, 643
- bioestratigráfica 527, 534, 582
- calibrada de tiempo geológico 78, 80, 82, 83
- cronoestratigráfica 32, 585, 620, 645
- cronoestratigráfica global de referencia 32, 70, 584, 643, 777
- de tiempo geológico 65, 68, 70, 80, 84, 650,
- geocronológica 457, 588
- magnetocronoestratigráfica 372, 373, 374, 375, 420, 424, 430, 643
- magnetoestratigráfica 375, 376, 382, 395, 534, 589, 644
- quimioestratigráfica 405

Escocia 6, 7, 702
 Escudo 679, 695

- africano 698
- báltico 700
- brasileño 698
- canadiense 699

España 317, 348, 349, 369, 370, 371, 399, 401, 439, 462, 476, 494, 495, 517, 530, 557, 565, 671, 713
 Espeleotema 257, 258, 261, 744
 Esponjas 99, 519
 Estabilización relativa del nivel del mar 609, 620, 777
 Estadio 49, 261, 644, 645, 777

- de nivel alto 627, 628, 777
- de nivel bajo 627, 628, 661, 777
- de nivel eustático alto 777
- de nivel eustático bajo 777
- isotópico 395, 396, 397, 398, 425, 472, 513, 514, 574, 584, 777 Estados Unidos 130, 439, 442, 443, 502, 558, 560, 604, 611, 700 Estefaniense 83, 777 Estilolitos 57, 94 Estratificación 21, 23, 24-31, 37, 52, 88, 92-93,

139, 147, 160-161, 211, 226, 252, 264, 279, 306-307, 777
 - cíclica 30, 31, 447
 - cruzada 93-95, 148, 150, 172, 179, 180,
 188, 191, 192, 211, 226, 237, 238, 278, 307, 317, 320
 - heterogénea 31
 - homogénea 30, 31
 - lenticular 29, 94
 - masiva 31
 - ondulada 29, 94, 188
 - rítmica 30, 31
 Estratigrafía 3, 4-17, 21, 63, 65, 67, 88, 90, 101, 107, 115, 128, 130, 135-137, 288-292, 321-326,
 345, 379, 413, 491, 493, 571, 573, 575, 590, 585, 639, 675, 676, 747-753, 777
 Estratigrafía de eventos 17, 442, 749, 777
 Estratigrafía secuencial 16, 270, 442, 574, 579, 625, 626, 631, 632, 751, 777
 Estratigrafía sísmica 108, 273, 625, 626, 628, 631, 777
 Estrato 4-12, 21, 22-31, 53, 67, 88, 93, 98, 103, 136, 139, 155, 162, 199, 202, 208-214, 223-232,
 252-255, 294, 310, 326, 359, 383, 411, 434, 438, 448, 450, 454, 469, 498, 548, 571,
 572, 626, 630, 638, 777
 - acanalado 28, 29
 - en forma de cuña 29
 - irregular 28, 29, 92
 - lenticular 29, 92
 - ondulado 29
 - tabular 28, 29, 92
 Estratotipo 202, 321, 360, 576, 577-579, 586, 651, 606, 607, 777
 - compuesto 577, 580, 585
 - límite 576, 577, 586, 587, 777
 - simple 577, 580, 585
 - unidad 576, 596, 587, 777
 Estromatolitos 94, 95, 100, 190, 191, 258, 307,
 317, 495, 115
 Estructuras (sedimentarias) 88, 93-98, 119, 122, 125, 126, 136-139, 147-150, 776, 225-232, 293, 298
 - de carga 24, 25, 96
 - de corrientes 24, 25, 227, 229, 230
 - de deformación 96-98, 229, 231, 232, 308,
 309
 - de deslizamiento 96, 232, 240,
 - de escape de agua 96, 150, 231, 232, 307
 - de muro 93, 228, 229
 - de ordenamiento interno 93, 193, 225, 298,
 299, 308, 309
 - de techo 93, 227
 - diagenéticas 94
 - lenticular 93, 94
 - orgánicas 94, 100, 309, 432
 Eugeosinclinal 680
 Europa 83, 348, 527, 549, 563, 566, 571, 586,
 596, 611, 616, 679, 702, 726 Eustasia 612, 777
 Eustatismo 45, 49, 50, 467, 611-614, 654, 777 Euxínico 426, 511, 5/5 Evaporitas 65, 90, 106, 121, 138,
 187, 188, 189,
 381, 450, 459, 519, 553, 558, 559, 710 Eventita 412, 4/5, 505, 777 Evento 13, 41, 387, 411,
 413, 414, 415-444, 473,
 502, 505, 579, 626, 632
 - anóxico 426, 427, 428, 474

- biológico 415, 417, *419*, 421, 422, 423, 777
- climático 420, 421, 423, **424**, 425, 426
- compuesto 417, 421
- cósmico 419, 421, 436-441
- eustático 420, 421, 432, 444
- físico 415, *416*, 777
- geoquímico 420
- magnético 420, 421, 423, 441, 444
- oceanográfico 420, 423, 424, **426**, 427-432, 464
- químico 415, 417, *418*, 777
- sedimentológico 420, 421, 423, 434-436
- sísmico 417, 420
- tectónico 420, 423, 432, 444, 464, 640
- volcánico 420, 423, 441-444
- Evolución (teoría de la) 12, 326
- Excentricidad *471*, 472, 479, 496
- Excursión (magnética) 362, 363, 365, 441
- Exogeosinclinal 680
- Expansión 365, 420, 516, 683, 692, 703, 709 Extensión 47, 55, 681, 682, 705-710, 746 Extinción 331, 332, 333, *419*, 436 -normal 331, 421, 777
- masiva 331, ~~332, 333, 421, 424, 436, 440,~~ 444, 777 Exxon (curva) 375, 535, **643**, 644-651, 751, 777

F

Facies 13, *14*, 58, 88, **135**, 136-155, 159-195, 246, 482, 546-560, 597, 604, 606, 625, 626, *659*, ~~702, 778~~ **Facies sísmica** ~~142, 143, 146~~, 504, 573, 626, 627, 778 Fallas 53, 64, 67, 120, 214, 241, 268, 568, 610, 703, 706, 715, 716, 736

- líslricas 706, 708, 709
- transcurrentes 54, 691, *694*, 728, 730, 732, **733, 734**
- transformantes 691, 730

Fameniense Si, 426, 438, 778

Fanerozoico 82, 425, *437*, 469, 475, 534, 585, 588, 642, 778 Fase 590, *591*

Fenómeno catastrófico 411, 437, 441 Ferricretas 260, 261 Filamentos *99, 144* Filozona 335, 336, 778

Fischer (diagrama de) **480, 481, 482, 483, 484** Física 9, *16*, 17, 72, 164, 680 *Flaser* 93, *94*, 186, 187, 188, 226, *307*, 309 **Floatstone** *92, 151, 152* **Flute cast** *94, 95, 228, 230, 237* Flysch 566, 567, **721**, 724, 725, 726, 727, 778 Fondo blando 256, 778 Fondo duro (o endurecido) 190, 191, 256, 257, 440, 495, 606, 778 Fondo firme 256, 778 Fondo oceánico 79, 365, 367, 373, 368,

Foraminíferos 98, *99, 141, 184*, 255, 327-329, 339, 342, 393, *400, 401*, 430, 495, 496, 549, 582, 648, 668 Formación 6, 12, *125*, 182, *184*, 200, **201**, 202, **259, 300, 416, 418, 419, 494, 495, 496**, 580, 6/7, 778 Fosa oceánica 79, 365, 368, 677, 678, 683, 693, 717

Fosfatos 90, 121, 258, 310, 394, 395, 417, *418* Fósil 4, 7-11, 67-70, 78, 79, 98, 99, 104, 126,

136, 142, 163, 184, 239, 254-257, 297, 298, 310, 325-342, 381, 412, 421, 438, 473, *AJA*,
493, 496-497, 520-526, 534, 551, 552, 571, 588, 605, 672, 743, 749
Fósil característico 80, 327, 328, 338, 494, 497, 524, 525, 527, 574, 584, 586, 778
Framestone 92, 151, 152
Francia 8, 69, 439, 527
Frasniense 83, 426, 438, 778
Fusulinas 99, 140

G

Gabón 713, 714
Galicia 383, 384
Gargasiense 523, 778
Garumn 138, 778
Gasterópodos 99, 137, 142, 182, 184, 192, 317,
327, 328, 329
Gauss 364, 365, 366, 381, 516, 778 Geocronología 11, 66, 778 Geocronometría 63, 66, 778 Geofísica
16, 17, 345, 676 Geófonos 109, 110, 778 Geología 3-9, 21, 64, 65, 115, 130, 164, 413,
414, 448, 539, 571, 678, 680
- Ambiental 748
- Aplicada 16, 114, 518, 539, 543, 572, 748,
752, 748
- del Carbón 748
- del Cuaternario 414,
- del Petróleo 288, 517, 518, 544, 748
- Estructural 539
- Histórica 3, 11, 15, 16, 17, 63, 66, 321, 322
- Marina 10, 17
- Regional 65, 66
Geoquímica 10, 16, 17, 379, 380
Geociencias marinas 87, 128, 129
Geosinclinal 679, 680-684, 704, 721, 726, 778
Geosol 583
Gibraltar 739, 781
Gilbert 364, 365, 366, 381, 516, 778
Gilsai 64, 365, 778
Givetiense 83, 778
Glaciarismo 50, 475
Glacioeustatismo 50, 392, 423, 474, 612, 778
Glacioisostasia 612, 778
Global Geosciences Transect Project 87, 751
Gondwana 695
Graben 54, 55, 681, 692, 696, 698, 779
Graben Vikingo 700, 702, 704
Grainstone 91, 151, 152, 305, 306, 551, 552
Granoclasificación 23, 93, 94, 160, 175, 176,
225, 307
Graptolites 99, 328, 329, 342 Graus (cuenca de) 529, 530, 728 Grava «9, 148, 150, 187, 194, 261,
307, 556,
557, 670 Grietas de desecación 94, 188, 191, 192, 226,
227, 307, 308, 316, 317, 478, 503 Griotte 138, 779 Groenlandia 346, 472 **Groove cast**
94, 95, 228, 230, 239 Grupo 202, 494, 495, 496, 580, 779 Guadalquivir (cuenca del) 568, 726, 731 Guía
Estratigráfica 32, 201, 336, 494, 577, 579,
583, 586, 597 Gully 279, 309 Gzeliense 83, 779

7%

H

Haití 439, 440

Hauterlviense 80, 82, 374, 406, 485, 527, 532
647, 779

Hematites 352, 353, 354, 355 Hémera 336, 779

Herringbone 94, 191, 259, 307, 309 Heterocronía 504, 630 Heterócrono 216, 779 Heterópica 138, 779

Heltangiense 82, 519, 533, 645, 779 Hiato 246, 247, 248, 249, 252, 257, 264, 429,

430, 431, 506, 507, 526, 584, 635, 779

- no deposicional 248, 249, 253, 284, 634,
779

- erosional 248, 249, 253, 634, 119

Hidrófono 110, 111, 779

Himalaya 698, 727

Hipoestratotipo 578, 779

Holoceno 82, 649, 779

Holoestratotipo S77, 578, 779

Horizontalidad original 5, 11, 21, 67, 209, 498

Huellas de fisión 77, 749

Hummocky-cross stratification 94, 193, 207, 307,
309, 616

I

Iberia 369, 689, 690

Ibérica (cordillera) 125, 191, 192, 484, 485, 503,

504, 505, 532, 533, 550, 552, 604, 677,

688, 705 Ibérica (península) 348, 349, 369, 432, 596, 604,
750

Icnofacies 413, 779 Ilerdiense 358, 360, 666, 667, 779 Imbricación de cantos 93, 94, 237, 238, 310, 320

Inclinación magnética 347, 348, 350 Inconformidad 250, 251, 779 Indentación 214, 215 India 439, 611

Ingresión 5%, 522, 779 Interrupción sedimentaria 21, 25, 26, 64, 69, 161,

169, 219, 245-288, 311, 327, 375, 411,

432, 436, 462, 475, 510, 529, 561, 601,

607, 628, 634, 702 Intervalo de recurrencia 421, 423, 424, 454, 458,

459, 469, 479

Intervalo geocronológico 779 Inunditas 413, 457, 458 Inversiones magnéticas 350, 351, 361, 362, 365,

372, 476, 417, 420, 444 Isobata 543 Isócrona 12, 67, 121, 152, 160-164, 169, 214-

216, 247, 248, 318, 331, 332, 458, 465,

494-513, 524, 530, 546, 548, 584, 590,

591, 601, 602, 620, 621, 625, 633, 640,

657, 780 Isocronía 80, 331, 497, 504, 603, 604, 611, 615,

630

Isógonas 349 Isolita 553, 554, 780 Isopaca 544, 545, 546, 547, 780 Isópica 138, 780

Isópora 348, 349 Isótopos 388, 389, 390, 472, 744

- estables 11, 73, 106, 107, 259, 388-448,

418, 450, 512, 742

- radiactivos 73-76, 121, 388, 389

Italia 8,371,460, 517

Jaca-Pamplona (cuenca de) 453, 728

Jacob (vara de) 102,103

Japón 361, 439

Jaramillo 564, 365,596,397, 398,516, 780

Jura 69, 701

Jurásico 63, 69, 82, 138,144,169, 193, 258, 259, 302, 329, 371, 374, 405, 406, 407, 425, 437, 494, 495, 505, 517, 518, 532, 533, 547, 567, 585, 596, 604, 612, 620, 645, 647, 702, 715, 716, 738, 739, 780

K

Kaena 364, 365,780

Kansas 442,443, 603

Kasimuviense 85

Karstificación 192, 258, 263, 280, 316, 477, 478,

483,606,662,715 Kazaniense <5,645,780 Keuper 138, 319, 320, 425, 503, 519, 596, 645,

701,780 Kimmeridgiense 82, 168, 169, 370, 374, 385,

406,407,453,533,550,552,647, 780 Kunguriense 83, 780

L

Ladiniense 82, 645, 780

Laguna estratigráfica 246, 247-284, 521, 561,

584,586,587,629,630,780 Lamelibranquios 99,188, 525 Lámina 23,155,189,

237,448,452,456, 780 Laminación 22, 23, 24, 26, 95, 137, 148, 150,

~~176, 190, 191, 257, 317, 320, 413, 425,~~

434,450-456,780

- cruzada 22, 27, 93, 94, 172, 189, 225, 226,

237,238,307,308 -ondulada93, 94,307,309

- paralela 22, 27, 93, 94, 175, 180,190, 307,

308

Langhiense 82,374,649,780 Lateritas 90, 261,743 Laurasia 695

Lectoestratotipo 577, 578, 780 Lecho 21, 780 Leptogeosinclinal 680

Lías 82,495,519,567, 645, 701, 716, 717, 780 Lignito 529,530 Límite diacrónico 590, 780 Límite

estratigráfico 573, 578 Límite sincrónico 590,780 Limolitas 89,90,81, 106 Limos 89, 90, 106, 148,

766, 786, ~~187, 193, 261,~~

304,307, 354,450,456,576,603,605 Litodema 582-

Litocorrelación 493,494, 502-510,780 Litocronocorrelación 493 Litoestratigrafía 11, 76,780 Litofacies

138,142, 143, ~~147, 148, 159, 162, 182,~~

187, 199,203,215,219,294,780 Litosfera 3, 366, 380, 468, 676, 683, 707, 111,

722

Litosoma201,781 Litotopo 154, 159, 162, 165, 769, 178, 199, 215,

316,550,781

Llandeilo Si, 676,781
LLandoverly 8J,6/6,781
Llanvirn 83,6/6; 781
Lochkloviense 83
Londres 8,72,562,563,579
Lote de parasecuencias 638,639
Ludlow 83,616,781
Luteciense 80,82,574,648, 781
Lutitas 27, 5«, 89, 93, 106, 138, 147-150, 168-176, ¡88, ¡90, ¡94, 241, 303-307, 314-317, 387, 428, 450, 452, 457, 484, 503, 508, 509, 5¡6, 520, 548, 556-559, 602, 603,639,667,67¡,692

M

Maastrichtiense 82, ¡41, 374,406,439,485,647, 781
Macrofósiles 98, 99,297,3¡7,338 Macrosecuencias 615,618 Magdaleniense 752, 781 Magnetismo remanente 345, 354, 355,358 Magnetismo terrestre 345-352, 359, 371, 515, 571,573,581
Magnetita 352,353,354,355 Magnetocronoestratigrafía 346, 372, Magnetoestratigrafía 11, ¡6, 17, 345, 374, 615, 616,617,781 Magnetómetro 87, 359 Magnetozona 376, 581, 781 Malawi (lago de) 696, 697
Malm 82,374, 647, 717, 781 Mamíferos 327, 328,329, 341,394 Mammoth 364, 365,5/6, 781 Manto 47, 48, 55, 365, 582, 699, 704-707, 711, 718 Mapas (estratigráficos) 539-561
- de biofacies 549
- de contomos 539-545
- de isobatas 543, 701
- de ¡sólitas 553,554
- de isopacas 544-547
- de facies 546-552,556-558,741
- de litofacies 551,553-555,558,559
- paleogeográficos 560,562-564
- paleogeológicos 562,565
- palinspásticos 566-568
Mar del Norte 627, 700, 702, 705
Mar Mediterráneo 53,65,557
Mar Rojo 681,682,703-705, 710-713
Marga 89, 125, 151, 192, 200, 202, 259, 302-307, 317, 320, 443, 449-453, 459-462, 494,495,503,519,550,552,567,603 Margen continental 44, 52-55, 129, 255, 287, 387, 428, 467, 501, 502, 543, 586, 625, 634,657-664,781 --activo 678,682,781
- convergente 54, 678, 691-693, 717-721, 740,781 -desnutridos712, 717
- divergente 678, 691, 692, 705-717. 740, 781
- estables 44,678
-nutridos 683,712
- pasivo 54, 285, 427, 433, 463, 626, 636, 678,682,705,781 Materia orgánica 39, 380-383, 402, 417, 426, 428,456,473,474,479,705 Matuyama 364, 365,366, 396,397,516, 781

Medio generador 37,38,46
Medio receptor 37,38,39,45,53
Medio (sedimentario) 10, 11, 15, 25, 26, 43, 51-53, 105, 123, 153-165, 215, 236, 241, 287, 299, 305, 313, 317, 325, 346, 387, 393, 484, 520-522, 560, 600-604, 615, 651,667,742,781
 - continental 52,285,598
 - costeros 52,179, 185,477,485
 - de plataforma 44,52,485
 -deltaico 53,44, 167,651
 -fluvial 53,44, 147, 179,575
 - hemipelágico 44,472
 - lacustre 53,44, 179, 182, ;84, 227
 - mareal 53,44, 152,577
 - marino 53, 45, ;40, ;41, 144, 167, 179, 192, 227
 - palustre 148, 179
 - pelágico 44, 52, 53, 135, ;4; , 144. 258, 459,473,566,600 Mediterráneo 53,415,556,557,512 Megacapa 420,434,435,507,508
Megaciclo 463,46,469,644,646,781 **Megasecuencia** 176,564 **Megaturbiditas** 507,508 **Meseta** (macizo hercínico de la) 604, 726, 731 **Mesosecuencia** 615,618,641 **Mesotemas** 603
Mesozoico 9, 77, 82, ;13, 328, 329, 34?, 374, 383, 407, 547, 585, 588, 645, 647, 650, 700,781
Messiniense 65, 82, 188, 789, 374, 415, 612, 649,728,781 **Meteorito** 64, 73, 372, 380, 387, 414, 415. 419, 422,424,437,438,441,512 **Meteorización** 37, 38, 39, 261, 356,468 **Métodos** 87-130,494-527 **Mienta** 137,141,144, 182, ;92 **Microanálisis** 87, 383,497 **Microfacies** ;40, ;41, 142, 143. 144, 548, 606, 781 **Microfósiles** 98, 99, 105, ;26, 143, 297, 328, 415,474,502,743 **Microtectitas** 4/6,417,440 **Miembro** 200,202,203,503,580,581,617.
781 Milankovitch 394,454, 457,458,459, 465, 469, 471 -477,483,487,511,513,606, 781 **Miliólidos** 99, 137,14; , 151, 152, ;92 **Minerales magnéticos** 345, 346, 352, 354-356, 742
Mioceno «2, ;;3, ;87, 374, 385, 393, 399-406, 425-430, 475, 509, 553, 555, 589, 627, 649, 670, 671, 710, 711, 7;6, 726-731, 734, 735,782 **Mississippiense** 407,782 **Modelo de facies** 178, 179-195, 294 **Moho (Mohorovicic)** 48,49,365 **Molasa** 724,726, 727,782 **Montes de Toledo** 615,616 **Montserrat** 177,600 **Mora de Rubielos** 670,671 **Mortandad** 4/9,421 **Moscoviense** 83,782 **Mudstone** 9; , ;51, 152, 305,506 **Munsen (tablas de)** 90 **Murcia** 522,523,604,605 **Muro** 22-29,43,96, 104, 162, 203-207,223-234, 237, 278, 297, 309, 357, 504, 529, 583, 587,596,782

Muschelkalk 319, 320, 503, 504, 604, 645, 701,
,782 Muferriense 752, 782

N

Namuriense 83,560,562,782

Nannofacies 143

Nannofósiles 328, ~~329, 338, 339, 428, 430, 528~~

Nannoplancton 537,648

Neocatastrofismo 413,782

Neocomiense 82,374,647,782

Neoestratotipo 577,578,782

Neógeno 69, 77, 82, 329, 342, 374, 583, 649,

738,782 *Nerrites* 94,413 Neuquén (cuenca de) 168,169 Niger (Delta del) 713, 714 Nilo

(delta del) 550,551 Niño (El) 415,442,458,479 Nivel de base 26, 287, 609,782 Nivel guía

163,502,505-510,529,530, 782 Niveles condensados 256,286 Nomenclatura estratigrafía 142, 152,
165, 166,

178, 199,200,291,334,455,571-591 Nomenclatura geológica 3,256,273,449,679 Noriense
82,645,782 Nummulites 99,144,177,667,668 Nunivac 364, 365,782

O

Oblicuidad 471,412,479,4%

Ocean Drilling Program ODP 87, 129, 130, 379,

380, 383-385, 425-431, 438-439, 472,

511,782

Olduvai 364, 365,382,396,516, 782 Oligoceno «2, 301,374,406, 430, 438, 627, **648**,

649, **698**, 701, 702,710, 711, 727,782 Olistostroma 195,568,725, 731,741,782 Opperzona

335,582,782 Orbitolinas 99,140,141,554 Ordovícico 9, 83, 329, 341, 405, 425, 436, 437,

475,615,6/6,620, 782 Oriente Medio 697,698 Ostrácodos 98, 99, 182,184, 328, 329,743

Oxfordiense 82, 191, 192, 371, 374, 402, 533,

647,782

Pacífico 130, 131, 366, 367, 395-399, 400, 415,

432,514,527,678,681,737, 738 *Packstone* 91,151, 152,305,306, 551,552

Paleobiogeografía 326 **Paleoceno** 82,374,403,406,574,627, 648, 702,

782

Paleoclimatología 11,16,65,739-746,751 Paleocorrientes 96, 139,187, 223, 235-240, 299,

742

Paleoecología 16, 325 Paleógeno 69, 82, 181, 182, **183**, 329, 339, 342,

374,574,583,648,649, 738,782 Paleogeografía 11, 16, 65, 326, 560, 739-746,

751

Paleo genología 325

Paleokarst 257,259,261,263,317,744 Paleolítico 752,782 Paleomagnetismo 10, 163, 345, 346,

352-376,

573,581

Paleontología 9, 16, 326, 337, 753
 Paleopendiente 240,241
 Paleosuelo 89,174,184, 185,192,257,260,264,
 268, 286, 316-317, 505, 510, 529, 583,
 606, 670, 744, 782
 Paleotemperatura 392,394-402,742,744 Paleozoico 9,72,77,85, 138,328,329,375, 376,
 407,585,588,645,700,731,782 Panel de correlaciones 529, 530, 615, 617, 505,
 607
 Panel de facies 163,175,176,177,181,183 Pangea 695 Paraconformidad 250-262, 273-282, 426,
 436,
 440, 443,495, 496, 521, 531, 533, 534,
 607,633,782 Paraestratipo 577,578,782 Paraliogeosinclinal 680
 Parasecuencia 454, 455, 463, 487, 488, 637 638,
 639,660,662,663,783 París (cuenca de) 7,700, 701 Peces 99, 394, 399,400 PDB 390, 391-
 405,430,470 Pelita (= lutita) 175,176 Penibético 258,259,494,495,567,610 Pennsylvaniense
 407,783 Perfil de equilibrio 668,669,783 Perfil estratigráfico 311, 312-317,506,508,783 Perfil
 sísmico 37, 44, 87, 107-115, 125-128,
 136, 142-146, 163, 168, 205-212, 254,
 273-279, 296, 365, 415, 442, 450,
 454, 498-502, 528, 545, 561, 613,
 625-631,702 Perihelio 471
 Periodicidad 424,448,458,469-480, Período 69,82,83,329, 341,374, 588, 589,620,
 783
 Período diacrónico 640, 783 Pérmico 83, 320, 329, 342, 369, 375, 407, 425,
 437, 469, 475, 566, 616, 620, 643, 645,
 700, 701, 702, 783 Petróleo 4, 107, 114,518,572 Petrología 9, 16,17,65, 135, 379,676,753
 Piacenziense 82,374,649, 783 Piggy-back (cuenca) 728, 729 Pirineo 508,565,561,667, 728
 Piroclástico (nivel) 416,417,420,441, 442, 510 Piso 69, 82, 83, 138, 299, 374, 416, 418, 419,
 485, 574, 585, 586-589, 645, 647, 648,
 649,667,783 Piso turbidítico 434,435 Pizarras 7, 57, 387,616
 Placa 46, 53, 369, 613, 676, 677, 678, 681, 683, 689,691,694, 705,736,737
 - Africana 566,676,677
 - Americana 676,677
 - de Cocos 677, 737
 - de Juan de Fuca 676,677
 - de Nazca 367,676,677,131
 - Euroasiática 676,677
 - Filipina 676,677,737
 - Gorda 676,677
 - Ibérica 566
 - Indica 676,677
 - Pacífica 367,676,677,131
 Plantas superiores 328,329
 Plataforma (dominio de) 699,700
 - americana 699,700,704
 - rusa 616,618,627, 700, 702, 705
 Plataforma (medio) 52,53, 141, 188, 193

