

**REAL ACADEMIA DE CIENCIAS
EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES**

**TEMAS DE ACTUALIDAD EN LA
INTERPRETACIÓN DEL REGISTRO
ESTRATIGRÁFICO**

**DISCURSO LEÍDO EN EL ACTO DE SU
RECEPCIÓN POR EL
EXCMO. SR. D. JUAN ANTONIO VERA TORRES**

**Y CONTESTACIÓN DEL
EXCMO. SR. D. EMILIANO DE AGUIRRE ENRÍQUEZ
EL DÍA 31 DE OCTUBRE DE 2003**



MADRID
Domicilio de la Academia
Valverde, 22

© Juan Antonio Vera Torres, 2003

Depósito Legal: GR-674-2003

•

Impresión y encuadernación:

arte impresores s.l.

C/ Rubén Darío, 7-11

18200 Maracena (Granada)

Tlf.: 958 420040 · Fax: 958 421440

A Pilar

INDICE

Discurso del Excmo. Sr. D. Juan Antonio Vera Torres	9
Nociones previas: el concepto de Estratigrafía	13
El registro estratigráfico: dificultades de su interpretación	19
Recorrido histórico: edades relativas y edades numéricas	21
Escala del tiempo geológico calibrada	24
Datación numérica de los grandes hitos de la historia geológica	26
Grado de resolución de la escala del tiempo geológico	30
Criterios de división de las unidades estratigráficas	33
Bases conceptuales de la división de unidades estratigráficas	34
Continuidad y discontinuidad en el registro estratigráfico	35
Fenómenos graduales y eventos	37
Concepto de evento; tipos de eventos: su reconocimiento	38
Principio de la simultaneidad de eventos	45
La interpretación del registro estratigráfico: una visión de futuro	47
Datos que encierran las discontinuidades estratigráficas	47
Claves para la elaboración de curvas eustáticas	51
Problemáticas especiales en el estudio del Cuaternario y del Precámbrico	56
Dificultad de correlación entre registros marinos y continentales	61
Relaciones tectónica/sedimentación: un tema de eterno debate	63
Estratigrafía de eventos de alta resolución	65
Reflexiones finales	68
Bibliografía	71
Discurso de contestación del Excmo. Sr. D. Emiliano de Aguirre Enríquez	85
Bibliografía	101

**DISCURSO
DEL
EXCMO. SR. D. JUAN ANTONIO VERA TORRES**

Excmo. Sr. Presidente,
Excmo. Sra. Presidenta del Instituto de España,
Excmos. Señores Académicos,
Señoras y Señores,

La reconstrucción de los fenómenos acaecidos a lo largo de la historia de la Tierra ha constituido, y constituye, uno de los retos científicos más interesantes y atractivos que se ha planteado el hombre. Ramón y Cajal en su discurso de ingreso en esta Real Academia en 1897 ya seleccionaba entre los temas de investigación más atractivos el de “*la tierra guardando en sus entrañas el pasado de la vida y la historia de los precursores del hombre*”. La disciplina que cultivo, la Estratigrafía, individualizada como ciencia independiente a partir del tronco común de la Geología en 1913, o sea, dieciséis años después de pronunciarse esta frase en esta digna institución, tiene como objetivo principal estudiar las rocas estratificadas en la Tierra y a partir de dicho estudio obtener los datos y la información necesaria para elaborar la historia de nuestro planeta, con la máxima fiabilidad y el mayor grado de precisión posibles. La tarea es larga y compleja, ya que requiere el estudio en detalle de los materiales en las más diversas edades y más diferentes regiones del mundo y la posterior integración de todos los datos de una manera coordinada y coherente en un cuerpo de doctrina único. El estudio estratigráfico se fundamenta, precisamente, en las dos palabras que constituyen el lema que figura en la medalla de esta Real Academia: “*observación y cálculo*”. La *observación* se hace principalmente sobre el terreno, en los afloramientos de las rocas estratificadas, lo que obliga al estratígrafo a realizar frecuentes jornadas de trabajo en el campo. La observación se complementa en el laboratorio principalmente con el uso del microscopio (óptico y electrónico) y de las diversas técnicas analíticas aplicadas sobre las muestras recogidas y preparadas. El *cálculo* se hace en el laboratorio, tras la medida sistemática de algunos de los componentes o parámetros de las rocas y el consiguiente tratamiento matemático de los datos obtenidos. A partir de la observación y del cálculo, integrados todos los datos recogidos sobre el terreno y en el laboratorio, se procede a la síntesis estratigráfica que nos permite desentrañar la historia geológica terrestre y su evolución dinámica espacio-temporal.

Pese al evidente interés científico que pueda implicar la reconstrucción de la historia de la Tierra resulta bastante sorprendente el escaso nivel de conocimientos que

sobre este tema poseen científicos de otras ramas de las Ciencias o, en general, las personas de una formación cultural elevada. Llama más la atención, incluso, el alto grado de escepticismo que se tiene con respecto a algunas cuestiones científicas que desde hace casi un siglo están claramente contrastadas y que constituyen precisamente la base doctrinal de esta reconstrucción de la Historia de la Tierra. La utilización de una escala de tiempo de millones de años y de miles de millones de años, al profano en las ciencias geológicas, le supone una dificultad añadida que, a veces, quiere cubrir con la simple puesta en duda de las dataciones cuando, en la actualidad, la datación de las rocas mediante técnicas radiométricas (edades numéricas) y el establecimiento de su equivalencia de los intervalos de tiempo definidos por fósiles (edades relativas) es un tema científico doctrinalmente resuelto.

Corresponde a nosotros, los estratígrafos, hacer la labor de difusión necesaria para que los métodos de estudio más usuales y de validez científica contrastada, así como los rasgos más esenciales de la Historia de la Tierra, puedan ser transferidos a científicos de otros campos y, con ello, pasen a formar parte del “saber” de la Comunidad Científica. Aprovecho esta ocasión de mi ingreso en esta Real Academia para plantear en mi discurso un tema estratigráfico de actualidad y del máximo nivel científico, fruto de mis largos años de trabajo y estudio, pero en cuya redacción y exposición voy a tratar de utilizar un lenguaje lo más sencillo posible, que facilite la comprensión y entendimiento, sin necesidad de ser especialistas en la materia.

Antes de entrar propiamente en el tema del discurso, quiero que mis primeras palabras sean de un profundo agradecimiento a los miembros de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales por haberme propuesto para ocupar la plaza de Académico Numerario. Ya en el año 1994 fui honrado con el nombramiento de Académico Correspondiente y desde entonces he intentado colaborar al máximo con esta prestigiosa institución. A partir de ahora, como Académico Numerario, asumo con enorme alegría la gran responsabilidad que implica este cargo y me comprometo a desempeñarlo con la mayor dignidad y entrega. Me comprometo, igualmente, a trabajar por mantener el merecido prestigio que esta institución ha tenido durante sus casi ciento sesenta años de historia.

Me veo obligado a recordar una triste coincidencia temporal: El mismo día que di por terminado este discurso, tras introducir las modificaciones propuestas por algunos de mis colaboradores más directos, a quienes les pedí una lectura crítica del manuscrito, justamente cuando me dirigía a enviar el texto a esta Real Academia me vi sorprendido por la noticia reflejada en la prensa nacional del repentino fallecimiento de nuestro Presidente, Don Ángel Martín Municio. En los años que he sido Académico Correspondiente he podido conocer la enorme valía científica y humana del Dr. Martín Municio, así como su gran capacidad de gestión y de trabajo. En los escasos encuentros personales que tuve con Don Ángel pude constatar su simpatía natural y siempre me sentí muy honrado por el afecto con que me trató. Sirvan estas

palabras como un humilde homenaje a la persona que tan brillantemente presidió esta ilustre institución durante los últimos dieciocho años.

Me corresponde sustituir en la medalla 39 al Prof. Dr. D. José Antonio Jiménez Salas, quien la ocupó desde 1982 hasta su fallecimiento en octubre del año 2000. Me siento obligado a continuar la labor de mi antecesor, prestigioso Catedrático de Geotecnia y Cimientos de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de la Universidad Politécnica de Madrid. El Dr. Jiménez-Salas fue, durante la segunda mitad del siglo pasado, el primer gran especialista español en Mecánica de suelos y Geotecnia, disciplinas que, gracias a sus magníficos tratados (y sus publicaciones en revistas especializadas), alcanzaron en nuestro país un nivel científico muy elevado. Pese al reto que implica la sustitución del eminente científico, me abruma más intentar sustituir a una excelente persona, a quien en el anuario de la Academia se le define como *“hombre sencillo y afable, que pasó casi de puntillas, como sin quererse hacer notar, pero que, cuando se recurrió a su colaboración, supo darla con absoluta competencia y brillantez, lo mismo que sus opiniones, llenas de sensatez y discreción”*.

Quiero terminar estas palabras iniciales de mi discurso, recordando en este momento de gran satisfacción y con la mayor emoción a aquellas personas que más han influido en mi desarrollo personal y científico. De mi padre, un Maestro Nacional ejemplar, heredé la capacidad de trabajo y las dotes de observación. De mi maestro, el profesor D. José María Fontboté, Académico Correspondiente de esta Real Academia, aprendí casi todo: los conceptos geológicos esenciales, la metodología científica, el interés por ampliar sin límites los conocimientos científicos más diversos y, de manera especial, su caballerosidad. De mis discípulos y colaboradores más directos, que han sido y siguen siendo mis confidentes y mis mejores amigos, aprendí las ventajas del trabajo en equipo, a la vez que ellos me proporcionaron satisfacciones personales y científicas. De mi querida esposa, Pilar, de quien siempre tuve su cariño y apoyo incondicional, aprendí a luchar con tesón por conseguir los objetivos deseados.

Nociones previas: el concepto de Estratigrafía

En la actualidad se conoce, de manera bastante detallada, que la superficie de la Tierra está sometida continuamente a un proceso de cambio. Como consecuencia de la interacción de procesos que actúan en la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera, un volumen significativo de rocas antiguas son anualmente destruidas (erosionadas y/o meteorizadas). El volumen total de materiales procesado por los agentes geológicos externos (agua, hielo, viento) en el conjunto de la Tierra se mide en miles de millones de toneladas año mientras que para cada una de las grandes cuencas fluviales se cuantifica en t/km².a con valores muy variables, máximos en los climas más húmedos y mínimos en los más secos (Einsele, 2000).

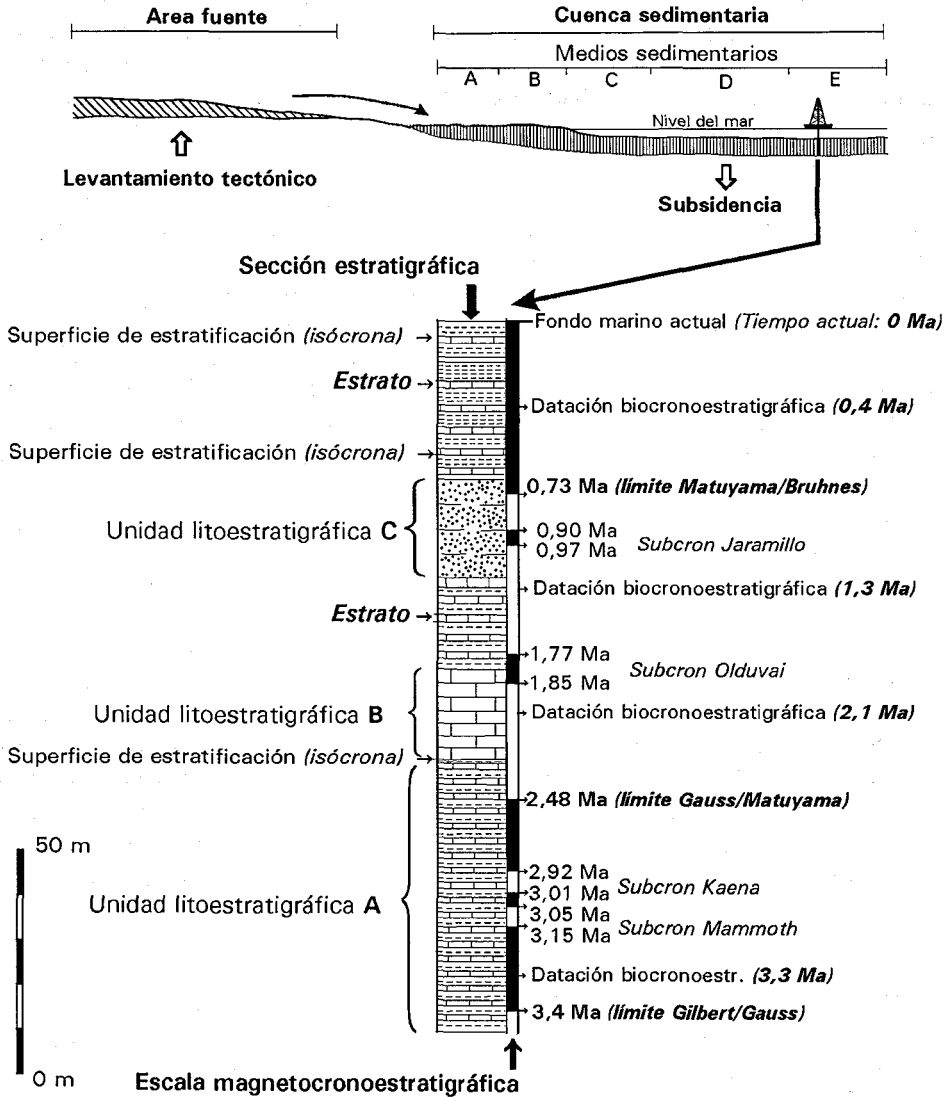


FIGURA 1.- Esquema del proceso sedimentario incluyendo los conceptos básicos de la Estratigrafía. En la parte superior se dibuja el área fuente sometida a levantamiento tectónico que favorece la destrucción de los relieves y la cuenca sedimentaria donde ocurre el depósito de los sedimentos, favorecido por un hundimiento (subsidencia). En la parte inferior se representa una sección estratigráfica idealizada. A la izquierda de ella se representan los conceptos básicos litoestratigráficos (unidades litoestratigráficas, estratos y superficies de estratificación), mientras que a la derecha se indican los datos numéricos de tiempo obtenidos a partir de la escala magnetocronoestratigráfica y de dataciones biocrono-estratigráficas, expresadas en millones de años (Ma).

Los productos resultantes de la destrucción de las rocas (y de los suelos que se formaron sobre ellas) son transportados mayoritariamente por el agua y, en menor envergadura, por el hielo o por el viento, a regiones topográficamente más bajas en las que se depositan formando *sedimentos*, en los cuales se observa una disposición en capas (*estratos*). Cada estrato (figura 1) representa el depósito durante un intervalo de tiempo concreto y cada superficie de estratificación significa un momento de la Historia de la Tierra en el que ha habido una interrupción del depósito, o un cambio en las condiciones del mismo, o ambas cosas a la vez. La repetición de estos procesos a lo largo del tiempo ocasiona el depósito de estratos sucesivos superpuestos, en los que la naturaleza (*litología*) varía debido a la procedencia de los sedimentos y a otros tipos de procesos cambiantes, principalmente los relacionados con cambios climáticos. En estos estratos se pueden conservar, además, los restos fosilizados de los organismos (*fósiles*) que vivieron en la región donde ocurrió el depósito y en el mismo intervalo de tiempo. Los sedimentos, a medida que reciben nuevas capas encima, debido al incremento de la carga que soportan, pierden gran parte del agua (o en su caso del aire) que rellena sus poros y se compactan progresivamente, al tiempo que los fluidos circulantes en su interior los cementan, transformándolos en *rocas sedimentarias*, pero mantienen su disposición original en capas más o menos paralelas (*estratificación*).

Los mencionados procesos de destrucción de rocas, con el consiguiente modelado del paisaje han perdurado durante intervalos prolongados de tiempo en aquellos sectores amplios de los continentes en los que simultáneamente ocurrió un levantamiento topográfico, que ha compensado la pérdida de altitud ocasionada por la destrucción de los relieves previos. Por su parte una sedimentación prolongada ha tenido lugar preferentemente en regiones en las que, durante un largo intervalo de tiempo, ha habido un hundimiento (*subsidencia*) simultáneo al depósito; estas regiones se denominan "*cuencas sedimentarias*" (figura 1) y en ellas es donde se han podido acumular potentes sucesiones de estratos, que son la expresión del depósito correspondiente a intervalos de tiempo muy prolongados.

En el conjunto de rocas estratificadas que constituyen el relleno de una cuenca sedimentaria se pueden delimitar unidades (volúmenes) de rocas con características afines (*unidades estratigráficas*), que representan intervalos de tiempo sucesivos de mayor duración que la de un estrato individual. Las rocas estratificadas más antiguas del relleno de una cuenca sedimentaria son ligeramente más modernas que el momento en el que se formó la cuenca, mientras que las rocas más recientes son de la edad en la que finalizó la sedimentación en la misma (por levantamiento o por deformación tectónica). A la ordenación temporal de estas unidades de rocas estratificadas se le denomina "*sección estratigráfica*", término que se utiliza, además, para denominar a su representación gráfica, a escala y con una simbología normalizada (figura 1)¹. En aquellas regiones en las que no hay buenos afloramientos de los estra-

1. El levantamiento de secciones estratigráficas y su representación gráfica normalizada es una de las labores más usuales e interesantes que realiza un estratígrafo durante la fase de observación en el campo.

tos que configuran el relleno de una cuenca sedimentaria, en las que los estratos quedan por debajo de la superficie topográfica actual, hay que recurrir a técnicas de geología del subsuelo, perfiles sísmicos y sondeos, que nos suministren los datos necesarios para la elaboración de las secciones estratigráficas. En cuencas sedimentarias marinas en las que en la actualidad continúa la sedimentación es necesario recurrir a las técnicas específicas de las Geociencias marinas, con el uso de barcos oceanográficos, incluidos aquellos que disponen de un equipo de sondeo, como los que se han utilizado en los grandes proyectos científicos de perforaciones marinas profundas como son el *Deep Sea Drilling Project (DSDP)* y *Ocean Drilling Program (ODP)*. El estudio de los testigos de estos sondeos desde un punto de vista integral (litológico, bioestratigráfico, magnetoestratigráfico, etc.) permite levantar secciones estratigráficas muy detalladas (figura 1).

La interpretación genética de las secciones estratigráficas posibilita reconstruir un fragmento de la historia geológica, concretamente la del sector geográfico en donde se ubicaba la cuenca sedimentaria y del intervalo de tiempo comprendido entre las edades del estrato más antiguo y más moderno de los que constituyen el relleno sedimentario de dicha cuenca. Cada estrato se convierte así en una hoja del gran libro de la historia de la Tierra en el que quedan reflejados los rasgos medioambientales y paleogeográficos dominantes durante su formación y en el que se pueden conservar fósiles, herramienta fundamental para saber su edad. Los estudios de secciones estratigráficas, de las más diversas cuencas sedimentarias constituyen el elemento esencial para reconstruir la historia de la Tierra.

La Estratigrafía es la ciencia geológica que se ocupa del “estudio e interpretación de los procesos registrados en las sucesiones sedimentarias” (Corrales *et al.*, 1977) y pretende interpretar los datos locales y regionales en 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 (Vera, 1994). La Estratigrafía es una ciencia geológica en la que se coordinan dos enfoques diferentes y complementarios: el histórico y el aplicado. Tiene un enfoque 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*” (Vera, 1994). Tiene un enfoque aplicado porque constituye una de las herramientas esenciales en la prospección de materias primas naturales y en la planificación de la correcta conservación del medio ambiente bajo el prisma del desarrollo sostenible.

Convencionalmente se establece como fecha de separación de la Estratigrafía, con respecto al tronco común de las ciencias geológicas, el año 1913, fecha de la publicación del primer tratado de esta ciencia (Grabau, 1913). Sin embargo, las bases doctrinales de la Estratigrafía se establecieron antes de la individualización de esta ciencia del tronco común de la Geología. Sus cuatro principios fundamentales clásicos fueron emitidos a lo largo de la segunda mitad del siglo XVII y durante el siglo XVIII (figura 2). A estos cuatro principios fundamentales clásicos hay que unir un

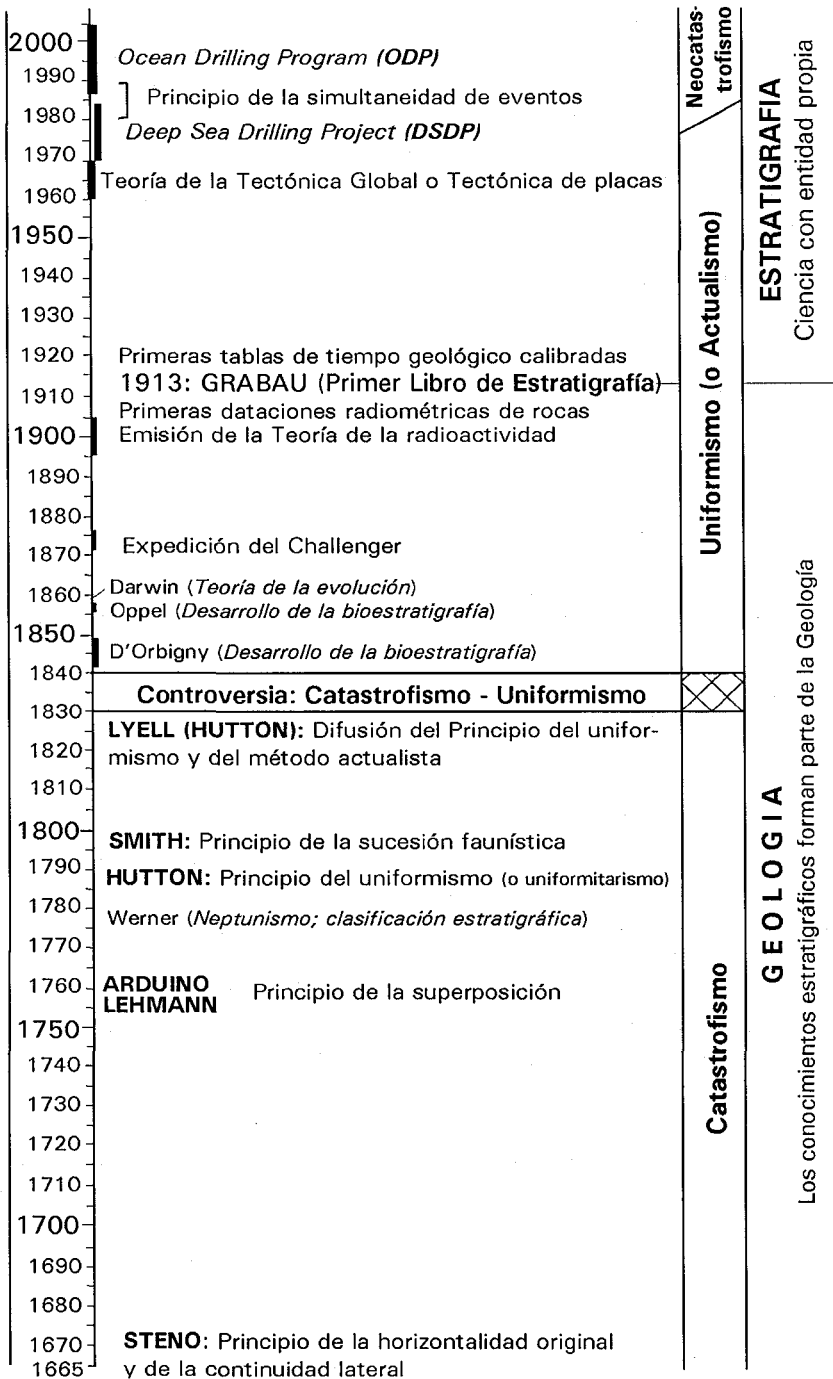


FIGURA 2.- Hitos principales de la historia de la Geología y la Estratigrafía, con las fechas de emisión de los cinco principios fundamentales de la Estratigrafía.

quinto de más reciente emisión (*principio de la simultaneidad de eventos*) sobre el que se tratará posteriormente.

El primero de los principios fundamentales clásicos, emitido en la segunda mitad del siglo XVII por uno de los precursores de la Geología (Nicolaus Steno) establece que los estratos en el momento del depósito eran horizontales y que estaban delimitados por dos planos que muestran continuidad lateral (*principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos*). El segundo de los principios, también propuesto por Steno pero desarrollado posteriormente por Lehman y Arduino en el inicio de la segunda mitad del siglo XVIII (figura 2), postula que en una sucesión de estratos los más bajos son los más antiguos mientras que los más altos son más modernos (*principio de la superposición*). Coordinando ambos principios se tiene la base doctrinal y la metodología necesaria para la elaboración de las secciones estratigráficas. La interpretación genética de estas secciones estratigráficas permitió el establecimiento durante el siglo XVIII de las primeras ordenaciones temporales de los grandes conjuntos de rocas estratificadas.

El tercero de los principios fundamentales clásicos (*principio del uniformismo y actualismo*), fue emitido por Hutton en 1795 y difundido treinta años después por Lyell (ver: Craig y Hull, 1999; Blundell y Scott, 1998). Propone que los procesos que han ocurrido en los tiempos pasados han sido uniformes (uniformismo o uniformitarismo) y similares a los actuales (actualismo). La emisión de este principio, en especial a partir de su difusión por Lyell conllevó una gran controversia científica que se desarrolló entre 1830 y 1840 (figura 2)². La controversia científica alcanzó niveles de crispación muy altos, que magistralmente describe Hallam (1983). Hacia el año 1840 la polémica se decantó totalmente a favor del principio de uniformismo y, con ello, se inició el gran desarrollo de la Geología moderna. Por primera vez se empezó a plantear que la edad de la Tierra se debía medir en millones de años.

El cuarto principio fundamental clásico (*principio de la sucesión faunística o de la correlación*) emitido por Smith a finales del siglo XVIII, constituye la base de la datación relativa de los materiales estratificados y admite que, en cada intervalo de tiempo de la historia geológica, los organismos que vivieron y que pudieron fosilizar, fueron diferentes y no repetibles. Este principio permite establecer correlaciones (comparaciones precisas en el tiempo) entre rocas estratificadas fosilíferas de muy distintas localidades, ya que propugna que la aparición y la desaparición de los distintos taxones han sido simultáneas en toda la superficie terrestre.

2. De una parte estaban los defensores del “catastrofismo” (p.ej. Buckland, 1823), teoría dominante hasta dicha fecha intentaba explicar todos los fenómenos geológicos de acuerdo con los relatos bíblicos de la creación, en relación con catástrofes naturales entre ellas el Diluvio. De otra parte estaban los defensores del principio del uniformismo, con la consiguiente aplicación del método actualista.

El registro estratigráfico: dificultades de su interpretación

Con el nombre genérico de fenómeno natural se denomina a cualquier fenómeno que ocurre en la actualidad, o que ha ocurrido en tiempos anteriores, relacionado con la dinámica de las capas sólidas de la Tierra (erosión, sedimentación, deformación, terremotos, etc.) y con la dinámica de las otras capas (hidrosfera, atmósfera, biosfera), originado por procesos de origen mayoritariamente terrestre, aunque también y minoritariamente, de origen extraterrestre. El término de “fenómeno geológico” se limita a los fenómenos naturales que quedan registrados en las rocas. Se define como “fenómeno geológico” a todo “fenómeno natural cualquiera que sea su naturaleza (física, química, biológica) o su origen (intra- o extra- terrestre) acaecido en el pasado y que quede reflejado en las rocas”. En consecuencia, los fenómenos naturales que no queden reflejados en las rocas no se consideran fenómenos geológicos.

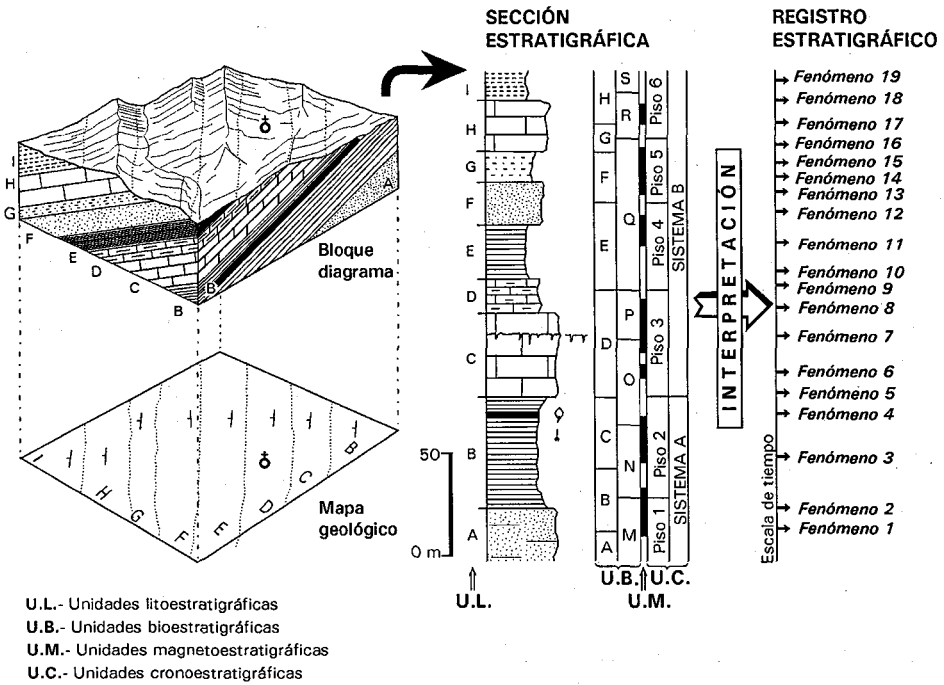


FIGURA 3.- Concepto de registro estratigráfico. Gráfico en el que se expresan dos de los tipos esenciales de ilustraciones en la Estratigrafía: los mapas geológicos y las secciones estratigráficas. La sucesión de fenómenos geológicos deducidos a partir de la sección estratigráfica es el registro estratigráfico.

Se define como registro estratigráfico al “conjunto de fenómenos geológicos, ordenados temporalmente, deducidos a partir de la interpretación de una sección estratigráfica” (Vera, 1994). La sección estratigráfica es la ordenación de los mate-

riales estratificados de una localidad o una región, por tanto de un sector de una cuenca sedimentaria, mientras que el registro estratigráfico es el conjunto de fenómenos geológicos que quedan reflejados en las rocas, ordenados temporalmente (figura 3). Este conjunto de fenómenos es intrínsecamente inmutable, sin embargo, su interpretación conlleva una carga subjetiva, a veces notable. “*Atribuir una significación unívoca a cada una de nuestras observaciones, no siempre es tarea fácil. La interpretación que autores distintos pueden hacer del mismo dato o conjunto de datos puede ser de lo más controvertido*” (Ruiz-Ortiz, 1993). A la dificultad de obtener una única interpretación para un mismo hecho (o dato) hay que añadir otra aún mayor que se constata rápidamente al estudiar e interpretar las secciones estratigráficas. Dicha dificultad se debe a que tras un examen detallado, se pone de manifiesto que el registro temporal de la mayoría de las secciones estratigráficas es discontinuo, debido a que hay numerosos intervalos de tiempo que no tienen representación en rocas sedimentarias sino en forma de superficies de estratificación sin sedimentación, que además implican con frecuencia erosión³. Afortunadamente los intervalos de tiempo que no aparecen expresados en rocas estratificadas en una sección estratigráfica de una cuenca sedimentaria (o de un sector de la misma) sí lo pueden estar en otras secciones estratigráficas de otras cuencas sedimentarias (o de otros sectores de la misma cuenca), con lo cual la elaboración de un registro estratigráfico global, que integre todos los fenómenos geológicos deducidos a partir de la interpretación del máximo número posible de secciones estratigráficas, se complica enormemente pero sigue siendo una labor factible.

La metodología del trabajo estratigráfico consta de una fase primera de adquisición de datos, que consiste en la elaboración de secciones estratigráficas para cada uno de los sectores de una cuenca sedimentaria (*secciones estratigráficas locales*). La segunda fase consiste en la integración de los datos de una cuenca sedimentaria completa en una sección estratigráfica compuesta (*sección estratigráfica regional*) que reúna todos los datos de las diferentes secciones locales de una misma cuenca mediante la comparación entre ellas (*correlación*). La tercera fase es ya interpretativa y consiste en la deducción de los fenómenos geológicos a partir de las secciones estratigráficas locales y de las secciones estratigráficas regionales. La cuarta y última fase es la de integración de todos los datos de las más diversas cuencas sedimentarias del conjunto de la Tierra y la elaboración de un *registro estratigráfico global*.

El “*registro estratigráfico global*” contiene al conjunto de fenómenos geológicos acaecidos en la totalidad de la Tierra y, por tanto, conduce al establecimiento de la Historia de la Tierra en su conjunto. Tiene siempre un marcado carácter provisional, de manera que nuevos datos procedentes de sectores menos conocidos, o mal estu-

3. A la frase anteriormente usada de que cada estrato es una hoja del libro de la Historia de la Tierra habría que añadirle que este libro está incompleto ya que le faltan algunos volúmenes, que en los volúmenes que quedan faltan capítulos, que en los capítulos conservados faltan páginas y que en las páginas faltan líneas o letras.

diados previamente, pueden añadir, matizar e incluso modificar parte de su contenido. Como ocurre con la Historia como disciplina, que se ocupa de la narración, exposición e interpretación de los acontecimientos pasados (limitándose al tiempo en que el hombre habitó la Tierra), en la Historia de la Tierra (sin la citada limitación temporal) los acontecimientos más recientes son mejor conocidos que los más antiguos, y el grado de precisión en la reconstrucción es marcadamente mayor en los intervalos de tiempo más recientes que en los más remotos.

Durante el proceso de integración de datos de múltiples regiones y edades se suelen poner de manifiesto algunos fenómenos particularmente significativos, cuya interpretación es más compleja y difícil, que son los temas de actualidad en la interpretación del registro estratigráfico a los que alude el título del discurso.

Recorrido histórico: edades relativas y edades numéricas

Uno de los debates más atractivos en la historia de la Geología ha sido la controversia sobre la edad de las rocas y la edad de la Tierra, especialmente su valoración numérica en años y sus múltiplos (miles de años, *ka*, o millones de años, *Ma*). Mediante la aplicación del principio de la sucesión faunística (o de la correlación) y tras el estudio detallado de los fósiles presentes en las rocas estratificadas de múltiples secciones estratigráficas se establecen divisiones de la escala de tiempo geológico, que son divisiones de tiempo relativo (sin valoración numérica). Durante el siglo XIX se definieron múltiples intervalos de tiempo relativo a partir del contenido fósil, que conformaban una escala de tiempo geológico relativo constituida por un conjunto de unidades de rocas estratificadas depositadas, cada una de ellas, durante un intervalo de tiempo definido, esto es, *unidades cronoestratigráficas*. Los nombres con los que se definieron estas unidades, con una relativa frecuencia, han ido cambiando a lo largo de los siglos XIX y XX, aunque algunas mantienen los nombres originales.

Se delimitaron desde el principio dos intervalos de tiempo de rango mayor: el previo a la ocupación de la Tierra por organismos superiores y el que se inició con la aparición de los verdaderos fósiles. En la actualidad estos dos grandes intervalos temporales se denominan, respectivamente, Precámbrico y Fanerozoico. Dentro de lo que actualmente se llama Fanerozoico se diferenciaron y definieron las tres grandes eras (y eras): *Paleozoico* (inicialmente conocida como Primaria), *Mesozoico* (antes llamada Secundaria) y *Cenozoico* (que comprende los términos antiguos de Terciario y Cuaternario). Dentro de cada eras (o era) se definieron, también en el siglo XIX, la mayoría de los sistemas (o periodos) que se utilizan en la escala cronoestratigráfica actual (p. ej. el Carbonífero definido, en 1820; el Cretácico, en 1822; el Jurásico, en 1830; el Cámbrico, en 1835; el Devónico, en 1839; ver el resto de sistemas o periodos en: Riba y Reguant, 1986; Harland *et al.*, 1990). A su vez, dentro de cada sistema, siempre con la tendencia de hacer cada vez más precisa la escala de tiempo geológico, se definieron también durante el siglo XIX la mayoría de los pisos

cada uno de los cuales fue tomando como nombre propio el de la localidad tipo donde están mejor representados los materiales de cada edad (p. ej. el Maastrichtiense, definido en 1848; el Toarciense, en 1849; el Valanginiense, en 1853; el Coniaciense, en 1857; el Bajociense, en 1859; el Serravalliense, en 1865; ver las localidades tipo para los ejemplos y para el resto de los pisos en: Riba y Reguant, 1986; Harland *et al.*, 1990).

Al final del siglo XIX la escala de tiempo geológico, correspondiente al intervalo de tiempo con fósiles de organismos superiores (Fanerozoico) era muy detallada, de manera que se establecían cerca de un centenar de divisiones consecutivas de tiempo geológico, definidas por su contenido en fósiles, agrupadas en unidades cronoestratigráficas de diferente rango (eratemas, sistemas, series y pisos). Los límites de las eratemas (unidades de rango mayor) se hicieron coincidir con los cambios fosilíferos más notables. Los límites de los sistemas (unidades de rango medio) se hicieron coincidir con cambios fosilíferos también significativos (aunque de menor rango); y finalmente los límites de los pisos, como unidad cronoestratigráfica más pequeña diferenciada, se establecieron en cambios fosilíferos menores.

Sin embargo, el conocimiento de la edad numérica⁴ (la expresada en años y sus múltiplos) durante este siglo XIX era muy rudimentario. Hasta el año 1840 (final de la controversia catastrofismo-uniformismo) en el mundo cristiano se admitía de una manera generalizada que la edad de la Tierra era de unos 6.000 años, simplemente por la aceptación de que cada día de los establecidos en el Génesis, significaba un intervalo de 1.000 años. Algunos autores como Buffon se atrevieron, sin embargo, a plantear cifras más altas para la edad de la Tierra (75.000 años). Terminada la citada controversia con la aceptación de las ideas de Lyell (y Hutton) se empezaron a hacer cálculos aplicando el método actualista, sin condicionamientos religiosos, entre los que merecen destacarse los basados en el estudio de tasas de sedimentación actuales (espesor de sedimentos depositados por unidad de tiempo) y su aplicación para el cálculo del intervalo de tiempo que representan conjuntos potentes de estratos. Darwin en su famoso libro de la “Evolución de las especies”, publicado en 1859, al referirse al libro de Lyell dice que “*quien no acepte lo incomprensiblemente inmensos que han sido los periodos de tiempo pasado, ya puede cerrar inmediatamente este libro*”. Por primera vez se empezó a hablar de millones de años e incluso centenas de millones de años para la edad de la Tierra. A pesar de que ciertos cálculos no dejaban de ser simples estimaciones (Eichert, 1976) en su época, constituyeron una verdadera revolución en el conocimiento científico. En la segunda mitad del siglo

4. Utilizo aquí el término *edad numérica* en lugar de *edad absoluta* que han usado y usan múltiples autores siguiendo la sugerencia de mi compañero de Academia (Aguirre, comunicación oral 2002) dado que al tratarse de fechas establecidas a partir de medidas experimentales tienen sin duda un determinado margen de error y, además, no pueden aplicarse a partir de un valor cero, que sería la actualidad, ya que es cambiante; por ello la aplicación del término absoluto evidentemente parece inadecuado.

XIX se hicieron diferentes estimaciones de la edad de la Tierra cuyos resultados variaban desde los 90 millones de años (Ma) a los 240 Ma (figura 4). Entre estas estimaciones merecen destacarse las de Lord Kelvin, hacia 1868, basándose en su hipótesis de la pérdida progresiva del calor de la Tierra y de algunas medidas, calculó la edad de la Tierra en unos 100 Ma.

El tema de la edad numérica de las rocas y por tanto el de la edad de la Tierra no se resuelve definitivamente hasta el descubrimiento de la radioactividad (años finales del siglo XIX e iniciales del XX) y su aplicación al estudio de los elementos radioactivos presentes en las rocas. Estos elementos radioactivos (elementos padre) van desintegrándose a lo largo del tiempo de modo que van transformándose en otros elementos (elemento hijo) de acuerdo con una ley exponencial. Midiendo la cantidad de átomos del elemento padre y del elemento hijo, y conociendo la constante de semidesintegración se calcula el momento en el que se formó la roca que contenía el elemento radioactivo. Desde el punto de vista de la historia de la Geología este descubrimiento representó un hecho muy significativo ya que constituye una de las primeras (no la última) aportación interdisciplinaria que determinó uno de los grandes avances de la Ciencia. Las primeras dataciones radiométricas de rocas las publicó Boltwood (1907) y a partir de dicha fecha, se empezaron a hacer dataciones radiométricas sistemáticas de rocas de las más diversas localidades y edades, con lo cual el banco de datos fue creciendo muy rápidamente. Uno de los primeros problemas que se plantearon fue el de que la mayoría de las técnicas radiométricas se aplicaban casi exclusivamente en rocas ígneas, en las que lo que se mide es la edad de la solidificación del magma originario. Por ello se convirtió en tema preferente el estudio de las coladas volcánicas intercaladas entre sucesiones de rocas sedimentarias con fósiles, ya que las edades numéricas obtenidas son más modernas que las de las rocas infrayacentes y más antiguas que las de las rocas suprayacentes.

Durante el siglo XX las técnicas radiométricas se han diversificado y perfeccionado cada vez más, los equipos de medida disponibles se han multiplicado y, como consecuencia, se han aplicado muy diversos métodos de datación radiométrica en rocas de los más diferentes contextos y edades⁵. La datación numérica de una roca que contenga isótopos radioactivos es, por tanto, un tema doctrinalmente resuelto, aunque instrumentalmente puedan aparecer dificultades dependiendo del tipo de muestra y de la precisión requerida. En todo caso los resultados no son cifras exactas, sino que tienen un margen de error.

5. Para rocas anteriores al Cuaternario se aplican técnicas de medida de isótopos radioactivos ($^{40}\text{K} \Rightarrow ^{40}\text{Ar}$; $^{87}\text{Rb} \Rightarrow ^{87}\text{Sr}$; $^{238}\text{U} \Rightarrow ^{206}\text{Pb}$; $^{235}\text{U} \Rightarrow ^{207}\text{Pb}$; $^{232}\text{Th} \Rightarrow ^{208}\text{Pb}$) sobre rocas ígneas, entre ellas las volcánicas (Hole, 1998), mientras que para el Cuaternario se han desarrollado técnicas mucho más diversas aplicables, en su mayoría, directamente sobre las rocas sedimentarias, como son la del radiocarbono y las basadas en series del uranio ($^{238}\text{U} \Rightarrow ^{230}\text{Th}$; $^{235}\text{U} \Rightarrow ^{231}\text{Pa}$).

Escala del tiempo geológico calibrada

Los límites entre unidades reconocidas en la escala de tiempo geológico, a partir de la posición relativa de los estratos en la sección estratigráfica y en su contenido fósil (que habían sido definidos a lo largo del siglo XIX y completados en el siglo XX), fueron poco a poco datados, sobre todo a partir de medidas radiométricas sobre rocas volcánicas intercaladas en secciones estratigráficas de muy diferentes localidades. Así se obtiene la “escala de tiempo geológico calibrada”. Los grandes proyectos de investigación de los fondos oceánicos, especialmente el DSDP desarrollado desde 1970 a 1985, o sea, los quince años posteriores a la emisión de la Teoría de la Tectónica Global (figura 4), aportaron una nueva información muy abundante y valiosa. La suministran los sondeos que atraviesan la totalidad de los sedimentos y las rocas sedimentarias que hay bajo el fondo marino y penetran en las rocas volcánicas infrayacentes (corteza oceánica), ya que la edad del sedimento más bajo atravesado (conocida por sus fósiles) es prácticamente la misma (o ligeramente posterior) que la de la roca volcánica infrayacente medida radiométricamente. Puesto que la edad de la corteza oceánica más antigua conservada bajo los fondos marinos actuales es de hace unos 150 millones de años (Jurásico medio), el grado de conocimiento y precisión de la escala de tiempo geológico calibrado son mayores precisamente para estos últimos 150 millones de años. A ello se une, además, que la escala

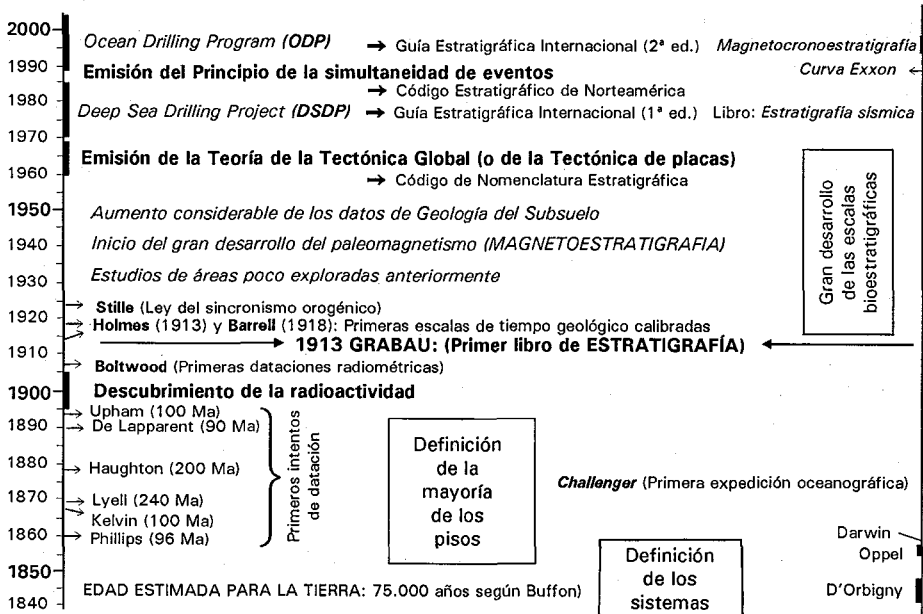


FIGURA 4.- Cuadro en el que se muestra la evolución temporal detallada de los avances más significativos de los conocimientos estratigráficos en los últimos 160 años y en el que se marcan los hitos esenciales de las principales aportaciones científicas y de los grandes proyectos de investigación interdisciplinaria.

magnetoestratigráfica (Cande y Kent, 1992, 1995; Gradstein *et al.*, 1994; Ogg, 1995), tiene la mayor precisión justamente para los últimos 150 Ma, ya que en gran parte, también, se ha basado en los datos de los sondeos oceánicos, completada con muchísimos datos obtenidos en sucesiones de estratos aflorantes en tierra firme.

Al analizar la amplia base de datos de dataciones numéricas disponible se ha podido confirmar el “*principio de la sucesión faunística (o de la correlación)*”, de manera que ya hacia la mitad del siglo XX, se pudo constatar que, dentro de unos márgenes de error bastante restringidos, los mismos límites cronoestratigráficos (límites entre dos sistemas o dos pisos consecutivos) que fueron establecidos por criterios de edad relativa, concretamente por la variabilidad en el contenido fosilífero, tienen una misma edad numérica en cualquier parte del mundo. Se ha podido demostrar que los biohorizontes de primera aparición y de última presencia de los distintos organismos fósiles son, en gran medida, isócronos, al menos para aquellos grupos de organismos que han evolucionado de forma rápida a lo largo de los tiempos geológicos y que, por ello, son los habitualmente utilizados para datar mediante fósiles las secciones estratigráficas. Los estudios bioestratigráficos se han centrado, esencialmente de aquellos taxones de fósiles que muestran una mayor extensión geográfica y una evolución más rápida, de manera que dos biohorizontes sucesivos estén separados por un intervalo de tiempo muy corto (a la escala geológica). Se establecen las divisiones de orden menor de la escala bioestratigráfica, o sea, las biozonas (y subzonas), que son intervalos sucesivos diferenciables en el seno de cada piso y caracterizados por la presencia y/o ausencia de especies de los fósiles más significativos. Se pone de manifiesto la necesidad de usar, incluso para ciertos fósiles coexistentes, biozonaciones diferentes para dominios paleobiogeográficos diferentes, como sucede con los ammonoideos en el Jurásico y Cretácico, en los que al menos se diferencian dos grandes provincias biogeográficas (boreal y mediterránea o del Tethys), en las que los géneros y especies presentes son algo diferentes.

Las biozonaciones más utilizadas en la actualidad fueron establecidas y completadas en la segunda mitad del siglo XX⁶. Los estudios bioestratigráficos más recientes proporcionan biozonaciones cada vez más precisas y válidas para extensiones geográficas cada vez más grandes. La aplicación de técnicas estadísticas avanzadas, con sus correspondientes programas informáticos (Agterberg y Gradstein, 1999), ha permitido eliminar muchos de los posibles errores de las biozonaciones debidos a factores locales (paleoecológicos, problemas de preservación o tafonómicos, etc.) y alcanzar un mayor grado de precisión.

La escala cronoestratigráfica establecida en el siglo XIX se ha ido completando y modificando con la revisión, y en su caso sustitución, de los pisos previamente definidos. Con el fin de tener una mayor objetividad en las definiciones, las norma-

6. Las biozonaciones de nanoplancton calcáreo más usadas para el Cenozoico se basan en los trabajos de Martini (1971) y de Bukry (1973) y las biozonaciones de foraminíferos planctónicos usadas para el mismo intervalo de tiempo se basan en los trabajos de Blow (1979) y Berggren *et al.* (1995a).

tivas internacionales de nomenclatura (Hedberg, 1976; Salvador, 1994) establecen la necesidad de basar la definición de los pisos en secciones estratigráficas de referencia (*estratotipos de unidad*) que, en muchos casos, son los que sirvieron para su definición originaria (*holoestratotipos*) y de los que tomaron su nombre. En otros casos son estratotipos nuevos al haberse introducido un nuevo piso en la escala cronoestratigráfica, en sustitución de algún piso anterior, por ser más representativo. En dichas normativas se recomienda que, para precisar mejor los límites entre dos pisos sucesivos, se deben seleccionar partes muy concretas de alguna sección estratigráfica (*estratotipos de límite*) con continuidad demostrada y en las que se marque con exactitud la posición del límite. En los estratotipos de límite se denomina “horizonte dorado” (*golden spike*) al punto exacto (biohorizonte) en el que se marca el límite entre pisos. La tendencia que se marca en estas normativas es precisamente potenciar el uso de los estratotipos de límite de manera que un piso esté definido por sus dos estratotipos de límite (inferior y superior), que deben coincidir con eventos globalmente isócronos y estar basados en criterios bioestratigráficos muy precisos. El uso simultáneo de ambos conceptos (estratotipo de unidad y estratotipo de límite) implica un elevado grado de dificultad y complejidad (Aubry *et al.*, 1999) ya que unos y otros pueden localizarse en tres secciones estratigráficas diferentes. Debería hacerse compatible el uso de estratotipos de unidad (de los que derivan los nombres de los pisos) con el uso de estratotipos de límite globales que son los que permiten precisar más aún los criterios bioestratigráficos (en su caso, además, magnetoestratigráficos) en los que se establece, por acuerdo entre científicos, el límite entre dos pisos consecutivos. Aubry *et al.* (1999) cuestionaron el uso de los “horizontes dorados” a los que irónicamente llamaron “horizontes dorados sin brillo” (*tarnished golden spikes*) al mismo tiempo que comparan los conceptos de “estratotipo de límite” y de “sección y punto de un estratotipo global de límite” [traducción de Reguant y Ortiz (2001) de “*Global Stratotype Section and Points*” (GSSPs)], término que había sido introducido unos años antes (Basset, 1985; Cowie, 1986; Remane *et al.*, 1996), para designar a un momento único en el tiempo geológico que marca el paso entre dos pisos (o edades) y que se basa en criterios que deben servir para establecer correlaciones globales.

Dentro de los pisos se diferencian unidades cronoestratigráficas no jerarquizadas, entre ellas las biozonas. Datando radiométricamente los límites de las biozonas (incluso de las subzonas) dichas unidades bioestratigráficas se convierten en unidades biocronoestratigráficas (*biocronozonas*), con sus equivalentes en el tiempo llamados *crones*, con las que se puede, por tanto, elaborar una escala biocronoestratigráfica.

Datación numérica de los grandes hitos de la historia geológica

La datación de los límites de las unidades cronoestratigráficas de rango mayor permite conocer la edad numérica de los grandes hitos de la historia de la Tierra, establecidos previamente a partir del estudio de la variación en el contenido fósil.

Así, el inicio del Fanerozoico (eontema y eón), o sea, el inicio del Paleozoico (era-tema y era) y del Cámbrico (sistema y periodo) se ha datado en hace 570 Ma (Eicher, 1976; Harland *et al.*, 1990), mientras que otros autores lo han datado en 540 ± 5 Ma (Odin, 1994). El límite entre el Paleozoico y el Mesozoico fue datado en hace 245 Ma (Harland *et al.*, 1990), 250 ± 5 Ma (Odin, 1994) y posteriormente precisado en $248,2 \pm 4,8$ Ma (Gradstein *et al.*, 1995; Hardenbol *et al.*, 1998). El límite entre las dos eras más modernas, Mesozoico y Cenozoico, coincidente con la brusca desaparición de numerosos organismos (ammonites, belemnites, dinosaurios, etc.) fue datado en hace 66,5 Ma (Haq *et al.*, 1987, 1988; Haq, 1991), aunque la mayoría de los autores lo datan en hace 65 Ma (Harland *et al.*, 1990; Odin, 1994), datación que es precisada en $65 \pm 0,1$ Ma (Gradstein *et al.*, 1994, 1995) o en $65 \pm 0,3$ Ma (Hardenbol *et al.*, 1998).

Los límites entre unidades del rango inmediatamente inferior (sistemas o periodos) calibrados con edades numéricas están siendo datados cada vez con más precisión. Dentro del Paleozoico, los valores de los límites entre periodos (sistemas) son: el límite Cámbrico-Ordovícico se establece en hace 510 Ma según Harland *et al.* (1990) y 500 ± 10 Ma según Odin (1994), el límite Ordovícico-Silúrico en hace 439 Ma según Harland *et al.* (1990) y 435 ± 6 Ma según Odin (1994), el límite Silúrico-Devónico en hace 409 Ma según Harland *et al.* (1990) y 408 ± 5 Ma según Odin (1994), el límite Devónico-Carbonífero en hace 363 Ma según Harland *et al.* (1990) y 355 ± 3 Ma según Odin (1994) y el límite Carbonífero-Pérmico en hace 290 Ma según Harland *et al.* (1990) y 295 ± 5 Ma según Odin (1994).

Dentro del Mesozoico los límites entre sistemas (o periodos) se han calibrado con diferentes valores de edad numérica según los autores. Así, el límite Triásico-Jurásico se establece en hace 203 ± 3 Ma (Odin, 1994), en $205,7 \pm 4$ Ma (Gradstein *et al.*, 1994, 1995) y en $199,6 \pm 0,4$ Ma (Palfy *et al.*, 2000). El límite Jurásico-Cretácico se estableció en 135 ± 5 Ma (Odin, 1994), en $144,2 \pm 2,4$ Ma (Gradstein *et al.*, 1994, 1995) y en $141,8 \pm 2,5$ Ma (Palfy *et al.*, 2000). En ambos límites se constata una variación en los valores absolutos atribuidos por diferentes autores; concretamente en el límite Triásico-Jurásico la variación es de 6 Ma y en el límite Jurásico-Cretácico es de 9 Ma, valores que representan el 3% y 4,5%, respectivamente, en relación con la duración total. Gradstein *et al.* (1995) presentaron tablas comparativas de los valores numéricos, en millones de años, de límites entre las unidades cronoestratigráficas (sistemas y pisos) del Mesozoico. Las variaciones entre los valores de los diferentes autores se explican por las distintas bases de datos utilizadas por cada autor (o grupo de autores) y por los errores de medida de los propios métodos radiométricos. Se puede afirmar con rotundidad que, en la actualidad, se puede discutir el valor numérico preciso asignado a un límite cronoestratigráfico concreto, pero nadie cuestiona la base doctrinal de la propia datación y la validez de los métodos radiométricos, a pesar de sus limitaciones intrínsecas y de los problemas concretos que su aplicación al registro estratigráfico no en pocos casos pueden conllevar.

Finalmente dentro del Cenozoico el límite entre Paleógeno y Neógeno se establece en hace 23,80 Ma (Berggren *et al.*, 1995b) y el límite Neógeno-Cuaternario en hace 1,77 Ma (Berggren *et al.*, 1995b). Este último, límite Plioceno-Cuaternario, es muy discutido en la actualidad. Sin embargo, conviene matizar esta discusión porque no se trata de la valoración numérica del límite en años, sino del criterio estratigráfico en el que se debe basar. El límite actualmente vigente como oficial según la IUGS (*International Union of Geological Sciences*) fue establecido por criterios litoestratigráficos y bioestratigráficos por Aguirre y Pasini (1985); una vez completados los estudios de un estratotipo de límite localizado en la sección de Vrica (Calabria, Italia) cuya primera datación numérica fue de 1,64 Ma y después fue recalibrada a 1,8 Ma. Muchos autores tienden a hacerlo coincidir con el final de la inversión magnética del subcron Olduvai (hace 1,77 Ma), ya que se trata de un fenómeno isócrono, reconocible en secciones estratigráficas tanto de sedimentos marinos como continentales, mientras que otros autores (Partridge, 1977; Suc *et al.*, 1997; Naish *et al.*, 1997) con el mismo fin pretenden hacerlo coincidir con el límite de los crones de polaridad magnética Gauss-Matuyama (hace 2,48 Ma). En definitiva se discute dónde situar el límite de dos unidades cronoestratigráficas, lo cual debe ser establecido en los foros científicos internacionales correspondientes mediante acuerdo, pero no se discuten las edades numéricas de cada uno de los límites propuestos.

Las bases de datos de edades radiométricas disponibles en la actualidad permiten saber con bastante detalle la edad numérica del inicio y del final de cada piso. Así, por ejemplo, se sabe que el Frasnense (Devónico superior) empezó hace 367 Ma y terminó hace 363 Ma según Harland *et al.* (1990) mientras que dichas cifras cambian a 365 y 355 Ma, respectivamente, según Odin (1994); o que el Bathoniense empezó hace $169,2 \pm 4$ Ma y terminó hace $164,4 \pm 3,8$ Ma (Gradstein *et al.*, 1994, 1995) y que el Tortoniense empezó hace 11,20 Ma y terminó hace 7,12 Ma (Berggren *et al.*, 1995b).

En la figura 5 se presenta una tabla actualizada, para el Mesozoico y Cenozoico, de las unidades cronoestratigráficas, del rango de serie y piso, aceptadas por la IUGS con las dataciones numéricas de sus límites de acuerdo con las tablas de Gradstein *et al.* (1994, 1995) y de Hardenbol *et al.* (1998). En dicha figura se puede observar la enorme variabilidad en la duración, expresada en millones de años, entre los diferentes pisos, algunos con valores superiores a 13 Ma y otros con valores inferiores a 1 Ma. Los límites de las unidades biocronoestratigráficas más pequeñas conocidas (biozonas y subzonas) de diferentes taxones están igualmente calibrados, con valores muy precisos de edades numéricas para el Mesozoico y Cenozoico (Hardenbol *et al.*, 1998). Los valores de las tablas biocronoestratigráficas de estos últimos autores se expresan en millones de años con dos cifras decimales, por tanto, con una precisión de decenas de miles de años.

En definitiva, usando estas tablas de equivalencias de edades relativas a edades numéricas, cualquier unidad bioestratigráfica (delimitada por los fósiles) puede ser calibrada y, con ello, pueden conocerse los valores numéricos, en millones de años,

Erátoma (Era)	Sistema (Periodo)	SERIE (Epoca)	PISO (Edad)	Edad (Ma)	Facies o unidades locales (en parte pisos continentales)	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		0,01		
		PLEISTOCENO		<i>Lioniense</i>	0,95	
	NEÓGENO	PLIOCENO	Superior	Gelasiense	1,77	
			Inferior	Piacenziense	2,60	Villafranquiense
				Zanclensiense	3,58	Rusciniense
				Messiniense	5,32	Turoliense
		MIOCENO	Superior	Tortonense	7,12	Vallesiense
				Serravaliense	11,20	
			Medio	Langhiense	14,80	
				Burdigaliense	16,40	Aragoniense
			Inferior	Aquitaniense	20,82	
					23,80	Ramblense
	PALEÓGENO	OLIGOCENO	Superior	Chattense	28,50	
			Inferior	Rupeliense	33,7	
		EOCENO	Superior	Priaboniense	37,0	
				Bartoniense	41,3	
			Medio	Luteciense	49,0	
			Inferior	Ypresiense	54,8	
		PALEOCENO	Superior	Thanetiense	57,9	
				Selandiense	60,9	
			Inferior	Daniense	65,0	Facies Garum
					71,3	
	MESOZOICO	CRETÁCICO	Superior	Maastrichtiense	71,3	
				Campaniense	83,5	
				Santoniense	85,8	
				Coniaciense	89,0	
				Turonense	93,5	
			Cenomaniense	98,9		
Inferior			Albiense	112,2		
			Aptiense	121,0	Facies Utrillas	
			Barremiense	127,0	Facies Urgon	
			Hauteriviense	132,0		
		Valanginiense	137,0	Facies Weald		
		Berriasiense	144,2			
		Tithoniense	150,7	Facies Purbeck		
			154,1			
JURÁSICO		Superior (Malm)	Kimmeridgiense	154,1		
			Oxfordiense	159,4		
		Medio (Dogger)	Calloviense	164,4		
			Bathoniense	169,2		
		Inferior (Lías)	Bajociense	176,5		
			Aalenense	180,1		
			Toarciense	189,6		
			Pliensbachiense	191,5		
				195,3		
				201,9		
TRIÁSICO		Superior	Rhaetiense	206,7		
			Noriense	209,6	Facies Keuper	
			Carniense	220,7		
		Medio	Ladiniense	227,4		
	Anisiense		234,3	F. Muschelkalk		
	Inferior	Olenekiense	241,7			
		Induiense	244,8	F. Buntsandstein.		
		248,2				

FIGURA 5.- Escala de tiempo geológico calibrado para el Mesozoico y Cenozoico. Las unidades cronoestratigráficas son las admitidas oficialmente por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), a las que se han añadido con letra cursiva otras de uso en Europa. Los valores numéricos de edad en millones de años (Ma) son los de Gradstein et al. (1995) y de Hardenbol et al. (1998).

de su inicio y de su final. Por todo ello los estudios bioestratigráficos de los fósiles más significativos en cada intervalo de tiempo constituyen la herramienta fundamental, y generalmente la más precisa (con excepción del Cuaternario), para introducir la coordenada tiempo en el estudio de secciones estratigráficas. Con excesiva frecuencia se suelen estudiar separadamente los aspectos físicos de las rocas estratificadas (litología, texturas, estructuras, geometrías, etc.), de los que se ocupa el estratígrafo clásico, y los aspectos bioestratigráficos de los que se ocupan los paleontólogos. Resulta recomendable que el estratígrafo trabaje en estrecha colaboración científica con los especialistas en el estudio biocronoestratigráfico de los fósiles de mayor interés para cada intervalo de tiempo. A lo largo de mi vida profesional me honro de haber realizado múltiples colaboraciones con paleontólogos que abordan los aspectos bioestratigráficos, hasta el punto que he publicado trabajos en colaboración con treinta y tres paleontólogos diferentes, especialistas de aquellos taxones que suministran una información más valiosa para la datación de las rocas estratificadas que en cada caso yo estudiaba (Mesozoico y Cenozoico). Concretamente, en los estudios de rocas estratificadas formadas en medios marinos, he colaborado con especialistas en ammonites, foraminíferos, nanoplancton y radiolarios, y para el estudio de rocas estratificadas depositadas en medios continentales, he recurrido a especialistas en vertebrados, tanto en macromamíferos como en micromamíferos.

Igualmente las unidades definidas en las secciones estratigráficas delimitadas por inversiones magnéticas sucesivas (unidades magnetoestratigráficas) han podido ser calibradas con lo que se obtienen “*unidades magnetocronoestratigráficas*”. Las dataciones para el Cenozoico se hacen con una gran precisión (Berggren *et al.*, 1995a,b), mientras que para el Cretácico y Jurásico superior tienen una precisión menor (Cande y Kent, 1992, 1995; Ogg, 1995). Para el Jurásico inferior-medio y para el Triásico las escalas magnetoestratigráficas y magnetocronoestratigráficas propuestas son más imprecisas y tienen un cierto carácter provisional (Gradstein *et al.*, 1994; Ogg, 1995). Para el Paleozoico, por el momento, no se cuentan con escalas magnetoestratigráficas fiables, y las únicas disponibles corresponden a solo una parte de los periodos más recientes (Carbonífero y Pérmico) y tienen un marcado carácter provisional.

Grado de resolución de la escala del tiempo geológico

Los intervalos de tiempo más cortos que se reconocen mediante la bioestratigrafía convencional son los que se hacen a partir de los ammonites, en el Jurásico: las tablas más recientemente publicadas (Hardenbol *et al.*, 1998) diferencian 168 intervalos temporales basados en subzonas de ammonites que al cubrir un intervalo total de unos 61,5 millones de años (Ma), tienen una duración media estadística de 0,35 Ma. En estas tablas se proporcionan también los valores de duración de cada biozona y subzona, de modo que las biozonas de más corta duración son de unos 0,07 Ma, mientras que las de más larga duración son de unos 0,7 Ma. Mediante otros grupos de fósiles y para otros intervalos temporales también es posible establecer divisiones cronoeestratigráficas muy cortas; así sucede con los graptolites del Ordovícico con biozonas de duración media de unos 1,5 Ma y los del Silúrico con duración media

inferior (del orden de 1 Ma). Los conodontos en el Devónico permiten delimitar biozonas con una duración media estadística de 1 Ma. Los fusulínidos (foraminíferos) del Carbonífero sirven para definir biozonas de unos 2 Ma. La duración media de las biozonas basadas en foraminíferos planctónicos durante el Cenozoico varía desde 1,2 Ma a 3 Ma y en el Cretácico varía de 2,5 Ma a 4 Ma (Vera 1999)⁷. Se puede llegar al máximo grado de precisión si se utilizan simultáneamente los datos bioestratigráficos de varios taxones, combinando los biohorizontes de primera aparición y última presencia de organismos de más de un taxón, aplicando la denominada bioestratigrafía integrada (Bralower *et al.*, 1995).

Las escalas magnetocronoestratigráficas disponibles en la actualidad para el Mesozoico y Cenozoico tienen dataciones precisas de los límites de crones de polaridad sucesivos. Observando con atención las tablas de Hardenbol *et al.* (1998) se puede establecer que el intervalo temporal más reducido para el Cenozoico es de 0,32 Ma (cron C7A) y para el Cretácico es de 0,25 Ma (cron M6), mientras que el valor medio de la duración está claramente por encima del millón de años. Berggren *et al.* (1995a,b), para el Cenozoico, proporcionan unos datos muy precisos de edades calibradas para los intervalos de diferente polaridad magnética: para un total de 65 Ma establecen 174 divisiones temporales, duración media estadística de 0,37 Ma, con variaciones en los valores desde 0,07 Ma (subcron de polaridad inversa Kaena C2An.1r) a 2,557 Ma (subcron de polaridad inversa 24r). La precisión es mayor para los últimos 15 Ma (con 75 divisiones, media estadística de 0,2 Ma), mientras que entre hace 15 Ma y hace 65 Ma establecen 100 divisiones (media estadística 0,5 Ma).

En definitiva, se puede decir que, con la excepción del Cuaternario (donde las subdivisiones son aún más precisas), los intervalos más pequeños de tiempo geológico reconocibles a partir del registro estratigráfico mediante los fósiles y el manejo de escalas de tiempo geológico calibrado, son del orden del 0,5 Ma y que con mucha frecuencia están por encima del Ma. Todo ello siempre que se tratase con rocas estratificadas que contengan fósiles clasificables de los taxones más significativos para el estudio bioestratigráfico. Si se utilizan, además, las escalas magnetoestratigráficas las precisiones son semejantes, aunque para intervalos de tiempo recientes (p. ej. el comprendido entre hace 10 Ma y hace 0,770 Ma), sobre todo si se usan conjuntamente ambas escalas (bioestratigráfica y magnetoestratigráfica), la precisión de las subdivisiones de las escalas cronoestratigráficas pueden ser aún mayor.

En el caso del Cuaternario, la utilización conjunta de numerosos criterios estratigráficos y, muy especialmente, de la geoquímica de isótopos estables de oxígeno⁸ ha

7. Los intervalos más cortos delimitados con el taxón más preciso para cada intervalo de tiempo según los cálculos de Vera (1994, 1999) elaborados a partir los datos de las tablas de Haq *et al.* (1988) son: Triásico (1,5 Ma), Jurásico (0,35 Ma), Cretácico (0,9 Ma), Paleógeno (1,35 Ma) y Neógeno (1,2 Ma).

8. Medidos a partir del análisis de las conchas carbonatadas de los microfósiles (foraminíferos planctónicos y bentónicos, sí como el nannoplancton) extraídos de testigos continuos de sondeos efectuados en los sedimentos marinos profundos,

permitido diferenciar la sucesión de intervalos cronoestratigráficos de validez para la correlación y datación global más completa y precisa establecida hasta la fecha. Baste decir que algunas de las subdivisiones quimioestratigráficas establecidas tienen una duración inferior a, incluso, 10.000 años. Las curvas de estos valores de los isótopos estables del oxígeno (Emiliani, 1978; Williams *et al.*, 1988; Shackleton *et al.*, 1990) constituyen un excelente criterio de correlación precisa. Cada uno de los picos y valles de las citadas curvas de las razones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$) constituye un intervalo quimioestratigráfico diferenciable (estadio isotópico) y correlacionable a escala mundial. En la figura 6 se presentan un ejemplo de correlación entre los estadios isotópicos en dos testigos tomados en los sedimentos del último millón de años del fondo oceánico, uno del Pacífico y otro del Atlántico, en los que los intervalos de tiempo diferenciados son del orden de los 40.000 años. Dentro de cada estadio iso-

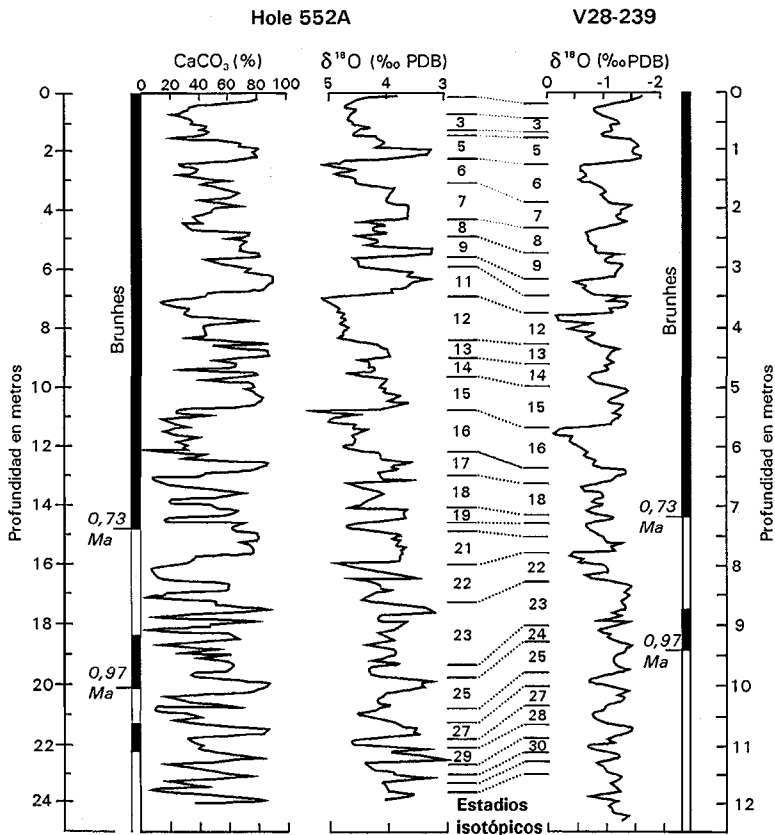


FIGURA 6.- Correlación entre un testigo de un sondeo del DSDP, Hole 552 A, del Atlántico Norte y un testigo de pistón (V-28-239) del Pacífico Ecuatorial, según Shackleton y Opdyke (1976). Se comparan los datos geoquímicos (carbonatos e isótopos estables de oxígeno) de los últimos 1,3 millones de años (Ma), en los que se diferencian más de 30 estadios isotópicos, correlacionables en todo el globo terráqueo. Se utilizan los datos magnetocronoestratigráficos como control de dicha correlación.

tópico, a partir de variaciones de orden menor en la razón isotópica se llegan a diferenciar intervalos temporales del orden de los 10.000 años e incluso menos como anteriormente se adelantaba.

La validez de la quimioestratigrafía isotópica como herramienta de correlación y datación relativa global para los tiempos geológicos cuaternarios (y precuaternarios más recientes) está avalada por una ingente cantidad de información acumulada en los últimos 45 años, principalmente a partir del análisis de testigos de sedimentos marinos profundos, entre ellos los obtenidos por el DSDP y el ODP. Los estudios realizados demuestran que las curvas de fluctuación del $\delta^{18}\text{O}$ constituyen un registro cronoclimatoestratigráfico de alta resolución en el que quedan muy precisamente recogidas las fluctuaciones climáticas que afectaron a la Tierra en su conjunto, y que incluso dejaron su huella en el medio oceánico. Más aún, dado que dicha curva es una función oscilatoria más o menos periódica, por tanto susceptible de análisis matemático mediante análisis espectral o de Fourier, se ha demostrado fehacientemente que las causas principales (aunque no únicas) del cambio climático cuaternario están relacionadas con fluctuaciones en la insolación predichas por la Teoría de Milankovitch.

Excepcionalmente en los sedimentos más recientes del Cuaternario (Holoceno y Pleistoceno terminal) de algunos medios sedimentarios particulares se pueden reconocer laminaciones de espesor centimétrico a milimétrico, que son expresión de ciclos anuales (*varvas*). Mediante un estudio detallado, a partir de ellas se pueden establecer cronologías de fenómenos de duración anual o de decenios o milenios, principalmente –aunque no exclusivamente– climáticos (Anderson y Dean, 1988; Anderson, 1996; Schimmelmann y Lange, 1996; Bond *et al.*, 1997; Raymo *et al.*, 1998; Fairchild *et al.*, 2001).

Criterios de división de las unidades estratigráficas

Uno de los objetivos fundamentales de los estudios estratigráficos, incluso antes de la propia separación de la Estratigrafía de su tronco común, la Geología, ha consistido en la delimitación de conjuntos de estratos con rasgos comunes, y en su definición como “unidades estratigráficas”. Los criterios usados para la definición de unidades estratigráficas han sido objeto de encendidos debates ya que se han contrapuesto, a menudo y con el máximo rigor, dos concepciones metodológicas de trabajo muy dispares. De una parte estaban los estratígrafos que, con sus estudios sólo pretendían delimitar unidades asimilables a intervalos de tiempo geológico sucesivos, esencialmente basadas en su contenido en fósiles. De otra parte estaban los geólogos de las industrias del petróleo y del carbón que definían, con nombres locales, unidades prácticas, que eran volúmenes de rocas diferenciables en un mapa geológico o en un perfil sísmico, sin plantearse tan siquiera cual era su edad. Este doble planteamiento llevó a una situación caótica de la nomenclatura estratigráfica, que se establecieran unas normas de nomenclatura, desde organismos oficiales como la

IUGS y algunas sociedades geológicas. Dichas normas se hicieron de obligado cumplimiento en los trabajos que publicaban las revistas de estas sociedades.

En 1976 se publicó la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1976) auspiciada por la IUGS y casi veinte años después se publicó la segunda versión actualizada (Salvador, 1994). Entre ambas versiones se publicaron el código de nomenclatura americano (NASCN, 1983) y el inglés (Whittaker *et al.*, 1991). Todos estos documentos regulan la definición y el uso de las unidades estratigráficas. En ellos se delimitan las unidades *formales*, que son las definidas de acuerdo con la normativa que se regula en dichos documentos, de las *informales*, que son unidades de trabajo locales y provisionales, que no se adaptan a la norma. El gran avance científico realmente vino como consecuencia del establecimiento del uso obligatorio de unidades formales en los trabajos que se publicaban en las revistas científicas más importantes, muy especialmente de las unidades cronoestratigráficas.

Bases conceptuales de la división de unidades estratigráficas

En las normativas internacionales de nomenclatura se diferencian dos tipos de unidades estratigráficas (observables y no observables). Las *unidades observables* son aquellas que se ven o bien directamente en el campo o bien indirectamente mediante la medida de propiedades de rocas (magnetismo remanente) o bien en gráficos de subsuelo, como los perfiles sísmicos. Las *unidades no observables* son las que se deducen a partir de la interpretación de las anteriores, la mayoría de ellas relacionadas con el tiempo.

Los códigos y guías internacionales de nomenclatura estratigráfica (Hedberg, 1976; NASCN, 1983; Whittaker *et al.*, 1991; Salvador, 1994) establecen las bases conceptuales de la división de las unidades estratigráficas y la normativa para su definición y de uso de cada uno de los tipos. Entre las unidades observables se diferencian las *unidades litoestratigráficas*, que son los volúmenes de rocas estratificadas delimitados por su litología y que hay que definir formalmente con expresión de una sección estratigráfica de referencia (estratotipo unidad) de la que toma su nombre. Igualmente delimitan las *unidades bioestratigráficas*, como volúmenes de rocas diferenciados por el contenido paleontológico. Las *unidades magnetoestratigráficas* que son volúmenes de rocas delimitados por sus características del magnetismo remanente, y que corresponden especialmente a los intervalos sucesivos de diferente polaridad (normal o inversa). Las *unidades quimioestratigráficas* que son los volúmenes de rocas delimitados por rasgos geoquímicos entre las que destacan los estadios isotópicos establecidos a partir de las variaciones en los isótopos estables de oxígeno (Emiliani, 1978; Williams *et al.*, 1988).

Entre las *unidades no observables*, un primer tipo son las unidades con referencia temporal, que son las unidades establecidas por la valoración numérica (calibración) de las unidades bio-, magneto- y quimio- estratigráficas, que se denominan, respectivamente, unidades biocrono-, magnetocrono- y quimiocrono- estratigráficas.

Un segundo tipo de unidades no observables (el más importante) es el de las *unidades cronoestratigráficas*, que son los volúmenes correspondientes a cada una de las divisiones del tiempo geológico de la escala de tiempo global o escala cronoestratigráfica universal de referencia (Vera, 1994) en la que se establecen unidades de diferente rango (eontema, eratema, sistema, serie, piso y biocronozona) y que equivalen a los materiales depositados en los intervalos de tiempo geológico sucesivos (eón, era, periodo, época, edad y biocrón). Como ya se ha indicado, la mayoría de estas unidades, hasta el rango de piso-edad, fueron establecidas en el siglo XIX y se mantienen en la actualidad, incluso con sus mismos nombres, aunque con una definición más correcta de su sección de referencia (*estrato tipo*). En algunos casos se han reemplazado por unidades nuevas más correctamente definidas. Finalmente se incluyen, entre las unidades no observables, las *unidades aloestratigráficas* (NACSN, 1983) o "*unidades limitadas por discontinuidades*" (Salvador, 1994) que son unidades (volúmenes de rocas) diferenciadas en el relleno de una cuenca sedimentaria y delimitadas por discontinuidades significativas.

Continuidad y discontinuidad en el registro estratigráfico

Uno de los aspectos más interesantes del estudio de las secciones estratigráficas y, por tanto, de la reconstrucción del registro estratigráfico es la delimitación de los intervalos de tiempo sin depósito, que se intercalan entre otros intervalos temporales con depósito. El estudio de los medios sedimentarios actuales permite conocer que, en algunos de ellos, la sedimentación es episódica, alternándose intervalos prolongados de tiempo sin depósito con otros cortos de depósito brusco (por ejemplo en los medios fluviales). En otros medios alternan intervalos con depósito y sin depósito de una duración semejante (por ejemplo, en los medios mareales), mientras que en otros tipos de medios la sedimentación parece más continua, como sucede en los medios marinos pelágicos. Sin embargo desde el primer momento es necesario diferenciar los intervalos "normales" y frecuentes sin depósito de un medio sedimentario (*dias-temas*), aunque se trate de una sedimentación episódica, de los intervalos "excepcionales" de mucha duración sin depósito (*discontinuidades estratigráficas*).

Algunos autores (Ager, 1981; Vera, 1994) han establecido un símil curioso entre el registro estratigráfico y la música. En él se dice que en la música tan importantes son las notas como los silencios. Así en el registro estratigráfico, son tan importantes los intervalos de tiempo representados en rocas estratificadas como los intervalos sin depósito. Profundizando en el símil igual que en la música hay silencios cortos, entre nota y nota, hay otros más prolongados, entre los diferentes movimientos de un concierto o de una sinfonía. En un registro estratigráfico igualmente hay intervalos sin depósito frecuentes y cortos, coincidentes con las superficies de estratificación y otros de mayor duración.

Los conceptos de continuidad y discontinuidad estratigráfica se utilizan para denominar la relación genética entre dos unidades de rocas estratificadas superpuestas. Se dice que hay continuidad cuando entre ambas unidades no falta un intervalo

de tiempo medible, mientras que se dice que hay discontinuidad cuando falta un intervalo de tiempo medible. La pregunta surge inmediatamente: ¿A qué llamamos intervalo de tiempo medible? La respuesta estricta sería: el intervalo de tiempo menor que seamos capaces de diferenciar, por cualquiera de los métodos disponibles. En los sedimentos más recientes (Cuaternario - Plioceno superior) como mínimo sería de 10.000 años que es la duración de una fracción diferenciable en un estadio isotópico, de la escala quimicronoestratigráfica o incluso menos si disponemos de instrumentos de datación suficientemente precisos. Para el resto del Cenozoico y para el Mesozoico este intervalo de tiempo medible sería como mínimo de medio millón de años, aplicando los métodos biocronoestratigráficos y/o magnetocronoestratigráficos más precisos. Para el Paleozoico como mínimo sería de un millón de años, usando esencialmente métodos biocronoestratigráficos. Finalmente para el Precámbrico los únicos métodos de datación aplicables serían directamente los radiométricos sobre rocas ígneas y los intervalos menores medibles serían de decenas o centenas de millones de años.

El estudio sistemático de las discontinuidades estratigráficas, su clasificación, la valoración del intervalo temporal que está ausente en las mismas y su significado en relación con procesos locales (*autocíclicos*) o globales (*alocíclicos*) han sido y son algunos de los temas preferentes en los que mi equipo de investigación de la Universidad de Granada (incluyendo a una parte del equipo actual de la Universidad de Jaén), ha trabajado durante los últimos veinte años. Las novedades más significativas obtenidas, así como una valoración de la problemática pendiente, serán tratadas dentro del epígrafe “La interpretación del registro estratigráfico: una visión de futuro”. Solamente adelantaré aquí que en cada uno de los dos grandes tipos de discontinuidades reconocibles (con concordancia y con discordancia) hay un subtipo que merece especial atención por el interés de la información que suministra precisamente encaminada a la interpretación del registro estratigráfico.

Entre las “discontinuidades con concordancia” se destacan por su interés las denominadas *paraconformidades*. En estas discontinuidades hay paralelismo entre los estratos infrayacentes, la propia superficie de discontinuidad⁹ y los estratos suprayacentes. Tales discontinuidades pueden pasar desapercibidas y confundirse con continuidades, especialmente ante la ausencia de fósiles. Se conoce que en los medios sedimentarios en los que aparentemente hay una continuidad más perfecta (medios marinos pelágicos) estas paraconformidades son bastante frecuentes. En los estudios oceanográficos de materiales del Cenozoico de los fondos marinos actuales, efectuados por los grandes proyectos de investigación oceanográfica (*DSDP* y *ODP*), se han reconocido paraconformidades que alcanzan una extensión muy amplia (p. ej. Aubry, 1995). El estudio de las paraconformidades y la datación preci-

9. El paralelismo de la superficie de la discontinuidad con respecto a los estratos infrayacentes se plantea a las escalas del afloramiento y la cartográfica, de manera que en detalle puede presentar irregularidades de algunos centímetros o decímetros (Vera, 1994).

sa del intervalo de tiempo sin depósito reflejado en ellas tiene gran interés ya que permite delimitar intervalos temporales significativos en la historia del relleno de las cuencas sedimentarias.

Entre las “discontinuidades con discordancia” destacan por su interés las *discordancias sintectónicas*, definidas originariamente por Riba (1973, 1976) en el Pirineo catalán y que han sido reconocidas posteriormente en otros muchos autores y en muy diversos ámbitos geográficos. El estudio de las discontinuidades con discordancia, en general, nos permite conocer la edad de las fases de deformación tectónica. Entre ellas, las discordancias sintectónicas son, sin duda, la mejor expresión de una deformación que afectó a un conjunto de rocas estratificadas contemporáneas de su sedimentación, y la datación de las rocas implicadas permite precisar el momento exacto de máxima deformación tectónica. El estudio de las discontinuidades con discordancia que lateralmente pasan a superficies de continuidad correlativa, entre ellas las discordancias sintectónicas, constituye la base de la denominada “*Estratigrafía Secuencial*” (Vail *et al.*, 1987; Haq, 1991; Emery y Myers, 1996), nueva metodología de uso actualmente generalizado en el estudio de los volúmenes de rocas que constituyen el relleno de las cuencas sedimentarias y en la correlación entre los registros estratigráficos de diferentes cuencas.

Fenómenos graduales y eventos

La controversia científica “*catastrofismo-uniformismo*” desarrollada entre 1830-1840, a la que anteriormente se aludió, se decantó de manera casi unánime a favor del “*uniformismo*” (o uniformitarismo) con la consiguiente aplicación desde entonces del “*método actualista*”. La emisión y sobre todo la aceptación casi generalizada del principio del uniformismo marcó el inicio de la Geología moderna y el propio nacimiento de la Estratigrafía a partir de ella (Vera, 1994). El estudio de los fenómenos actuales permite interpretar los procesos geológicos de tiempos anteriores. Los modelos propuestos para la interpretación de medios sedimentarios antiguos se basan, fundamentalmente, en la observación de los medios sedimentarios actuales. Igualmente, a partir de las medidas de la tasa (o de la velocidad) de los diferentes procesos geológicos actuales, se ha deducido la duración de los fenómenos acaecidos en tiempos anteriores y reconocidos en el registro estratigráfico.

Siglo y medio después, hacia 1980, la polémica uniformismo-catastrofismo se abre de nuevo y las dos doctrinas, que hasta entonces se habían considerado contrapuestas, encuentran un lugar común. Nace así el “*catastrofismo actualista*” (Hsü, 1983; Vera, 1990), el “*nuevo uniformitarismo*” o el “*nuevo uniformismo*” (Berggren y van Couvering, 1984; Vera, 1990), el “*nuevo catastrofismo*” (Ager, 1993) o el “*postuniformitarismo*” (Alvarez, 1997). Resulta complejo establecer con exactitud el momento en el que se cuestionó la validez absoluta del principio del uniformismo y empezó a tomar fuerza esta nueva concepción doctrinal. Sin embargo, sí que mere-

ce destacarse el papel desempeñado por el artículo de Alvarez *et al.* (1980) en el que se propuso que, coincidiendo con el límite Cretácico-Terciario (hace 65 Ma), ocurrió el impacto de un asteroide sobre la Tierra que ocasionó cambios muy notables en la biosfera (una extinción en masa) y que quedó registrado con anomalías geoquímicas en la capa que marca dicho límite en las secciones estratigráficas que se detectan en el manifiesto en anomalías positivas de elementos químicos que están enriquecidos en los meteoritos (p. ej. iridio) o con concentraciones de partículas formadas por la fusión de la corteza terrestre por efecto del impacto (microtectitas). Este trabajo, entre cuyos firmantes figuraba un Premio Nóbel de Física (L.W. Alvarez) y su hijo (W. Alvarez), tuvo una enorme difusión y se puede considerar como el que marcó la necesidad de admitir, que en la Tierra, además de acaecer los fenómenos normales que vemos todos los días (*fenómenos graduales*), han ocurrido otros fenómenos episódicos y bruscos (*eventos*), con frecuencia catastróficos, que han quedado de hecho registrados en secciones estratigráficas de muy diversas regiones. En definitiva se puede decir que este trabajo marcó el inicio de la reconciliación de dos teorías que hasta entonces parecían antagónicas (el catastrofismo y el uniformismo).

Esta nueva concepción filosófica consiste, como sugiere el principio del uniformismo, en aplicar el “*método actualista*” pero, en este caso, tomando como referencia un intervalo de tiempo mucho mayor que el de la duración de una generación, intervalo de tiempo de referencia normal que usa el hombre al hablar de “la actualidad”. El intervalo que se toma de referencia para aplicar el método actualista en esta nueva concepción es como mínimo el de la duración del Cuaternario, con lo que la frase original de que “*el presente es la clave del pasado*” con la que se emitió el principio del uniformismo se podría cambiar a “*el Cuaternario es la clave del pasado y del futuro*”. Entre otras razones, por ésta es por lo que el estudio del Cuaternario ha alcanzado una enorme importancia en los últimos años hasta el punto de haberse convertido en una verdadera vanguardia de la Geología (Vera, 1994).

Concepto de evento; tipos de eventos: su reconocimiento

Como consecuencia de la aplicación de la nueva concepción doctrinal (el catastrofismo actualista o el nuevo uniformismo) se hace necesario profundizar en el concepto de “*evento*”. En mi discurso de ingreso en la Academia de Ciencias de Granada traté sobre la “Geología y Estratigrafía de eventos” (Vera, 1990). Allí definía los eventos como fenómenos raros y episódicos que quedan reflejados en el registro estratigráfico y que se superponen a los fenómenos normales y frecuentes. En mi libro posterior (Vera, 1994) insistía en las dos ideas fundamentales que figuran en la definición: la primera que se trate de un fenómeno raro y episódico (frecuentemente catastrófico) y la segunda que quede reflejado en el registro estratigráfico. La segunda de las ideas resulta ser fundamental ya que solamente se deben denominar como “*eventos*” en el sentido estratigráfico del término, a aquellos fenómenos que quedan reflejados en el registro estratigráfico o mejor dicho a aquellos que los estratígrafos son capaces de reconocer en el estudio de las secciones estrati-

gráficas. En la primera de las ideas se plantea un cierto paralelismo entre eventos y catástrofes. Sin embargo, conviene matizar que el término catástrofe, dado que éste se aplica preferentemente a aquellos fenómenos geológicos que causan daños importantes en zonas habitadas, por lo que su aplicación en tiempos anteriores a la aparición del hombre resulta difícil o por lo menos problemática. Por otra parte algunos “eventos” son de hecho cambios importantes y profundos -rápidos a nivel del tiempo geológico- de algunos parámetros que no implican necesariamente catástrofes¹⁰.

Einsele (1998) denominó “*horizontes del evento*” a los niveles diferenciables en una sección estratigráfica que constituyen el reflejo de un evento. Algunos de estos horizontes de evento pueden ser fácilmente reconocidos y son, estrictamente, la expresión de fenómenos catastróficos por su propia naturaleza, como es el caso de un nivel piroclástico depositado tras la explosión de un volcán. Otros tipos de eventos requieren estudios detallados y el uso de técnicas instrumentales complejas para su reconocimiento en las series estratigráficas. Resulta evidente que muchos fenómenos catastróficos antiguos no quedan reflejados en las secciones estratigráficas o simplemente pueden pasar desapercibidos en la interpretación de estas secciones estratigráficas y por tanto no pueden ser considerados como eventos.

Los eventos pueden clasificarse de acuerdo con la causa principal que los originan (figura 7). En trabajos anteriores (Vera, 1990, 1994) diferencié los siguientes tipos elementales: a) *eventos cósmicos*, ocasionados por la entrada de material extraterrestre; b) *eventos magnéticos*, entre ellos los más significativos son las inversiones magnéticas; c) *eventos tectónicos*, momentos culminantes de etapas de deformación tectónica; d) *eventos sísmicos*, grandes terremotos que quedan reflejados en secciones estratigráficas; e) *eventos volcánicos*, en especial etapas de explosión de volcanes y depósitos piroclásticos, incluidas las cenizas; f) *eventos climáticos*, momentos excepcionalmente rápidos de cambio climático; g) *eventos eustáticos*, cambios bruscos del nivel de los mares que afectaron al conjunto de la Tierra; h) *eventos oceanográficos y geoquímicos*, cambios bruscos en el régimen de circulación y/o en el quimismo de las aguas oceánicas; i) *eventos sedimentológicos*, depósitos excepcionales producidos por fenómenos catastróficos; y j) *eventos biológicos o bioeventos*, momentos de extinciones masivas. En el primero de los trabajos (Vera, 1990) cuestioné la aplicación de esta clasificación a los eventos antiguos, ya que en la realidad muchos eventos son realmente compuestos, de manera que con una única causa común se pueden producir simultáneamente cambios bruscos de varios tipos. Así por ejemplo, los eventos eustáticos están ocasionados por eventos tectónicos, o por eventos climáticos, o por ambos a la vez, y están acompañados de eventos sedimentológicos y biológicos.

10. El ejemplo más significativo es una inversión magnética (inversión total de los flujos del campo magnético terrestre), que implica un cambio de 180° de la declinación magnética, que queda reflejada en la orientación de las partículas magnéticas en las rocas sedimentarias depositadas en cualquier parte del mundo y en las rocas volcánicas intercaladas en ellas, pero que no es obligatoriamente una catástrofe.

Tipos de eventos

Según la causa principal

- Eventos cósmicos
- Eventos magnéticos
- Eventos tectónicos
- Eventos sísmicos
- Eventos volcánicos
- Eventos climáticos
- Eventos eustáticos
- Eventos oceanográficos (geoquímicos)
- Eventos sedimentológicos
- Eventos biológicos (bioeventos)

Según el criterio de reconocimiento

-- Físicos

- Discontinuidades estratigráficas
- Depósitos de eventos (eventitas)
- Niveles piroclásticos
- Niveles de microtectitas y esferulitas
- Inversiones del campo magnético

-- Químicos

- Concreciones y costras de óxidos Fe-Mn
- Niveles estratiformes de fosfatos
- Cambios bruscos en carbono orgánico
- Cambios bruscos en isótopos estables
- Cambios bruscos en elementos traza

-- Biológicos

- Debidos a factores paleocológicos
- Cambios en la tasa de desaparición
- Cambios en la productividad
- Extinciones en masa

FIGURA 7.- Clasificación de los eventos de acuerdo con diferentes criterios, modificado de Vera (1990).

Una segunda clasificación, mucho más fácil de aplicar que la clasificación genérica, es la basada en los criterios de reconocimiento de los eventos en las secciones estratigráficas (Kauffman *et al.*, 1991; Vera, 1994), lo que permite diferenciar tres tipos: eventos físicos, eventos químicos y eventos biológicos (o bioeventos), de acuerdo con el criterio principal (físico, químico y biológico, respectivamente) que sirva para reconocerlos (figura 7).

Los *eventos físicos* son aquellos que se reconocen en las secciones estratigráficas por criterios físicos, incluyendo entre ellos la observación en todas sus escalas (desde la visión directa en el campo a la microscópica) y la medida de propiedades físicas de las rocas y son esencialmente los siguientes:

1.- Superficies que marquen discontinuidades estratigráficas, en las que el inicio de la interrupción sedimentaria es generalmente la expresión de un fenómeno brusco y episódico (evento), como una bajada repentina del nivel del mar o una etapa de deformación tectónica. De su estudio detallado se pueden deducir cambios relativos del nivel del mar y de la comparación entre diferentes cuencas sedimentarias se puede interpretar si los fenómenos (eventos) fueron de carácter local, regional o afectaron al conjunto de la Tierra. Especial interés tienen aquellas discontinuidades que pueden ser reflejo de eventos globales como son las bajadas eustáticas, bruscas o más lentas (discontinuidades de tipo 1 y 2, respectivamente de Vail *et al.*, 1984).

2.- Niveles depositados por el propio evento (“eventitas”) entre los que destacan los niveles relacionados con desplomes submarinos, como los descritos recientemente en las Islas Canarias y su entorno submarino, con dimensiones gigantescas (Watts y Masson, 1995, 2001; Masson *et al.*, 2002) o los relacionados con grandes tormentas y tsumanis (Kauffman *et al.*, 1991; Ager, 1993; Einsele, 1998). Un tipo singular de expresión de eventos lo constituyen las “*sismitas*” (Seilacher, 1991) que son niveles de rocas sedimentarias que fueron afectadas por la acción de terremotos antes de su total consolidación, ocasionando una red de pequeñas fracturas y otras estructuras, que se limitan a un nivel estratigráfico concreto, el inmediatamente anterior al terremoto.

3.- Capas de evento volcánico, como los niveles piroclásticos (o tefra), depositados por la erupción explosiva de un volcán, que pueden ocupar extensiones enormes. Haeckel *et al.* (2001) reconocieron depósitos piroclásticos procedentes del volcán Pinatubo (Filipinas), de su explosión de junio de 1991, en el mar de la China en una extensión de unos 1000 km en dirección este-oeste y 500 km en dirección norte-sur. En los sondeos realizados en hielos de los casquetes glaciales de Groenlandia y la Antártida se han reconocido las cenizas volcánicas de las erupciones explosivas históricas, de los últimos mil años (Bradley, 1999) como la del Krakatoa (al oeste de la isla de Java, agosto de 1883), la del Tambora (Indonesia, año 1815) o la del Hekla (Islandia, año 1104).

4.- Capas de evento de origen cósmico, como los niveles de microtectitas y esférulas que son estratos de escaso espesor con una alta concentración de partículas redondeadas de 0,1-1 mm de diámetro (esférulas con morfologías similares a microtectitas) formadas por impactos de meteoritos sobre la Tierra, como los descritos en el nivel oscuro que marca el límite entre el Cretácico y el Paleógeno (Smit, 1990, 1999; Alvarez, 1997; Martínez-Ruiz *et al.*, 2001).

5.- Inversiones magnéticas, que son cambios bruscos y repentinos del campo magnético terrestre que se detectan en las secciones estratigráficas por un cambio total de la orientación de las partículas magnéticas de las rocas estratificadas desde episodios de polaridad normal (como en la actualidad) a episodios de polaridad inversa (la contraria a la actual), o viceversa, y que constituyen los límites de las unidades magnetoestratigráficas (Cande y Kent, 1992, 1995; Ogg, 1995). La duración de la transición entre un intervalo de una polaridad determinada y el siguiente de polaridad contraria ha sido valorada en menos de 5.000 años (Harland *et al.*, 1990), lo que resulta un intervalo temporal largo a la escala de referencia usual del hombre, pero que sin embargo resulta “instantáneo” en la escala de tiempo geológico.

Los *eventos químicos* se detectan en las secciones estratigráficas mediante análisis químicos de los componentes de las rocas sedimentarias, especialmente mediante el microanálisis de elementos menores y elementos trazas. Entre ellos merecen destacarse:

1.- Concreciones y costras de óxidos de hierro y manganeso que básicamente se presentan en relación con discontinuidades estratigráficas y que se formaron en los intervalos de tiempo en los que esencialmente no hubo sedimentación. Tienen especial interés las que están relacionadas con paraconformidades, más concretamente aquellas que están jalonadas por superficies de fondos endurecidos (*hardgrounds*), cuyo análisis detallado puede aportar una información valiosa sobre el fenómeno que marca el inicio del intervalo de tiempo sin sedimentación (hiato), además de servir para localizar las propias superficies de paraconformidad en las secciones estratigráficas.

2.- Niveles estratiformes o nodulares de fosfatos o de acumulación de acreciones o concreciones fosfatadas, a veces relacionados con las costras de óxidos de hierro y manganeso. También se suelen presentar en relación con paraconformidades entre rocas sedimentarias depositadas en medios marinos.

3.- Cambios bruscos en el contenido en carbono orgánico que marcan el inicio o final del depósito de lutitas negras (*black shales* de la bibliografía inglesa), que se interpretan como facies euxínicas, esto es, depósitos durante intervalos de tiempo en los que hubo una reducción notable del contenido de oxígeno libre en el agua del mar. Con frecuencia coinciden con "*eventos anóxicos*" que también pueden ser caracterizados por variaciones bruscas en los isótopos estables de carbono ($\delta^{13}\text{C}$).

4.- Cambios bruscos en los isótopos estables, que se miden con las razones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, que son las expresiones de la abundancia de isótopos estables minoritarios más pesados (^{18}O y ^{13}C) con respecto a los isótopos estables más abundantes y más ligeros (^{16}O y ^{12}C , respectivamente), expresados en comparación a un estándar. Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ sufren variaciones cíclicas en función de la temperatura y, sobre todo, del mayor o menor desarrollo de los casquetes glaciales. Tales eventos coinciden con cambios bruscos en la tendencia de las curvas isotópicas como los que se detectan en el Cuaternario superior (estadio isotópico 3), que se han denominado "*eventos de Heinrich*", que se relacionan con etapas de descargas masivas de partículas llevadas por los hielos flotantes (*icebergs*) en los sedimentos marinos (Bond *et al.*, 1992, 1993; Bond y Lotti, 1995; Cacho *et al.*, 1999, 2001; Martín-Chivelet, 2001; Prokopenko *et al.*, 2001). Los eventos de Heinrich podrían considerarse como eventos físicos ya que se expresan con la presencia de niveles de contenido anómalo de material detrítico llevado por los hielos flotantes, pero también como evento químico ya que han sido puestos de manifiesto de manera muy neta en cambios bruscos del $\delta^{18}\text{O}$ en testigos de hielo de los sondeos efectuados en los casquetes glaciales, como el GRIP, Summit, en Groenlandia (figura 8). Por su parte los valores de $\delta^{13}\text{C}$ también cambian cíclicamente en función de diversos factores como la biomasa en los continentes; se consideran eventos a los cambios bruscos, como son los eventos anóxicos (Jenkyns, 1980; Jiménez *et al.*, 1996; Schouten *et al.*, 2000) caracterizados por aumentos bruscos en dicha razón isotópica.

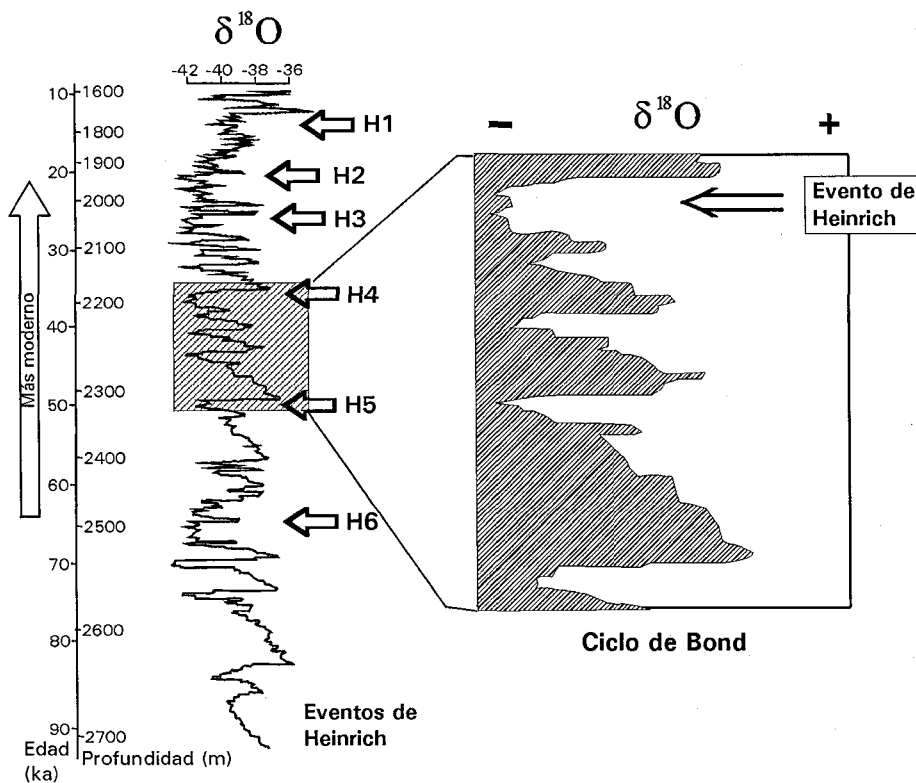


FIGURA 8.- Valores de isótopos estables de oxígeno en el sondeo GRIP, Summit, Groenlandia, efectuado con el hielo del casquete polar, en los que se marcan los seis eventos de Heinrich más recientes (H1, H2, H3, H4, H5 y H6), según Bond et al. (1993), los cuales son correlacionados por los citados autores con los detectados en los testigos de los sondeos de los fondos oceánicos del DSDP y ODP. Obsérvese que la escala vertical es de tiempo en miles de años (ka) y junto a ella se indica la profundidad en metros del sondeo a la que se encuentra el nivel correspondiente. En el recuadro de ampliación se marca con mayor nitidez la posición del evento de Heinrich.

5.- Cambios bruscos en los elementos traza que se detectan mediante técnicas de microanálisis aplicadas a múltiples muestras tomadas en niveles consecutivos de las secciones estratigráficas. Los más conocidos en la bibliografía geológica son las anomalías positivas de Ir, y otros elementos del grupo del platino, que fueron el primer argumento utilizado para reconocer eventos cósmicos de impactos de meteoritos, en especial en el límite Cretácico-Terciario (Alvarez *et al.*, 1980; Smit, 1990, 1999; Alvarez, 1997; Martínez-Ruiz *et al.*, 2001).

Los *eventos biológicos* (o bioeventos) son los que se ponen de manifiesto en las secciones estratigráficas mediante cambios bruscos y significativos del tipo de fósiles, expresados en variaciones en su diversidad y su abundancia, entre los que destacan los de desaparición brusca simultánea de gran cantidad de organismos (extinciones en masa). Se pueden diferenciar cuatro tipos, incluyendo este último, y son:

1.- Cambios debidos a factores paleoecológicos (colonización y migración) como los ocasionados en relación con cambios del nivel del mar. Especial interés tiene el estudio de los niveles estratigráficos en los que coinciden los biohorizontes de primera aparición o de última presencia de un número significativo de géneros y especies.

2.- Cambios de la tasa de desaparición de los fósiles que se ponen de manifiesto por la desaparición brusca de géneros y especies, aunque con una menor intensidad que en las extinciones en masa. Se interpretan como expresión de cambios repentinos en el medio sedimentario, como los ocasionados por descensos rápidos del nivel del mar.

3.- Cambios de la productividad expresados especialmente en los microfósiles (foraminíferos, radiolarios, nanoplancton, etc.) y que implican alternancias de episodios con una mayor o menor abundancia y diversidad, con límites bruscos (eventos) y que en muchos casos son expresión de cambios climáticos.

4.- Extinciones en masa, sin duda los bioeventos más importantes, son los fenómenos de desaparición masiva de multitud de taxones, que se expresan en las secciones estratigráficas con la coincidencia, en un mismo nivel estratigráfico, de multitud de biohorizontes de última presencia. A lo largo de la historia de la Tierra han ocurrido varias extinciones en masa muy notables, coincidiendo con los límites Ordovícico-Silúrico, Devónico-Carbonífero, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico y Cretácico-Terciario (Linares, 1989; Sepkoski, 1995; entre otros). La coincidencia de los bioeventos con los grandes límites de unidades cronoestratigráficas se debe a que justamente el criterio de cambio en los fósiles fue el utilizado originariamente para definir estos límites. Como ocurría con las inversiones del campo magnético, la duración de los bioeventos de extinción en masa se puede calcular que ocurrió durante unos pocos miles de años, al menos en algunos casos, lo que geológicamente se puede considerar como un fenómeno instantáneo.

Einsele (1998) clasificó los eventos con un criterio genético y diferenció cuatro tipos esenciales: a) *eventos deposicionales* que incluyen los depósitos de eventos (o

eventitas) y los niveles piroclásticos, de la clasificación anterior; b) *eventos no deposicionales y erosivos* que incluyen esencialmente a las discontinuidades de la clasificación anterior; c) *otros eventos físicos raros* que incluyen a las sismitas y a los niveles de impactos de meteoritos; y d) *eventos biológicos*.

Principio de la simultaneidad de eventos

Aceptados tanto el concepto de evento como la nueva filosofía del “catastrofismo actualista” o “nuevo uniformismo” se emite el quinto principio fundamental de la Estratigrafía o “*principio de la simultaneidad de eventos*”. La primera vez que se incluyó como tal este principio fue en mi libro de Estratigrafía (Vera, 1994) en el que se decía “*los eventos pueden quedar reflejados en los estratos de muy diferentes localidades y constituyen un excelente criterio de correlación, a veces, a escala mundial*”. Para poderlo aplicar es necesario que se reconozca en secciones estratigráficas (condición obligatoria del propio evento) de muy diversas localidades y que presente rasgos significativos y diferenciables de otros niveles con características afines.

Las bases doctrinales habían sido expuestas y aplicadas previamente por Kauffman (1986, 1988) y Kauffman *et al.* (1991). Estos autores plantearon la posibilidad de hacer correlaciones muy precisas entre secciones estratigráficas separadas entre sí por distancias muy diferentes, desde las que están dentro de una misma cuenca sedimentaria hasta aquéllas que cubren buena parte de la superficie terrestre. Puesto que los eventos se pueden reconocer a escala local, regional y global la correlación entre ellos, y la aplicación de este principio, puede hacer en función de estos tres tipos de escala.

Un ejemplo de aplicación a escala local sería la correlación de paquetes de turbiditas o de tempestitas, dentro de un mismo sector de una cuenca sedimentaria. La aplicación de este principio fundamental consiste en considerar isócrona la base de los paquetes de materiales redepositados, estos es, considerar que el inicio de la sedimentación de las turbiditas o de las tempestitas se debió a un fenómeno catastrófico local (o incluso regional) tal vez inducido por un gran terremoto (o un tsumani) o una bajada brusca del nivel del mar.

Pueden citarse varios ejemplos de aplicación de este principio a escala regional, por tanto afectando a una cuenca sedimentaria en su totalidad. El primero de ellos se basa en el estudio y reconocimiento de niveles piroclásticos, incluidos los niveles de bentonitas derivados de la alteración de aquellos, que permiten establecer correlaciones muy precisas entre secciones estratigráficas de una misma cuenca sedimentaria distantes entre sí desde 100 km a 700 km (Kauffman, 1988). El segundo ejemplo se basa en el estudio de las discontinuidades estratigráficas reconocidas en una cuenca sedimentaria, que permite establecer momentos significativos de cambio que afectaron al conjunto de la misma. Un tercer ejemplo de aplicación de este principio en el ámbito de una cuenca sedimentaria es la correlación de las discontinuidades estrati-

gráficas reconocidas en el relleno sedimentario de la cuenca, que son los límites de las unidades aloestratigráficas (NASC, 1983) o de las unidades limitadas por discontinuidades (Salvador, 1994) anteriormente aludidas. Estos pueden ser la expresión de cambios del nivel del mar que afectaron a toda la cuenca sedimentaria; en este último ejemplo cabe llamar la atención sobre el hecho de que algunas discontinuidades podrían ser la expresión de fenómenos globales, por lo que podrían incluirse en el apartado siguiente.

Finalmente, los ejemplos de aplicación de este principio a escala global son muy diversos. Los más significativos son los eventos magnéticos, expresados en cambios bruscos de la orientación de los minerales magnéticos de las rocas, expresión de una inversión del campo magnético terrestre. Para su correcta aplicación suele requerir el uso adicional de otros criterios complementarios, como el bioestratigráfico y, en su caso a dataciones radiométricas. Así, teniendo un jalón de correlación precisa adicional es posible hacer las correlaciones exactas entre los sucesivos intervalos de inversión magnética ocurridos inmediatamente antes y después. En el caso de los materiales de los últimos 4 Ma, normalmente el jalón de inicio de correlación es el tiempo actual (fondo del mar o de un lago, según el caso) con lo que en los materiales situados inmediatamente por debajo del citado fondo marino (o lacustre) se establecen correlaciones muy precisas, reconociendo los límites de los crones de polaridad (Bruhnes, Matuyama, Gauss y Gilbert), de los subcrones de polaridad (Jaramillo, Olduvai, Cochiti, etc.) e incluso las excursiones (p.ej. Reunión) con una escala magnetocronoestratigráfica muy precisa (Bradley, 1999).

Otros ejemplos de aplicación de este principio de la simultaneidad de eventos a escala global serían:

a.- La consideración como isócronos de eventos anóxicos reconocidos en secciones estratigráficas de diferentes partes del mundo, como, por ejemplo, el ocurrido durante el Toarciense inferior (Jenkyns, 1988; Jiménez *et al.*, 1996).

b.- El reconocimiento de niveles con anomalías geoquímicas significativas, especialmente en rocas sedimentarias marinas, expresión de cambios globales, como los reconocidos para el Cretácico Superior por Stoll y Scharg (2000).

c.- El reconocimiento como isócronos de niveles que marcan cambios bruscos en los organismos fósiles, en especial de los que coinciden con fenómenos de extinción en masa u otros fenómenos de cambio en el registro fósil significativos (eventos de mortandad o de productividad ocasionados por fenómenos globales).

d.- La consideración como isócronas de cambios en la polaridad sedimentaria en una sección estratigráfica (por ejemplo: el paso de una tendencia transgresiva a una regresiva) como expresión de cambios globales del nivel del mar, esto es, de cambios eustáticos.

La nueva tendencia de uso del concepto de “sección y punto de un estratotipo global de límite” consiste en la aplicación de este principio a un nivel global, ya que se

selecciona algún criterio que marque netamente el límite de un piso con el más moderno. Estos criterios son eventos biológicos, eventos magnetoestratigráficos, o ambos a la vez, reconocibles de la manera más objetiva posible en secciones estratigráficas muy distantes entre sí.

La interpretación del registro estratigráfico: una visión de futuro

En este apartado se van a analizar críticamente algunos de los temas de actualidad más significativos que plantea el levantamiento y análisis de las secciones estratigráficas y que, por tanto, que conlleva la reconstrucción del registro estratigráfico. Abordaré una serie de temas que, a mi juicio, coinciden con los aspectos más atractivos de la Estratigrafía, algunos de los cuales posiblemente serán los temas de debate durante los próximos años.

Datos que encierran las discontinuidades estratigráficas

El estudio detallado de las discontinuidades estratigráficas ha servido para desvelar algunos de los datos más interesantes del registro estratigráfico tanto a nivel local como regional y global. La interpretación genética detallada de las discontinuidades ha permitido conocer etapas singulares en la historia del relleno de las cuencas sedimentarias. Algunas de estas etapas coinciden a su vez con momentos significativos de la historia geológica, con lo que se deduce que son la expresión de fenómenos alocíclicos muy importantes que afectaron a muchas cuencas sedimentarias de manera simultánea y que, genéticamente, se relacionan con cambios (graduales o bruscos) que afectaron al conjunto de la Tierra.

Mi equipo de investigación viene trabajando en este tema de manera preferente desde hace más de veinte años y, modestamente, podemos reconocer que hemos realizado aportaciones científicas originales y significativas al respecto.

Uno de los primeros aspectos tratados ha sido el reconocimiento e interpretación de las discontinuidades en rocas estratificadas, del Jurásico y del Cretácico, depositadas en medios marinos pelágicos (Vera, 1984a, 1989) en los que el criterio esencial de reconocimiento y datación del hiato ha sido siempre el biocronoestratigráfico, mediante la colaboración directa con especialistas en diferentes taxones (ammonites, foraminíferos planctónicos, radiolarios o nanoplancton calcáreo). A este primer criterio de reconocimiento biocronoestratigráfico se han añadido otros que normalmente acompañan al primero (p. ej. reconocimiento de rasgos erosivos y/o diagenéticos tempranos, nodulización, formación de fondos endurecidos, etc.) y que facilitan su localización en una sección estratigráfica.

Especial interés se ha prestado al estudio de superficies de discontinuidad estratigráfica con paralelismo entre las capas infrayacentes y las suprayacentes (las *para-*

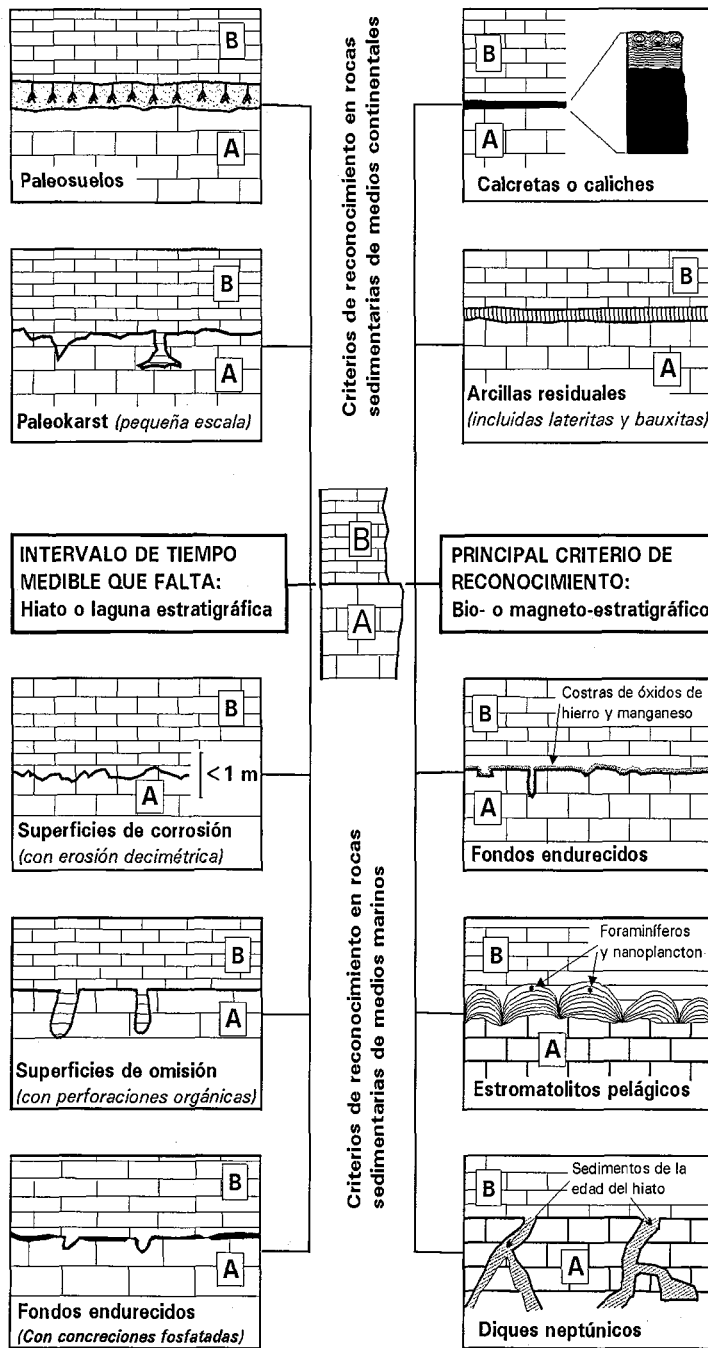


FIGURA 9.- Criterios de reconocimiento de los diferentes tipos de paraconformidades, modificado de Vera (1994).

conformidades), ya que suelen ser las más complejas de reconocer y estudiar (figura 9). En diferentes ejemplos concretos hemos podido sistematizar los tipos y la sucesión de procesos que acaecieron durante la interrupción sedimentaria y que se expresaron de manera muy diversa en las superficies de discontinuidad, con características significativas (Vera, 1984a). Cuando el registro estratigráfico estudiado se depositó en medios continentales la presencia de paleosuelos, de superficies de paleokarst de pequeña escala, de calcretas o caliches y de arcillas residuales (incluyendo las lateritas y bauxitas) son los mejores criterios de reconocimiento de la existencia de discontinuidades (figura 9). Cuando el registro estratigráfico estudiado se ha depositado en medio marino, el tipo más simple de discontinuidad con concordancia corresponde a superficies de corrosión, caracterizadas por presentar pequeñas irregularidades erosivas de orden menor (decimétricas o centimétricas) debidas a la erosión submarina (Vera, 1994). Un segundo tipo, algo más complejo, lo forman las superficies de omisión en las que además de la corrosión subacuática ocurrió una importante acción de organismos que colonizaron dichas superficies y produjeron perforaciones y/o bioturbación intensa. Un tercer tipo, aumentando la complejidad, lo constituyen las superficies de fondos endurecidos (*hardgrounds* de la nomenclatura inglesa) caracterizadas por tener además de todos los rasgos anteriores (los de la corrosión y de la omisión) una importante mineralización por costras de óxidos de hierro y de manganeso que tapizan la superficie de discontinuidad y en las que, a veces, entre las capas de crecimiento sucesivo de la costra pueden quedar atrapados organismos fósiles que vivieron durante el intervalo de la interrupción sedimentaria.

Uno de los estudios preferentes y más novedosos realizados por nuestro equipo de investigación ha sido el de paraconformidades en las que dentro de las rocas infra-yacentes a ellas, o sea, en la parte de la sucesión que es más antigua que la interrupción sedimentaria, aparecen cavidades rellenas por rocas sedimentarias marinas pelágicas (diques neptúnicos). En estas cavidades, a veces, se encuentran rocas sedimentarias que pertenecen precisamente al intervalo temporal sin depósito y que han podido ser datadas con microfósiles (figura 9). En la unidad geológica que se depositó durante el Mesozoico en un amplio sector del antiguo margen continental sudibérico (el Penibético) hemos descrito el ejemplo más espectacular conocido, hasta el momento, en la bibliografía geológica, en el que se ha detectado una interrupción sedimentaria que afecta a casi todo el Cretácico Inferior, mientras que en las cavidades existentes en las formaciones subyacentes a la discontinuidad se han podido reconocer rocas sedimentarias con microfósiles (foraminíferos planctónicos y nanoplancton) pertenecientes a todos los pisos que faltan (Company *et al.*, 1982; González-Donoso *et al.*, 1983; Martín-Algarra, 1987).

Otra aportación científica original en nuestra interpretación de las discontinuidades estratigráficas procede del estudio de costras de óxidos de hierro y manganeso, y de fosfatos, que tapizan superficies de discontinuidad, en especial de aquellas que presentan una estructura propia de estromatolitos, pero que se han formado en ambientes pelágicos (figura 9). Gracias a los estudios texturales detallados ayudados

por la microscopía electrónica de barrido se ha podido demostrar que estos estromatolitos se formaron por acción de bacterias (Vera y Martín-Algarra, 1994; Martín-Algarra y Vera, 1994) y se ha podido precisar, con la ayuda de los microfósiles atrapados en sus láminas, que su crecimiento fue extraordinariamente lento.

Se han elaborado modelos sobre la evolución de los antiguos relieves submarinos, en los que como consecuencia de una fracturación de tipo lístrico (superficies de fallas curvas) algunos bloques han rotado y han podido emerger local y temporalmente, formándose en las partes emergidas superficies de paleokarst, localmente con varias fases de karstificación superpuesta (Martín-Algarra, 1987; Molina *et al.*, 1991, 1999b; Vera *et al.*, 1988; Jiménez de Cisneros *et al.*, 1991, 1993; Molina y Vera, 1999) que fueron generadas precisamente durante la interrupción sedimentaria. En las fases posteriores de sumersión las partes más hundidas de estas superficies de paleokarst se rellenaron por sedimentos pelágicos en las fases posteriores de sumersión, cuyo estudio detallado facilita la datación del momento.

Algunas de nuestras aportaciones más recientes derivan del estudio de la interacción entre el vulcanismo submarino y la sedimentación marina en un sector del antiguo margen continental pasivo del sur de la Península Ibérica. El modelo podrá ser aplicado a otros márgenes continentales de los dominios alpinos para intervalos de tiempo similares. En dicho modelo destaca el hecho de que, sobre los edificios volcánicos submarinos, se desarrollaron plataformas carbonatadas aisladas (guyots) de medios marinos de aguas muy someras en las que se han producido etapas de emersión locales coincidentes en el tiempo con las discontinuidades reconocibles de los medios pelágicos que les rodean (Vera *et al.*, 1997; Molina y Vera, 1999, 2000, 2001). Todo ello nos ha permitido hacer cálculos de paleobatimetría de los depósitos pelágicos del Jurásico y Cretácico de dicho margen continental, incluidas las facies radiolaríticas, concluyendo que se trata de depósitos de una profundidad moderada, concretamente del mismo orden de magnitud que la altura de los edificios volcánicos, esto es, de pocos centenares de metros (Molina *et al.*, 1999a; Molina y Vera, 2001) y por tanto muy inferior a las cifras consideradas en los modelos anteriores. El reconocimiento de estructuras propias de olas de tormentas (estratificación cruzada de tipo *hummocky*) en rocas sedimentarias pelágicas, del Jurásico y Cretácico del mismo margen continental (Molina *et al.*, 1986, 1997; Vera y Molina, 1998; Molina y Vera, 2001) constituye un nuevo e importante argumento a favor de estas novedosas interpretaciones paleobatimétricas.

Otro de los tipos de discontinuidades estudiados por nuestro equipo, en el ámbito de la Cordillera Bética, han sido aquellas en las que no hay paralelismo entre las capas infrayacentes y las suprayacentes. Son las llamadas discontinuidades con discordancia, que se formaron en relación con fases de deformación tectónica y que permiten reconstruir la historia de las fases de deformación que ha afectado a una cuenca sedimentaria, de manera que los materiales que en ella se depositaron posteriormente se han deformado y han emergido en una cadena montañosa. Este tipo de estu-

dios son los más frecuentes realizados por diferentes equipos de investigación sobre las distintas cadenas montañosas del mundo y en ellos se obtienen los datos necesarios para resolver la polémica sobre el posible sincronismo orogénico a la que después me referiré en un nuevo epígrafe.

El análisis combinado de todos los tipos de discontinuidades, ayudado de un control riguroso de sus edades mediante el estudio de los fósiles, nos ha permitido reconstruir la historia sedimentaria de la compleja cuenca sedimentaria en la que se formó la Cordillera Bética, tanto en sus fases de margen continental (García-Hernández *et al.*, 1980, 1989; Vera, 1981, 1984b, 1986, 1988, 2001, Martín-Algarra *et al.*, 1992, Vilas *et al.*, 1998) como en las fases de deformación del mismo por colisión y la consiguiente construcción de la propia cordillera (Calvo *et al.*, 1993; Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992; Vera, 2000). Para abordar este tema es necesario, además, tener un conocimiento exhaustivo de los desplazamientos laterales de las diferentes unidades corticales (placas y microplacas) que en cada momento de la historia se podían diferenciar en este sector.

Claves para la elaboración de curvas eustáticas

Entre los retos planteados en la interpretación del registro estratigráfico, en los últimos quince años, se puede destacar la reconstrucción de los cambios del nivel del mar, bajadas o subidas del nivel del mar, que han afectado al conjunto de la Tierra, y que se conocen como cambios eustáticos y la elaboración de curvas que expresen estos cambios globales a través del tiempo geológico. Se trata en definitiva de un intento de desentrañar uno de los problemas más complejos e interesantes que plantea la interpretación de las secciones estratigráficas y, por tanto, del registro estratigráfico regional y global.

Habría que remontarse a finales del siglo pasado para ver que algunos autores (entre ellos Suess) usaron el término “eustático” para denominar a los cambios globales del nivel del mar. Sin embargo, los primeros intentos de explicar fenómenos observados en distintas áreas geográficas en relación con cambios eustáticos se deben a Hallam (1963), Sloss (1963) y Bond (1976, 1978) quienes plantearon la existencia de algunos cambios del nivel del mar que afectaron al conjunto de la Tierra de manera simultánea. Las causas que han podido dar lugar a cambios globales del nivel del mar han sido discutidas y valoradas por Pitman (1978), Pitman y Golovchenko (1983, 1991), Cloetingh (1988), Miall (1997), Dewey y Pitman (1998) y Markwick y Rowley (1998)¹¹.

11. Estos autores consideraron como causas los cambios en el volumen de las cuencas oceánicas y/o en el volumen total de agua marina disponible, que se deben a cambios de volumen de las dorsales centro-oceánicas, al acortamiento continental, a las fases orogénicas, al estiramiento continental, a cambios en el geoide, a la acción de puntos calientes (hotspots) y a cambios en la extensión de los casquetes glaciales.

Recientemente se han diferenciado el *glacioeustatismo*, cambios globales debidos a la modificación en el volumen de los casquetes de hielo polares, y el *tectono-eustatismo*, cambios globales debidos a factores tectónicos, que son todos los demás indicados. El glacioeustatismo queda reflejado en las secciones estratigráficas con ciclos de pequeño espesor (normalmente de centímetros a metros) cuyo origen está relacionado con cambios climáticos inducidos astronómicamente, que se conocen como ciclos de Milankovitch (Hays *et al.*, 1976; Berger, 1988; Fischer, 1986; Gale, 1998) y que se reconocen en rocas sedimentarias de muy diversas edades y localidades (p.ej. Berriasiense del Prebético en Jiménez de Cisneros y Vera, 1993). Sin embargo, en las curvas eustáticas se habla de ciclos de una duración superior a la de los ciclos de Milankovitch, concretamente se trata de ciclos de más de medio millón de años incluyendo hasta ciclos de más de 50 millones de años (Vail *et al.*, 1991; Einsele, 2000; Duval *et al.*, 1998) Se trata de los ciclos de primer orden (más de 50 Ma), de segundo orden (3-50 Ma) y de tercer orden (0,5-3 Ma), cuya génesis hay que ligarla al tectono-eustatismo en los mayores (primero y segundo orden) quedando abierta una posible interpretación como debida al glacioeustatismo para los de tercer orden (Vail *et al.*, 1977a; Duval *et al.*, 1998).

Las primeras curvas eustáticas fueron propuestas por Hallam (1963, 1978, 1984) y estaban elaboradas a partir de la integración de múltiples datos de la "Estratigrafía clásica", tales como el análisis de las facies, la extensión relativa de continentes y mares, las variaciones de las líneas de costas en mares epicontinentales y las variaciones en los organismos que forman la biota.

A partir del año 1977 se inició una verdadera revolución en el estudio e interpretación del relleno de las cuencas sedimentarias con la aplicación y posterior desarrollo de la "Estratigrafía sísmica" (Vail *et al.*, 1977a,b; Mitchum *et al.*, 1977a,b)¹². Esta nueva metodología 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 sísmicos normalmente coordinados con datos de sondeos. La mayoría de los perfiles sísmicos (y los sondeos) que se estudiaron procedían de la prospección petrolífera efectuada por la citada empresa en márgenes continentales pasivos.

Desde el primer momento los estudios del grupo Exxon pretendían, además, cubrir otro objetivo que posteriormente han definido como "Estratigrafía secuencial" (Vail *et al.*, 1987; Haq, 1991; Posamentier y James, 1993; Vera, 1994; Christie-Blick y Driscoll, 1995; Emery y Myers, 1996; Vincent *et al.*, 1998) y que consiste en elaborar un cuadro cronoestratigráfico a la escala global basándose en la datación de las líneas de tiempo jaloadas por discontinuidades de origen eustático observadas en diferentes cuencas sedimentarias. En mi libro de Estratigrafía (Vera, 1994) distinguía

12. Todos autores de los trabajos eran de la empresa petrolífera Exxon, encabezados por el profesor P.R. Vail, por lo que se conocen como el "grupo Exxon" o el "equipo de Vail".

en la Estratigrafía secuencial dos planteamientos diferentes y complementarios. El primero de ellos es analítico y pretende reconocer y datar de la manera más precisa posible los límites de ciclos, a partir de la interpretación de las secciones estratigráficas de una o varias cuencas sedimentarias. El segundo es sintético y pretende elaborar una curva de cambios eustáticos ocurridos a través del tiempo, esto es, una curva cronoestratigráfica secuencial que fuese complementaria de la escala cronoestratigráfica usual. Mientras que el planteamiento analítico es esencialmente objetivo, el sintético puede tener una carga subjetiva muy importante.

El documento esencial elaborado con esta filosofía sintética es el conocido como *Curva Exxon* (Haq *et al.*, 1987, 1988) en la que se plantea una división en ciclos eustáticos extraordinariamente precisa para el Mesozoico y el Cenozoico. En la curva se presentaban las valoraciones de las variaciones en los solapamientos costeros y, a partir de ellos, se elaboraba la curva eustática, de dos rangos (de larga y de corta duración). En esta curva se establecieron los ciclos eustáticos de primero, segundo y tercer orden, en este último caso de duración muy variable, a veces muy corta (0,1-0,3 Ma) lo que ha sido objeto de críticas muy fundadas ya que en muchos casos se trataba de duraciones inferiores a los intervalos de tiempo más cortos diferenciables mediante fósiles.

La *Curva Exxon* (Haq *et al.*, 1987, 1988) ha sido uno de los documentos de referencia más utilizados en los años posteriores a su publicación, en unos casos por tomarse como un documento definitivo de referencia (objetivo que no pretendían ni los propios autores) y en otros por ser objeto de críticas, a veces de una dureza elevada. En un trabajo previo (Vera, 1999) planteaba la controversia surgida por la posible validez de la *Curva Exxon*, controversia que se extiende incluso a la idea de la existencia o no de cambios eustáticos globales que permitan elaborar curvas eustáticas con ciclos de tercer orden. Comentaba en aquel trabajo (Vera, 1999) que los investigadores mayoritariamente se dividen en dos grupos, los defensores a ultranza de la *Curva Exxon*, que la han utilizado y la utilizan sin el menor espíritu crítico, y los escépticos que niegan su validez total al negar la posibilidad de reconocer ciclos globales de tercer orden, por considerar que estos son debidos a causas locales y regionales, no globales.

Sobre los ciclos de mayor duración (primero y segundo orden) hay un acuerdo casi generalizado sobre su validez, e incluso en que sus límites coinciden con fenómenos eustáticos (Duval *et al.*, 1998; Jacquin *et al.*, 1998). La controversia se centra realmente en la validez o no de los ciclos de tercer orden (Miall, 1997; Dewey y Pitman, 1998), más concretamente si todos, o solamente algunos, o incluso ninguno, de los propuestos en la *Curva Exxon* tienen validez como ciclos eustáticos. Igualmente la controversia se centra en la necesidad de elaborar o no una nueva curva para los ciclos de tercer orden, y menores, partiendo de una base de datos mucho más amplia y elaborada con un planteamiento científico muy diferente.

Las críticas más duras a la *Curva Exxon*, y también las más fundadas y razonadas, son las de Miall (1992, 1997) y Miall y Miall (2001). Las primeras críticas de este autor se basaban en la confidencialidad de los documentos utilizados para su elaboración, ya que eran perfiles sísmicos de la empresa petrolífera que no están a la libre disposición de cualquier investigador, por lo que no han podido ser objeto de consultas ni discusión independientemente por otros investigadores. Las siguientes críticas se centran en el grado de resolución pretendido por los autores, el cual muchas veces estaba por debajo del máximo grado de definición de edad de las rocas estratificadas utilizando los métodos de datación más precisos disponibles. Las críticas más fuertes apuntaban al núcleo central de la propia idea en la que se ha basado la elaboración de la curva, esto es, en la posibilidad o no de reconocer ciclos eustáticos de tercer orden. El excesivo número de divisiones que se establecen en la *Curva Exxon* fue objeto de una crítica muy dura por parte de Miall (1992) quien, irónicamente, se preguntaba si hay un evento para cada ocasión y criticaba a quienes han usado la *Curva Exxon* de aplicar “razonamientos circulares”¹³. Las críticas han llegado a un nivel máximo en los dos últimos trabajos citados (Miall, 1997; Miall y Miall, 2001). En el primero de ellos el autor llega a afirmar: “la curva de ciclos globales Exxon debería ser abandonada” (Miall, 1997; Pág. 389). En el segundo (Miall y Miall, 2001) hacen un curioso e interesante ensayo sociológico-filosófico, aplicando las ideas de Kuhn (1996), sobre el “*paradigma de la eustasia global*” en el que se basó la elaboración de la *Curva Exxon* y lo contraponen al “*paradigma de la complejidad*” llegando a plantearse si el primero constituye “una revolución en desgracia” (Miall y Miall, 2001; Pág. 340). En cualquiera de los dos trabajos mencionados el autor (o autores) reconoce la originalidad de las ideas del grupo de Vail y la enorme incidencia que han tenido en los autores posteriores, pero les critican duramente que sus asunciones no hayan sido probadas y que nunca hayan contestado a las críticas que les han sido realizadas.

En los últimos años se han hecho propuestas de curvas de cambios del nivel del mar, que pudieran considerarse como eustáticos, a partir de múltiples criterios. Abreu *et al.* (1998) lo hacen para el Cenozoico a partir de los valores de los isótopos estables de oxígeno, curvas que Hardenbol *et al.* (1998) comparan con las curvas de Haq *et al.* (1987, 1988) constatando cierto grado de coincidencia. Stoll y Scharg (2000) han presentado unas curvas con los valores de los isótopos estables de carbono y oxígeno para el Cretácico superior, de España e Italia, que se hacen equivaler con los cambios eustáticos más significativos de la curva eustática de la *Curva Exxon*. En todos los casos se pone de manifiesto que el número de ciclos de tercer orden reconocidos en la *Curva Exxon* era excesivo.

13. Este tipo de razonamientos consiste en atribuir, sin disponer de criterios propios para una datación precisa, un cambio detectado en una sección estratigráfica a uno de los múltiples límites de ciclos de tercer orden de la Curva Exxon y, a partir de este momento, considerarlo datado con la precisión que en ella se usa y correlacionarlo con otro cambio detectado en una posición análoga de otra sección estratigráfica de una localidad diferente, sin disponer tampoco de dataciones propias precisas.

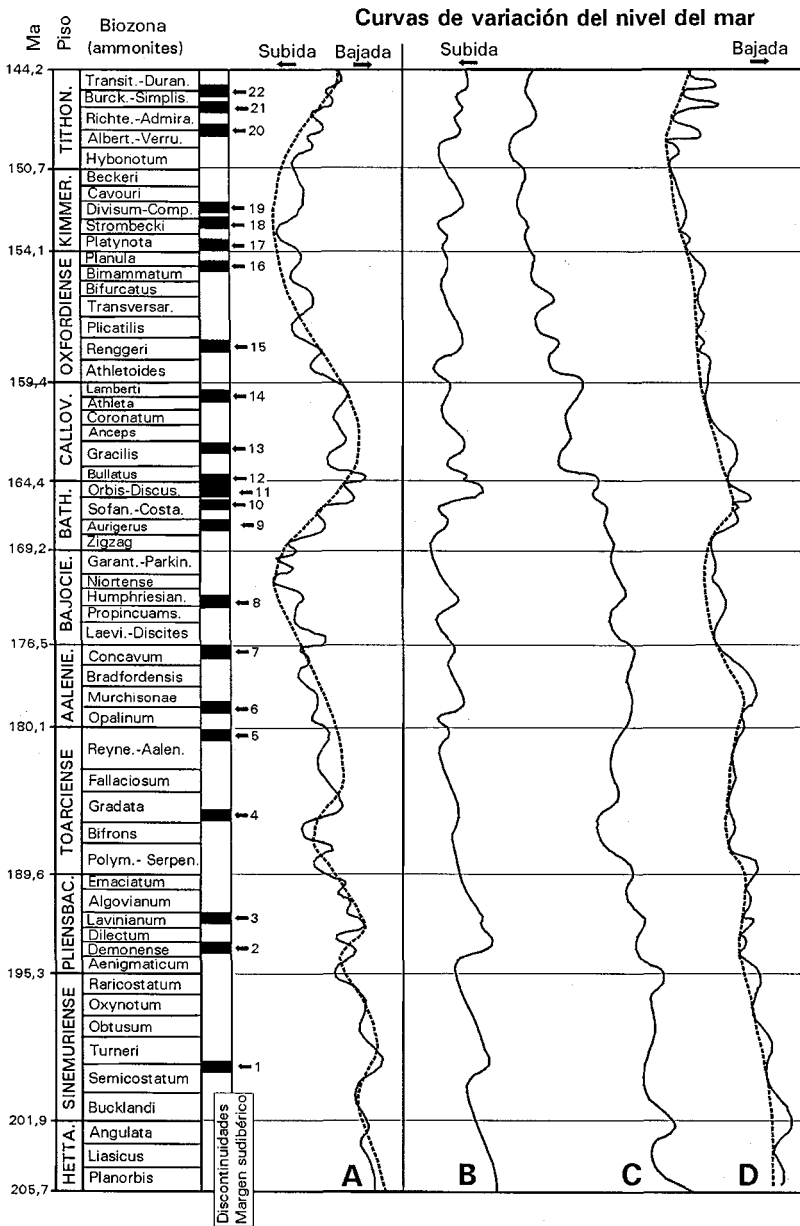


FIGURA 10.- Curvas de variaciones de nivel del mar para el Jurásico, propuestas por diferentes autores a partir de argumentos diferentes. A.- Curva propuesta por O'Dogherty et al. (2000) a partir del relevo (turnover) de los ammonites. B.- Curva propuesta por Vera (1988) para el margen continental sudibérico a partir de datos estratigráficos convencionales, modificada por O'Dogherty et al. (2000). C.- Curva de Hallam (1988) elaborada a partir de datos estratigráficos convencionales. D.- Curva Exxon de Haq et al. (1987, 1988) elaborada a partir de la Estratigrafía sísmica y de sondeos en márgenes continentales.

El propio grupo Exxon, con la colaboración de múltiples estratígrafos y paleontólogos franceses presentaron recientemente gráficos detallados (Hardenbol *et al.*, 1998) con los ciclos transgresivos y regresivos que ellos reconocieron para el Mesozoico y Cenozoico en diferentes dominios paleobiogeográficos (boreal europeo, norteamericano y tethysiano), con su datación precisa y con la comparación, igualmente, con las curvas previas de Haq *et al.* (1987, 1988).

A partir del estudio cuantitativo del relevo (*turnover*) de los géneros y especies de ammonites del Jurásico, en el extremo occidental del Tethys, correlacionando las fases de aparición de nuevos géneros y especies con etapas de subidas del nivel del mar y las fases de desaparición con bajadas del nivel del mar, nosotros hemos elaborado unas curvas de cambios del nivel del mar (O'Dogherty *et al.*, 2000; Sandoval *et al.*, 2002) que muestran un cierto grado de semejanza con las curvas eustáticas propuestas por Haq *et al.* (1987, 1988) y por Hallam (1988, 1992, 1998, 1999, 2001). En la figura 10 se reproduce, parcialmente simplificada, una figura de uno de nuestros trabajos recientes antes citado (O'Dogherty *et al.*, 2000) en la que a partir de un estudio numérico del relevo (*turnover*) de la fauna de ammonites en cada una de las biozonas diferenciadas en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (esto es, del antiguo margen continental sudibérico), se ha elaborado una curva de variaciones del nivel del mar (A) que pretende ser eustática. Esta curva se compara con la curva de cambios relativos previamente elaborada por el firmante (B) a partir de métodos estratigráficos usuales para la misma región (Vera, 1988) y con la curva de cambios relativos de Hallam (1988) propuesta para el conjunto de Jurásico en el ámbito mundial y elaborada también a partir de métodos estratigráficos usuales (C). Finalmente se compara con las curvas eustáticas de rango mayor y menor de la Curva Exxon (D de la figura 10) en la que se han eliminado las múltiples divisiones de ciclos de tercer orden propuestas en ella.

En todos los trabajos más recientes se pone claramente de manifiesto que la *Curva Exxon* tiene excesivas divisiones, posiblemente debido a que los autores consideraron como globales numerosos fenómenos locales o regionales. La futura curva de cambios eustáticos que se elabore a partir de una base de datos más amplia tendrá, sin duda, muchas menos divisiones. Todos los autores, incluso los más críticos con respecto a la validez de la *Curva Exxon*, reconocen la enorme importancia de la contribución científica del grupo Exxon ya que ha abierto un nuevo campo de investigación de extraordinario interés como es la elaboración de curvas de cambios globales del nivel del mar (curvas eustáticas).

Problemáticas especiales en el estudio del Cuaternario y del Precámbrico

Los estudios de los materiales más modernos (Cuaternario) y de los más antiguos (Precámbrico) presentan unas problemáticas especiales, cada una de ellas en un extremo, que merecen considerarse en este epígrafe. Básicamente se trata, en el primero de los extremos, del intervalo de tiempo en el que se alcanza el mayor grado de precisión de la datación (Cuaternario) y en el que se pueden diferenciar intervalos de tiempos muy cortos y, en el otro extremo, de aquellos tiempos geológicos en los que las herramientas para la datación y la correlación son muy limitadas y por

tanto las posibilidades de establecer subdivisiones temporales precisas son muy escasas (Precámbrico).

a. Problemática del estudio del Cuaternario

El estudio del Cuaternario se ha convertido en los últimos decenios en uno de los objetivos preferentes de los estratígrafos y de los geólogos de cualquier otra rama, de manera que el volumen de trabajos publicados en los últimos años ha sido enorme tanto en revistas específicas (*Journal of Quaternary Science*, *Quaternary International*, *Quaternary Research* y *Quaternary Science-Reviews*) como en las revistas geológicas (generales o temáticas) e incluso, con relativa frecuencia, en las revistas interdisciplinarias de mayor prestigio (*Science* y *Nature*). El creciente interés en el estudio del Cuaternario se explica por el nuevo planteamiento filosófico, el que hemos llamado el “catastrofismo actualista” o “nuevo uniformismo”, según el cual el Cuaternario se nos convierte en la clave para explicar el pasado e incluso para intentar predecir el futuro inmediato, de modo especial el fenómeno del cambio climático, de enorme impacto en todas las civilizaciones del planeta por sus implicaciones en la vida cotidiana de las personas. A ello hay que añadir, sin duda, el interés que tenía ya previamente por ser el intervalo de tiempo en el que se encuentran los fósiles del *Homo sapiens*, aunque por esta última razón el interés se extiende hasta hace unos 5 Ma (inicio del Plioceno) fecha a partir de la cual hay fósiles atribuibles a la familia *Hominidae* (ver revisión en: Aguirre, 2000a).

Los métodos de datación que se pueden aplicar a los sedimentos y rocas sedimentarias del Cuaternario son muy diversos y, en general, bastante precisos (ver descripción en: Bradley, 1999). Incluyen métodos bioestratigráficos que en los registros continentales se basan en polen, moluscos y mamíferos, mientras que en los marinos se basan en foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo, aunque en ambos casos la precisión de la datación es muy inferior a la alcanzada por otros métodos. Además de los métodos radiométricos utilizables para otros intervalos de tiempo sobre rocas volcánicas (p. ej. K–Ar) en el Cuaternario se utilizan otros muchos aplicables directamente sobre los sedimentos o restos de fósiles. El más conocido es el del ^{14}C válido para los últimos 35.000 años. Los métodos radiométricos más ampliamente usados son los basados en series del U aplicables a travertinos, espeleotemas (p. ej. Labonne *et al.*, 2002, en espeleotemas de las Cuevas de Altamira) y restos esqueléticos, entre otros tipos de muestras, de menos de 350.000 años. Otras muchas técnicas de datación son utilizadas crecientemente como las que se basan en la termoluminiscencia, en el recuento de huellas de fisión, en la resonancia de espín electrónico, en la racemización de aminoácidos, entre otras muchas, las cuales proporcionan dataciones cada vez más precisas. A estos métodos de datación propiamente dichos hay que añadir los criterios de correlación de alta precisión basados en el estudio de los isótopos estables de oxígeno (Emiliani, 1978; Williams *et al.*, 1988; Shackleton *et al.*, 1990, 1995; Zazo, 1999) que permiten reconocer y correlacionar diferentes episodios, como los climáticos, en sedimentos tanto marinos como conti-

mentales, así como en los espeleotemas y los testigos de sondeos en hielo de los casquetes polares. La escala magnetocronoestratigráfica disponible en la actualidad para el Cuaternario y el Plioceno (Cande y Kent, 1995) data con precisión los límites de cronos de polaridad (Bruhnes, Matuyama, Gaus y Gilbert), de los subcronos (Jaramillo, Olduvai, Kaena, etc.) e incluso de algunas excursiones. La utilización conjunta de todos los criterios de datación, junto con los criterios de correlación, permite delimitar en el Cuaternario, como ya adelanté antes, intervalos de mucha precisión.

El interés creciente por el estudio de los cambios climáticos durante el Cuaternario se ha puesto claramente de manifiesto en dos grandes proyectos de investigación: el CLIMAP (*Climate Long-range Investigation, Mapping And Prediction*) desarrollado durante treinta años y que publicó sus conclusiones hace más de veinte años (CLIMAP, 1981) y un nuevo proyecto EPILOG (*Environmental Processes of the Ice age: Land, Oceans, Glaciers*) que se ha iniciado recientemente (Mix *et al.*, 2001).

Unas de las aportaciones más significativas en el estudio del Cuaternario la realizó Heinrich (1988) quien detectó que en sedimentos marinos del Atlántico Norte, a partir de testigos de pistón y de sondeos, entre los sedimentos pelágicos y hemipelágicos monótonos se encontraban niveles decimétricos de acumulación de fragmentos de rocas transportados por los icebergs y depositados durante la fusión de los mismos. Distinguió seis de estos episodios de ablaciones catastróficas del casquete polar norteamericano-groenlandés y desprendimientos masivos de icebergs, cuya duración fue de uno o dos millares de años. A las capas así formadas se les denominan "*capas de Heinrich*" (Bond *et al.*, 1992; Alley, 1998) y a los fenómenos raros de acumulación de fragmentos líticos se denominan actualmente "*eventos de Heinrich*" (Bond y Lotti, 1995; Bond *et al.*, 1993, 1997; Broecker, 1994; Alley, 1998; Prokopenko *et al.*, 2001) en ambos casos en honor a su descubridor. Los eventos de Heinrich marcan el final de ciclos de enfriamiento de una duración de unos 10.000 años (figura 8) y que fueron definidos por Bond (1976, 1978) a partir de estudios isotópicos, razón por lo que se les llama usualmente "*ciclos de Bond*" (Broecker, 1994; Alley, 1998; Martín-Chivelet, 1999, 2001; Prokopenko *et al.*, 2001) igualmente en honor a su descubridor. Tanto los eventos de Heinrich como los ciclos de Bond son reconocidos en los testigos de sondeos realizados en los fondos oceánicos y en testigos de pistón de fondos marinos o de fondos de lagos, pero además se reconocen ciclos climáticos comparables en registros completamente diferentes como son los testigos de los sondeos realizados en los hielos de los casquetes glaciales de la Antártida o de Groenlandia (Broecker, 1994; Bond y Lotti, 1995, Bond *et al.*, 1997). En las curvas de valores de isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de los mismos se reconocen, dentro de los ciclos de Bond, ciclos menores que se denominan de "*ciclos de Dansgaard-Oescher*", también en honor de sus descubridores. Los eventos de Heinrich más recientes han sido reconocidos en numerosos testigos de pistón en el Atlántico norte mediante variaciones en la abundancia de foraminíferos planctónicos y mediante cambios en los isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y se han

datado cada uno de estos eventos de Heinrich (H) en los siguientes valores numéricos expresados en miles de años (ka): el H1 hace 14,2 ka, el H2 hace 21,4 ka, el H3 hace 26,7 ka, el H4 hace 34,8 ka y el H5 hace 47,2 ka (Chapman *et al.*, 2000).

Uno de los temas al que se ha prestado mayor interés en el estudio del Cuaternario ha sido el de la paleoclimatología deducida de los depósitos de los últimos miles de años con el fin de reconstruir una curva precisa de cambio climático para dicho intervalo de tiempo e intentar elaborar una predicción fiable sobre el clima de los próximos decenios. El estudio se ha centrado en los sedimentos (o precipitados) recientes de medios marinos (Schimmelmann y Lange, 1996; Raymo *et al.*, 1998), de medios lacustres (Anderson y Dean, 1998; Anderson, 1996; Grigg *et al.*, 2001) y de los espeleotemas que crecen en paredes de cuevas kársticas (Linge *et al.*, 2001 a,b; Fairchild *et al.*, 2001). La información se ha completado otra vez más con estudios en sondeos en el hielo de casquetes glaciales (Grootes *et al.*, 1993, 2001; Jouzel *et al.*, 2002) y en este caso concreto, además, con el estudio de los anillos de crecimiento de los árboles (Bradley, 1999; Briffa, 2000), así como de las bases de datos meteorológicos disponibles actualmente. Especial interés tiene la posibilidad de reconocer en estos registros los efectos de fases de vulcanismo histórico (Fúster, 1998; Bradley, 1999), que dan lugar a niveles piroclásticos que permiten establecer correlaciones globales muy precisas.

La disponibilidad actual de bases de datos bibliográficos informatizadas permite hacer rastreos sobre los temas más diversos del estudio del Cuaternario. Así, en el estudio del registro fósil de los homínidos se ha detectado que hace aproximadamente un millón de años (1 Ma) debió ocurrir algún fenómeno raro (evento) que ocasionó la drástica disminución de yacimientos (Aguirre, 2000a,b; Aguirre y Carbonell, 2001). Consultando con mucho detalle dichas bases de datos disponibles (ISI y GeoRef) he podido obtener alguna interpretación coherente. En efecto he localizado varios trabajos en los que se plantea que hace aproximadamente 1 Ma ocurrió una etapa de vulcanismo explosivo de grandes dimensiones. Wang *et al.* (1999) al estudiar el yacimiento de oro de Chinkuashih (Taiwan) detectaron que el origen del oro está ligado a una importante actividad volcánica que ha sido datada entre 0,96 y 1,0 Ma y en la que la interacción de los fluidos hidrotermales con las aguas meteóricas es la responsable de la mineralización. Shane (2000), en un estudio monográfico de las capas de cenizas volcánicas en Nueva Zelanda, consideró que una de las cinco etapas más significativas (llamada Potaka) ocurrió hace justamente 1 Ma. Coleman *et al.* (2001) llamaron la atención sobre la extensión excepcional que alcanzaron las ignimbritas del episodio de vulcanismo explosivo de Potaka que dataron igualmente en 1 Ma. Finalmente, Petrone *et al.* (2001) han puesto de manifiesto una importante actividad volcánica en México hace 1,1 Ma. Todos estos datos nos permiten proponer como una posible hipótesis para explicar la escasez de yacimientos de homínidos entre hace aproximadamente 1 Ma y 0,8 Ma como debida a los cambios ecoló-

gicos bruscos que pudiera haber ocasionado este vulcanismo explosivo detectado en diferentes continentes y que debió hacer especialmente hostiles las condiciones de vida de los homínidos. Si se revisan, además, las curvas de estadios isotópicos (Williams *et al.*, 1988), concretamente dentro del estadio 30 y con edad numérica muy cercana a 1 Ma se detecta un máximo muy marcado de la razón isotópica $\delta^{18}\text{O}$ en los testigos de varios sondeos del DSDP, efectuados en el Atlántico y Pacífico, que indicaría un mínimo de paleotemperatura, que podría interpretarse como la expresión del evento volcánico.

b. Problemática del estudio del Precámbrico

En el estudio del Precámbrico se han dado circunstancias contrarias a las expuestas para el Cuaternario, ya que las rocas precámbricas son frecuentemente ígneas y metamórficas y, en la sedimentarias, los escasos restos fósiles se limitan a organismos sin concha ni esqueleto, difíciles de clasificar y que no pueden utilizarse para elaborar una escala biocronoestratigráfica, como la referida en los epígrafes anteriores. Las dataciones de los materiales del Precámbrico se realizan esencialmente mediante técnicas radiométricas y la ordenación temporal de los materiales se basa en dichas dataciones y en el estudio del grado de deformación expresado en grandes discontinuidades con discordancia que separan grandes unidades estratigráficas (lito- y crono-estratigráficas).

La mayor parte de los trabajos que se publican sobre rocas del Precámbrico tienen autores ajenos al campo de la Estratigrafía, ya que son mayoritariamente petrólogos, geoquímicos y tectónicos que estudian rocas ígneas y metamórficas. Una revista especializada (*Precambrian Research*) publica exclusivamente trabajos sobre el Precámbrico, pero también las revistas generales de Geología incluyen con frecuencia trabajos referidos al Precámbrico. En la mayoría de los trabajos se delimitan grandes volúmenes de rocas, incluyendo las rocas ígneas, en las cuales se hacen dataciones radiométricas y se determinan los rasgos geoquímicos que definen al conjunto delimitado, lo que permiten a su vez hacer una comparación con volúmenes análogos reconocidos previamente en otras regiones.

Gran parte de los trabajos sobre el Precámbrico se centran en los grandes afloramientos de los escudos (Báltico, Siberiano, Canadiense, Groenlandia, de las Guayanas, Brasileño, Africano, Árabe, Indio, Australiano, etc.) mientras que el resto se refieren a los afloramientos precámbricos que constituyen el basamento de algunos macizos variscos o hercínicos (p. ej. del Macizo Ibérico, Fernández-Suárez *et al.*, 2000) o de otras cadenas de plegamiento. Se establecen dos grandes unidades geocronométricas que se hacen equivaler a dos eones: el Arcaico desde la edad de las rocas más antiguas hasta hace 2.500 Ma y el Proterozoico desde hace 2.500 Ma hasta el inicio del Fanerozoico (hace 570 Ma). Otros autores (p. ej. Harland *et al.*, 1990) diferencian tres eones dividiendo el Arcaico (en el sentido más amplio) de la clasificación anterior en Arcaico (2.500-4.000 Ma) y Priscoense o Prearcaico (más de 4 Ma).

Las rocas del Arcaico (en el sentido más amplio) son mayoritariamente terrenos de gneises granulíticos y cinturones de rocas verdes, y afloran reducidamente en los escudos. Por el contrario las rocas del Proterozoico afloran mucho más extensamente, tanto en los escudos como en los basamentos de algunas cadenas de plegamiento, y mayoritariamente están constituidas por rocas ígneas (granitos y rocas volcánicas explosivas) y rocas metamórficas (gneises granulíticos), pero además aparecen rocas sedimentarias muy deformadas y parcialmente metaformizadas (cuarcitas, arenitas, lutitas y carbonatos).

Uno de los temas que más ha llamado la atención en el estudio del Precámbrico es el del origen de la vida (Oró *et al.*, 1990; McClendon, 1999; entre otros) ya que se conocen fósiles arcaicos (microfósiles y estromatolitos) que han sido datados de hace 3.500 Ma. Los restos fósiles más antiguos proceden del oeste de Australia y son estructuras filamentosas similares en tamaño y forma a las actuales Cianobacterias. Los más recientes, dentro del Precámbrico, son las denominadas faunas de Ediacara, que corresponden a sus últimos 20 Ma, o sea, a la unidad geocronométrica comprendida entre hace 590 Ma y hace 570 Ma (Harland *et al.*, 1990). En todos los casos de trata de formas de organismos sin concha ni esqueleto, aunque evidentemente más complejas y diversas a medida que son más modernas. El interés de su estudio es muy grande desde el punto de vista del paleobiólogo con el fin de conocer la historia de la vida en sus etapas iniciales, pero no son verdaderos “fósiles característicos” que sirvan para delimitar intervalos de tiempo sucesivos por técnicas bioestratigráficas.

Dificultad de correlación entre registros marinos y continentales

Una de las mayores dificultades que implica la elaboración del registro estratigráfico, tanto regional como global, deriva de la necesidad de comparar fenómenos geológicos detectados en secciones estratigráficas con rocas sedimentarias depositadas en medios marinos con los fenómenos geológicos reconocidos en secciones estratigráficas de rocas sedimentarias depositadas en medios continentales (fluviales y lacustres esencialmente).

Las escalas bioestratigráficas usadas en ambos tipos de secciones estratigráficas son netamente diferentes, ya que mientras que para los medios marinos se basan principalmente en los fósiles de organismos nadadores o flotadores que alcanzaban una mayor extensión geográfica y que tuvieron una evolución más rápida (p. ej. ammonites, foraminíferos planctónicos, nanoplancton calcáreo, radiolarios, etc.) en los medios continentales se basan en otro tipo de organismos muy diferentes (plantas superiores, polen, ostrácodos, mamíferos, etc.).

En algunos trabajos (p. ej.: Mein *et al.*, 1973; Bruijn *et al.*, 1975; Sánchez-Goñi *et al.*, 2000) se establecen correlaciones directas entre sedimentos marinos y continentales, para intervalos de tiempo concretos y en cortes excepcionales en los que se observan cambios laterales entre rocas sedimentarias con fósiles de medios marinos

y otras también con fósiles de medios continentales. Este método se puede completar mediante el uso de técnicas de geología del subsuelo, como son los perfiles sísmicos, de manera que la correlación se haga a partir de superficies detectadas en estos perfiles (límites de unidades litosísmicas) que coinciden con superficies isócronas y que atraviesen cambios laterales de facies entre sedimentos marinos y continentales, en los cuales se puedan establecer las escalas bioestratigráficas correspondientes. En todos los casos se trataría de aplicar el método de la autocorrelación (Vera, 1994) que consiste en establecer las correlaciones entre diferentes secciones estratigráficas a partir del seguimiento de superficies de estratificación (superficies isócronas) observadas directamente en el campo o detectadas instrumentalmente a través de la sísmica de reflexión.

En otras ocasiones, la mayoría, se recurre a la correlación entre las dos escalas bioestratigráficas (la marina y la continental) a partir de otros criterios de correlación como son las dataciones radiométricas (cuando son posibles), el reconocimiento de depósitos de episodios catastróficos como los de eventos volcánicos explosivos (tefrocronología), el reconocimiento de estadios isotópicos sucesivos y anomalías geoquímicas de elementos traza (quimioestratigrafía) y, especialmente, los criterios magnetoestratigráficos (magnetoestratigrafía). En la mayor parte de los casos se trata de aplicar el principio fundamental de la simultaneidad de los eventos y con mucha frecuencia, siempre que sea posible, se recurre a varios de estos criterios a la vez con el fin de tener un mayor grado de fiabilidad en la correlación. El reconocimiento de ciclos de segundo o tercer orden en secciones estratigráficas de rocas sedimentarias de medios marinos y de medios continentales permite aplicar, además, los criterios de la estratigrafía secuencial para hacer una correlación precisa entre ambas, lo que facilita la posibilidad de poder establecer la equivalencia entre las escalas bioestratigráficas marina y continental.

En la actualidad se disponen de equivalencias muy precisas entre los intervalos de tiempo diferenciados en secciones estratigráficas de sedimentos continentales con las divisiones usuales de la escala cronoestratigráfica, siempre establecidas a partir de fósiles marinos. En el trabajo de Calvo *et al.* (1993) sobre el Neógeno continental español se establecieron las equivalencias entre las unidades de la escala cronoestratigráfica, basadas en fósiles marinos, con la utilizada para el registro en sedimentos continentales basadas en biozonas de mamíferos. Flynn y Swisher (1995) mediante dataciones radiométricas y estudios magnetoestratigráficos establecieron la edad de los límites de biozonas del Cenozoico continental de Sudamérica, con lo que marcaron la equivalencia temporal con la escala cronoestratigráfica de referencia mundial. Woodburne y Swisher (1995) calcularon la edad de los intervalos temporales delimitados en el Cenozoico de Norteamérica a partir de las faunas de mamíferos, compararon los límites con bioeventos similares detectados en otros continentes y establecieron la equivalencia con la escala cronoestratigráfica.

En las tablas biocronoestratigráficas propuestas recientemente para el Triásico, el Jurásico, el Cretácico y el Cenozoico por Hardenbol *et al.* (1998; tablas 3, 5, 7 y 8), se incluyen las dataciones precisas en millones de años (con dos cifras decimales) de los límites de las unidades bioestratigráficas basadas en organismos marinos (foraminíferos planctónicos, nanoplancton calcáreo, radiolarios, etc.) y las establecidas por organismos continentales (carófitas, mamíferos, ostrácodos, etc.) con lo que se tiene establecida la correlación entre las diferentes escalas biocronoestratigráficas.

Relaciones tectónica/sedimentación: un tema de eterno debate

El carácter sincrónico y más o menos global de los grandes acontecimientos tectónicos, concretamente de las orogenias, constituyó la base de la que en su tiempo se conoció como “*ley del sincronismo orogénico*” o “*ley de la simultaneidad de las fases de plegamiento y de la brevedad de las mismas*” (Stille, 1924). En su idea originaria se consideraba que las grandes discontinuidades con discordancia eran el mejor elemento para datar las fases orogénicas y, más concretamente, para reconocer los momentos o intervalos de tiempo cortos en los que ocurrieron las grandes deformaciones tectónicas que afectaron a amplias regiones de la Tierra, que incluso llegasen a ser globales.

De acuerdo con estas premisas se establecieron los grandes ciclos orogénicos (entre ellos: caledoniano, hercínico y alpino) nombres que se mantienen en uso en la actualidad y que se corresponden a las edades (o intervalos de tiempo relativamente largos) en las que ocurrieron las principales etapas de formación de las cadenas montañosas. La aplicación de las ideas de Stille llevó a la definición de múltiples fases tectónicas de menor rango que recibieron nombres muy diversos (tacónica, bretónica, sudética, paleocimérica, paleolamárica, pirenaica, etc.) que en la actualidad se consideran obsoletos. Mientras que los nombres como hercínico (o varisco) se mantienen en la nomenclatura geológica para adjetivar los nombres de las grandes cadenas formadas al final del Paleozoico, esencialmente durante el Devónico-Carbonífero, los de las fases tectónicas realmente apenas se usan en la actualidad porque la idea en la que se basaba su delimitación y datación no se mantiene. “*La progresiva acumulación de datos en las distintas regiones del globo permitió constatar que la actividad tectónica no presentaba las características que les atribuía Stille*” (Santanach, 1989). Concretamente se comprobó que, en una cordillera, las fases de deformación han sido siempre prolongadas (varias decenas de millones de años), y que eran más antiguas en las Zonas Internas y más modernas en las Zonas Externas. Sin embargo, la controversia sobre la posible existencia de ciertos eventos orogénicos sincrónicos, o de momentos de máxima actividad tectónica, es persistente (Sengor, 1991) a pesar de que la Teoría de la Tectónica Global, de general aceptación desde 1975, admite que las etapas de deformación cortical han sido prolongadas. Bajo el prisma de esta teoría, la controversia se centró en primer lugar en la posibilidad de explicar la posible existencia de etapas sincrónicas,

que afectaron a regiones más o menos amplias del globo, durante la colisión continental y, por consiguiente, durante la estructuración de una cordillera.

La hipótesis actualmente más generalizada es que no se puede hablar con rigor de fases tectónicas, tanto extensivas como compresivas, limitadas a intervalos de tiempo muy cortos y que hayan sido reconocidas en regiones muy distantes unas de otras. Los estudios de detalle de las diferentes cadenas montañosas indican que las etapas de deformación en cada una de ellas, reconocibles por discordancias, han sido diversas y en general prolongadas, con edades variables de unos sectores a otros dentro de una misma cadena. Sin embargo, la polémica se mantiene ya que en algunas cadenas montañosas se han reconocido discordancias formadas en intervalos de tiempo muy precisos y coincidentes en diferentes sectores, por lo que algunos autores llegan a pensar que se trata de momentos de aceleración, inversión o modificación de la actividad tectónica que afectaron a la cadena en su conjunto, dentro de etapas prolongadas de deformación compresiva en las que se originó la propia cadena.

A una escala mucho más reducida, la polémica se ha planteado en la posibilidad de reconocer etapas significativas de deformación que afectaron a sectores con una extensión igual o superior a una cuenca sedimentaria y que quedaron reflejadas en el registro sedimentario de los materiales que rellenaron dicha cuenca. González *et al.* (1988) y Pardo *et al.* (1989), retomando ideas previas de Garrido-Megías (1982), desarrollaron una interesante teoría y basándose en ella pusieron a punto una metodología de estudio del relleno de las cuencas sedimentarias (análisis tectosedimentario) que han aplicado con éxito en el estudio de la cuenca del Ebro y que otros autores han aplicado, igualmente con éxito, a otras cuencas mesozoicas o cenozoicas. Estos autores (Garrido-Megías, 1982; González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989) definieron tres conceptos muy interesantes: actividad diastrófica, ruptura sedimentaria y unidad tectosedimentaria (UTS). Con el término “*actividad diastrófica*” definieron a la cuantificación relativa del grado de deformación que sufre una región durante un intervalo de tiempo, diferenciando intervalos de actividad diastrófica creciente y decreciente; llaman “*periodo diastrófico*” al intervalo de tiempo comprendido entre dos mínimos relativos consecutivos de la actividad diastrófica. Con el término “*ruptura sedimentaria*” denominaron a las superficies reconocibles a la escala de una cuenca sedimentaria que son expresión de cambios de los factores externos a los sistemas de sedimentación, entre ellos de la actividad diastrófica (rupturas sedimentarias de tipo 1, 2 y 3 de González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989). Con el término de “*unidades tectosedimentarias (UTSs)*” definieron, como ya hiciera Garrido-Megías (1982), a los volúmenes de materiales del relleno de una cuenca sedimentaria delimitados por rupturas sedimentarias de origen tectónico. La polémica entre dos concepciones contrapuestas, con los argumentos a favor y en contra del análisis tectosedimentario se exponen con detalle en los trabajos de Pardo *et al.* (1989) y Santanach (1989), incluidos en un número monográfico de la *Revista de la Sociedad Geológica de España* que tuve el honor de coordinar.

El tema de la relación tectónica/sedimentación se entrelaza con el de las posibles curvas eustáticas anteriormente planteado, ya que los límites de los ciclos de orden mayor (primero y segundo) de estas curvas están basados esencialmente en fenómenos tectono-eustáticos. Pese a ello se trata de dos concepciones doctrinales diferentes, ya que al hablar de curvas eustáticas se alude a fenómenos tectónicos globales (p. ej. cambio de volumen de las dorsales) que ocasionaron cambios de volumen de las cuencas oceánicas que se reflejaron en cambios globales del nivel del mar, mientras que en el caso que se trata en este epígrafe se refiere más propiamente a la datación de etapas concretas de formación de una cordillera de plegamiento que se detectan por discontinuidades con discordancia en las rocas sedimentarias que la constituyen. Para el caso concreto de las unidades tectosedimentarias de origen tectónico (Pardo *et al.*, 1989) se trata de volúmenes de rocas del relleno de una cuenca sedimentaria concreta, especialmente de tipo continental, delimitados por superficies (rupturas sedimentarias) expresión de cambios tectónicos que sobre todo afectaron al borde de la cuenca sedimentaria, cuyos límites no tienen que coincidir con los de las unidades eustáticas.

Estratigrafía de eventos de alta resolución

El término de *Estratigrafía de eventos de alta resolución* fue introducido en la nomenclatura estratigráfica y geológica por Kauffman (1986, 1988), Vera (1989) y Kauffman *et al.* (1991) para denominar a la metodología estratigráfica que pretende correlacionar secciones estratigráficas con una precisión de 100 ka (100.000 años) o aún mayor. Otros términos afines se han utilizado por diferentes autores; así Hailwood y Kidd (1993) denominaron *Estratigrafía de alta resolución* a la metodología estratigráfica que utiliza simultáneamente todas las técnicas posibles (bioestratigrafía, magnetoestratigrafía, quimioestratigrafía de carbonatos y de isótopos estables) con el fin de alcanzar la máxima precisión en la correlación; Berggren *et al.* (1995 a) usaron el mismo término con un significado análogo pero aplicado preferentemente al Neógeno reciente, intervalo temporal en el que se puede alcanzar el mayor grado de precisión. Algunos autores, sin embargo, entre ellos Rey (1997), consideraron desaconsejable el uso del término genérico de *Estratigrafía de alta resolución* por considerarlo “ambiguo, presuntuoso e inútil”, aunque al mismo tiempo planteaban la necesidad de usar todos los métodos de datación más fiables (esencialmente bioestratigráficos) que permitieran establecer correlaciones muy precisas. Howell y Aiken (1996) definieron la *Estratigrafía secuencial de alta resolución* como la metodología estratigráfica que permite diferenciar ciclos de alta precisión. Dado que, como se ha detallado en apartados anteriores, salvo en el caso del Cuaternario, el grado de precisión máximo que se alcanzan en las dataciones de las unidades estratigráficas es del orden de 0,5-1 Ma, la delimitación de unidades temporales de menos de 100 ka (objetivo de la *Estratigrafía de eventos de alta resolución*) en la mayoría de los casos es simplemente una utopía y no una metodología aplicable en la actualidad.

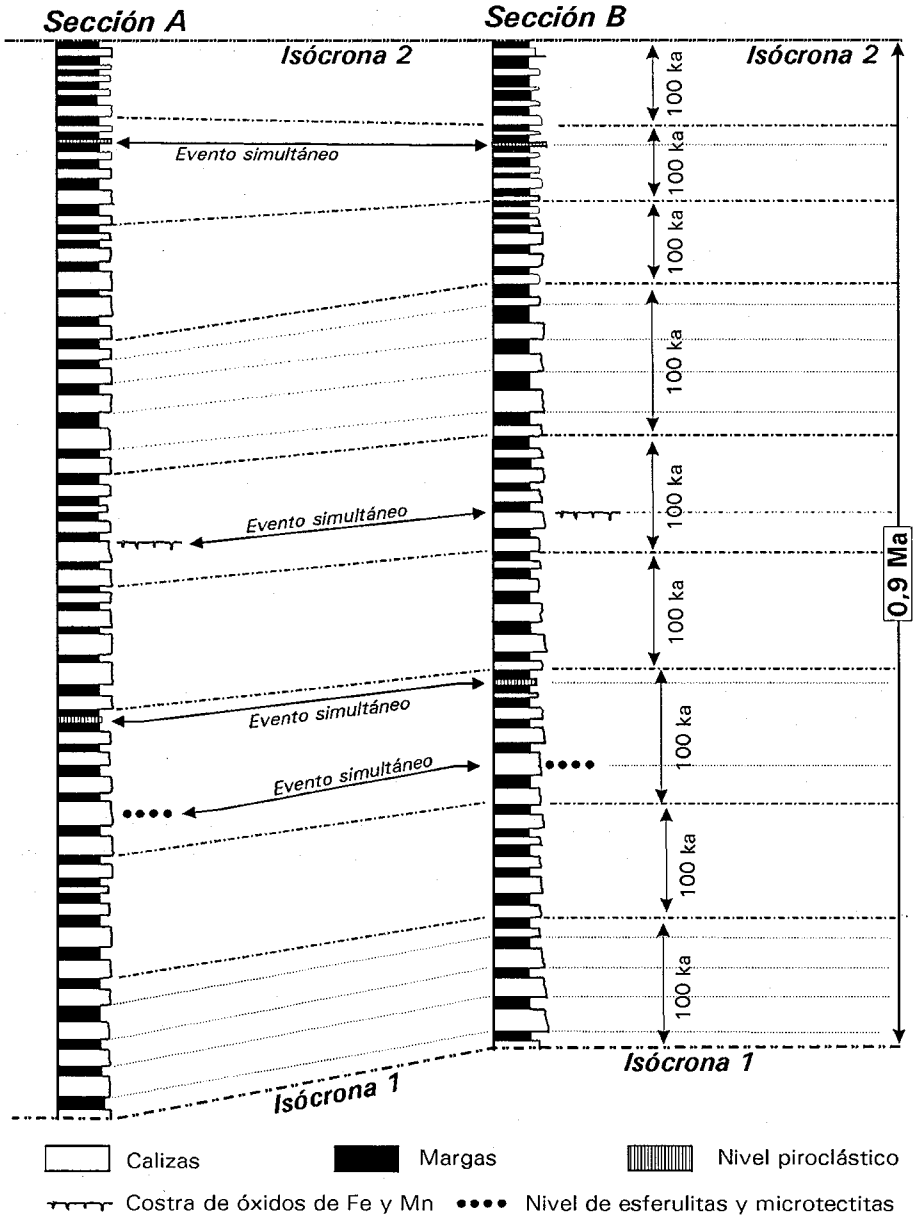


FIGURA 11.- Ejemplo idealizado de aplicación de la correlación mediante la Estratigrafía de eventos de alta resolución. Para un intervalo comprendido entre dos isócronas de dos secciones estratigráficas se correlacionan estrato a estrato los niveles calizos de la alternancia rítmica calizas/margas formada por cambios cíclicos inducidos por factores astronómicos (ciclos de Milankovitch). La validez de la correlación queda garantizada cuando se pueden correlacionar físicamente, además, varios niveles estratigráficos expresión de eventos reconocidos en ambas secciones estratigráficas.

Cuando se habla de *Estratigrafía de eventos de alta resolución*, como se hace en este discurso, lo que se plantea realmente es un reto ante el futuro, lo que para cualquier científico preocupado por el avance de la Ciencia (en nuestro caso de la Estratigrafía) tiene un gran atractivo. Se pretende utilizar un grado de resolución en los intervalos temporales del registro estratigráfico mucho más preciso que el utilizado en la actualidad y, con ello, poder elaborar reconstrucciones de la historia geológica local, regional o global mucho más detalladas que las que actualmente se realizan. Para ello se hacen subdivisiones en los intervalos temporales previamente establecidos por criterios biocronoestratigráficos y magnetocronoestratigráficos con el fin de hacer correlaciones muy precisas entre diferentes secciones estratigráficas. Se basa en la interpretación de rasgos estratigráficos o geoquímicos que sean la expresión de fenómenos, especialmente los alocíclicos. Entre estos fenómenos destacan por su interés, con el fin indicado, aquellos que son raros y episódicos, que se superponen a los normales y frecuentes (o sea los *eventos*) y dentro de ellos los que tengan intervalos de recurrencia o en su caso periodicidad, inferior al medio millón de años, a los que genéricamente se les llama "*de alta resolución*". En definitiva se trata de aplicar el "*principio de la simultaneidad de eventos*" con la mayor precisión posible al menos en algunos fragmentos de secciones estratigráficas, de sectores e intervalos de tiempo concretos, en los que ello sea factible.

Uno de los métodos más interesantes, de la metodología de la *Estratigrafía de eventos de alta resolución*, es la correlación entre los ciclos de Milankovitch reconocidos en dos secciones estratigráficas diferentes (figura 11). Para ello es necesario que en ambas secciones, y para el intervalo temporal seleccionado, se reconozca un número idéntico de ritmos (p. ej. calizas/margas), expresión de los cambios climáticos inducidos por los ciclos de Milankovitch. La correlación se establece estrato a estrato entre ambas secciones estratigráficas y con una precisión comprendida entre los 100 ka y los 20 ka, por tanto dentro de la "alta resolución".

Otro método es el basado en el estudio de anomalías geoquímicas reconocibles en al menos dos secciones estratigráficas y dentro de un intervalo temporal previamente datado por los métodos usuales. Se trata en hacer coincidir en el tiempo (correlacionar) los valores anómalos (máximos o mínimos), o los inicios de cambios bruscos, de los diferentes componentes mayoritarios o minoritarios que se estudian usualmente en la geoquímica sedimentaria de rocas carbonatadas (carbonatos, residuo insoluble, isótopos estables, elementos trazas, carbono orgánico). La elaboración de tablas temporales de estadios isotópicos, para los últimos 2 Ma (Williams *et al.*, 1988), basadas en las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$, constituye un excelente ejemplo de aplicación del método.

Otros métodos pretenden correlacionar los límites de los ciclos de una cierta polaridad (p. ej. estratocrecientes), las capas anómalas en su potencia (megacapas) o las litofacies reconocidas en, al menos, dos secciones estratigráficas de una misma cuenca sedimentaria. En otras ocasiones lo que se correlacionan son niveles piroclás-

ticos (tefra) ocasionados por un vulcanismo explosivo o niveles de microtectitas y esferulitas relacionados con impactos de meteoritos, que permiten establecer correlaciones precisas a muy larga distancia a veces incluso globales. La comparación entre los gráficos obtenidos mediante la técnica de las diagrañas en dos sondeos cercanos permite establecer correlaciones muy precisas, lo que hace que esta técnica se considere como una metodología de la “Estratigrafía de alta resolución”, en este caso sea aplicable exclusivamente para correlaciones locales. Finalmente los cambios en el contenido fosilífero, concretamente los bioventos expresados con cambios en la diversidad y en la abundancia, reconocibles en dos o más secciones estratigráficas, dentro de un mismo intervalo de tiempo, permiten también con frecuencia establecer correlaciones de alta resolución.

En definitiva la “Estratigrafía de eventos de alta resolución” simplemente pretende avanzar más en el grado de precisión de la datación y de la correlación estratigráfica usando para ello todos los métodos posibles, que en su mayoría consisten en el reconocimiento de superficies de estratificación o niveles que expresan de algún modo la expresión de eventos.

Reflexiones finales

La reconstrucción de la Historia de la Tierra constituye uno de los objetivos prioritarios de la Ciencia en general y de las Ciencias Geológicas en particular. Los diferentes fenómenos geológicos acaecidos en tiempos anteriores se deducen y se reconstruyen principalmente a partir de la interpretación de las secciones estratigráficas, esto es, a partir del registro estratigráfico. La datación de los fenómenos se expresa en millones de años contados desde la actualidad hacia atrás, aunque para tiempos recientes (Cuaternario) se usan escalas numéricas mucho más precisas. Los valores numéricos están definidos con gran precisión, con las únicas limitaciones que implican los márgenes de error de las diferentes técnicas experimentales de medida, esencialmente de las técnicas radiométricas.

En este discurso me he centrado en la diagnosis de los principales problemas que presenta la interpretación del registro estratigráfico, más concretamente de aquellos fenómenos geológicos que son más difíciles de reconocer, entender o interpretar. El reconocimiento y la interpretación de estos problemas, a partir de la observación detallada en distintas partes del mundo, constituye uno de los retos más importantes al que nos enfrentamos los estratígrafos en nuestra investigación tanto personal como en equipo.

El conjunto de objetivos que se quiere alcanzar es extraordinariamente ambicioso, ya que de una parte se pretende reconstruir e interpretar con el mayor detalle posible los fenómenos geológicos ocurridos en intervalos de tiempo anteriores y de otra parte se intenta utilizar una escala temporal que sea cada vez más precisa. Especial atención se presta en la actualidad al reconocimiento de niveles sedimentarios

correspondientes a fenómenos raros y eventuales (eventos) que se superponen a los fenómenos normales y graduales. Muchos de estos eventos afectaron a la totalidad de la Tierra y quedaron reflejados en las más diferentes partes del mundo, lo que permite aplicar una estratigrafía de eventos de alta resolución.

Creo haber puesto claramente de manifiesto la doble faceta de la Estratigrafía como ciencia, planteada en la introducción. De una parte la faceta puramente científica que pretende la reconstrucción e interpretación de los fenómenos geológicos acaecidos en tiempos anteriores. De otra parte su faceta claramente aplicada, ya que los estudios estratigráficos han constituido y constituyen uno de los pilares básicos en la prospección de materias primas naturales, entre ellas de una manera esencial el petróleo, hasta el punto de que muchos de los avances más significativos de esta ciencia han sido propiciados desde el mundo de la industria petrolífera. Las relaciones de la Estratigrafía con la Hidrogeología, en cuanto que los acuíferos sean rocas sedimentarias y estratificadas, o con la Geología Ambiental son también muy evidentes (Vera, 1994). El estratígrafo debe comprometerse con el nuevo planteamiento de la comunidad científica internacional que consiste en hacer compatible el aprovechamiento de los recursos naturales con el máximo respeto al medio ambiente, de manera que con ello se contribuya al bienestar de la humanidad en las generaciones futuras.

Algunos de los temas seleccionados y tratados en este discurso son temas que se relacionan los temas de máxima actualidad en la comunidad científica internacional. Así, por ejemplo, los estudios de los sedimentos más recientes, marinos y lacustres, son básicos para el estudio del cambio climático. En efecto estos estudios constituyen una de las fuentes de información más importantes para la reconstrucción en detalle de la evolución temporal del clima de los últimos miles de años, lo que posibilita la predicción del clima futuro inmediato (las próximas decenas o miles de años), dato que resulta esencial para cualquier planteamiento de planificación de un desarrollo sostenible de nuestro planeta.

El enorme desarrollo de los conocimientos en los últimos años y decenios en cualquier ciencia, entre ellas la Estratigrafía, obliga al investigador a acotar el campo de su investigación a parcelas concretas en las que pueda dominar el estado actual de conocimientos. Por otra parte, se sabe que algunos de los avances más significativos del conocimiento en la Estratigrafía han sido propiciados por un planteamiento interdisciplinario de la investigación, de manera que el estratígrafo se ha visto y se ve obligado a trabajar con frecuencia en estrecha colaboración con especialistas de otras disciplinas geológicas y no geológicas. La necesidad de abordar temas con un carácter interdisciplinario exige tener una formación integral lo más completa posible que le facilite el entendimiento con especialistas de otras disciplinas. Ambos aspectos, aparentemente contradictorios, la especialización y la formación integral, deben hacerse compatibles.

Para conseguir este objetivo tan ambicioso resulta muy necesaria la utilización de una terminología científica clara e inequívoca que facilite el entendimiento entre especialistas de las más diferentes ramas de la ciencia y de la técnica. Esta Real Academia de Ciencias ha asumido institucionalmente este compromiso en las últimas décadas con la elaboración y publicación del *Vocabulario Científico y Técnico* y más recientemente el *Diccionario esencial de las Ciencias*. D. Angel Martín Municio (nuestro anterior presidente) en el prólogo de la tercera edición del Vocabulario publicada en 1995, decía literalmente “*la Real Academia de Ciencias se reafirma en la necesidad de revisar, ampliar y actualizar permanentemente tanto su contenido científico como las maneras lexicográficas de su tratamiento*” y posteriormente añadía “*forma parte de la empresa científica de nuestros días cuando las palabras acuden a nombrar nuevos fenómenos de la naturaleza, nuevas propiedades de la materia, y nuevos hechos acerca del hombre y del mundo*”. Desde este momento de mi ingreso como Académico Numerario, en esta noble institución, me comprometo a colaborar lo más activamente posible y con el mayor entusiasmo en esta labor científica tan atractiva y, por ello, de indudable interés.

En este discurso he pretendido de una parte tratar un tema del mayor nivel científico y de notable actualidad, y de otra parte intentar transmitirlo a especialistas de otras disciplinas científicas. Lo he planteado así, porque creo que esta Real Academia de Ciencias puede ser justamente el foro en el que se aborden, discutan y propongan temas de investigación interdisciplinarios que puedan contribuir al verdadero desarrollo de la Ciencia. La presencia por primera vez de un estratígrafo en esta ilustre institución me obliga a asumir con gusto la responsabilidad de hacer llegar a mis compañeros de corporación las múltiples posibilidades de trabajo en colaboración entre los estratígrafos y los especialistas de los más diversos campos de la ciencia representados en esta Real Academia.

He dicho

BIBLIOGRAFÍA

- ABREU, V.S., HARDENBOL, J., HADDAD, G.A., BAUM, G.R., DROXLER, A.W. & VAIL, P.R. (1998): Oxygen Isotope Synthesis: A Cretaceous ice-house?. En: P.C. DE GRACIANSKY *et al.*, (eds.): *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 60: 75-80.
- AGER, D.V. (1981): *The nature of the stratigraphic record* (2ª edición), Macmillan/Wiley, Basingstoke, 112 pp.
- AGER, D.V. (1993): *The New Catastrophism. The importance of the rare event in Geological History*. Cambridge University Press, Cambridge, 254 pp.
- AGTERBERG, F.P. & GRADSTEIN, F.M. (1999): The RASC method for ranking and scaling of biostratigraphic events. *Earth-Science Reviews*, 46: 1-25.
- AGUIRRE, E. (2000a): *Evolución humana. Debates actuales y vías abiertas*. Discurso de Ingreso, Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, 169 pp.
- AGUIRRE, E. (2000b): Poor fossils record and major changes around 1 Ma BP. *Human Evolution*, 15: 51-62.
- AGUIRRE, E. & CARBONELL, E. (2001): Early human expansions into Eurasia: The Atapuerca evidence. *Quaternary International*, 75: 11-18.
- AGUIRRE, E. & PASINI, G. (1985): The Pliocene-Pleistocene boundary. *Episodes*, 8: 16-120.
- ALLEY, R.B. (1998): Icing the North Atlantic. *Nature*, 392: 335-337.
- ALVAREZ, L.W., ALVAREZ, W., ASARO, F. & MICHAEL, H.V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095-1108.
- ALVAREZ, W. (1997): *Tyrannosaurus rex and the crater of doom*. Princeton University Press, Princeton, New York, 185 pp. (Traducción al castellano: Ed. Crítica, Barcelona, 201 pp, 1998).
- ANDERSON, R.Y. (1996): Seasonal sedimentation: a framework for reconstructing climatic and environmental change. En: A.E.S. KEMP (ed.), *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from laminated sediments*. Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 116: 1-15.
- ANDERSON, R.Y. & DEAN, W.B. (1988): Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 62: 215-235.
- AUBRY, M.P. (1995): From Chronology to Stratigraphy: Interpreting the Lower and Middle Eocene Stratigraphic record in the Atlantic Ocean. En: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.P. AUBRY & J. HARDENBOL (eds.): *Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 54: 213-274.
- AUBRY, M.P., BERGGREN, W.A., VAN COUVERING, J.A. & STEININGER, F. (1999): Problems in chronostratigraphy: stages, series, unit and boundary stratotypes, global stratotype section and point and tarnished golden spikes. *Earth-Science Reviews*, 46: 99-148.
- BASSETT, M.G. (1985): Towards a common language in stratigraphy. *Episodes*, 8: 87-92.
- BERGER, A. (1988): Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26: 624-657.
- BERGGREN, W.A., HILGEN, F.J., LANGEREIS, C.G., KENT, D.V., OBRADOVITCH, J.D., RAFFI, I., RAYMO, M.E. & SHACKLETON, N.J. (1995a): Late Neogene Chronology: New perspectives in high resolution stratigraphy. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 107: 1272-1287.

- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER III, C.C. & AUBRY, M.P. (1995b): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.P. AUBRY & J. HARDENBOL (eds.): *Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 54: 129-212.
- BERGGREN, W.A. & VAN COUVERING, J.A. (eds.) (1984): *Catastrophes and Earth History. The new uniformitarianism*. Princeton University Press, Princeton, 464 pp.
- BLOW, W.H. (1979): *The Cenozoic Globigerinida: A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships, and stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea)*. E.J. Brill, Leiden, 3 vol., 1413 pp.
- BLUNDELL, D.J. & SCOTT, A.C. (eds.) (1998): *Lyell: the Past is the Key to the Present*. Geol. Soc. (London), Spec. Publ., 143, 376 pp.
- BOLTWOOD, B.B. (1907): On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. *Amer. Jour. Sc.*, 23: 77-88.
- BOND, G. (1976): Evidence for continental subsidence in North America during the late Cretaceous global submergence. *Geology*, 4: 557-560.
- BOND, G. (1978): Speculations on real sea-level changes and vertical motions of continent at selected times in the Cretaceous and Tertiary periods. *Geology*, 6: 247-250.
- BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., MCMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J. & GONANI, G. (1993): Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365: 143-147.
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LABEYRIE, L., MCMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHILK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS M., BONANI, G. & IVY, S. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- BOND, G.C. & LOTTI, R. (1995): Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267: 1005-1009.
- BOND, G.C., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P. DE MENOCA, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I. & BONANI, G. (1997): A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257-1266.
- BRADLEY, R.S. (1999): *Paleoclimatology: Reconstructing paleoclimates of the Quaternary*. 2^a ed., Academic Press, San Diego, 613 pp.
- BRALOWER, T.J., LECKIE, R.M., SLITER, W.V. & THIERSTEIN, H.R. (1995): An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. En: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.P. AUBRY & J. HARDENBOL (eds.): *Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 54: 65-79.
- BRIFFA, K.R. (2000): Annual climate variability in the Holocene – Interpreting the message of ancient trees. *Quaternary Science-Reviews*, 19: 87-105.
- BROECKER, W. (1994): Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372: 421-424.
- BROECKER, W. (2000): Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record. *Earth-Science Reviews*, 51: 137-154.
- BRUIJN, H. DE, MEIN, P., MONTENAT, C. & VAN DE WEERD, A. (1975): Corrélations entre les gisements de rongeurs et les formations marines du Miocène terminal d'Espagne méridionale (provinces d'Alicante et de Murcia). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensc.*, B, 78: 1-32.

- BUCKLAND, W. (1823): *Reliquiae Diluvianae: or observations on the organic remains contained in caves, fissures, and diluvial gravel, and on other geological phenomena attesting the action of a universal diluge*. John Murray, Londres, 303 pp.
- BUKRY, C. (1973): Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington D.C., 15: 127-149.
- CACHO, I., GRIMALT, J.O., CANALS, M., SBAFFI, L., SHACKLETON, N.J., SCHÖNFELD, J. & ZAHN, R. (2001): Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16: 40-52.
- CACHO, I., GRIMALT, J.O., PELEJERO, C., CANALS, M., SIERRO, F.J., FLORES, J.A. & SHACKLETON, N.J. (1999): Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in the Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14: 690-705.
- CALVO, J.P., DAAMS, R., MORALES, J., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., AGUSTÍ, J., ANADÓN, P., ARMENTEROS, I., CABRERA, L., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DIAZ-MOLINA, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTÍN-SUÁREZ, E., MARTÍNEZ, J., MOISSENET, E., MUÑOZ, A., PÉREZ-GARCÍA, P., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., PORTERO, J.M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C., TORRES, T., VAN DER MEULEN, A.J., VERA, J.A. & MEIN, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 1-16.
- CANDE, S.C. & KENT, D.V. (1992): A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 13917-13951.
- CANDE, S.C. & KENT, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, 100: 6093-6095.
- CHAPMAN, M.R., SHACKLETON, N.J. & DUPLESSY, J.C. (2000): Sea-surface temperature variability during the last glacial-interglacial cycle – Assessing the magnitude and pattern of climate change in the North Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 157: 1-25.
- CHRISTIE-BLICK, N. & DRISCOLL, N.W. (1995): Sequence stratigraphy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23: 451-478.
- CLIMAP (1981): Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geol. Soc. Amer.*, Map and Chart Series, Vol. C36.
- CLOETINGH, S. (1988): Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level?. En: C.K. WILGUS *et al.* (eds.) *Sea-level changes – An integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 42: 19-29.
- COLEMAN, J.L., SHANE, P.A.R., GRANT-MACKIE, J.A. & GREGORY, M.R. (2001): Identification of a distal ignimbrite in Quaternary strata of the Gisborne area: implications for ignimbrite dispersal, stratigraphy, and paleofauna. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 44: 337-345.
- COMPANY, M., GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., MARTÍN-ALGARRA, A., REBOLLO, M., SERRANO, F., TAVERA, J.M. & VERA, J.A. (1982): Diques neptúnicos en el Cretácico del Penibético: argumentos genéticos y etapas de relleno. *Cuader. Geol. Iber.*, 8: 547-564.
- CORRALES, I., ROSELL, J., SÁNCHEZ DE LA TORRE, L., VERA, J.A. & VILAS, L. (1977): *Estratigrafía*. Ed. Rueda, Madrid, 718 pp.

- COWIE, J.W. (1986): Guidelines for boundary stratotypes. *Episodes*, 9: 78-82.
- CRAIG, G.Y. & HULL, J.H. (eds.) (1999): *James Hutton – Present and Future*. Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 150, 184 pp.
- DEWEY, J.F. & PITMAN III, W.C. (1998): Sea-level changes: mechanisms, magnitudes and rates. En: J.L. PINDELL & C. DRAKE (eds.), *Palaeogeographic evolution and non-glacial eustasy, northern South America*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 58: 1-16.
- DUVAL, B.C., CRAMEZ, C. & VAIL, P.R. (1998): Stratigraphic cycles and major marine source rocks. En: P.C. DE GRACIANSKY *et al.* (eds.): *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 60: 43-51.
- EICHER, D.L. (1976): *Geologic time*. 2ª edición, Open University set book, Prentice-Hall, London, 150 pp.
- EINSELE, G. (2000): *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. 2ª ed., Springer-Verlag, Berlin, 792 pp.
- EINSELE, G. (1998): Event Stratigraphy: Recognition and interpretation of sedimentary event horizons. En: P. DOYLE & M.R. BENNET (eds.), *Unlocking the Stratigraphical Record. Advances in Modern Stratigraphy*. John Wiley & Sons, Chichester, 145-193.
- EMERY, D. & MYERS, K.J. (eds.) (1996): *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 297 pp.
- EMILIANI, C. (1978): The cause of ice ages. *Earth Planet. Sci. Letters*, 7: 349-352.
- FAIRCHILD, I.J., BAKER, A., BORSATO, A., FRISIA, S., HINTON, R.W., MCDERMOTT, F. & TOOTH, A.F. (2001): Annual and sub-annual resolution of multiple trace-element trends in speleothems. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 158: 831-841.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., JENNER, G.A. & TUBRETT, M.N. (2000): New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 102: 185-206.
- FISCHER, A.G. (1986): Climatic rhythms recorded in strata. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 351-376.
- FLYNN, J.J. & SWISHER, C.C. (1995): Cenozoic South America land mammals ages: correlation to global geochronologies. En: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.P. AUBRY & J. HARDENBOL (eds.): *Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 54: 317-333.
- FÚSTER, J.M. (1998): Vulcanismo y cambio climático. En: *Horizontes culturales: Las fronteras de la Ciencia*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Espasa, Madrid, 115-129
- GALE, A.S. (1998): Cyclostratigraphy. En: P. DOYLE & M.R. BENNET (eds.), *Unlocking the Stratigraphical Record. Advances in Modern Stratigraphy*. John Wiley & Sons, Chichester, 195-220.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie in Mijnbouw*, 59: 155-168.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., MARTÍN-ALGARRA, A., MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. & VERA, J.A. (1989): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13: 35-52.

- GARRIDO-MEGÍAS, A. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *Actas V Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 385-402.
- GÓNZALEZ, A., PARDO, G. & VILLENA, J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congreso Geológico de España, SGE, Granada*, Simposios, 175-184.
- GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., MARTÍN-ALGARRA, A., REBOLLO, M., SERRANO, F. & VERA, J.A. (1983): Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 39: 71-116.
- GRABAU, A.W. (1913): *Principles of Stratigraphy*. Ag. Seiler, New York, 1185 pp.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1994): A Mesozoic time scale. *Jour. Geophys. Res.*, 99: 24051-24074.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. En: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.P. AUBRY & J. HARDENBOL (eds.): *Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 54: 95-126.
- GRIGG, L.D., WHITLOCK, C. & DEAN, W.E. (2001): Evidence for Millennial-Scale Climate Change during marine isotope stages 2 and 3 at Little Lake, Western Oregon, U.S.A. *Quaternary Research*, 56: 10-22.
- GROOTES, P.M., STEIG, E.J., STUIVER, M., WADDINGTON, E.D. & MORSE, D.L. (2001): The Taylor Dome Antarctic ¹⁸O record and global synchronous changes in climate. *Quaternary Research*, 56: 289-298.
- GROOTES, P.M., STUIVER, M., WHITE, S., JONSEN, S. & JOUZEL, J. (1993): Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 552-554.
- HAECKEL, M., VAN BEUSEKOM, J., WIESNER, M.G. & KÖNIG, I. (2001): The impact of the 1991 Mount Pinatubo tephra fallout on the geochemical environment of the deep-sea sediments in the South China Sea. *Earth Planet. Sci. Letters*, 193: 151-166.
- HAILWOOD, E.A. & KIDD, R.B. (eds.) (1993): *High resolution Stratigraphy*. Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 70, 357 pp.
- HALLAM, A. (1963): Eustatic control of major cyclic changes in Jurassic sedimentation. *Geological Magazine*, 100: 444-450.
- HALLAM, A. (1978): Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 23: 1-32.
- HALLAM, A. (1983): *Great geological controversies*. Oxford University Press, Oxford (Traducción al castellano: Ed. Labor, Barcelona, 1985, 180 pp.).
- HALLAM, A. (1984): Pre-Quaternary changes sea-level. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12: 205-243.
- HALLAM, A. (1988): A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. En: C.K. WILGUS *et al.* (eds.) *Sea-level changes – An integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 42: 261-273.
- HALLAM, A. (1992): *Phanerozoic sea-level changes*. Columbia University Press, New York, 266 pp.

- HALLAM, A. (1998): Interpreting sea level. En: P. DOYLE & M.R. BENNET (eds.), *Unlocking the Stratigraphical Record. Advances in Modern Stratigraphy*. John Wiley & Sons, Chichester, 421-439.
- HALLAM, A. (1999): Evidence of sea-level fall in sequence stratigraphy. Examples from the Jurassic. *Geology*, 27: 343-346.
- HALLAM, A. (2001): A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 167: 23-37.
- HAQ, B.U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. En: D.L.M. MACDONALD (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea-level changes at active margins*. Inter. Assoc. Sedim., Blackwell, Oxford, Spec. Publ. 12: 3-39.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic cycles. En: C.K. WILGUS *et al.* (eds.) *Sea-level changes – An integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 42: 71-102.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, J., GRACIANSKY, P.C. DE & VAIL, P.R. (1998): 1.- Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic chart. 2.- Cenozoic sequence chronostratigraphy. 3.- Cenozoic biochronostratigraphy. 4.- Cretaceous sequence chronostratigraphy. 5.- Cretaceous biochronostratigraphy. 6.- Jurassic sequence chronostratigraphy. 7.- Jurassic biochronostratigraphy. 8.- Triassic sequence chronostratigraphy/biochronostratigraphy. En: P.C. DE GRACIANSKY *et al.* (eds.) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 60, chart 1-8.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1990): *A geologic Time Scale 1989*. Cambridge University Press, Cambridge, 263 pp.
- HAYS, J.D., IMBRIE, J. & SCHACKLETON, N.J. (1976): Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194: 1121-1132.
- HEDBERG, H.D. (ed.) (1976): *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedures*. John Wiley, New York, 200 pp. (Traducción al castellano: Reverté, Barcelona, 1980, 205 pp).
- HEINRICH, H. (1988): Origin and consequences of cyclic rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29: 142-152.
- HOLE, M.J. (1998): Stratigraphical Applications of radiogenic isotope geochemistry. En: P. DOYLE & M.R. BENNET (eds.), *Unlocking the Stratigraphical Record. Advances in Modern Stratigraphy*. John Wiley & Sons, Chichester, 351-382.
- HOWELL, J.A. & AIKEN, J.F. (eds.) (1996): *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and applications*. Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 104, 374 pp.
- HSÜ, K.J. (1983): Actualistic catastrophism. *Sedimentology*, 30: 3-9.
- JACQUIN, T., DARDEAU, G., DURLET, C., GRACIANSKY, P.C. DE & HANTZPERGUE, P. (1998): The North Sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. En: P.C. DE GRACIANSKY *et al.* (eds.): *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 60, 445-466.

- JENKYN, H.C. (1988): The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *Amer. Jour. Sc.*, 288: 101-151.
- JIMÉNEZ, A.P., JIMÉNEZ DE CISNEROS, C., RIVAS, P. & VERA, J.A. (1996): The early Toarcian anoxic event in the westernmost Tethys (Subbetic): Paleogeographic and paleobiogeographic significance. *Jour. Geol.*, 10: 339-416.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, C., MAS, J.R. & VERA, J.A. (1991): Geochemistry of speleothems from Jurassic palaeokarst (Subbetic, Southern Spain). *Sedim. Geol.*, 73: 191-208.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, C., MOLINA, J.M., NIETO, L.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. & VERA, J.A. (1993): Calcretes from a palaeosinkhole in Jurassic palaeokarst (Subbetic, Southern Spain). *Sedim. Geol.*, 87: 13-24.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, C. & VERA, J.A. (1993): Milankovitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, Southern Spain). *Sedimentology*, 40: 513-537.
- JOUZEL, J., HOFFMANN, G., PARRENIN, F. & WAELEBROECK, C. (2002): Atmospheric oxygen 18 and sea-level changes. *Quaternary Science-Reviews*, 21: 307-314.
- KAUFFMAN, E.G. (1986): High-resolution event stratigraphy: regional and global bio-events. En: O.H. WALLISTER (ed.), *Global bioevents*, Lect. Notes Earth Hist., Springer-Verlag, Berlín, 279-335.
- KAUFFMAN, E.G. (1988): Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 13: 605-645.
- KAUFFMAN, E.G., ELDER, W.P. & SAGEMAN, B.B. (1991): High-resolution correlation: a new tool in Chronostratigraphy. En: G. EINSELE *et al.* (eds.), *Cycles and events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlín, 795-819.
- KUHN, T.S. (1996): *The structure of scientific revolutions* (3ª edición), Univ. Chicago Press, Chicago, 212 pp.
- LABONNE, M., HILLAIRE-MARCEL, C., GHALEB, B. & GOY, J.L. (2002): Multi-isotopic age assessment of dirty speleothem calcite: an example from Altamira Cave, Spain. *Quaternary Science-Reviews*, 21: 1099-1110
- LINARES, A. (1989): Extinciones y cambios fosilíferos en relación con los grandes límites cronoestratigráficos. En: J.A. VERA (ed.), *División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas*. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 235-250.
- LINGE, H., LAURITZEN, S.E. & LUNDBERG, J. (2001a): Stable isotope stratigraphy of a late last interglacial speleothem from Rana, Northern Norway. *Quaternary Research*, 56: 155-166.
- LINGE, H., LAURITZEN, S.E., LUNDBERG, J. & BERSTAD, J.M. (2001b): Stable isotope stratigraphy of Holocene speleothems: examples from cave system in Rana, northern Norway. *Palaeogeogr. Paleoclimat. Palaeoecol.*, 167: 209-224.
- MARKWICK, P.J. & ROWLEY, D.B. (1998): The geological evidence for Triassic to Pleistocene glaciations: implications for eustasy. En: J.L. PINDELL & C. DRAKE (eds.), *Palaeogeographic evolution and non-glacial eustasy, northern South America*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 58: 17-43.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1171 p.
- MARTÍN-ALGARRA, A., RUIZ-ORTIZ, P.A. & VERA, J.A. (1992): Factors controlling Cretaceous turbidite deposition in the Betic Cordillera. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 53-80.

- MARTÍN-ALGARRA, A. & VERA, J.A. (1994): Mesozoic pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, Southern Spain). En: J. BERTRAND-SARFATI & C.L.V. MONTY (eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 345-391.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1999): *Cambios climáticos. Una aproximación al sistema Tierra. Mundo vivo – Libertarias*, Madrid, 324 pp.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (2001): Cambios climáticos ¿abruptos o graduales? Lecciones del registro paleoclimático. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 96: 57-68.
- MARTÍNEZ-RUIZ, F., ORTEGA, M., PALOMO, M. & SMIT, J. (2001): K-T boundary spherules from Blake Noise (ODP Leg 171B) as record of the Chicxulub ejecta deposits. En: D. KROON, R. NORRIS & A. KLAUS (eds.), *Western North Atlantic Palaeogene and Cretaceous Palaeoceanography*, Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 183: 149-161.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. En: A. FARINACCI *et al.* (eds.), *Proceedings of the Second Planktonic Conference*, Roma, Tecnoscienza, 739-785.
- MASSON, D.G., WATTS, A.B., GEE, M.J.R., URGELES, R., MITCHELL, N.N., LE BAS, T.P. & CANALS, M. (2002): Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57: 1-35.
- MCCLENDON, J.H. (1999): The origin of life. *Earth-Science Reviews*, 47: 71-93.
- MEIN, P., BIZON, G., BIZON, J. & MONTENAT, C. (1973): Le gisement de Mamifères de la Alberca (Murcie, Espagne méridionale). Correlations avec formations marines du Miocène terminal. *C. R. Ac. Sc. Paris, D*, 276: 3077-3080.
- MIAL, A.D. (1992): Exxon global cycle chart: An event for every occasion?. *Geology*, 20: 87-790.
- MIAL, A.D. (1997): *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg, 433 pp.
- MIAL, A.D. & MIAL, C.E. (2001): Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms. *Earth-Science Reviews*, 54: 321-348.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & THOMPSON, S. (1977a): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En: C.E. PAYTON (ed.), *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26: 53-62.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. (1977b): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. En: C.E. PAYTON (ed.), *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26: 117-133.
- MIX, A.C., BARD, E. & SCHNEIDER, R. (2001): Environmental processes of the ice age: Land, ocean, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science-Reviews*, 20: 627-657.
- MOLINA, J.M., O'DOHERTY, L., SANDOVAL, J. & VERA, J.A. (1999a): Jurassic radiolarites in a Tethyan continental margin (Subbetic, Southern Spain): Palaeobathymetric and biostratigraphic considerations. *Palaeogeogr. Paleoclimat. Palaeoecol.*, 150: 309-330.
- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. & VERA, J.A. (1986): Capas de tormentas (tempestitas) en el Jurásico del Subbético externo (Cordilleras Béticas). *Acta Geológica Hispánica*, 21: 351-360.

- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. & VERA, J.A. (1991): Jurassic karst bauxites in the Subbetic, Betic Cordillera. *Acta Geologica Hungarica*, 34: 163-178.
- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. & VERA, J.A. (1997): Calcareous tempestites in pelagic sediments (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, 109: 95-109.
- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. & VERA, J.A. (1999b): A review of polyphase karstification in extensional tectonic regimes: Jurassic and Cretaceous examples, Betic Cordillera, Southern Spain. *Sedimentary Geology*, 129: 71-84.
- MOLINA, J.M. & VERA, J.A. (1999): Sedimentación marina somera sobre edificios volcánicos (Jurásico medio-superior, Subbético medio, Cordilleras Béticas). En: *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*, Asoc. Geol. Geof. Esp. Petr. (A.G.G.E.P.), Madrid, 91-106.
- MOLINA, J.M. & VERA, J.A. (2000): Plataformas carbonatadas aisladas (guyots) en el Jurásico del Subbético. *Geogaceta*, 27: 107-110.
- MOLINA, J.M. & VERA, J.A. (2001): Interacción entre sedimentación y vulcanismo submarino durante el Jurásico medio (NW de Benalúa de las Villas, Provincia de Granada, Subbético medio). *Geotemas*, 3: 219-222.
- NACSN (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE) (1983): North American Stratigraphic code. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 67: 841-887.
- NAISH, T., KAMP, P.J.J. & PILLANS, B. (1997): Recurring global sea-level changes recorded in shelf deposits near the G/M polarity transition, Wanganui Basin, New Zealand: implications for redefining the Pliocene-Pleistocene boundary. *Quaternary International*, 40: 61-71.
- ODIN, G.S. (1994): Geological Time Scale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, série II, 318: 59-71.
- O'DOHERTY, L., SANDOVAL, J. & VERA, J.A. (2000): Ammonite faunal turnover tracing sea-level changes during the Jurassic (Betic Cordillera, southern Spain). *Jour. Geol. Soc. (London)*, 157: 723-736.
- OGG, J.G. (1995): Magnetic polarity time scale of the Phanerozoic. En: T. AHRENS (ed.), *Global Earth Physics: A handbook of Physical constants*. Amer. Geophys. Un. Refer. Shelf, Washington, 1: 240-270.
- ORÓ, J., MILLER, S.L. & LAZCANO, A. (1990): The origin of early evolution of life on Earth. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 18: 317-356.
- PALFY, J., SMITH, P.L. & MORTENSEN, J.K. (2000): A U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar time scale for the Jurassic. *Can. Jour. Earth Sci.*, 37: 923-944.
- PARDO, G., VILLENA, J. & GONZÁLEZ, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. En: J.A. VERA (ed.), *División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas*. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 199-219.
- PARTIDGE, T.C. (1997): Reassessment of the position of the Plio-Pleistocene boundary: is there a case for lowering it to the Gauss-Matuyama palaeomagnetic reversal?. *Quaternary International*, 40: 5-10.
- PETRONE, C.M., TAGAMI, T., FRANCALANCI, L., MATSUMURA, A. & SUDO, M. (2001): Volcanic systems in the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, México) in the light of new K-Ar geochronological data. *Geochemical Journal*, 35: 77-88.

- PITMAN III, W.C. (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89: 1389-1403.
- PITMAN III, W.C. & GOLOVCHENKO, X. (1983): The effect of sea-level change on the shelfedge and slope of passive margins. En: D.J. STANLEY & G.T. MOORE (eds.), *The shelfbreak: critical interface on continental margins*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 33: 41-58.
- PITMAN III, W.C. & GOLOVCHENKO, X. (1991): Modelling Sedimentary Sequences. En: D.W. MÜLLER, J.A. MCKENZIE & H. WEISSERT (eds.): *Controversies in Modern Geology: evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics*. Academic Press, London, 279-309.
- POSAMENTIER, H.W. & JAMES, D.P. (1993): Sequence stratigraphy –uses and abuses. En: H.W. POSAMENTIER *et al.* (eds.), *Sequence Stratigraphy and facies associations*, Inter. Assoc. Sedimen., Blackwell, Oxford, Spec. Publ. 18: 3-19.
- PROKOPENKO, A.A., WILLIAMS, D.F., KARABANOV, G.K. & KHURSEVICH, G.K. (2001): Continental response to Heinrich event and Bond cycles in sedimentary record of Lake Baikal, Siberia. *Global and Planetary Change*, 28: 217-226.
- RAYMO, M.E., GANLEY, K., CARTER, S., OPPO, D.W. & MCMANUS, J. (1998): Millennial-scale climate instability during the early Pleistocene epoch. *Nature*, 392: 699-702.
- REGUANT, S. & ORTIZ, R. (2001): Guía Estratigráfica Internacional. Versión abreviada. *Rev. Soc. Geol. España*, 14: 269-293.
- REMANE, J., BASSETT, M.G., COWIE, J.W., GOHRBANDT, K.H., LANE, H.R., MICHELSEN, O. & NAIWEN, W. (1996): Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes*, 19: 77-81.
- REY, J. (1997): La Stratigraphie: fondements et perspectives. En: J. REY (ed.), *Stratigraphie. Terminologie française*. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod., Elf Aquitaine, Pau, mémoire 19:1-5.
- RIBA, O. (1973): Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo Catalán). *Acta Geológica Hispánica*, 8: 90-99.
- RIBA, O. (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.
- RIBA, O. & REGUANT, S. (1986): *Una taula dels temps geològics*. Institut d'estudis catalans. Barcelona, 127 pp.
- RUIZ-ORTIZ, P.A. (1993): *La interpretación del registro geológico: nuevas perspectivas*. Discurso de Apertura del Curso 1993-1994, Universidad de Jaén, Jaén, 38 pp.
- SALVADOR, A. (ed.) (1994): *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. (2ª edición), International Union of Geological Sciences, Geol. Soc. Amer., 214 pp.
- SÁNCHEZ-GOÑI, M.F., TURON, J.L., EYNAUD, F., SHACKLETON, N.J. & CAYRE, O. (2000): Direct land/sea correlation of the Eemian, and its comparison with the Holocene: a high-resolution palynological record of the Iberian margin. *Geologie in Mijnbouw/ Netherlands Journal of Geosciences*, 79: 345-354.
- SANDOVAL, J., O'DOHERTY, L., VERA, J.A. & GUEX, J. (2002): Sea-level changes and ammonites faunal turnover during the Lias-Dogger transition in Western Tethys. *Bull. Soc. Geol. France*, 173: 57-66.

- 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. En: J.A. VERA (ed.), *División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas*. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 223-233.
- SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J.A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas de la Cordillera Bética. *Acta Geol. Hisp.*, 26: 205-227.
- SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographic context of the Neogene basins in the Betic Cordillera. *Basin Research*, 4: 21-36.
- SCHIMMELMANN, A. & LANGE, C.B. (1996): Tales of 1001 varves: a review of Santa Barbara Basin sediment studies. En: A.E.S. KEMP (ed.), *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from laminated sediments*. Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 116: 121-141.
- SCHOUTEN, S., VAN KAAM-PETERS, H.M.E., RIJSTRA, W.I.C., SCHOELL, M. & SINNINGHE-DAMSTE, J.S. (2000): Effects of an oceanic anoxic event on the stable carbon isotopic composition of early Toarcian carbon. *Amer. Jour. Sci.*, 300: 1-22.
- SEILACHER, A. (1991): Events and their signatures – an overview. En: G. EINSELE *et al.* (eds.), *Cycles and events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlín, 222-226.
- SENGOR, A.M.C. (1991): Timing of orogenic events: a persistent geological controversy. En: D.W. MÜLLER, J.A. MCKENZIE & H. WEISSERT (eds.): *Controversies in Modern Geology: evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics*. Academic Press, London, 405-473.
- SEPKOSKI, J.J. (1995): Patterns of Phanerozoic Extinctions: a perspective from global data bases. En: O.H. WALLISTER (ed.), *Global events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer, Berlín, 35-51.
- SHACKLETON, N.J., BERGER, D. & PELTIER, W.R. (1990): An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time-scale based on ODP Site 677. *Royal Edinb. Trans. Earth Sci.*, 81: 251-261.
- SHACKLETON, N.J., HALL, M.A. & PATE, D. (1995): Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. *Proceeding of the Ocean Drilling Program: scientific results*, College Station, TX: ODP, 138: 337-356.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1976): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific cores V28-238, late Pliocene to latest Pleistocene. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 3: 39-55.
- SHANE, P. (2000): Tephrochronology: a New Zealand case study. *Earth-Science Reviews*, 49: 223-259.
- SLOSS, L.L. (1963): Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 74: 93-114.
- SMIT, J. (1990): Meteorite impact, extinctions and Cretaceous-Tertiary boundary. *Geologie in Mijnbouw*, 69: 187-204.
- SMIT, J. (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 27: 75-113.
- STILLE, H. (1924): *Grundfragen der vergleichender Tektonik*. Gerbrüder Bornträger Verlag, Berlín, 443 pp.
- STOLL, H.M. & SCHARG, D.P. (2000): High-resolution stable-isotope records the Upper

- Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 112: 308-319.
- SUC, J.P., BERTINI, A., LEROY, S.A.G. & SUBALLYOVA, D. (1997): Towards the lowering of the Pliocene/Pleistocene boundary to the Gauss-Matuyama reversal. *Quaternary International*, 40: 37-42.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., WISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991): The stratigraphic signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology, an overview. En: G. EINSELE *et al.* (eds.), *Cycles and events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlín, 617-657.
- VAIL, P.R., COLIN, J.P., CHENE, R.J. DE, KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V. (1987): La stratigraphie sequentielle et 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. & TODD, R.G. (1984): Jurassic Unconformities, Chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. En: J.S. SCHLEE (ed.), *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 36: 129-144.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. (1977a): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Cycles of relative changes of sea level. En: C.E. PAYTON (ed.), *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26: 83-97.
- VAIL, P.R., TODD, R.G. & SANGREE, J.B. (1977b): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 5: Chronostratigraphic significance of seismic reflections. En: C.E. PAYTON (ed.), *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26: 99-116.
- VERA, J.A. (1981): Correlaciones entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. En: *Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG)*, *Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, Madrid, 2: 129-162.
- VERA, J.A. (1984a): Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación. *I Congreso Nacional de Geología*, Segovia, 2: 227-236.
- VERA, J.A. (1984b): Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. En: A. OBRADOR (ed.), *Libro Homenaje a Luis Sánchez de la Torre*, Publicaciones de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona, 20: 141-162.
- VERA, J.A. (1986): Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. En: *Geología de España, Libro Homenaje a José María Ríos*, IGME, Madrid, 2: 218-251.
- VERA, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- VERA, J.A. (1989): Diferenciación de unidades estratigráficas en materiales pelágicos. En: J.A. VERA (ed.), *División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas*. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 335-374.
- VERA, J.A. (1990): *Estratigrafía y Geología de eventos*. Discurso de Ingreso, Academia de Ciencias Matemáticas, Físico-Químicas y Naturales, Granada, 36 pp.
- VERA, J.A. (1994): *Estratigrafía: Principios y métodos*. Rueda, Madrid, 808 pp.

- VERA, J.A. (1999): Bioestratigrafía, Micropaleontología y Estratigrafía secuencial. En: *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*, Asoc. Geol. Geof. Esp. Petr. (A.G.G.E.P.), Madrid, 57-70.
- VERA, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. *Rev. Soc. Geol. España*, 13: 345-373.
- VERA, J.A. (2001): Evolution of the South Iberian Continental Margin. En: P.A. ZIEGLER *et al.* (eds.), *Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins*, Mem. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris, 186: 109-143.
- VERA, J.A. & MARTÍN-ALGARRA, A. (1994): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera (Southern Spain). En: J. BERTRAND-SARFATI & C.L.V. MONTY (eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 319-344.
- VERA, J.A. & MOLINA, J.M. (1998): Shallowing-upward cycles in pelagic troughs (Upper Jurassic, Subbetic, southern Spain). *Sedimentary Geology*, 119: 103-121.
- VERA, J.A., MOLINA, J.M., MONTERO, P. & BEA, F. (1997): Jurassic guyots on the Southern Iberian Continental Margin: a model of isolated carbonate platforms on volcanic submarine edifices. *Terra Nova*, 9: 163-166.
- VERA, J.A., RUIZ-ORTIZ, P.A., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M. & MOLINA, J.M. (1988): Paleokarst and related sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. En: N.P. JAMES & P.W. CHOQUETTE (eds.), *Paleokarst*, Springer-Verlag, New York, 364-384.
- VILAS, L., MARTÍN-CHIVELET, J., ARIAS, C., GIMÉNEZ, R., RUIZ-ORTIZ, P.A., CASTRO, J.M., MASSE, J.P. & ESTÉVEZ, A. (1998): Cretaceous carbonate platforms of the Spanish Levante. Sedimentary evolution and sequence stratigraphy. *15th IAS Inter. Congr., Alicante, Field Trip Guide*, 293-315.
- VINCENT, S.J., MACDONALD, D.I.M. & GUTTERIDGE, P. (1998): Sequence Stratigraphy. En: P. DOYLE & M.R. BENNETT (eds.), *Unlocking the Stratigraphical Record. Advances in Modern Stratigraphy*. John Wiley & Sons, Chichester, 299-350.
- WANG, Y., SASAKI, M., SASADA, M. & CHEN, C.H. (1999): Fluid inclusion studies of the Chinkuashih high-sulfidation gold-copper deposits in Taiwan. *Chemical Geology*, 154: 155-167.
- WATTS, A.B. & MASSON, D.G. (1995): A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Jour. Geophys. Res.*, 100: 24487-24498.
- WATTS, A.B. & MASSON, D.G. (2001): New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 63: 8-19.
- WHITTAKER, A., COPE, J.C.W., COWIE, J.W., GIBBONS, W., HAILWOOD, E.A., HOUSE, M.R., JENKINS, D.G., RAWSON, P.F., RUSHTON, A.W.A., SMITH, D.G., THOMAS, A.T. & WIMBLEDON, W.A. (1991): A guide to stratigraphical procedure. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 148: 813-824.
- WILLIAMS, D.F., THUNELL, R.C., TAPPA, E., RIO, D. & RAFFI, I. (1988): Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P. *Palaeogeogr. Paleoclimat. Palaeoecol.*, 64: 221-240.
- WOODBURNE, M.O. & SWISHER, C.C. (1995): Land mammals high-resolution geochronology intercontinental overland dispersals, sea-level, climate, and vicariance. En: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.P. AUBRY & J. HARDENBOL (eds.): *Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 54: 335-364.
- ZAZO, C. (1999): Interglacial sea levels. *Quaternary International*, 55: 101-113.

**DISCURSO DE CONTESTACIÓN
DEL
EXCMO. SR. D. EMILIANO DE AGUIRRE ENRÍQUEZ**

Excmo. Sr. Presidente
Excma. Sra. Presidenta del Instituto de España
Excmos. Señores Académicos
Señoras y Señores

Servir a la Academia, comunicar con los compañeros y ser su portavoz en la bienvenida al nuevo Académico, y dar a Juan Antonio Vera Torres el primer espaldarazo al tomar posesión de su puesto en ella, son deberes gozosos, no sé cuál lo sea más. Seguro que son inseparables y se multiplican. Comprendemos y compartimos tanta satisfacción y esperanza.

El Profesor Dr. Juan Antonio Vera es granadino cien por cien. En Granada nació, creció, cursó sus estudios, además de lo mucho y bueno que aprendió de sus padres, también de sus familiares, de sus amigos y compañeros. Cuando el clado de las Ciencias Naturales se ramificó y en 1957 fueron instituidos los estudios universitarios de Ciencias Biológicas y Geológicas, los profesores Noel Llopis Lladó en la Universidad de Oviedo y José María Fontboté Mussolas en la de Granada fueron los primeros en presentar sendos planes de estudios e iniciar las licenciaturas en Ciencias Geológicas. Al año siguiente se matriculó Vera Torres en la de Granada, y fue Licenciado en 1963 con Sobresaliente, Premio Extraordinario y Premio Fin de Carrera. Siempre muy abierto a aprender más, fue destacado discípulo de Fontboté, en la teoría y en la práctica en sus años de carrera, en la tesis de Licenciatura y en la tesis doctoral, ganando el título de Doctor en Ciencias Geológicas en 1966 en la misma universidad. Si bien completó su formación con estancias en Oviedo, Madrid y París, y tuvo su primer cargo de Profesor Agregado en la Universidad central de Barcelona en 1970, ese mismo año se reincorporó a la de Granada, donde había sido interino desde su licenciatura, y en ella es Catedrático desde 1973. Ha sido director del Departamento de Estratigrafía, y fue Decano de la Facultad de Ciencias entre 1975 y 1978.

En Granada se han desarrollado totalmente las dos grandes actividades y producciones científicas de su vida: la investigación profunda y detallada en Estratigrafía de las Cordilleras del Arco Bético que iniciaran sus profesores José María Fontboté y Asunción Linares y que parecía inagotable, y la docencia uni-

versitaria donde viene siendo el buen continuador de la escuela de tan valiosos maestros. Ciertamente al campo de la docencia pertenece no sólo la mitad de su dedicación y de su mérito científico, sino también una parte importante de sus trabajos publicados.

De sus más de 200 trabajos de investigación, gran parte se han publicado en revistas y libros de editoras internacionales; los de revistas incluidas en el SCI son muy citados todos los años. Sus proyectos continuados sobre Estratigrafía de las Cordilleras Béticas, y avanzando cada vez en nuevos sectores, han sido también valorados al ser incluido en un proyecto internacional más amplio sobre la evolución paleogeográfica del Mediterráneo occidental. Entre sus contribuciones con instituciones nacionales en que se aplican los avances en campos de estas ciencias, cabe mencionar el Proyecto LUCDEME (Lucha contra la desertificación del Mediterráneo) patrocinado por ICONA, varias con el Instituto Geológico y Minero de España de cuya Dirección fue varios años Asesor. Ha dirigido 17 tesis doctorales: de los doctores formados por él, 7 son hoy catedráticos de Estratigrafía en diversas universidades españolas, 6 profesores titulares, 2 colaboradores y 1 investigador del CSIC. Por sus méritos en el avance de esta rama de las Ciencias de la Tierra y en su extensión por la docencia universitaria, y en la promoción de grupos nacionales de trabajo, ha sido elegido Presidente del Grupo Español de Sedimentología (1972-75), Presidente de la Sociedad Geológica de España (1988-92), miembro de varias sociedades científicas internacionales (IAS, SEPM), Académico Numerario de la Academia de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales de Granada (desde 1990), de la que fue varios años Secretario, y Académico Correspondiente de esta Real Academia de Ciencias, desde 1994.

La Estratigrafía es una ciencia obligada no sólo a describir, sino también a analizar, ni tanto a clasificar cuanto a secuenciar en el tiempo y en el espacio los objetos de su estudio. El objeto material sobre el que versa la Estratigrafía está constituido por las rocas, mejor dicho las series de rocas que integran la corteza terrestre, esto es la litosfera o capa sólida exterior del planeta Tierra que subyace a la hidrosfera y a la atmósfera. La litosfera no es una costra sólida estable. La alteran continuamente de diverso modo los impactos de los agentes atmosféricos, el agua en sus diversos estados y movimientos, los esfuerzos irregulares de las capas más internas y las diversas agresiones físicas y químicas de los organismos vivos. Así, la corteza terrestre es por una parte alterada, erosionada, desmantelada: los restos variados de esa demolición se vuelven a reunir, por un conjunto de factores que acompañan a la gravedad, de modo que constituyen nuevos cuerpos rocosos con tendencia a la deposición horizontal en "lechos" o "capas". La composición y génesis de estas rocas así depositadas son objeto de una rama de las Ciencias de la Tierra -o Geológicas-, la Sedimentología. Se lla-

man “estratos” estos lechos de roca en cuanto superpuestos en serie unos sobre otros, en sucesión temporal más o menos continua o discontinua. La lectura del modo secuencial de las series de depósitos rocosos que se hacen visibles de una manera u otra, su interpretación y relación con otros fenómenos geodinámicos y ecológicos, constituyen el objeto formal de la Estratigrafía. Niels Stensen -latinizado *Nicolaus Steno*- (1638-1686), geólogo y anatomista danés, que llegó a ser Obispo de Florencia -y proclamado Beato- fue el autor del concepto de *estrato*, “*unidad de tiempo de depósito rocoso limitado por superficies horizontales con continuidad lateral*” y enunció los principios fundamentales de la Estratigrafía, como expone el nuevo Académico, Juan Antonio Vera Torres, en su libro “*Estratigrafía. Principios y Métodos*” (1994).

Es ésta una rama de las Ciencias de la Tierra, o Ciencias Geológicas, no muy atractiva ni divulgada. Es ciencia positiva, pero al incluir su objeto el factor tiempo esencialmente, como registrado en las rocas de depósito, participa de la naturaleza de las ciencias históricas, de sus debilidades, y no se libra de estar expuesta a errores de lectura e interpretación. El buen estratígrafo es el que minimiza esos sesgos, como Juan Antonio Vera, quien, desde el comienzo de sus estudios en una de las primeras facultades de Geología, en la Universidad de Granada, oía del maestro José María Fontboté la recomendación reiterada de “*salir al campo con ojos limpios*”. La verdad es que no hay ciencia alguna de la Naturaleza que no necesite “colirios” para limpiar de apegos subjetivos la mirada racional. Pero la Estratigrafía es una ciencia ciertamente difícil, y con dificultades muy particulares. El nuevo académico domina bien sus aspectos epistemológicos y prácticos como se ve en su Manual y en sus publicaciones: también ha abierto nuevas áreas en materia de interpretación de ciertas formaciones estratigráficas, y ha profundizado en la vinculación de algunas con actividades tectónicas y ámbitos geográficos específicos. Su dedicación a la enseñanza de estas materias es notable así como su ánimo de cooperación con las instituciones. Por ello, al tiempo que le felicito por haber sido elegido para ocupar el puesto de la Medalla 39 en esta Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, les deseo a él y a la Academia que pueda continuar y potenciar su labor y entrega en ella.

Aspectos de método y prácticos muy esenciales en Estratigrafía, son la expresión en columnas gráficas y las escalas de referencia, la correlación regional o global o con otros campos de Geología Histórica, además de la clasificación y nomenclatura, que el nuevo Académico ha tratado en profundidad y modernidad. Comentaré algo sobre aspectos de ellos, en los que trabajé varias décadas con los organismos internacionales respectivos, y puedo añadir alguna glosa más sobre estratigrafía del Cuaternario por lo necesaria que es y la relevancia que tiene, cuando se aplica a la investigación de la evolución del grupo humano, su aproximación cronométrica y sus condicionantes paleoecológicos. En esta disciplina, lo mismo o más que en otras, es imprescindible que cada uno intercambie sus

hallazgos y coteje sus resultados con los otros colegas, y eso por muchos que sean los cortes de los estratos que pueda examinar en la vertical, ya aflorantes con el terreno o mediante testigos de sondeo, pues la extensión, interrupción o alteraciones en la horizontal de la sincronía son incógnitas obligatorias.

Unidades y escalas biostratigráficas

La disciplina que establece escalas con unidades de carácter estratigráfico, definidas y secuenciadas en atención a su contenido en restos de organismos fósiles, se llama “Biostratigrafía”. En general, coinciden –más o menos– los cambios más cuantiosos en las faunas fósiles con grandes divisiones estratigráficas, pero la correlación no es sencilla. Los “eventos” paleofaunísticos pueden ser de diversos escenarios y, por lo tanto, sus interrelaciones con los cuadros geodinámicos correlativos vienen a ser también diversas, como lo son, en consecuencia, las lecturas de sus registros estratigráficos.

Las correlaciones que se establecen con minuciosidad entre las fluctuaciones calculadas para los últimos 800 millones de años de la Historia de la Tierra muestran una coincidencia moderada, a veces notable, pero no exacta entre los picos e inflexiones registrados para el clima global, el nivel del mar, la expansión de las dorsales de la corteza oceánica, la proporción de CO₂ en la atmósfera, la biodiversidad cuantificada en número de familias o de géneros de animales, de plantas o también de microorganismos. Los límites entre las principales divisiones –eras, sistemas– de la Escala estratigráfica coinciden mayoritariamente con máximos, mínimos o inflexiones de dichas curvas: éstas se establecen independientemente, y con método matemático, para cada orden de fenómenos –estratigráficos y contextuales– y es lo más normal que no coinciden exactamente en el tiempo aunque sí se hallan proximidades muy significativas (Webb y Opdike, 1995). Muchas de las divisiones de alto rango en la Escala Estratigráfica Global están de hecho definidas por elementos biostratigráficos, aun cuando se refieran y se nombren por un estratotipo local, o locostatotipo.

A propósito de los indicadores paleofaunísticos, que ayudan a identificar los estratos en que se encuentran con divisiones de la escala cronostatigráfica global, se han recogido en gráficos las épocas con mayor o menor número de extinciones y de primeras apariciones de familias zoológicas; también de géneros, y de especies en distintos grupos taxonómicos. Se ha hablado de “revoluciones faunísticas”. Es normal que los cambios registrados en las faunas coincidan con cambios notables en el registro estratigráfico: al fin y al cabo unos y otros obedecen a modificaciones en la naturaleza, en la intensidad y el ritmo de los fenómenos geodinámicos, meteorológicos o planetarios que afectan tanto a los organismos vivos como al suelo que pisan. Fases de fuerte regresión de los océanos y grandes cambios geodinámicos y de clima ocasionaron numerosas y graves

extinciones en faunas marinas y también continentales, por ejemplo al comienzo y fin del Mesozoico. A la inversa, nuevas aperturas oceánicas y transgresiones marinas traen consigo crecimiento notable de la biodiversidad y de la abundancia de fósiles en depósitos marinos y litorales (ver Vail *et al.*, 1977), como el Rhaetiense y el Zancliense en el área malagueña de Estepona, junto con tiempo más benigno y lluvioso.

El apoyo que ofrece la biostratigrafía a la estratigrafía esencial no es unívoco ni siempre el mismo. Diversos son los factores geodinámicos a que obedecen los cambios sensibles y reconocibles en la textura y la sucesión deposicional de los estratos, así como los tiempos no registrados en las discordancias estratigráficas, y también son de diversa naturaleza y ritmo los “eventos”, cambios más sensibles en la evolución de las estirpes de organismos, y en la composición de las paleofaunas, o “revueltas faunísticas”.

Problema del Neógeno y sus divisiones biostratigráficas de mamíferos fósiles

En la década de 1950, la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS) emprendió una revisión sistemática de la Escala Estratigráfica global, comenzando por crear Comités con el encargo de revisar las escalas regionales más en uso, dentro de las Subcomisiones, distintas para los grandes tramos –“Sistemas”– de la Escala global.

Para la Escala Estratigráfica mundial sólo contaban los medios marinos. Es obvio, porque los mares y océanos están comunicados y constituyen un medio cuasi-uniforme, con gradientes de latitud y profundidad. Vienen así a constituir una cuenca sedimentaria casi única aunque variada, o múltiple pero comunicada. En cambio los continentes están separados. No sólo sus faunas terrestres evolucionan la mayor parte del tiempo aisladas, sino que sus cuencas sedimentarias son limitadas –cuencas lacustres, fluviales, depresiones tectónicas. Pueden parecerse, y se parecen, unas unidades de depósitos estratificados a otras y ser diacrónicas, o totalmente heterócronas. Por eso no le falta razón a la ICS para no dar valor formal a las escalas estratigráficas continentales: son en realidad escalas biostratigráficas basadas en la sucesión de paleofaunas registradas por fósiles, que normalmente difieren de unos continentes a otros.

Escalas propiamente estratigráficas en medios continentales son por ello muy raras. Valga como ejemplo la que definió Eduardo Hernández-Pacheco (1915) para el Mioceno de la Meseta Castellana: -Arenas de Tierra de Campos, Margas y yesos de la Cuesta, Calizas de los Páramos-. Aun dentro de la Península son diacrónicas: no todas las calizas de páramo son de edad “Pontiense”. Por ello, estas divisiones o escalas tienen poco valor o interés fuera de su región.

El contorno del Mediterráneo incluye estrechos y mares aún más interiores. En el Mioceno fueron mares las actuales cuencas fluviales del Danubio, el Ródano, el Po, el Guadalquivir. Rodea el “Mare Nostrum” un racimo de penínsulas con relieves complejos. Se comprende que, a la vez que estratígrafos y micropaleontólogos marinos revisaban y redefinían los sucesivos pisos del Neógeno, con estratotipos y nombres italianos casi todos, un buen número de paleontólogos mamiferistas interesados en Estratigrafía, o en Paleobiogeografía, se dedicaran –o nos dedicáramos-, en el seno del RCMNS, a cotejar y correlacionar las secuencias de mamíferos fósiles de numerosas localidades y cuencas de Europa, partes de Asia y Norte de Africa. Se establecieron hasta 17 biozonas de mamíferos del Neógeno (MN) según criterios acordados en el V Congreso, Lyon 1971; se redefinieron divisiones mayores antiguas más citadas, en el VI Congreso, Bratislava 1975, y se redefinieron otras nuevas (Mein, 1975).

Seguían descubriéndose sitios, sobre todo en España. Las divisiones mayores de “Aragoniense” y “Catalaniense”, y sobre todo las menores “Vallesiense”, “Tuoliense”, se siguen utilizando como unidades mastostratigráficas de referencia en secciones con faunas de mamíferos en otras regiones, incluso en otros continentes. Un buen cuadro revisado con la escala biostratigráfica de mamíferos en distintas divisiones regionales de Europa y Oeste de Asia, con yacimientos de mamíferos datados y otros de referencia para cada una de las 17 divisiones o biozonas, hasta un total de 411 sitios, fue publicado por H. de Bruijn y otros (1992). La media de duración por biozona es menor de 1 Ma. Las divisiones biostratigráficas de mamíferos neógenos en áreas mediterráneas se han cotejado recientemente con los cambios mayores en su composición calculados mediante análisis estadísticos (Alberdi *et al.*, 1997; Azanza *et al.*, 1999). Insisto en que se trata en este caso de unidades prácticas, sin carácter formal reconocido en la ICS y sin límites precisos.

Las escalas mastostratigráficas son normalmente imprescindibles para la aplicación de los datos de la escala paleomagnética, pues las divisiones que se suceden en ésta no muestran más que una alternancia blanco/negro, blanco/negro –esto es, polo magnético normal (norte)/inverso (sur)– sin otra indicación de su número de orden o de tiempo astronómico. La escala magnetostratigráfica tiene sus divisiones alternantes numeradas con siglas ordinales de referencia y sus cambios anotados con los datos geocronológicos. A falta de datos radio- o quimicronométricos, la ayuda se encuentra en los fósiles, pues los cambios evolutivos en los organismos complejos y en sus conjuntos florísticos o faunísticos son irreversibles (Opdyke *et al.*, 1996; Martín-Suárez *et al.*, 2000). Así, al estar referida, por su parte, la escala magnetostratigráfica a datos de cronología astronómica, y otro tanto la secuencia evolutiva de conjuntos paleofaunísticos de una región, la identificación de una paleofauna con recorrido cronológico conocido permite delimitar e identificar una inversión magnética detec-

tada en ese tramo. Lo contrario, esto es, asignar a un conjunto faunístico local el dato de una inversión magnética y no otra, por mera presunción y sin otro indicio, es ilegítimo y constituye un círculo vicioso.

Correlación continental-marino y Crisis Messiniense

Dos son los motivos metodológicos que obligan a establecer y ensayar las correlaciones marino-continental en series estratigráficas a los que estudiamos Mamíferos fósiles, o bien pura Estratigrafía y Geología Histórica, en países con amplias extensiones y desarrollos de cuencas continentales que los contienen. El primero es la obligación de referir las escalas regionales –por ejemplo ibéricas, de Europa central y oriental, del interior de Asia o de Norteamérica y Argentina– a las divisiones de la Escala Global que son de Estratigrafía marina. El segundo, la voluntad de mejorar la calibración precisa de las condiciones ambientales que puedan relacionarse, ya con la estabilidad o cambio que afectaron a elementos o conjuntos paleofaunísticos registrados, o bien con determinados niveles estratigráficos, o con discordancias o hiatos sedimentarios entre ellos.

Por trabajar durante años con mamíferos fósiles en formaciones neógenas, de tiempos con acreción continental marcada e intermitente, pero reiterada, y en comités y subcomisiones de la ICS, no me quedaba más remedio que correlacionar. Ahora bien, las correlaciones pueden, o bien inferirse por datos cronométricos o por correspondencias y proximidades con escalas de otros lugares, o indicios de otros órdenes (correlación indirecta), o bien verificarse por cambio “lateral” estratigráfico, esto es en la extensión horizontal de los estratos que equivale a contemporaneidad: esta última, la más fiable, es la “correlación directa” que sólo se halla en contados casos. Así, hasta la década de 1960 eran muchas las referencias erróneas en el uso común de eventos faunísticos y las divisiones de estratigrafía continental que en ellos se basaban, a las divisiones de las escalas global o regionales que unos y otros consideraban establecidas. Refiriéndonos a los tiempos del Neógeno (=Terciario o Cenozoico superior), bien representado en España y que cambia de marino a continental en la Cuenca danubiana, su duración es de entre más de 23 Ma y c. (cerca de) 1,8 Ma, o sea casi 22 millones de años. En este lapso, la biostratigrafía marina basada en foraminíferos usa 18 divisiones estratigráficas, de la zona N4 a la N21 ambas inclusive; los mamíferistas del RCMNS establecen 17 biozonas, de la MN1 a la 17. La calibración media en una y otra escala excede sólo ligeramente el millón de años, pero en la una y la otra se distinguen en diversas áreas, normalmente, yacimientos y niveles superiores, inferiores e intermedios (Berggren *et al.*, 1995).

Varias de las 17 zonas MN carecen de sitios directamente correlacionados con niveles marinos: la zona MN1, las MN7 y 8, la MN17. La biozona MN2 cuenta con cuatro sitios de correlación directa marino-continental: en las MN3,

MN4 y MN5 son ocho los sitios de Portugal que la muestran, a los que se añaden cuatro en Europa Central. Las zonas MN9 y MN10, con faunas “vallesien-ses” de entre c. 12,5 Ma y c.10 Ma, presentan correlación directa en tres sitios de Francia y los Balkanes. En España se conocen dos localidades en el área de Crevillente con niveles de correlación directa marino-continental en el “Tuoliense” inferior y superior, zonas MN11 y MN12 respectivamente, la última próxima al volcán de Barqueros datado en 6,9 Ma, todavía en depósitos marinos circa-litorales y próximos a las faunas de mamíferos de Librilla. En la Alberca (Murcia) la correlación directa es entre la zona MN13 y el Messiniense de la escala reglamentaria infra- y suprayacente hace algo más de 5,5 Ma, y en La Juliana se correlaciona la zona mastológica MN15, rica en yacimientos, con lo alto del Plioceno Inferior, N19 de la escala marina en dato próximo a 4 Ma (Aguirre, 1974; Van Couvering *et al.*, 1976; De Bruijn *et al.*, 1992). La correlación de La Alberca con el Messiniense es importante, pues ilustra una época de graves cambios geodinámicos, atmosféricos y de la biosfera, y a la que han sido referidos recientemente nuevos fósiles humanos, los bípedos más antiguos conocidos hasta ahora, el *Sahelanthropus tchadiensis* y el *Orrorin tugenensis* (Senut *et al.*, 2001; Brunet *et al.*, 2002). En España contamos ahora con un número alto de yacimientos mastológicos ilustrativos, nueve de los 21 referidos en Europa para la MN13. Se hallan en cuencas intramontanas de la mitad sur de la Ibérica y sobretodo de las Béticas, y se originan por distensión que sigue a una acción orogénica compresiva.

Además de elevaciones orogénicas en otros cinturones de la litosfera, se han registrado con estudios estratigráficos en el piso Messiniense descenso global del Nivel Medio del Mar (NMM) y cambios en las circulaciones oceánicas, aislamiento y pérdida de salinidad en el Mediterráneo y Mar Rojo, glaciares en el Hemisferio Sur y formación del Casquete Polar Antártico, descenso notable del CO₂ (dióxido de Carbono) en la atmósfera, cambio del Carbono-3 por el Carbono-4 en la vegetación (Cerling *et al.*, 1997) con la consiguiente pérdida de numerosos taxones de Monocotiledóneas y expansión de gramíneas (“estepización”), y el retroceso de árboles altos y frondosos sustituidos por otros achaparrados y matas leñosas de vegetación montana. Además de esta alteración de la cubierta vegetal, que actúa como presión selectiva sobre grupos de mamíferos grandes y pequeños favoreciendo el éxito de nuevas “familias” como los Elefántidos, los cambios geográficos derivados de la actividad tectónica se añaden a veces a las grandes fluctuaciones del NMM para convertir estrechos en istmos y arrecifes en arcos insulares provocando migraciones e invasiones en las faunas de mamíferos. En yacimientos españoles de esa época se hallan fósiles de rumiantes africanos, y un camello (género *Paracamelus*), el primero que cruza Behring y se expande en Eurasia y Africa (Morales *et al.*, 1980, Made, 1999; Made *et al.*, 2002). La crisis de salinidad en el Messiniense mediterráneo por evaporación y escasez de aporte atlántico se manifiesta estratigráficamente en

formaciones yesíferas en los litorales al final y salinas en profundidad al comienzo (Van Couvering *et al.*, 1976); y en Paleontología por deformaciones de las conchas de foraminíferos, empobrecimiento general de faunas marinas, y por expansión desde Africa de los hipopótamos que se encuentran fósiles en yacimientos de España -junto con los camellos-, y en otros sitios del sur de Europa y Anatolia (Aguirre, 1963 a,b). No es de extrañar que en un escenario como éste, que venían ilustrando numerosos y varios estudios estratigráficos y paleontológicos (Aguirre y Morales, 1980; Morales, 1984; Martín-Suárez *et al.*, 2001), se vieran también afectados los primates Hominoideos de gran talla con problemas de locomoción y dieta, y quedara favorecida en medios montanos una estirpe tendente a la bipedia erguida, dando origen a la Familia de los Homínidos (Aguirre, 1986, 1990, 1996, 1999; Pickford y Senut, 2001; Vignaud *et al.*, 2002).

El modelo estratigráfico de dos fases, una euxínica con depósitos salinos de fondo, otra con cierre al agua atlántica y evaporitas someras en el Mediterráneo (Van Couvering *et al.*, 1976), se completa y se calibra como sigue: 1) Entre hace 6,8 Ma y menos de 6,5 Ma se prolonga y acentúa la regresión marina tortonienense agravada por compresión tectónica; asimismo la aridez; al final, cambio faunístico en Africa. 2) En torno a hace 6,3 Ma, NMM bajo, puente en Behring, el camello (*Paracamelus*) invade Europa. 3) Hace cerca de 6 Ma se extiende el Casquete polar Antártico hasta más que el actual, luego se retira. Entre tanto se recupera despacio el NMM que es alto hace c. 5,7 Ma, y la humedad que en las montañas de latitudes medias septentrionales genera mosaico vegetal y fauna diversa; los ríos endulzan el Mediterráneo y lo cruzan los hipopótamos. 4) Alrededor de hace 5,6 Ma una regresión marina, rápida y profunda termina con un mínimo global que ocasiona nuevos istmos y cierre total del Mediterráneo hace 5,5 Ma. Esta vez emigran mamíferos entre Eurasia y Africa en ambas direcciones y a través de Behring. 5) Cambia bruscamente la tendencia y sube rápidamente el NMM, hasta máximos muy altos de la transgresión Zangliense (o Tabianiense), con la que comienza el Plioceno hace 5,3 Ma, se renuevan las faunas marinas, y con ritmo más lento las continentales.

Distintos tiempos o “aires” en estratificación y en cambios evolutivos

Muy cierto es que el tiempo, los tiempos, en Estratigrafía son un gran juego, como en la naturaleza misma. Entre las catástrofes instantáneas y la monotonía constante, los fenómenos del Planeta que tratamos de reconstruir e interpretar por los ritmos que quedaron grabados en las series estratigráficas se sucedieron cambiando de “tempo”, repitiéndose, interrumpiéndose; de modo continuado, decreciendo o incrementándose exponencialmente. Estos ritmos o cambios pueden incidir en los registros sedimentarios y fósiles con intensidades y *tempos* distintos. El término “catastrofismo”, o “catástrofe”, impresiona y por ello es

difícil darle un sentido científico neto y matizado. Pero uno es el “tempo” rápido y corto que obedece a reactivaciones tectónicas bruscas, en uno u otro sentido, o a cambios rápidos en el nivel del mar (NMM), otros los que corresponden a deposiciones tranquilas o a subsidencias lentas y constantes, otros los rítmicos anuales de las varvas, o de otras alternancias de clima y régimen más amplias. Los ritmos o tempos de evolución en los grupos de organismos y en la composición de las faunas no responden igualmente a esos factores geodinámicos: no son los mismos, pero sí pueden hallarse y se hallan correspondencias en las respuestas a crisis globales más señaladas.

Además, no todas las series estratigráficas son tan fecundas en fósiles como sin duda quisiéramos. Las limitaciones y exigencias en las condiciones de fosilización hacen que el registro fósil sea esencialmente desigual, fragmentario y discontinuo. Ha de tenerse esto en cuenta si se quiere evitar crasos errores y afinar la calibración cronológica de los límites entre divisiones estratigráficas marinas y continentales cuya correspondencia examinamos.

Ya aludimos al modelo en que las últimas presencias (LOD) de distintos taxones van desapareciendo con ritmo regular o moderada aceleración, hasta un episodio de cambio brusco y exagerado en que se multiplican súbitamente las extinciones. En este caso, la presencia de nuevos taxones (FAD) sigue, normalmente, a los datos de últimas ocurrencias (LOD), pues aquellos vienen a llenar los vacíos dejados por éstos, y también señalan la posterioridad de los éxitos adaptativos a los restos de cambio ambiental obviamente precedentes. En cambio, cuando se produce un desplazamiento intercontinental y dispersión de uno a varios taxones de vertebrados, la secuencia de hechos es normalmente otra: cuando un grupo de mamíferos cruza un istmo o puente intercontinental y encuentra al otro lado un nicho ecológico favorable, su éxito reproductivo es grande. Primero, se extiende muy rápidamente en muy extensas áreas continentales; otros cambios y pérdidas en las faunas autóctonas se producen más tarde. Los primeros fósiles del género *Hipparion* se citan con datos próximos a 12,5 Ma en sitios del Vallés; 12,5 Ma en Howenegg; 12,5 Ma es la edad señalada por Haq *et al.* (1988) para un descenso y mínimo del NMM en la segunda mitad del Serravallense. Otros autores varían el dato de la regresión que pudo generar un istmo en Behring. Aun cuando quede un margen de error, se explica que Berggren y Van Couvering (1974) consideren “esencialmente isócrono” el dato del *Hipparion* en Eurasia y Norte de Africa, y aprueben que Crusafont fijara en él el comienzo de la edad mastológica del Vallesiense, aun cuando otros cambios faunísticos significativos fueran más tardíos (Mein, 1975; De Bruijn *et al.*, 1992).

Temas de Clasificación y Nomenclatura estratigráficas

Las divisiones y definiciones –o delimitaciones– de escalas estratigráficas son revisables. Por mucho que se explore, en superficie y en profundidad, nunca

se llegará a conocer toda la secuencia real de rocas estratificadas. Una interpretación de la Estratigrafía Global siempre incluirá extrapolaciones. Estatutariamente, las definiciones aprobadas por la ICS pueden revisarse a partir de los 8 años siguientes. Dos estratígrafos de una misma región no leerán igual el conjunto de sus secuencias regionales. Y sin embargo, tanto la consideración y método de una ciencia positiva como la necesidad de cotejar y correlacionar toda secuencia que un estratígrafo estudia con las estudiadas por otros, exigen que los términos técnicos que se emplean en las escalas estratigráficas tengan un significado unívoco (Hedberg, 1980). Debido a esta naturaleza y problemática de la Estratigrafía es probablemente más lábil su vocabulario y necesita por ello que insistamos más en su disciplina.

Esta exigencia de un lenguaje común no se veía siempre satisfecha en los trabajos de Estratigrafía. Para lograrlo se constituyó en la CIE/ICS la Subcomisión de Clasificación y Nomenclatura Estratigráfica. Más claro y aceptable que cambiar el nombre, por ejemplo el “Messiniense” por “Andaluciense” (Perconig y Granados, 1973), hubiera sido proponer un “parastratotipo” –estratotipo secundario o ilustrativo– el de Carmona. Es obvio que a la univocidad de los términos de las escalas estratigráficas ayudan singularmente las referencias a los datos geocronométricos, cuya relevancia y progreso han tenido merecida atención en el trabajo del Profesor Vera Torres. Pero éstos son corregibles, y la Estratigrafía no es sólo Cronología: por eso los datos no han de entrar en la definición, sino al lado, como auxiliares y “adjetivos”. Me decido a comentar aquí el ejemplo –“por alusión” como se alega en otros foros– de la redefinición del “Cuaternario”. ¡Ojalá pueda hacerlo con claridad y concisión!

El Período (o Sistema) Cuaternario se quiso definir en el Congreso Geológico Internacional de Londres en 1948, y se definió en tres comisiones distintas. Es decir, se acordaron tres definiciones distintas, tres, o más, criterios distintos: climático en una, el primer frío glacial; estratigráfico en otra, la base del piso “calabriense” en un corte de Santa Maria di Catanzaro; paleontológico -o biostratigráfico- en otra. Este último también era triple, la primera aparición en Europa del caballo, el elefante y el toro -que, obviamente, podían ser heterócronas-, con lo que el triple equívoco se elevaba al cuadrado. La definición propiamente estratigráfica de 1948, ponía el límite inferior del Cuaternario en la base de la Formación de Santa María di Catanzaro, en Calabria (Italia). En este caso, no se conocía la base del afloramiento tomado como estratotipo – ni en algún otro que se buscó más tarde. El primer enfriamiento era difícil de identificar. No sólo puede ser distinto el primero que se documenta estratigráficamente en una y otra región, sino que el enfriamiento global fue creciendo por etapas sucesivas. En estos últimos años se está queriendo otra vez hacer lo mismo: pero tanto puede valer el comienzo del doble casquete polar -Antártico y Ártico- permanente, que se data alrededor de 2,6 ó 2,5 Ma, como los primeros glaciares antárticos de hace

10,5/9,8 Ma, o el datado alrededor de 6,5 Ma. Este último dato, dentro del Mioceno terminal, tendría la ventaja de correlacionarse con numerosos y diversos eventos reconocibles en muchas regiones; incluiría todo el Plioceno dentro del Cuaternario.

La definición biostratigráfica de Londres reunía tres datos que un tiempo se tuvieron por muy heterócronos: la llegada a Europa del toro o bisonte, el mamut meridional y del caballo (*Equus*). Este último lo hizo por Behring hace poco más de 2,6 Ma en la biozona MN16. La del elefante (*Mammuthus meridionalis*) venido de Africa en tiempos de la misma biozona MN16, aunque durante algunas décadas se pensó lo contrario. Los primeros fósiles de *Bos* o *Bison* se conocen en Europa en sitios de la época magnetostratigráfica Jaramillo o poco antes, en torno a hace 1,2 ó 1 Ma; pero si se cuenta como antecesor bovino al género *Leptobos*, éste se halla desde el comienzo de la biozona MN17, que sigue a la MN16 hace poco menos de 2,5 Ma.

Obviamente, el “Cuaternario” era una cosa distinta para cada autor. Por ello escogimos señalar un horizonte estratigráfico menor, bien identificable y seguible en una serie ampliamente aflorante y accesible sin dificultad: el corte o sección de Vrica, también en Calabria. Esta localización no nos alejaba del estratotipo de 1948. Luego se convino señalar en su corte continuo un nivel, ilustrado con fósiles clave, o próximos arriba y abajo y con datos magnéticos: pero un nivel único en el espacio, unívoco e inconfundible, y también en el tiempo. No podría cada cual situarlo en su pueblo o en el afloramiento de su preferencia, o en el nivel de sus fósiles. Lo propugné y propuse como presidente de la “Subcomisión del Límite Plioceno-Pleistoceno” de INQUA y también del Grupo de Trabajo “Límite Neógeno-Cuaternario” de la CIE (ICS) de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), y costó sacarlo adelante. Tanto en el seno de este grupo de trabajo como en la dirección de la Comisión Internacional de Estratigrafía colaboraban valiosos paleontólogos: éstos preferían hacer valer el criterio biostratigráfico – como, por otra parte, es natural -, y criticaban el recurso al clavo o al puntero (el *golden spike*) señalando un horizonte en una sección estratigráfica continua, o lo más próximo a continua.

Mantuve el criterio del puntero como único en la definición del Límite, estrictamente estratigráfica. Eso sí, sin desprestigiar los fósiles cuyos datos de primera aparición regional o última ocurrencia se encontraban cerca, por encima o por debajo del horizonte escogido, de modo que ilustraban éste y ayudaban a correlacionarlo en cualquier afloramiento o sondeo en otras regiones, como también la zona o inversiones magnetostratigráficas más inmediatas. Pero estos criterios biostratigráficos y magnetostratigráficos quedaban como lo que son: auxiliares para el estratígrafo que correlaciona su serie con la escala global, no como esenciales a la definición de un término de la Escala Estratigráfica – o, si se quie-

re, cronostratigráfica. Hubo un error al interpretar que dicho nivel se hallaba por encima del tramo Olduvai de magnetismo normal: en realidad está en una breve excursión inversa antes de ese final, y próxima 1,8 Ma. Ello no afecta al criterio de la definición en sí.

Aun después de ser aprobada esta definición en reunión de la ICS y publicada (Aguirre y Pasini, 1985) e incorporada a la Escala Estratigráfica Global refrendada en el 28° Congreso Geológico Internacional de Washington, 1989, todavía muchos autores no parecen haber entendido el carácter unívoco, y unívocamente estratigráfico de aquella definición, y se empeñan en sustituirla por límites paleomagnéticos, zoológicos o climáticos.

Obviamente, un cambio de la definición de 1985 por otra será conforme con las normas de Clasificación Estratigráfica. Pero el criterio puede ser práctico –correlación o identificación más fácil globalmente– y la definición no equívoca: por un solo concepto y éste estratigráfico. Muchos encuentran más fácil de identificar en otros mares y cortes estratigráficos algo próximo a los acontecimientos de hace 2,5/2,6 Ma. Un corte expuesto, con niveles marinos, regresivos, en torno a esos datos es el de Montopoli. Parecidas posibilidades ofrece el corte de San Onofre en un episodio más antiguo, calibrado con datos paleomagnéticos: niveles marinos en torno a 3,17 Ma, regresión próxima a 3,07 y buena correlación con evento regresivo, enfriamiento y, sobre el último dato, con fauna terrestre (Bonadonna y Alberdi, 1987). También alrededor de un dato en volcánita de 3,32 Ma, señalan estos autores pasos laterales entre marino y continental, donde un límite definido sería también identificable en otras regiones. En fin, el límite basal por el que se define el Cuaternario, tras el Neógeno, y su primera subdivisión, el Pleistoceno, sigue siendo el que se definió en 1985 (Van Couvering ed., 1997), y sigue siendo revisable. Uno alternativo en torno a los 2,5 Ma incluiría parte del Plioceno: tendría ventajas prácticas, siempre que la definición fuera unívoca y por objeto o registro estrictamente estratigráfico.

Notemos que las biozonas de mamíferos pliocenos MN14 a MN17, se ilustran y sus tiempos se calibran con un número alto de yacimientos en Europa, muchos de ellos con datos fiables por cronometría directa, o por correlación con la escala paleomagnética. La MN16 comienza hace c. 3,35 Ma, muy cerca de datos de regresión marina y frío creciente. En la 1ª parte (MN16) no se conocen sitios con caballo ni mamut. Cambian poco las faunas entre MN16a y b; pero en esta 2ª mitad son varios sitios con datos entre 2,5 y 2,1 Ma. Notemos también que entre 2,6 y 2,5 Ma se datan el fuerte enfriamiento que da comienzo a la actual “Edad del Hielo” con los dos casquetes polares permanentes, y c. 2,5 (o entre 2,7 y 2,4) Ma una nueva regresión marina. También c. 2,6 y más de 2,5 Ma son los datos de los primeros conjuntos de utensilios líticos y de fósiles del género *Homo*. Registros estratigráficos revelan fuerte aridez. Los datos coinciden o son próximos y describen el escenario (Aguirre, 2000).

Sin extenderme en su explicación ni ejemplos, he de mencionar como muy valiosas en Estratigrafía del Cuaternario –y no sólo– las aportaciones de la Tafonomía, la Paleogeo-bioquímica y la Karstología. Las cuevas son verdaderas trampas sedimentarias, pues, al presentar aberturas en laderas y cantiles, lugares sólo expuestos a erosión y arrastre, lejos de condiciones de sedimentación, capturan materiales que se pueden depositar en espacios muy definidos y en secuencias estratificadas muy precisas, aunque con hiatos, y en general contienen valioso registro fósil.

La Tafonomía es disciplina desarrollada en las tres últimas décadas, que analiza señales de alteraciones en los fósiles acaecidas al tiempo de y tras la muerte del organismo, y hasta el tiempo de su incorporación a los detritos líticos que se depositan como estrato. La información que proporcionan sobre relaciones paleoecológicas y sobre el tiempo de la deposición es de alta precisión –incluso estacional– y detalle diverso (Fernández-López, 1997; Meléndez, G., 1997; Fernández-Jalvo, 1998). Llamo paleogeo-bioquímicos a estudios de desarrollo muy reciente sobre procesos de diagénesis que afectan no sólo al material sedimentario sino al desarrollo de la fosilización, incluyendo alteraciones de compuestos orgánicos conservados: éstas pueden revelar condiciones ecológicas determinadas, y también modificar reacciones que se utilizan en geocronología química y radiométrica.

Para terminar, una visión clara y distinta de los materiales depositados, e inferencias correctas de sus condiciones y de la tasa de sedimentación por unidad de tiempo; examen de la secuencia y sus vacíos, e identificación de contenidos paleontológicos, paleomagnéticos y geocronométricos; cotejo de columnas estratigráficas locales y regional con la escala global; corrección de éstas siempre que fuere necesario, con uso unívoco y fiel de los términos del vocabulario estratigráfico; autocrítica y crítica de lo que se lee para obtener correlaciones precisas y fiables, con ayuda de las disciplinas afines y de los instrumentos matemáticos. Así el buen estratígrafo contribuye a reconstruir, con una solidez y un detalle impensable para muchos, la historia de la corteza que pisamos de nuestro Planeta Tierra, de los cambios en su mapa, en su clima y en sus pobladores.

He dicho

BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E. (1963 a): *Hippopotamus crusafonti* n.sp. del Plioceno inferior de Arenas del Rey (Granada). *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 69: 215-230.
- AGUIRRE, E. (1963 b): Situación de las capas con *Hipparion* de Granada en la serie Neógena Mediterránea. *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 69: 239-246.
- AGUIRRE, E. (1974): Correlación continental-marino en el Neógeno mediterráneo. Datos actuales y problemas. *Estudios Geológicos*, 30: 655-660.
- AGUIRRE, E. (1986): Cambios en la corteza y envolturas terrestres al final del Cenozoico. En: F. LÓPEZ VERA (ed.) *Quaternary climate in Western Mediterranean*: 423-440. Universidad Autónoma de Madrid.
- AGUIRRE, E. (1990): Escalas estratigráficas. El caso del Cenozoico final. In: *Historia de la Geología*: 133-145. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid.
- AGUIRRE, E. (1996): Antecedentes y contextos del bipedismo vertical. En: A. VILADOT (ed.): *Significado de la postura y de la marcha humana*: 51-67. Editorial Complutense, Madrid.
- AGUIRRE, E. (1999): Nuestros antepasados más antiguos. In: K. MARIEZKURRENA & C. DE LA RUA (eds.) *La humanidad primitiva.- El Campo de las Ciencias y las Artes*, 136: 1.1.-1.26.
- AGUIRRE, E. (2000): *Evolución humana. Debates actuales y vías abiertas*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid.
- AGUIRRE, E. & MORALES, J. (1980): Relations between Neogene mammalian faunas of East Africa and those of the Mediterranean regions. En: R.E. LEAKEY & B.A. OGOR (eds.) *Proceedings of the 8th P.A.C.P.Q.S., Nairobi*: 92-96, ILLMIAP, Nairobi.
- AGUIRRE, E. & PASINI, G.C. (1985): The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes*, 8: 116-120.
- AGUSTÍ, J., MOYÀ-SOLÀ, S. & MARTÍN-SUÁREZ, L. (1989): Review of the late Miocene-early Pliocene mammalian faunas from eastern Spain. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 28: 155-160.
- ALBERDI, M.T., AZANZA, B., CERDEÑO, E. & PRADO, J.L. (1997): Similarity relationship between Mammal faunas and biochronology from Latest Miocene to Pleistocene in Western Mediterranean area. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90: 115-132.
- AZANZA, B., ALBERDI, M.T. & PRADO, J.L. (1999): Large mammal turnover pulses correlated with latest Neogene glacial trends in the Northwestern Mediterranean region. En: M.B. HART (ed.) *Climates: Past and Present: Geological Society London, Special Publications*, 181: 161-170.
- BERGGREN, W.A., HILGEN, F.J., LANGEREIS, C.G., KENT, D.V., OBRADOVICH, J.D., RAFFI, I., RAYMO, M.E. & SHACKLETON, N.J. (1995): Late Neogene Chronology: New Perspectives in high resolution stratigraphy. *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, 107: 1272-1287.

- BERGGREN, W.A. & VAN COUVERING, J.A. (1974): The Late Neogene: biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 16: 1-216.
- BONADONNA, F.P. & ALBERDI M.T. (1987): *Equus stenonis* Cocchi as a biostratigraphical marker in the Neogene-Quaternary of the Western Medi-terranean Basin: consequence on Galerian-Villafranchian chronostratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 6: 55-66.
- BRUIJN, H. DE, DAAMS, R., DAXNER-HÖCK, G., FAHLBUSCH, V., GINSBURG, L., MEIN, P. & MORALES, J. (1992): Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisenburg 1990. *Newsletter on stratigraphy*, 26: 65-118.
- BRUNET, M., GUY, F., PILBEAM, D. y otros 35 (2002): A new hominid from the Upper Miocene of Chad, Central Africa. *Nature*, 418: 145-151.
- CERLING, T.E., MACFADDEN, B.J., LEAKEY, M.G., QUADE, J., EISENMANN, V. & EHLERINGER, J.R. (1997): Global vegetation change through the Miocene/Pliocene Boundary. *Nature*, 389: 153-158.
- FERNÁNDEZ-JALVO, Y. (1998): Interpretación paleoambiental y etológica en Atapuerca a través de métodos tafonómicos. In: E. AGUIRRE (ed.). *Atapuerca y la evolución humana*: 111-152. Fundación Ramón Areces, Madrid.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997): Fósiles de intervalos sin registro estratigráfico: una paradoja geológica. En: E. AGUIRRE, J. MORALES & D. SORIA (eds.). *Registros fósiles e Historia de la Tierra*: 79-105. Editorial Complutense, Madrid.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chrono-stratigraphy and cycles of sea-level change. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ.*, 42: 71-108.
- HEDBERG, H.D. (1980): *Guía estratigráfica internacional*. Editorial Reverté (versión española: original en inglés, 1976).
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1915): *Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia*. Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas. *Mem. N° 5*, Madrid.
- MADE, J. VAN DER (1999). Intercontinental relationship Europe-Africa and the Indian Subcontinent. En: G.E. RÖSSNER y K. HEWSSIG (eds.). *The Miocene Land Mammals of Europe*: 457-472. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.
- MADE, J. VAN DER, MORALES, J., SEN, S. & ASLAN, F. (2002): The first camel from the Upper Miocene of Turkey and the dispersal of the camels into de Old World. *C.R. Academie des Sciences. Palevol.* 1 : 117-122.
- MARTÍN-SUÁREZ, E., FREUDENTHAL, M. & CIVIS, J. (2001): Rodent palaeoecology of the Continental Upper Miocene of Crevillente (Alicante, SE Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 165: 349-356.
- MARTÍN-SUÁREZ, E., FREUDENTHAL, M., KRIJGSMAN, W. & FORTUIN, R. (2000): On the age of the continental deposits of the Zorreras Member (Sorbas Basin, SE Spain). *Geobios*, 33: 505-512.
- MEIN, P. (1975): Résultats du Group de Travail des Vertébrés. *Report on activity of the R.C.M.N.S. Working Groups*: 78-81. IUGS, Bratislava.
- MELÉNDEZ, G. (ed.) (1997): *Tafonomía y fosilización.- Cuadernos de Geología Ibérica*, 23. Servicio de Publicaciones Universidad Complutense, Madrid.

- MORALES, J. (1984): *Venta del Moro: su macrofauna de mamíferos, y biostratigrafía continental del Mioceno Terminal mediterráneo*. Tesis doctoral (Editorial de la Universidad Complutense de Madrid).
- MORALES, J., SORIA, D. & AGUIRRE, E. (1980): Camélido finimioceno en Venta del Moro. Primera cita para Europa occidental. *Estudios Geológicos*, 36: 139-142.
- OPDYKE, N., MEIN, P., LINDSAY, E., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., MOISSENET, E. & NORTON, V.L. (1996): Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology. Late Neogene of Eastern Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 133: 129-148.
- PERCONIG, E. & GRANADOS, L.F. (1973): El estratotipo del Andaluciense. *Guidebook to XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología, España, Sept. 1973*: 225-246. C.N.G. Enadimsa, Madrid.
- PICKFORD, M. & SENUT, B. (2001): The geological and faunal context of Late Miocene hominid remains from Lukeino, Kenya. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*. 332: 145-152.
- SÉNUT, B., PICKFORD, M., GOMMERY, D., MEIN, P., CHEBOI, K. & COPPENS, Y. (2001): First hominid from the Miocene (Lukeino Formation, Kenya). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*. 332: 137-143.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: C.E. PAYTON (ed.) *Seismic Stratigraphy*. Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem. 26: 83-97.
- VAN COUVERING, J.A. (ed.) (1997): *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*. Cambridge University Press.
- VAN COUVERING, J.A., BERGGREN, W.A., DRAKE, R.E., AGUIRRE, E. & CURTIS, G.H. (1976): The Terminal Miocene Event. *Marine Micropaleontology*, 1: 263-286.
- VERA, J.A. (1994): *Estratigrafía. Principios y métodos*. Editorial Rueda, Madrid.
- VIGNAUD, P., DURINGER, P. & MACKAYE, H.T. (2002): Geology and palaeontology of the Upper Miocene Toros-Menalla hominid locality, Chad. *Nature*, 413: 152-155.
- WEBB, S.D. & OPDYKE, N.D. (1995): Global Climatic Influence on Cenozoic Land Mammal Faunas. En: *Effects of Past Global Change on Life*: 184-208.

**La impresión de este discurso
ha sido financiada por la
Facultad de Ciencias de la
Universidad de Granada**