

Tema 18. La Tierra, un planeta en continuo cambio. Los fósiles como indicadores. El tiempo geológico. Explicaciones históricas al problema de los cambios.

4º E.S.O. Tema 4: la historia de la Tierra
1º Bach.: Tema 4 (Consultar al final de la programación).
2º Bach. Geología optativa. Bloque Hª de la Tierra.

SUMARIO

18.1. Los cambios en el planeta Tierra

18.2. El tiempo geológico. Concepto

18.3. Métodos estratigráficos de datación

18.3.1. Principio de superposición de estratos (Steno 1669)

18.3.2. Fósiles

18.3.3. Cronología absoluta. Dataciones radiométricas o radiactivas

18.3.4. Otros métodos (Con carácter OPCIONAL)

18.4. Correlación estratigráfica: Unidades. La escala geocronológica

18.5. Explicaciones históricas al problema de los cambios

18.1. Los cambios en el planeta Tierra

La Tierra se encuentra en continuo dinamismo y los materiales que la constituyen son erosionados y arrastrados hasta zonas alejadas. Cambian de lugar, no desaparecen. Los materiales transportados por los agentes geológicos externos son depositados en capas horizontales en las cuencas de sedimentación. Más tarde, los sedimentos se convierten en rocas. Estos materiales pueden deformarse posteriormente formando pliegues, fracturas o fallas. En algunos casos las rocas se conservan en el mismo estado y disposición que tenían cuando se depositaron los sedimentos. Conservan los restos de la flora y la fauna correspondiente al lugar y al tiempo de su formación y sirven para que podamos interpretar la hª de la Tierra. En otros casos, las transformaciones han sido tan profundas que poco se puede decir del origen de la roca, aunque sí de los hechos posteriores.

El antagonismo entre lo cíclico y lo lineal se ha mantenido a lo largo de toda la hª de la Geología. Lo cíclico culmina con el **UNIFORMISMO** y especialmente con Charles Lyell, que descalifica todas las teorías de la Tierra que proponen cambios irreversibles.

Este principio de la Geología se argumenta que con pequeñas variaciones de los mismos procesos geológicos que hoy observamos podrían explicarse todos los fenómenos geológicos ("**el presente es la clave del pasado**"). Esta idea supone la uniformidad de las leyes físicas de la naturaleza, en el tiempo y en el espacio. Puede hablarse de uniformidad de los procesos (**actualismo**), de uniformidad de ritmo y de uniformidad de condiciones.

Luego, lo cíclico se mantiene en la teoría del geosinclinal (entre 1860-1960) y, para la cual, los continentes eran destruidos y reconstruidos en sus bordes continentales según el ciclo geológico. Sin embargo E. Suess (1885) había propuesto que en cada orogenia un cinturón de nuevas montañas se añadía al borde continental (acreción o crecimiento lateral del continente) que, pese a su antigüedad sigue siendo tan polémica como durante el siglo XIX. El ciclo geológico en el geosinclinal era completado con otro concepto cíclico, el pulso de la Tierra, que se reflejaba en la formación periódica de cadenas montañosas (**ciclos orogénicos**).

La nueva geología también tiene sus ciclos como el **ciclo de Wilson** (consultar el tema 10). El crecimiento de los continentes que predijo Suess, casi nadie lo niega, pero se desconoce si se hace en épocas concretas o no. La datación de las rocas antiguas parecen coincidir en muchos continentes, lo que apoyaría este crecimiento a pulsaciones. Para otros, la distribución de edades no es fiable, su agrupamiento es aparente y se podría deber a que la erosión ha destruido las rocas de episodios intermedios, al mismo tiempo que la fragmentación de un supercontinente ha dispersado las rocas formadas en un solo orógeno, dando la falsa impresión de que se trata de un fenómeno planetario. Además, se ha propuesto que el manto es capaz de autorregular su tª, por lo que la producción de rocas sería más o menos gradual.

Sólo tenemos seguridad de que los acontecimientos geológicos terrestres reflejados en el ciclo de Wilson, han sucedido así desde hace unos 600 m. a.. Antes, nuestros conocimientos de las posiciones continentales no nos permiten aventurar una respuesta. A pesar de todo nunca, hasta hoy, hemos dispuesto de modelos tan precisos sobre el funcionamiento de nuestro planeta, y nunca los progresos han sido tan rápidos; a pesar de las numerosas preguntas que aún quedan pendientes, tales como:

¿Desde cuando existen en la Tierra placas litosféricas rígidas que interaccionan?

¿Cuál es el patrón de crecimiento de los continentes con el tiempo?

¿Cuál es el grosor máximo de la litosfera continental?, etc.

No obstante lo anterior sí que existen unas cuantas ideas básicas a propósito de los cambios en el planeta Tierra:

1. La Tierra está estratificada por capas cuya densidad crece hacia el interior. Probablemente esta estratificación se desarrolló en las primeras etapas de evolución del planeta.
2. Las capas terrestres están, entre sí, en interacción constante, gracias al flujo de energía desde el interior del planeta y también desde el Sol. Estas interacciones han modificado la composición y las propiedades físicas de cada sistema a lo largo de la historia de la Tierra.
3. En este momento, la dinámica de la superficie terrestre sólida se produce a través del movimiento de placas rígidas (tectónica de placas), recientemente demostrado.
4. Algunos parámetros físicos de la Tierra están evolucionando de forma irreversible (el enfriamiento de la Tierra). En esta evolución irreversible podrían darse pautas repetibles, como configuraciones supercontinentales que se desintegrarían para volver a reunirse.

18.2. El tiempo geológico. Concepto

Los procesos que han afectado y afectan actualmente a la Tierra ocurren en su mayoría a un ritmo muy lento, prácticamente imperceptible. En algunas ocasiones, sin embargo, ocurren cambios rápidos que pueden ser observados; p. ej., deslizamientos de tierras, terremotos, avances de dunas, erupciones volcánicas, etc.

Para medir el tiempo geológico se utiliza el **cron** (millón de años), siendo la edad de la Tierra estimada de 4600 m. a. El cron es una medida válida para la Era terciaria, de 63 m. a. de duración. Para tiempos anteriores, de los que no se conservan formaciones geológicas completas, esa unidad resulta pequeña, pues al faltar parte de esas formaciones pueden aparecer contiguas en el terreno formaciones geológicas entre cuyos orígenes transcurrieron muchos m. a.. Además, sucesos geológicos que duraron decenas de m. a. (25 m. a. duró la transgresión cretácica; 30 m. a. la orogenia Alpina) los consideramos como acontecimientos geológicos únicos, ya que desconocemos muchos detalles de como transcurrieron, al quedar de ellos un registro incompleto.

Para el **gradualismo** más estricto, en la hª de nuestro planeta nunca sucedió nada significativo. Sin embargo, el paleomagnetismo (inversiones bruscas de la polaridad magnética) o evidencias tectónicas (colisiones y microcolisiones continentales) han demostrado la existencia de "momentos geológicos especiales". Sin embargo, el gradualismo está tan enraizado en la Geología que le permite afirmar que: todo tiempo geológico está registrado en la sedimentación. De este registro continuado se obtendrían las escalas estratigráficas, que hasta muy recientemente (1984) se definían como "sucesiones más o menos continuas". Sin embargo al datar con precisión las secuencias estratigráficas se ha llegado a distintas conclusiones: La mayor parte de las veces el registro estratigráfico consta de brevísimos periodos de actividad separados por enormes intervalos de tiempo (entre el 50 y el 99 % del total) en los que nada sucede.

A medida que nos remontamos en el tiempo, el registro geológico es más incompleto y el conocimiento de la hª geológica de la Tierra también lo es ya que muchos **estratos** (representan el registro de un determinado período geológico), han sido destruidos por la erosión o se transformaron por metamorfismo, magmatismo, etc. La hª geológica de las eras próximas, por lo tanto, se conoce mejor que los remotos tiempos del Precámbrico.

Para comprender la magnitud del tiempo geológico, se puede comparar la duración de los períodos geológicos con su equivalente respecto a un siglo, teniendo en cuenta que la edad de la Tierra es de 4600 m. a.

	DURACIÓN EN M. A.	DURACIÓN EN 100 AÑOS
PRECÁMBRICO	4030	87 AÑOS, 7 MESES
PALEOZOICO	340	7 AÑOS, 5 MESES
MESOZOICO	165	3 AÑOS, 7 MESES
TERCIARIO	63'2	1 AÑO, 4'5 MESES
CUATERNARIO	1'8	14 DÍAS

18.3. Métodos estratigráficos de datación

Se suele utilizar la expresión de **relojes geológicos** para referirnos a todos los sistemas de establecer relaciones de tiempo entre procesos geológicos. Estas relaciones son la raíz de toda una serie de formas de datar rocas basadas en las relaciones entre ellas y los fósiles (**dataciones relativas**), contrapuestas a las **dataciones absolutas** que proporcionan una edad numérica. Ambos términos tienen un significado muy general no demasiado útil.

Los principales métodos de datación de rocas y procesos geológicos son (en cursiva los métodos de datación absolutos):

- ❑ **ESTRATIGRÁFICOS:** el principio de superposición y el las *varvas glaciares*.
- ❑ **BIOLÓGICOS:** Los fósiles, los ritmos biológicos, los anillos de crecimiento del coral, los relojes moleculares y la *dendrocronología*.
- ❑ **ESTRUCTURALES:** Relaciones tectónicas o magmáticas y densidad de craterización.

- ❑ **GEOFÍSICOS:** Paleomagnetismo, Huellas de fisión, *exposición a los rayos cósmicos* y las *dataciones radiométricas o radiactivas*.

18.3.1. Principio de superposición de estratos (Steno 1669)

En una serie de depósitos sedimentarios o volcánicos no tectonizados, el orden de sucesión desde el más antiguo hasta el más moderno se establece de abajo arriba. Este principio se complementa con el de la **horizontalidad** inicial y **continuidad** lateral de los estratos (que tienen la misma edad en todos sus puntos). Según el principio de **uniformismo-actualismo** (Hutton y Lyell) los agentes geológicos que actúan y los resultados a que dan lugar son ahora los mismos que en tiempos pasados; por lo que el estudio de las rocas nos permite conocer sus mecanismo de formación en el pasado (ej., si contiene restos de conchas marinas, su depósito sucedió en ambiente marino, si contiene yeso o sales sódicas el ambiente de formación fue de gran evaporación).

Este principio presupone que las condiciones ambientales no han variado a lo largo del tiempo, lo que no es exacto, pero en todo caso, su aplicación ha permitido estudios importantes, especialmente para determinar ambientes paleontológicos.

Cuando en la serie aparecen rocas sedimentarias de origen fluvial, depositadas en formas de terrazas fluviales, entonces el principio de superposición de estratos falla, ya que las rocas de las terrazas más antiguas están situadas más altas que las de las terrazas más jóvenes o recientes. En base al principio de superposición de estratos, se puede hacer una extrapolación del mismo a lo que puede llamarse principio de superposición de procesos, que puede describirse así: *‘Todo proceso geológico es posterior a cualquier otro al que afecta y anterior a otros que le modifican a él’*.

En cada estrato se pueden considerar dos superficies: La que corresponde al inicio del depósito o sea, la inferior o más antigua (**muro**), y la que corresponde al final de dicho depósito, o sea, la más moderna (**techo**). Si la serie de materiales de sedimentación ha sido continua e ininterrumpida decimos que los estratos son concordantes o que el contacto es normal (se representa en los cortes mediante una línea recta, continua y fina).

Para conocer la **polaridad** de un estrato se analizan una serie de estructuras en el techo (grietas de desecación, acanaladuras, rizaduras, huellas de organismos, etc.), que nos indican condiciones de sedimentación. Las señales en el muro pueden ser: excavaciones sobre el suelo limoso que después se rellenan (flute), mayor o menor tamaño de las partículas (granoselección), etc.

Una serie de estratos superpuestos con idéntica disposición constituye una **serie estratigráfica**; se puede considerar como el registro de una serie de acontecimientos geológicos: Sedimentación de los sucesivos estratos; el orden de sucesión de los acontecimientos queda reflejado por el orden en que se suceden los estratos.

Si las series estratigráficas aparecen muy deformadas (pliegues inclinados o tumbados, cabalgamientos, fallas inversas) el orden normal de superposición de estratos puede invertirse, y estratos más antiguos pueden aparecer situados sobre otros más modernos. Para determinar el orden normal de superposición de estratos en regiones plegadas hay que fijarse en la disposición de los fósiles o de otros indicios (rizaduras) que puedan aparecer en los planos de estratificación.

FACIES Y SERIES ESTRATIGRÁFICAS

Se llama **facies** al conjunto de características litológicas y paleontológicas que caracterizan a un estrato, nos permite conocer las condiciones de formación de una roca. La facies expresa el aspecto del estrato en sus dos vertientes: los minerales que lo componen, su textura y estructura (litofacies); y el otro los fósiles que contiene (biofacies).

Las facies se **clasifican** de acuerdo con el **ambiente sedimentario** abiótico que define:

- Marinas: litorales, neríticas o de plataforma, batiales o de talud, abisales o llanura abisal.
- Continentales: fluviales, lacustres, desérticas, glaciares.
- Mixtas: deltaicas, estuario.

Si las clasificamos en función del **ambiente biótico**, hablaríamos de facies. recifales, bentónicas, nectónicas, planctónicas, salobres, etc.

Las **facies tectónicas** son las que se producen en determinados momentos de un ciclo orogénico:

- **Flysch.** Sinorogénicas, marinas, sus estratos se depositan en zonas en vías de plegamiento. El flysch es un conjunto de estratos en el que alternan rítmicamente dos o tres litofacies, siempre en el mismo orden (ej., areniscas (grauwacas)-pizarras-calizas).
- **Molasas** (arcosas, pelitas lacustres y conglomerados), son continentales y postorogénicas.

SERIES ESTRATIGRÁFICAS

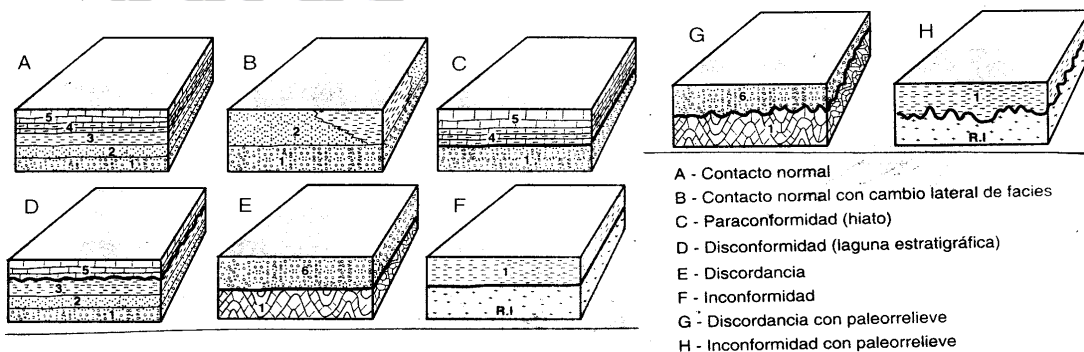
- **Serie positivas.** Verticalmente las facies varían desde detríticas en la base (muro), hasta evaporitas (techo). Son típicas del paso de un período de resistaxias (muy erosivo), a otro biostásico, en el que sólo llegan a la cuenca sales disueltas.
- **Serie negativas.** Comienzan en el muro con facies de carbón y van cambiando hasta culminar en facies detríticas. Típicas de regiones biostásicas que, tras una crisis climática, pasan a resistaxias.
- **Serie compresivas.** De facies única, de gran espesor y acumuladas en cortos períodos de tiempo. Corresponden a períodos de intensa erosión y mucha sedimentación. Ej. molasas.
- **Serie condensadas.** Son el caso opuesto: la velocidad de sedimentación es muy pequeña y en poco espesor se acumulan capas que representan largos períodos de tiempo. Ej. series abisales.
- **Serie continuas.** Sedimentación continua, sin interrupciones, excepto en cortos períodos de tiempo (planos de estratificación).
- **Serie rítmicas.** Muestran variación vertical de facies según una secuencia estratigráfica que se repite. Ej. los flysch, los ciclotemas hulleros, las varvas glaciares.
- **Serie discontinuas** (ver el siguiente apartado)

DISCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Las discontinuidades estratigráficas vienen determinadas por interrupciones en el proceso de sedimentación. Suelen ser índices de anomalías, casi siempre, de origen tectónico que evitaron la sedimentación continua de una serie. Son muy importantes para datar y situar la hª geológica de una región, ya que las distintas orogenias vienen marcadas por espectaculares discordancias.

Si van acompañadas de una modificación en la disposición original de los estratos de la serie más antigua y de su erosión, se denominan **discordancias angulares y/o erosivas**.

En la **discordancia angular** los materiales en contacto no son paralelos; en la discordancia erosiva el contacto no es recto, sino que ha sido modificado por una intensa erosión (se representa por una línea ondulada).



Las **disconformidades o contactos disconformes** indican un intenso período erosivo que hace desaparecer uno o varios estratos correspondientes a un determinado intervalo cronológico, produciendo una laguna o discontinuidad estratigráfica (se representa por una línea ondulada). Se pone de manifiesto cuando se comparan series estratigráficas vecinas. Dibujo D

Paraconformidad. La laguna también puede ser consecuencia de la falta de sedimentación de algunos estratos que faltan (por lo que no estará representada por una superficie de erosión); es este caso los

nuevos estratos que se hayan podido sedimentar después, se superponen paralelamente a los primeros, habiendo una concordancia aparente entre ellos. Dibujo C.

Inconformidad. Este tipo de discontinuidad viene determinado cuando aparecen rocas estratificadas sobre un basamento ígneo erosionado. Su formación requiere que sobre un basamento ígneo erosionado se produzca una sedimentación sobre la superficie de erosión. Dibujo F.

Las causas que pueden originar estas discontinuidades estratigráficas pueden ser las **transgresiones** y las **regresiones marinas**. Cuando sucede una regresión se restringe la amplitud de la cuenca de sedimentación, la parte emergida se erosiona y en la sumergida continua el proceso de sedimentación.

Si tras una regresión sucede una transgresión, se amplía la cuenca de sedimentación, abarcando tanto a las zonas emergidas como a las que ya estaban sumergidas. En la zona anteriormente emergida faltarán una serie de estratos que sí estarán presentes en las zonas internas de la cuenca, en las que no se interrumpió la sedimentación. Habrá una **laguna estratigráfica** en las partes que estuvieron emergidas (disconformidad o paraconformidad).

Relacionados con estos cambios se presentan **cambios laterales de facies** (Dibujo B) en los estratos ya que la sedimentación varía según la distancia a la línea de costa y la profundidad de la cuenca de sedimentación. Cerca de la costa se depositan materiales detríticos gruesos y medianos, disminuyendo de tamaño hacia el interior de la cuenca, pasando a ser finos y a precipitados químicos; por tanto, al depositarse estos materiales simultáneamente en distintos lugares de la misma cuenca, siendo gradual el tránsito de unos a otros, resulta formado un estrato cuyas características litológicas y paleontológicas varían lateralmente.

Cambio vertical de facies. Suceden también como consecuencia de transgresiones y regresiones marinas. Los materiales que se depositaron en un lugar de una cuenca de sedimentación presentan unas características, de acuerdo con la profundidad de ese lugar y su distancia a la costa; al variar estas características como consecuencia de una transgresión o de una regresión, los materiales que se depositan encima presentan otras características (p. ej. pueden depositarse al principio arenas y después arcillas y margas, por efecto de una transgresión).

RELACIONES TECTÓNICAS O MAGMÁTICAS.

Las **intrusiones ígneas** (plutones, diques) son siempre más recientes que el más reciente de los estratos que cortan, y más antiguas que el más antiguo de los estratos que se superponen a ellas. Asimismo, si dos intrusiones están en contacto, los diques de la intrusión más reciente cortan a los de la intrusión más antigua.

Usando un razonamiento similar se pueden **datar fallas** y los terrenos que las rodean; sin embargo, en este caso hay que tener en cuenta que una falla puede y suele moverse repetidas veces, de modo que en general estaremos datando su último movimiento, que será posterior al último estrato desplazado por la falla, y anterior al primero no afectado por ella. Mediante las técnicas radiométricas se pueden datar con exactitud los momentos en los que una falla se reactiva: el sistema consiste en datar minerales recristalizados en el plano de falla y compararlos con los de las zonas no deformadas. Así se pueden datar los distintos movimientos, lo que resulta muy útil en la evaluación de riesgos sísmicos de fracturas importantes.

18.3.2. Fósiles

Los fósiles son restos o impresiones de animales o plantas que vivieron en épocas pasadas y que se han conservado enterrados en las rocas sedimentarias; en general sólo se conservan partes duras, pero en condiciones apropiadas se conservan también partes blandas o seres completos (insectos en ámbar, mamuts en suelos helados de Siberia, etc.).

El proceso de fosilización es excepcional; requiere que los restos del animal o la planta queden enterrados por el sedimento, pues si no se descompondría. Después ocurre la "**mineralización**" de esos restos, que consiste en la sustitución de la materia orgánica por materia mineral (calcita o sílice, en ocasiones pirita, marcasita, siderita, hematites, etc., en vegetales se da un enriquecimiento de carbono); dicha sustitución se hace a veces molécula a molécula, con lo que se conserva la estructura del resto orgánico, pero normalmente sólo se conservan los caracteres externos, perdiéndose la estructura interna.

En ocasiones se disuelve el fósil original, quedando un **molde** que conserva las características externas del original, en éste puede precipitar alguna sustancia mineral, constituyendo un molde semejante al fósil original, pero sin estructura interna. A veces, las conchas de moluscos se rellenan de materia mineral y después la concha desaparece por disolución, quedando un molde de las partes internas del fósil o molde interno.

A veces se conservan **huellas** del paso de animales por un sedimento blando, al endurecerse (huellas de dinosaurios en Soria y la Rioja).

Las condiciones más favorables para la fosilización se dan en la plataforma continental, ya que sobre ella hay gran abundancia y variedad de seres vivos y además la acumulación de sedimentos es más rápida. En zonas continentales puede haber fosilización en fondos de lagos y pantanos, siendo rara en otros ambientes.

Las rocas que con mayor frecuencia contienen fósiles son las calizas, seguidas de las arcillas, con menos frecuencia se encuentran las areniscas y las pizarras arcillosas; pueden aparecer en pizarras de bajo metamorfismo. En la práctica no se consideran fósiles que no sean de procedencia anterior a los últimos 10.000 años.

A finales del siglo XVIII, **W. Smith** (1769-1839) empezó a utilizar a los fósiles como instrumentos cronológicos. Concluyó que las especies vivieron en la Tierra un período de tiempo limitado, sin volver a reaparecer y que, por esto, aparecían en un espesor de estratos limitado. Todo esto le llevó a enunciar la **Ley de la sucesión faunística**, según la cual los estratos pueden ser identificados por los fósiles que contienen.

En 1856 Albert Oppel definía **zona** como los estratos que contienen un conjunto constante y exclusivo de especies fósiles que los distingue de los estratos inferiores y superiores. Como herramienta cronológica la zona es más útil cuando su dimensión estratigráfica es mínima y su dimensión geográfica es máxima. Ej., en el Jurásico (70 m. a.) se han definido 117 zonas y subzonas de Ammonites. Los intentos estratigráficos de utilizar zonas cada vez más restringidas en el tiempo han llevado a una serie compleja de definiciones que giran en torno al concepto básico de zona y que nosotros obviamos.

La aplicación del concepto biológico de especie no procede en Estratigrafía. Se considera que dos fósiles pertenecen a la misma especie si su forma coincide en el ámbito estadístico (homeomorfismo).

FÓSILES-GUÍA

Por el **principio de la correlación estratigráfica de Smith** (citado en el apartado anterior), se puede establecer la correspondencia cronológica entre estratos situados en distintas regiones y alejadas entre sí, utilizando criterios litológicos y paleontológicos. Las variaciones laterales que pueden experimentar los caracteres litológicos, hace imprescindible recurrir a los fósiles para una datación más precisa.

Desde el siglo pasado se observó que algunos fósiles aparecen en diversos estratos superpuestos, mientras que otros sólo aparecen en algún estrato concreto y son diferentes de los que aparecen en los estratos que hay encima y por debajo; estos fósiles corresponden, por lo tanto, a un determinado período de la *h*^a terrestre y, si aparecen en los estratos de otra región, aunque sea en un lugar muy alejado, se puede asegurar que dichos estratos pertenecen al mismo período; a estos fósiles que sirven para establecer correlaciones estratigráficas, se les denomina **fósiles característicos o fósiles guía**. Así ocurre con los nummulites (en rocas del terciario inferior), los dinosaurios (Mesozoico), o los trilobites (Paleozoico).

Las especies o grupos taxonómicos que dan lugar a estos fósiles deben reunir las siguientes características:

- Presentar **partes duras** para poder fosilizar fácilmente y que estén bien conservados.
- Tener una **amplia distribución** sobre la Tierra (amplia distribución horizontal). El tiempo que las especies necesitan para dispersarse por el planeta es relativamente corto, comparado con el tiempo que representa cada estrato.
- Evolucionar con rapidez**, de manera que sus fósiles solo aparezcan en los estratos de un determinado período (limitada distribución vertical).

No hay ninguna especie biológica que sea universal ni que aparezca instantáneamente. Esto, unido a otros problemas derivados de clasificaciones incorrectas o inseguras, han hecho que en la Bioestratigrafía moderna los fósiles-guía se utilicen cada vez menos.

El estudio de los mecanismos evolutivos a partir del registro fósil es seguramente la mayor de las cuestiones planteadas hoy en la Bioestratigrafía, pero no es un problema cronológico.

Los **principales fósiles guía de la era Primaria o Paleozoico** son:

- Trilobites (artrópodos): durante toda la era.
- Graptolites: Desde el Cámbrico al carbonífero.
- Arqueociátidos: Cámbrico
- Orthoceras (cefalópodos): Ordovicio.
- Didymograptus (Foraminíferos): Ordovicio
- Calceola (Cnidarios-tetracoralarios): Devónico.
- Paraspirifer (Braquiópodo): Devónico.
- Goniatites (Cefalópodos): Carbonífero.
- Fusulínidos (Foraminíferos): Carbonífero-Pérmico
- Orbitolina (Foraminíferos): Carbonífero-Pérmico

Los del **Mesozoico** son los siguientes:

- Dinosaurios (Reptiles): durante toda la era.
- Ceratites (cefalópodos): Triásico.
- Ammonítidos (cefalópodos): Jurásico y Cretácico.
- Hildoceras (cefalópodos): Jurásico.
- Pygope (Braquiópodos): Jurásico.
- Hippurites (moluscos): Cretácico
- Orbitolina (Foraminíferos): Cretácico.

Los del **Cenozoico** son:

- Nummulites (Foraminífero): Paleoceno-Eoceno-Oligoceno
- Quercus (Espermáfitas): Eoceno a Cuaternario

18.3.3. Cronología absoluta. Dataciones radiométricas o radiactivas

Los métodos expuestos, aunque útiles, no indican la antigüedad en m. a. de las rocas ni de los acontecimientos geológicos y tampoco permiten calcular la edad de la Tierra. Durante el siglo pasado se usaron varios métodos para establecer la edad de la Tierra:

1. Lord Kelvin (1862), calculó la edad de la Tierra basándose en el tiempo necesario para su enfriamiento, desde un estado fundido, por pérdida de calor por conducción y radiación; el cálculo arrojó una edad entre 20 y 100 m. a.
2. El tiempo requerido para la salinización de los océanos, a partir de las sales aportadas por los ríos, era de unos 100 m. a.
3. Estudios referidos a la velocidad de sedimentación. Correlacionando columnas estratigráficas de distintos lugares se obtuvo una columna de unos 150 km de espesor (dicha columna, por supuesto, no se halla en ningún lugar de la Tierra). Como el ritmo de sedimentación es tan variable como la tasa de erosión, y está en función de la altitud; según se tomase un valor u otro para la tasa de sedimentación, se obtenían resultados que iban desde los 20 m. a. hasta los 1500 m. a. (suponiendo una tasa de sedimentación de 1 m por cada 1000 años, resultan un período de 150 m. a.)

El problema de calcular la edad de las rocas se resolvió con el descubrimiento de la **radiactividad**; a principios de siglo, el químico B. B. Boltwood calculó edades de diversas rocas, obteniendo para la más antigua 1600 m. a.

DATACIÓN RADIOMÉTRICA

Minerales radiactivos característicos, como uraninita o pechblenda (UO_2). Estos elementos radiactivos se desintegran a un ritmo constante: emitiendo partículas α (equivalentes dos neutrones y dos protones) rebajando su n° atómico, β (un electrón) aumentando en uno su n° atómico (uno de los neutrones del núcleo se descompone en el electrón emitido y un protón), γ (radiación de alta energía, como las de las explosiones nucleares) que suponen pérdida de masa. El resultado de la desintegración es una serie de elementos inestables intermedios y un **elemento final estable**, la cantidad de este elemento final va aumentando en la roca o mineral original, a medida que pasa el tiempo, mientras que disminuye la cantidad del elemento radiactivo.

El ritmo de desintegración de los elementos radiactivos puede medirse experimentalmente y obedece a la ley según la cual en un período de tiempo determinado se desintegra una fracción característica para cada

elemento, referida a la cantidad inicial del elemento en cuestión. Se conoce como **vida media o período de semidesintegración** al tiempo necesario para que una cantidad determinada de un elemento radiactivo quede reducida a la mitad. En el cuadro siguiente figuran diversos elementos radiactivos, su período de semidesintegración y el elemento estable final que resulta de cada uno:

Elemento inicial	Vida media	Elemento final
U^{238}	4500 m. a	$Pb^{206} + He$
U^{235}	710 m. a	$Pb^{207} + He$
Th^{232}	14000 m. a	$Pb^{208} + He$
Rb^{87}	50000 m. a	Sr^{87}
K^{40}	1310 m. a.	Ar^{40}, Ca^{40}
C^{14}	5730 años	C^{12}

La concentración de elementos radiactivos en las rocas de la corteza terrestre varía de unos lugares a otros y es la causa de cierta radiactividad natural, que generalmente no es peligrosa para la salud.

Si consideramos que en el momento de formarse un mineral, su contenido en K^{40} es una cierta cantidad, al cabo de 1310 m. a. el nº de átomos de dicho elemento será la mitad; transcurridos otros 1310 m. a., la cantidad de átomos de K^{40} será la mitad de la mitad, y así sucesivamente. Es decir, se mantiene constante el ritmo de desintegración, de lo que se deduce que la disminución de la cantidad del elemento radiactivo es exponencial (desintegración exponencial); en consecuencia, el elemento final aumenta también exponencialmente.

La relación cuantitativa entre un elemento radiactivo y su correspondiente elemento final estable permite calcular el tiempo transcurrido desde la formación del mineral y, por lo tanto, de la roca que lo contiene. Para determinar la cantidad de ambos elementos se utiliza un espectrógrafo de masas; una vez conocido el nº de átomos contenidos en la muestra del elemento estable (N_E), y del elemento radiactivo (N_R), se aplica la siguiente ecuación:

$$t = \frac{1}{c} \log_e \left[1 + \frac{N_E}{N_R} \right]$$

donde c es la constante de desintegración característica de cada elemento (otros autores utilizan la letra griega λ), que representa la probabilidad de que un átomo se desintegre en una unidad de tiempo (un año para los elementos de vida larga).

La aplicación de este método requiere que el mineral usado en el análisis no contuviera inicialmente cantidad alguna del elemento final, así como que ninguna fracción de este elemento haya desaparecido del mineral. Este requerimiento hace que el método $Th^{232} - Pb^{208}$ no sea usado, porque el Pb^{208} tiende a escapar del mineral por diversas causas, lo que da lugar a cálculos erróneos

MÉTODOS $U^{238} - Pb^{206}$ y $U^{235} - Pb^{207}$

Pueden emplearse en minerales como uraninita, circón ($ZrSiO_4$) y esfena, pues ambos isótopos del uranio se hallan presentes en el mismo mineral; los análisis para cada método se hacen por separada y, después, se comparan resultados. El método del U^{238} tiene una precisión del 2 % y el del U^{235} del 1 %; con ellos se pueden calcular la edad de las rocas más antiguas conocidas (3800 m. a.) y de los meteorito (4600 m. a.). La utilidad de este método es menor en rocas de menos d 100-200 m. a, porque la formación de Pb^{207} en ellas ha sido muy baja

Se aplica este método en rocas ígneas y metamórficas que contenga alguno de los minerales citados. Puede haber una pérdida de Pb debida un episodio de metamorfismo térmico, de lo que se deducen edades diferentes para muestras analizadas de la misma roca; pero esta diferencias sirven para calcular la edad de la roca y la antigüedad de metamorfismo.

MÉTODO $Rb^{87} - Sr^{87}$

Aunque no hay minerales de Rb, éste está presente en minerales que contienen potasio (moscovita, ortosa, glauconita, etc.); se ha demostrado la validez de este método para datar la edad de rocas metamórficas y, por tanto, de los acontecimientos metamórficos. También se aplica en rocas ígneas y metamórficas ácidas (granito, gneis) previamente trituradas; no parece adecuada su aplicación en rocas básicas.

MÉTODO K^{40} - Ar^{40}

De los tres isótopos del K sólo el K^{40} es radiactivo, pero abunda poco. Se transforma en un 80 % en Ca^{40} y en un 12 % en Ar^{40} , empleándose éste para datar. En las rocas se mide la cantidad de K que contienen mediante métodos químicos y la de Ar por espectrógrafo de masas. Este método permite calcular edades comprendidas entre 300.000 y más de 3000 m. a.

Es el indicado para minerales abundantes en rocas ígneas (moscovita, biotita, hornblenda y nefelina), pero también se puede aplicar a obsidiana y otras rocas volcánicas de grano fino (riolitas, basaltos, andesitas). También se puede aplicar en calizas y areniscas que contengan glauconita, así como en rocas metamórficas de composición micácea y de grano fino (pizarras y esquistos).

Como el Ar es inerte, no se combina con otros elementos y tiende a escapar de la red cristalina a t^a de varios cientos de grados por lo que no permite datar rocas de metamorfismo medio y alto; tampoco se puede aplicar a rocas de menos de 100.000 años por la escasa cantidad de Ar que contienen.

MÉTODO C^{14} - C^{12}

En las capas altas de la atmósfera los rayos cósmicos bombardean con neutrones el N^{14} formándose C^{14} (liberando un protón), que combinado con el oxígeno forma CO_2 ; el C^{14} es inestable y su vida media es de 5730 años. La relación C^{12}/C^{14} en la atmósfera es constante y en esa proporción ambos isótopos son absorbidos por las plantas en forma de CO_2 durante la fotosíntesis. Cuando los seres vivos mueren, en sus restos va disminuyendo progresivamente la cantidad de C^{14} , a medida que se desintegra, por lo que la proporción C^{12}/C^{14} va en aumento. Determinando en restos orgánicos (madera, turba, huesos) dicha proporción, se puede calcular su edad con gran aproximación. Sin embargo, como la vida media del C^{14} es corta sólo pueden datarse edades de hasta 70.000 años.

Para que una datación radiométrica pueda resultar correcta es preciso que se cumplan una serie de condiciones, tales como:

1. Que en las rocas analizadas no hayan entrado ni salido tanto isótopos radiactivos como sus derivados.
2. Que no hubiera productos de desintegración en el momento de la deformación de la roca.
3. En las rocas sedimentarias las mediciones han de hacerse sobre minerales neoformados (illita, glauconita).
4. Que las rocas sean representativas del sistema estudiado y que no haya errores de cálculo.

Entre las ventajas de estos métodos, además de su exactitud (errores, como máximo, de un 5 %), tenemos las siguientes.

- a) Son, pese a sus limitaciones, los métodos más precisos.
- b) Se basan en procesos independientes de los demás factores físicos y químicos y, en último término, de los fenómenos geológicos.
- c) Se pueden utilizar en todo el mundo.

En resumen, por los métodos radiactivos pueden datarse los siguientes acontecimientos geológicos:

1. Cristalización de las rocas ígneas a partir de un magma.
2. Recristalización de rocas preexistentes, para formar rocas metamórficas con un conjunto de nuevos minerales.
3. Depósito de rocas sedimentarias, siempre que en ellas se formen minerales nuevos durante o poco después de la sedimentación.
4. Datar la edad de acontecimientos geológicos, teniendo en cuenta los resultados anteriores y las relaciones de yacimiento entre las rocas.
5. Datar la edad de los meteoritos y de las rocas lunares, lo que contribuye a conocer la edad del sistema Solar y de la Tierra.
6. Medir la velocidad de expansión de los fondos oceánicos, conociendo la edad de las islas y de las muestras extraídas del fondo oceánico y su distancia a la dorsal.
7. Comprobar la deriva de los continentes, equiparando la edad de las rocas que resultan adyacentes supuestos unidos los continentes

Una de las aplicaciones más importantes de los métodos radiactivos es, como veremos después, asignar una edad absoluta a cada una de las divisiones cronoestratigráficas establecidas por métodos estratigráficos y paleontológicos. También sirven para correlacionar las edades de las rocas y acontecimientos precámbricos y poder establecer una escala de tiempos precámbricos.

18.3.4. Otros métodos (Con carácter OPCIONAL)

1. LAS VARVAS GLACIARES

Son pares de estratos producidos anualmente en relación con los cambios estacionales; se producen a lo largo de frente glaciar, constan de un estrato claro, limoso o arenoso (primavera y otoño), y otro arcilloso oscuro (invierno, cuando se hiela el lago y sólo se depositan arcillas en suspensión y materia orgánica que no puede oxidarse). Una varva media tiene un espesor de 1 cm/año. Las dataciones absolutas por este método pueden alcanzar los 20.000 años.

Las variaciones climáticas producen varvas más o menos gruesas, en secuencias específicas para cada región. Conocida la edad de una varva, y mediante correlaciones, se pueden describir con precisión la h^a de los avances y retrocesos glaciares en una región, así como su climatología (las varvas del norte de Suecia permiten una cronología que se remonta a los últimos 8800 años).

Algunos geólogos opinan que en las varvas intervienen demasiados factores locales para que sean fiables las correlaciones intercontinentales.

2. MÉTODOS BIOLÓGICOS

LOS RITMOS BIOLÓGICOS. El más importante es el estudio de los anillos de crecimiento de los árboles (**Dendrocronología**). Cada año añaden a su tronco un anillo compuesto por una zona clara (leño de primavera) y otra oscura (leño de verano), y cuyo grosor depende del clima durante el período de crecimiento. En un tronco vivo, contando sus anillos a partir de la corteza, se puede conocer su edad con una precisión de un año. Como cada año se producen en cada región de igual clima anillos con un grosor característico, los anillos internos (más antiguos) sirven para datar anillos exteriores de otros árboles más viejos. Encadenando dataciones, se han logrado secuencias continuas de 7240 años. El estudio en pinos americanos (*Pinus aristata*) son los que han permitido remontarse más en el tiempo.

Además de proporcionar un buen calendario los anillos de los árboles son indicadores climáticos, ya que permiten un fiel registro de las variaciones de pluviosidad en diferentes regiones.

LOS ANILLOS DE CRECIMIENTO DE LOS CORALES. Algunos corales solitarios de tipo campaniforme presentan discontinuidades anulares que en general se interpretan como etapas de crecimiento lento coincidiendo con t^a algo más bajas; cada dos discontinuidades comprendería un año de crecimiento. Estos corales vivieron durante el Paleozoico y permiten comprobar la validez de las edades establecidas por los métodos radiométricos o radiactivos, y además la confirmación de la hipótesis del frenado mareal de la Tierra (la Tierra gira 20 segundos más despacio cada millón de años como consecuencia de la atracción lunar; el n^o de día del año será cada vez menor: el día Cámbrico duraba 21 horas, su año tendría 418 días, valores que irían variando gradualmente hasta los actuales). Conocida la edad del coral se puede predecir el n^o de anillos de crecimientos por año.

LOS RELOJES MOLECULARES. Se trata de los llamados relojes de ADN y relojes proteínicos. Ambos se basan en el mismo principio: una vez que dos especies se separan en su evolución, su material genético acumula mutaciones. Especies emparentadas tienen ADN y proteínas similares. Al asociar fragmentos de ADN de una especie con los de otra, el grado de asociación será proporcional a la similitud de ambos ácidos nucleicos, y por tanto del parentesco.

Es evidente que para poder aplicar estos métodos es preciso la existencia de materia orgánica (proteínas de tipo colágeno), por lo que su interés queda limitado al estudio del árbol evolutivo de los homínidos o, también, en fósiles muy recientes.

Otros procedimientos utilizados son los de los anillos de crecimiento de bivalvos de agua dulce [alternancia de zonas claras de su concha (estación fría) y oscura (cálida)]. También algunos peces marcan su crecimiento anual por medio de diminutos anillos en sus escamas.

3. DENSIDAD DE CRATERIZACIÓN (MÉTODO ESTRUCTURAL DE DATACIÓN)

En los cuerpos planetarios sin atmósfera, los cráteres formados por impactos meteoríticos no pueden erosionarse, por lo que constituyen buenos relojes geológicos. La densidad de craterización de una zona indicará su antigüedad con respecto a otra zona de menor densidad. Hay algunas excepciones ya que, en algunas zonas, pueden haber muchos cráteres con lo que los nuevos impactos pueden destruir cráteres anteriores /saturación de cráteres).

La tasa de craterización puede convertirse en una escala numérica siempre que haya datada al menos una superficie craterizada. Las tasas de craterización Tierra-Luna se estudian desde 1969 mediante gráficas en las que se correlacionan la edad y las cadenas de impactos. Este mismo sistema se aplica en otros planetas del sistema solar.

4. MÉTODOS FÍSICOS Y GEOFÍSICOS DE DATACIÓN

EXPOSICIÓN A LOS RAYOS CÓSMICOS. Las rocas superficiales de los planetas sin actividad geológica están expuestas a los efectos del viento solar durante miles de millones de años. Estos rayos cósmicos (núcleos atómicos a gran velocidad) pueden penetrar hasta un metro dentro de una roca, produciendo huellas microscópicas o transformando elementos de sus minerales en isótopos, estables o radiactivos. La cantidad de huellas será proporcional al tiempo que la roca ha permanecido en la superficie. Este método se ha empleado en rocas lunares y meteoritos. En éstos se mide el intervalo de tiempo entre la exposición de una roca en la superficie de un asteroide y su impacto contra la Tierra. Cuando las edades de exposición a los rayos cósmicos coinciden, podemos inducir que en esa fecha tuvo lugar una colisión importante que expuso nuevas superficies de algunos asteroides, parte de las cuales pudieron caer, mucho después, a la Tierra.

HUELLAS DE FISIÓN. Son zonas lineales de un mineral dañadas por el paso de un núcleo atómico. Los minerales ricos en U^{238} sufren un bombardeo desde dentro, ya que este isótopo se fisiona espontáneamente en dos núcleos de masa 96 y 140, que viajan en direcciones opuestas de la estructura cristalina, arrancando electrones de los átomos próximos; éstos quedan cargados positivamente y se separan, formando surcos lineales que, tras tratarlos con ácido, son visibles al microscopio. La edad se obtiene midiendo la cantidad de huellas de fisión por unidad de superficie y dividiéndola por la concentración de uranio en el mineral. A iguales contenido de uranio, un mineral con más huellas de fisión será más antiguo. La exactitud del método se basa en que:

1. La velocidad de descomposición del U^{238} es constante.
2. La concentración de uranio de la roca no se ha alterado desde que se formó. El agua freática a t^a elevada puede arrastrar partículas.
3. Todas las fisiones producen huellas.
4. Todas las fisiones quedan permanentes en las rocas. Se ha comprobado en laboratorio que al calentar una muestra por encima de una determinada t^a (variable para cada mineral), las huellas pueden desaparecer.

TERMOLUMINISCENCIA. Es un sistema parecido al anterior, también se basa en que las redes de los minerales retienen partículas cargadas procedentes de su entorno. Al ser calentados algunos minerales (cuarzo, feldespatos, circón,...) liberan estas partículas, que producen una luminosidad proporcional a la cantidad de irradiación recibida desde el último calentamiento. Este método se ha aplicado en coladas volcánicas o en elementos arqueológicos como cerámica. Su intervalo de aplicación va desde algunos siglos a varios cientos de miles de años; su margen de error es de un 8 a un 10 %.

PALEOMAGNETISMO. La inversión de la polaridad del campo magnético terrestre son universales y geológicamente instantáneas (una duración media de 5000 años), y pueden servir como sistema de datación. Basta con datar las rocas inmediatas a una inversión. Cada vez que se localice esta inversión en cualquier otro punto sabremos cuál es la edad de las rocas adyacentes, y así construir una escala magnetoestratigráfica.

Se utilizan unidades como cron de polaridad (100.000 años de polaridad homogénea); los subcrones (del orden de 10.000 a 100.000 años de polaridad opuesta a los cronos en los que están incluidos), y excursiones (subcronos muy cortos, uno o varios milenios).

Entre los principales problemas de este métodos están: su limitación en el tiempo (a partir de 170 m. a. la corteza oceánica se hace muy escasa); la zona de calma magnética cretácica (entre 80 y 108 m. a.) en la que no se han detectado inversiones de polaridad; al ser algunas inversiones muy frecuentes (más de 130 en

los últimos 100 m. a.) su localización precisa se hace más difícil; el metamorfismo térmico puede borrar muestras de polaridad, y las "excursiones" no quedan registradas en muchas zonas.

18.4. Correlación estratigráfica: Unidades. La escala geocronológica

En los estudios de correlación de estratos se utilizan actualmente las siguientes unidades:

- a) **Unidades litoestratigráficas.** Se fundamentan en caracteres litológicos. La principal unidad es la formación, o sea, el conjunto de estratos con homogeneidad litológica y que pueden ser representados en un mapa. Ordenadas de mayor a menor todas las unidades litoestratigráficas tendríamos: GRUPO - FORMACIÓN - MIEMBRO - CAPA. Cada unidad contiene varias de orden inferior.
- b) **Unidades bioestratigráficas.** Vienen caracterizadas por los fósiles. La unidad fundamental es la biozona, ya definida. Hay varios tipos, según se refieran a una especie determinada o a una asociación y su amplitud será variada. La biozona es un conjunto de estratos que contienen un determinado grupo fósil.
- c) **Unidades cronoestratigráficas.** Están definidas como un conjunto de estratos depositados en un intervalo de tiempo. En estas unidades se relacionan las dos anteriores. Las unidades cronoestratigráficas utilizadas son: EONTEMA - ERATEMA - SISTEMA - SERIE - PISO.

d) UNIDADES GEOCRONOLÓGICAS

Los primeros intentos de establecer una escala geológica son del siglo XVIII (Lehmann, 1756), que subdividía la historia de la Tierra en tres edades: primitiva (de rocas ígneas cristalinas); secundaria (de las rocas sedimentarias) y aluvial (suelos y gravas sin consolidar). Otra escala conocida es la de Arduino (1760), que añade una edad más, la volcánica.

Se trata de conseguir una columna estratigráfica completa con la correspondiente sucesión paleontológica, a base de establecer correlaciones entre los fragmentos estudiados en distintas localidades.

Se ha llegado por fin a establecer una escala del tiempo geológico, con una terminología unificada y universalmente aceptada, en la que se pueden situar con bastante exactitud los hallazgos locales que se van haciendo. Esto no quiere decir que conozcamos ya todo el pasado de la Tierra, del que quedan muchos puntos oscuros. Los métodos de cronología absoluta, más recientes, han ido adaptándose a la cronología relativa y no han cambiado ninguna de las divisiones establecidas.

Las **grandes divisiones geocronológicas** fueron establecidas a partir de las mayores discontinuidades físicas y biológicas de la columna. Son las siguientes: EÓN - ERA - PERÍODO - ÉPOCA - EDAD. Entre estas unidades y las anteriores.

Las **grandes unidades de la hª geológica** (eones) corresponden a los conceptos de:

- **Azoico** (sin vida conocida) o Criptozoico (vida oculta), sin registro fósil o muy escaso.
- **Proterozoico** (vida primaria), primeras manifestaciones claras de vida.
- **Fanerozoico** (vida evidente), con abundante registro fósil.

El Fanerozoico se subdivide en eras:

- **Paleozoico** (vida antigua), principalmente invertebrados y plantas primitivas.
- **Mesozoico** (vida media), con predominio de los reptiles.
- **Cenozoico** (vida reciente), con desarrollo de aves y mamíferos.

En el cuadro adjunto se incluyen las principales subdivisiones de esta escala. Los principales datos han sido las orogenias (determinadas mediante las respectivas discordancias) y la sucesión de fósiles datada en los estratos.

EÓN	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	OROGENIA
F A N E R O Z O I C O	CENOZOICO desde hace 65 m. a.	CUATERNARIO	HALÓGENO	A L P I N A
			PLEISTOCENO	
		NEÓGENO (Terciario)	PLIOCENO	
			MIOCENO	
		PALEÓGENO (Terciario)	OLIGOCENO	
			EOCENO	
	MESOZOICO (230 - 65 m. a.)	CRETÁCICO	PALEÓGENO	
			SUPERIOR	
		JURÁSICO	INFERIOR	
			MALM	
			DOGGER	
		TRIÁSICO	LIAS	
			SUPERIOR	
			MEDIO	
	PALEOZOICO (570 -230 m. a.)	PÉRMICO	INFERIOR	HER CÍ NI CA
			SUPERIOR	
		CARBONÍFERO	INFERIOR	
			SUPERIOR	
		DEVÓNICO	MEDIO	
			INFERIOR	
		SILÚRICO	SUPERIOR	CA LE DO NIA NA
			INFERIOR	
		ORDOVÍCICO	SUPERIOR	
			INFERIOR	
		CÁMBRICO	SUPERIOR	
			MEDIO	
		ALGÓQUICO	INFERIOR	
PROTEROZOICO	PRECÁMBRICO	ALGÓQUICO		HURONIANO
CRIPTOZOICO		ARCAICO		

18.5. Explicaciones históricas al problema de los cambios

Los hombres se han preguntado muchas veces porqué la superficie de la Tierra es tan irregular, ¿qué fuerzas ocasionan tantos accidentes? ¿Cuánto y cuándo han actuado? ¿Siguen actuando o ha cesado su actividad?, etc. A estas preguntas se añadían otras de otro tipo, ¿Porqué había materiales tan distintos? ¿Cómo se han formado las rocas y los sedimentos?, etc. La lucha por imponer la propia concepción no ha sido fácil, pues si la ciencia actual exige pruebas y testimonios también funciona factores psicológicos, como el apego a las propias ideas, los factores religiosos y hasta los factores nacionalistas.

Aunque los griegos del período clásico (Herodoto) interpretaron las conchas marinas correctamente como restos de animales depositados sobre los continentes en épocas en que éstos habían estado sumergidos, estas ideas se olvidaron luego. Muchos naturalistas de la época precientífica trabajaban en un medio cultural dominado por las interpretaciones judeo-cristianas sobre el origen del mundo, y por eso muchos vieron en los fósiles una huella del Diluvio Universal descrito en el capítulo séptimo del Génesis.

Cuvier interpretaba las discontinuidades del registro fósil como extinciones totales de la fauna antigua, causadas por otros Diluvios. Los más osados proponían la creación por Dios de las faunas siguientes, tras cada uno de los Diluvios. Llegaron a contabilizarse seis discontinuidades, que corresponderían a los seis "días" de la creación bíblica. Estos naturalistas recibieron el calificativo de **catastrofistas**.

A Werner (1749-1817) se debe la aparición de la Estratigrafía, tratando de ordenar los diversos materiales sedimentarios que, según las **hipótesis neptunistas**, se habrían depositado cuando la Tierra estaba cubierta por las aguas en sucesivas ocasiones. No pudo explicar la existencia de los volcanes; cosa que si hacía la **hipótesis del vulcanismo** (partía de la hipótesis contraria, la Tierra incandescente se enfriaba progresivamente), aunque no consiguieron explicar la existencia de los pliegues.

La herencia racionalista de los griegos fue recogida por otra escuela, que argumentaba que pequeñas variaciones repetidas de los mismos procesos geológicos que suceden hoy podrían explicar todos los fenómenos geológicos. Esta filosofía se llamó **UNIFORMISMO** [Buffon, Hutton, Playfair y Lyell (1830-1833)]. este último utilizó expresamente la filosofía newtoniana (causas comprobables) como agentes efectivos de los procesos geológicos.

Los avances del siglo XIX van desterrando de la hª de la Geología los residuos míticos. Por ejemplo las extinciones "universales" de Cuvier resultaron ser sólo el efecto de transgresiones sobre la cuenca de París, y que no afectaron a otras zonas. El Uniformismo de Lyell comprendía varios conceptos, no todos compartidos por los geólogos modernos (sobre todo la suposición sobre el funcionamiento de la Tierra):

1. Uniformidad de las leyes físicas (las leyes de la Naturaleza no varían).
2. Uniformidad de los procesos (**Actualismo**). Siempre que sea posible, debemos interpretar los procesos antiguos como resultado de causas que aún operan en la Tierra.
3. La uniformidad del ritmo (**Gradualismo**). Las causas de los procesos geológicos siempre han actuado con el mismo grado de energía que vemos hoy.
4. La uniformidad de las condiciones. La Tierra cambia constantemente, pero mantiene el mismo aspecto.

Actualmente las catástrofes (ej. las roturas de presas) son tan aceptadas como los procesos graduales. Se habla de un método actualista, que describiría a la Tierra como un sistema en evolución, en lugar del sistema estático que propuso Lyell. Otros autores proponen hablar de neocatastrofismo como la filosofía que mejor se adapta a la geología que hoy conocemos; desprovista de los elementos míticos primitivos y que concede a lo "gradual" un lugar indiscutible. El actualismo y el catastrofismo no metafísico se funden en el **neocatastrofismo**.

La controversia gradualismo-catastrofismo es reflejo de la pugna ideológica del siglo XIX entre liberalismo y marxismo. El gradualismo, según Gould (1984) supone "la doctrina esencial del liberalismo". Para los marxistas como Kautsky "las nuevas ciencias naturales prestan a la burguesía argumentos con los que estigmatizar la revolución".

La aceptación de la Geología movlista ha supuesto una conmoción en la comunidad de geólogos. Gran nº de los últimos avances en Geología pueden situarse en el marco de este debate entre actualismo y catastrofismo. Entre otros podemos referirnos a los siguientes:

- a) En Paleontología ha surgido una alternativa al punto de vista tradicional sobre la aparición de las especies (**puntualismo**). Propone la aparición brusca de las especies, y durante toda su vida su morfología permanece básicamente constante (el registro fósil parece hablar de una evolución no gradual, sino discontinua). El caso extremo de la discontinuidad paleontológica sería la desaparición masiva, mediante catástrofes, de numerosas especies.
- b) En Estratigrafía, uno de los conceptos centrales, como el de cuenca de sedimentación, se ha revisado en el marco de las ideas movlistas y a través de nuevos datos geofísicos. Los márgenes continentales pasivos guardan las huellas de una fragmentación continental, con enormes y bruscas variaciones de espesor a favor de fracturas.
Los últimos sondeos oceánicos revelan que las series estratigráficas de la plataforma continental, parecen interrumpidos por superficies erosivas, que sugieren cambios continuos en el nivel del mar. Todo esto sugiere que, la sedimentación, es un proceso más episódico que continuo.
En los bordes destructivos de placas (subducción), los sedimentos depositados sobre la corteza oceánica se pueden introducir bajo la serie estratigráfica continental, desafiando el principio de la superposición
- c) La hª de la Tierra se contempla hoy como una sucesión de episodios de formación y destrucción de supercontinentes; pero, además, en estos procesos se incluyen otros de menor escala, como son la interpretación de grandes zonas de la litosfera continental y la colisión contra los continentes de

pequeñas unidades litosféricas (**litosferoclastos**) que se yuxtaponen a aquellos. Así la continuidad horizontal queda tan limitada en Paleogeografía como lo está la vertical en Estratigrafía: los continentes se ven hoy como "collages" de fragmentos de procedencia muchas veces exótica.

En síntesis podemos concluir que los avances descritos indican un abandono del "gradualismo" que, como consecuencia de una estricta interpretación del "actualismo", había dominado hasta hace poco. Hay, por tanto, una aproximación a las ideas "neocatastrofistas". Empieza a no ser cierto uno de los conceptos más clásicos del actualismo formulados por James Hutton: "el resultado de nuestra presente investigación es que no encontramos huellas de un principio ni perspectivas de un final". Ahora tenemos datos cuantificables de "antes del principio" de la Tierra, la Astronomía nos sugiere distintos finales para nuestro planeta.

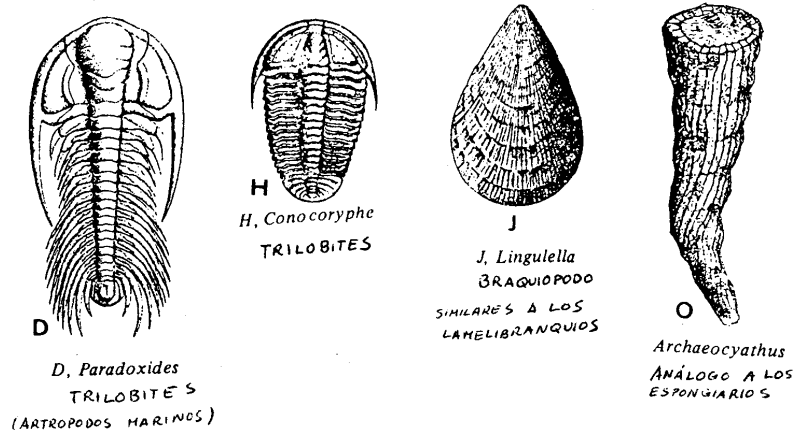
El reduccionismo sirvió para comprender los procesos geológicos en los términos de las ciencias experimentales; y esta comprensión profunda ha permitido una reconstrucción cada vez más detallada de la hª de la Tierra. En nuevos enfoques llevados a cabo por la Geología Ambiental (2º Bachillerato, Ciencias de la Tierra y del medio ambiente) se inserta sin violencia el neocatastrofismo, la forma más historicista de abordar el estudio de las ciencias de la Tierra.

PALEOZOICO

- 570 m.a. →

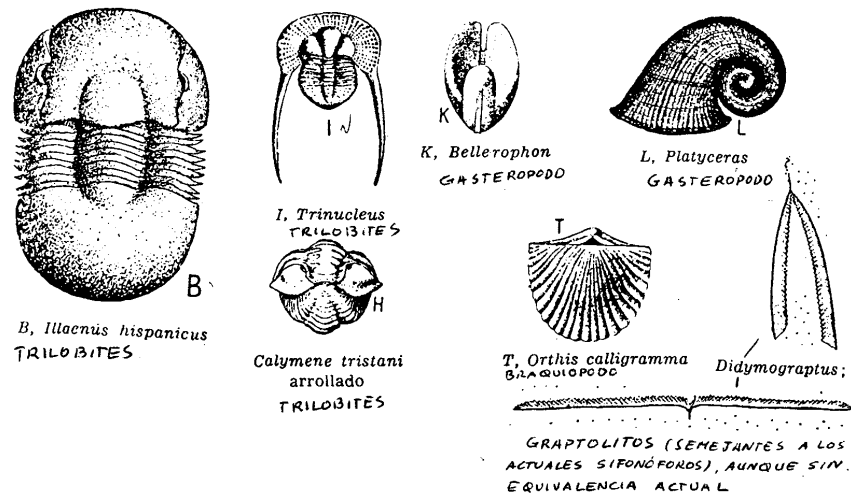
EL CAMBRICO

70 m.a.



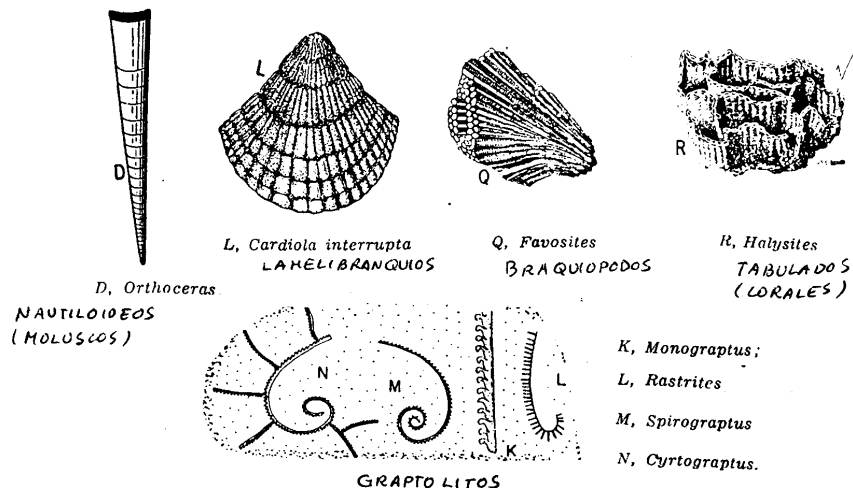
ORDOVICICO

80 m.a.



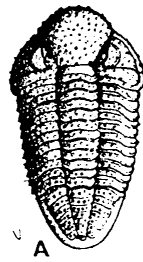
SILURICO.

20 m.a.

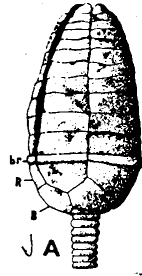


2

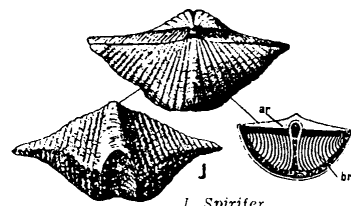
DEVÓNICO 40 m.a.



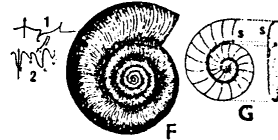
A, *Phacops*
TRILOBITES



A, *Cupressocrinus*
CRINOIDEOS
(EQUINODERMOS)



J, *Spirifer*
BRAQUIÓPODOS

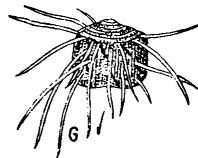


F, *Chymenia*
GONIATITES
(CEFALÓPODOS)



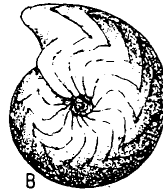
H, *Calceola*
TETRACORALARIOS

CARBONIFERO 80 m.a



BRAQUIÓPODOS:

G, *Productus spinosus*



GONIATITES: B, *Glyphioceras*



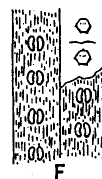
CORALARIOS
M, *Cyathozonia*.



Lepidodendron.



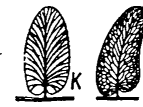
Sigillaria



Syringodendron
(*Sigillaria* descortezada)



H, *Annularia*
EQUISETOS



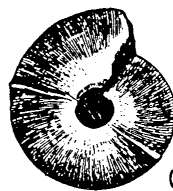
K, *Neuropteris*; L, *Linopteris*;



M, *Sphenopteris*
FILICALES Y PTERIDOS PERMI

VEGETALES : LI COPODIOS

PERMICO 30 m.a



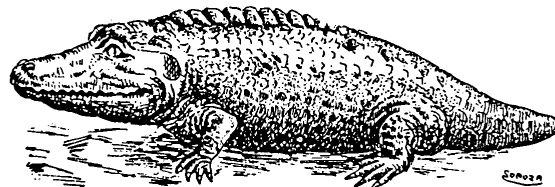
C, *Cyclolobus*
GONIATITES



GONIATITES:



B, *Medlicottia*,
GONIATITES



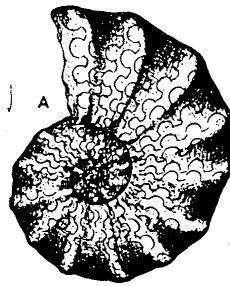
-Reconstrucción *Cacops*, un Anfibio *Estegocéfalo* del Pérmico

3

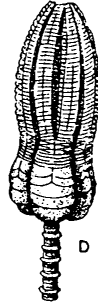
MESOZOICO - 250 m.a. →

TRIASICO:

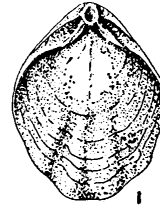
60 m.a.



A, *Ceratites nodosus*
AMMONITES
(CEFALOPODOS)



D, *Encrinurus liliformis*
CRINOIDEO
(EQUINO DERMO)



I, *Terebratula vulgaris*
BRAQUIOPODO



G, *Avicula bronni*
BIVALVO

60 m.a.

LIAS
JURASICO INFERIOR



D, *Amaltheus margaritatus*
AMMONITES



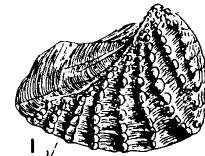
E, *Rhynchonella tetraedra*
BRAQUIOPODO



J, *Gryphaea arcuata*
BIVALVO

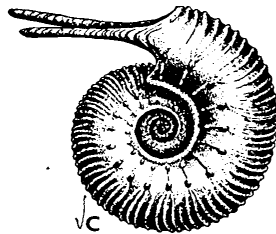


F, *Terebratula punctata*
BRAQUIOPODO

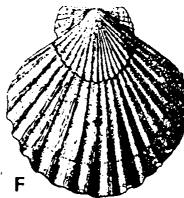


I, *Trigononia navis*

DOGGER
JURASICO MEDIO



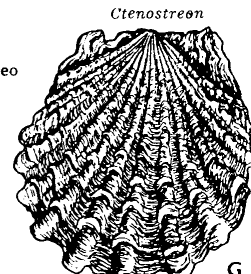
C, *Kosmoceras*
AMMONITES



F, *Aequipecten*
BIVALVO

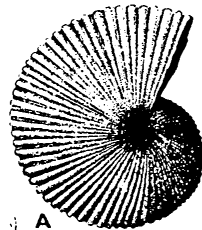


E, *Eudesia*,
un Terebratuláceo



G, *Ctenostreon*
BIVALVO

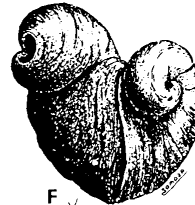
MALM
JURASICO SUPERIOR



A, *Macrocephalites*
AMMONITES



C, *Aspidoceras*
AMMONITES



F, *Diceras*
BIVALVO



H, *Pygope*
BRAQUIOPODO



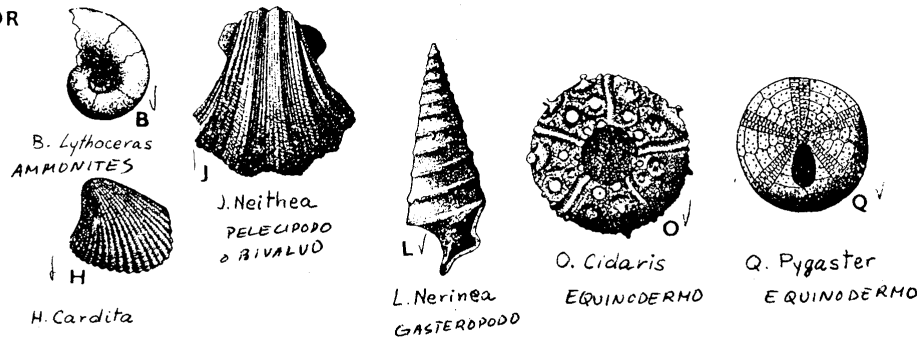
G, *Terebratulina*

4

CRETACICO

65 m. a.

INFERIOR



SUPERIOR

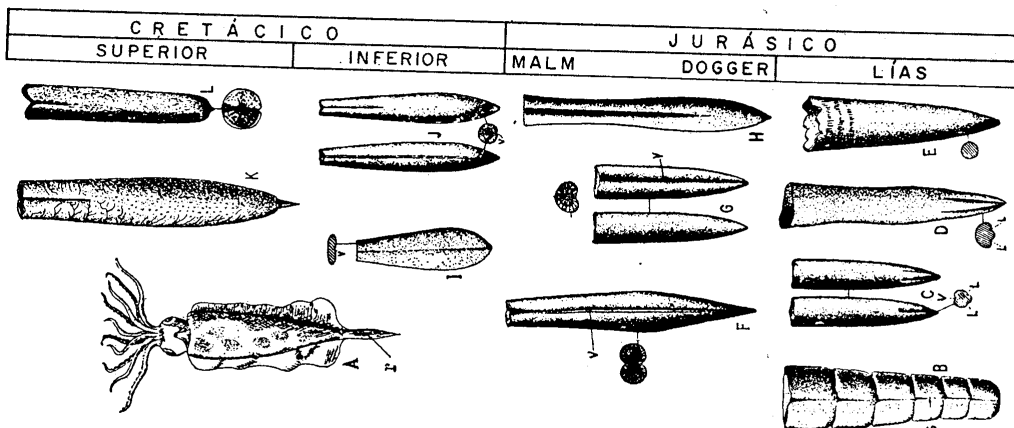
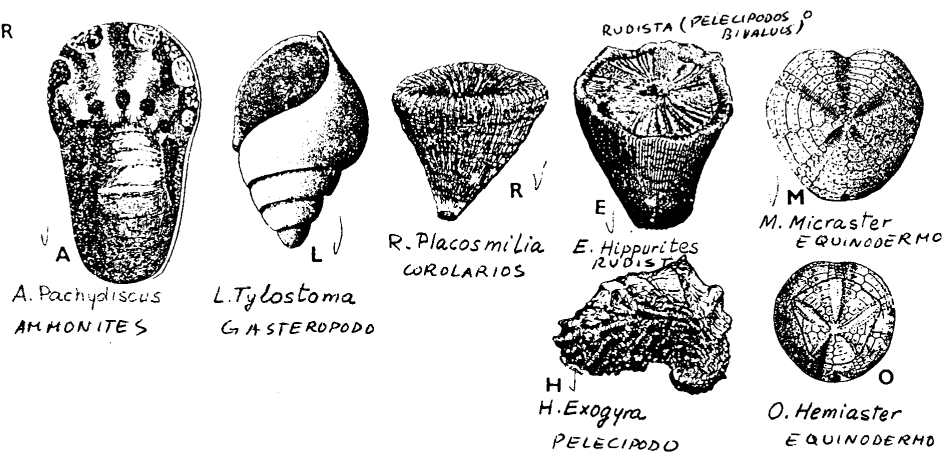


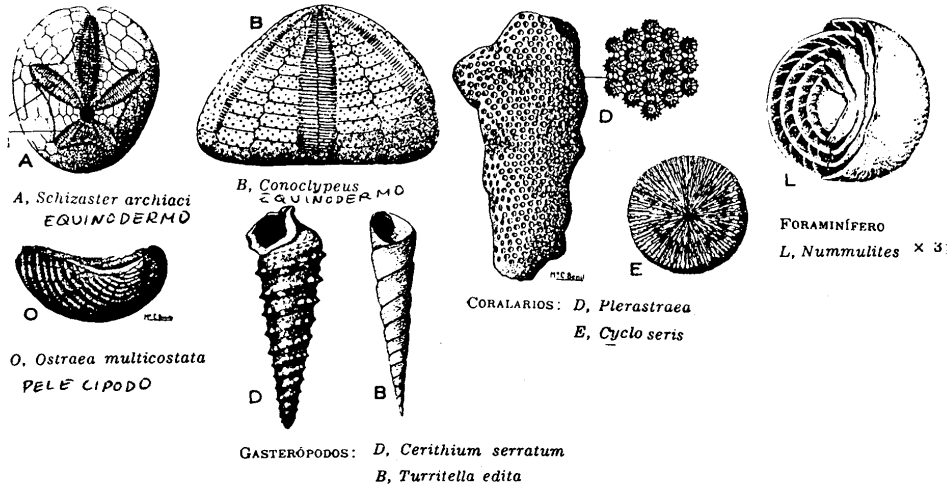
Fig. XXIII-6.—Los Belemnites fueron Cefalópodos análogos a los calamares (A), con una concha interna cuyo extremo inferior, formado por calcita y en forma de "cigarro puro", forma el rostro (r), y es lo único que suele fosilizar de estos animales. B, Molde interno de la parte tabicada de la concha de Atractites. Las demás figuras son rostros de diferentes géneros de Belemnites. Liásicos: C. Megateuthis; D. Proteuthis; E. Pachycephalus; F. Pseudoteuthis; G. Heteroteuthis; H. Belemnopsis cretácica; I. Duvalia; J. Hibolites. Cretácico superior: K. Belemnites; L. Genioleuthis. (B, x 2/3. Según Méndez.)

5

CENOZOICO - 65 m.a.

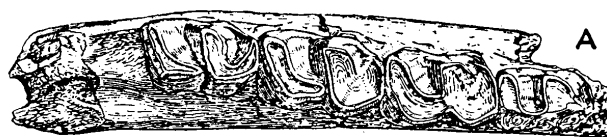
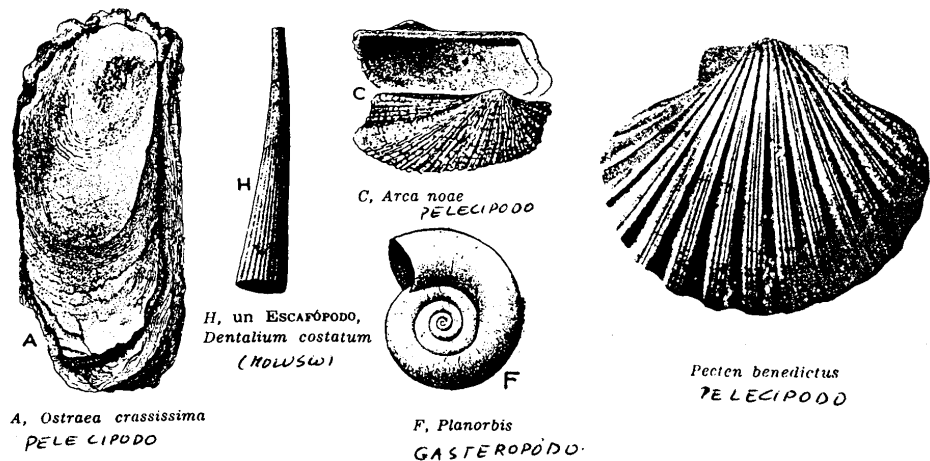
PALEOGENO

40 m.a.

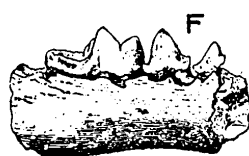


NEOGENO

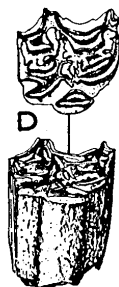
23 m.a.



mandíbula de *Rhinoceros sansanensis* (× 2/3)
MAMÍFERO



F, fragmento de mandíbula de un Mustélido, *Trochictis toxodon* (× 3/2), del Vindoboniense; G, fragmento de maxilar de un Félido, *Pseudaelurus quadridentatus*, con la muela carnívora (tam. nat.), del Vindoboniense. (Según H. PACHECO y VILLALTA-CRUSAFONT.)



D, premolar superior de *Hipparion gracile* (× 2/3),