

**Ministerio de Educación Superior
ISMMAOA**

***GEOLOGIA
HISTORICA***

Ing. Jorge Luis Cobiella

PRÓLOGO

Estos apuntes van dirigidos a los estudiantes que cursan la asignatura Geología Histórica en el Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa. En ellos se recogen los diferentes temas tratados en las conferencias de dicha asignatura, aunque, en ciertos aspectos, el estudiante deberá profundizar en otras fuentes que el docente de la asignatura le señale.

La premura con que se debió culminar este material impidió al autor conseguir un número adecuado de buenas ilustraciones, las cuales tenían una considerable importancia en un escrito de esta naturaleza, en especial, en lo referente al desarrollo de la vida. En este aspecto el profesor deberá indicar a los estudiantes aquellos textos en los que se muestran buenas ilustraciones de esta temática.

La asignatura Geología Histórica tiene como objetivo, no sólo brindar al estudiante los aspectos más generales de la evolución geológica del planeta (en general de aquellas áreas más vinculadas a Cuba), sino también poner en manos de los alumnos una determinada metodología para descifrar los eventos geológicos impresos en las rocas y su sucesión en el tiempo. A través del material hemos tratado de alcanzar este doble propósito.

EL AUTOR

CAPÍTULO 1 MÉTODOS DE LA GEOLOGÍA HISTÓRICA

Introducción

La Geología Histórica es la rama de las ciencias geológicas que se encarga del estudio de la historia de nuestro planeta desde el momento en que este se formó y comenzaron a desarrollarse los procesos geológicos hasta el presente.

La tierra no ha tenido siempre el aspecto que presenta en la actualidad. A lo largo del transcurso del tiempo ha cambiado la distribución de las tierras y los mares, regiones que hoy se elevan a miles de metros de altura en tiempos pasados estuvieron cubiertas por un mar profundo; áreas extensas donde en la actualidad no se conocen volcanes fueron en el pasado geológico centros de una intensa actividad volcánica. Tal es el caso, por ejemplo, de Cuba. A lo largo de los miles de millones de años que ha durado la evolución de nuestro planeta este se ha ido modificando, no sólo en faz externa representada por los cambios en la distribución de las tierras y mares, sino que también ha ido cambiando y transformándose la estructura y composición de la corteza terrestre hasta llegar a su estado actual, la flora y la fauna.

De lo dicho anteriormente se desprende que la geología histórica tiene un campo vastísimo de investigación. Aún tratándose de rasgos muy generales del desarrollo geológico de la corteza terrestre en todo el planeta, el volumen de materiales sería tal que no bastaría el total de horas asignadas a este curso, multiplicadas por 10 para poderlo abarcar. Por ello en nuestro estudio centraremos la atención sobre las regiones que rodean a Cuba para que de esta forma puedan tener una idea del desarrollo y evolución de grandes sectores de la corteza terrestre durante el transcurso de miles de millones de años. En

nuestro curso trataremos fundamentalmente de la evolución de América del Norte (incluyendo aquí las Antillas Mayores) y en menor grado la América del Sur de la cual la información a nuestra disposición es mucho más limitada. Otras regiones del planeta serán tratadas sólo ocasionalmente. De esta forma el estudiante podrá analizar la evolución de los diferentes geosinclinales y plataformas que se han ido sucediendo en los continentes americanos y observar sus regularidades.

En nuestro curso se le presta también atención al desarrollo de la vida. Las plantas y animales, son en ocasiones grandes constructores de rocas. Así, por ejemplo, los organismos con caparazón calcáreo son los responsables de la acumulación de la mayor parte de los sedimentos calcáreos. Además, el mundo vivo está en constante cambio y transformación y, a lo largo de los miles de millones de años en que se ha desarrollado la vida sobre la superficie del planeta, han existido faunas y floras muy distintas a las actuales y diferentes entre sí. De aquí que las capas de cada sistema, serie u otra unidad menor tengan siempre un contenido fosilífero propio. El origen y evolución de la vida constituyen pues un sistema de gran interés para la geología histórica y no se concibe un curso de esta materia que no dedique una atención considerable a dicho campo.

Métodos de estudio

Los materiales fundamentales de que dispone la geología histórica para estudiar la evolución de la corteza terrestre son las rocas y los fósiles contenidos en ellas. Para el estudio de los tiempos geológicos más recientes son también de gran ayuda los métodos geomorfológicos.

El desciframiento de la historia geológica del planeta está basado en un principio fundamental, conocido como principio del actualismo o uniformitarismo, enunciado por el geólogo escocés James Hutton a fines del siglo XVIII. Hutton señaló que los mismos procesos geológicos que se desarrollan en la actualidad tuvieron lugar y se desarrollaron también en tiempos geológicos pasados. La observación de los fenómenos geológicos y de las rocas que se originan a partir de ellos nos permitiría reconocer su existencia al hallar en capas geológicas más antiguas rocas similares. Por ejemplo, la observación de cientos de erupciones volcánicas ha permitido establecer que los basaltos son rocas que se originan como producto de la actividad volcánica. Al encontrar en el campo capas de basaltos tenemos todo nuestro derecho de suponer la existencia de actividad volcánica en la zona estudiada en el tiempo en que se originaron los citados basaltos. Como este se pueden establecer centenares de ejemplos. El principio del actualismo fue ampliamente divulgado por Charles Lyell a principios y mediados del siglo XIX gracias al cual fue universalmente aceptado por los geólogos y significó un sustancial paso de avance en todas las ramas de las ciencias geológicas.

Sin embargo, en la forma expresada por Hutton y Lyell el principio del actualismo representaba, en cierta forma, una negación del desarrollo geológico de la tierra pues suponía que los procesos geológicos existentes en la actualidad eran precisamente los mismos que los del inicio de la historia geológica de nuestro planeta. Esto exactamente no es así, como lo han comprobado las investigaciones realizadas posteriormente. Así, por ejemplo, los procesos de erosión y meteorización en épocas anteriores al Devónico debieron ser sustancialmente distintos a los actuales, pues antes del Devónico la vida estaba

prácticamente limitada a la hidrosfera (mares, ríos y lagos) y la superficie de los continentes estaba desprovista de plantas y animales que tan importante papel juegan en los procesos de meteorización y erosión.

Por otra parte, no existen motivos para pensar que las leyes físicas, químicas y biológicas hayan cambiado. Por ello el principio del actualismo puede enunciarse más ampliamente que en tiempo de Lyell y decir que las leyes físicas y químicas que determinan los procesos geológicos se han mantenido inalterables en el decursar del tiempo. El desciframiento de los fenómenos geológicos ocurridos en nuestro planeta es realizado entonces no sólo por la observación y estudio de los procesos geológicos que se desarrollan en la actualidad, sino también por medio de la experimentación y la deducción.

Determinación de la edad relativa de las rocas

Una de las principales tareas de la geología histórica es el ordenamiento de los hechos en el tiempo. Sin esto la geología histórica carece de sentido.

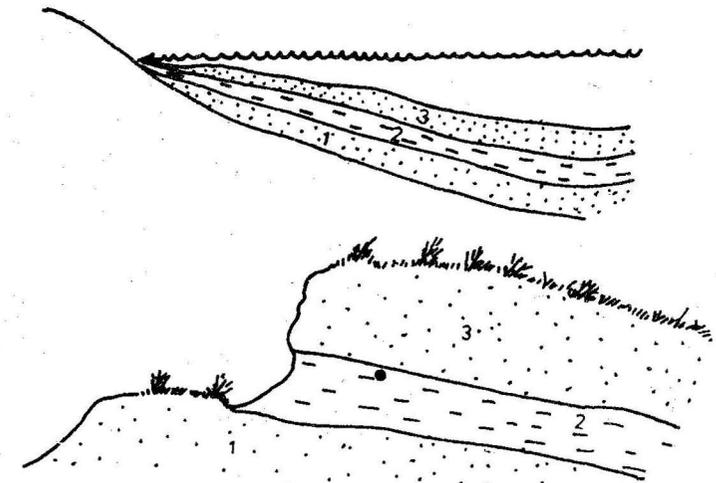


Fig. 1.1 Ley de la superposición

La herramienta fundamental para realizar esto es la conocida ley de la superposición (fig. 1.1) enunciada por Steno en el siglo XVII que dice:

"Los sedimentos acumulados por el agua se depositan en estratos horizontales o casi horizontales. De estos estratos el más reciente será el situado a más alto nivel y el más antiguo forma la base".

En regiones de tectónica sencilla, con capas horizontales o poco inclinadas, la aplicación de la ley de la superposición no plantea dificultades, pero en aquellas regiones que han sido intensamente deformadas y las capas tienen yacencia vertical o próxima a esta, o están incluso tumbadas; la aplicación de la ley tropieza con dificultades, pues en ocasiones es muy difícil determinar en el campo qué capas yacen sobre cuales. Afortunadamente se han elaborado numerosos criterios que permiten determinar con seguridad el orden en que se depositaron las capas en una secuencia estratificada. Algunas de las más empleadas son las siguientes:

1 Estratificación gradacional. Consiste en la variación gradual del tamaño de los granos que componen una capa desde el piso hasta el techo de la misma. Los granos más gruesos tienden a ubicarse hacia el piso de la capa y la granulometría de esta se va afinando progresivamente hacia el techo. En secuencias en las que exista este tipo de estratificación, la cual es bastante común, la posición de las capas puede ser determinada con bastante facilidad (fig. 1.2).

Toda roca sedimentaria que contenga clastos o cantos de otras será más joven que ésta (fig. 1.3)

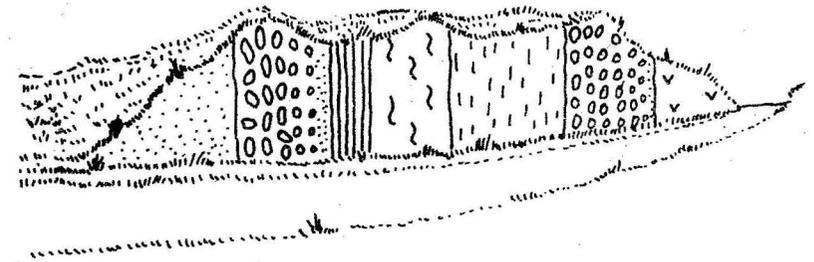
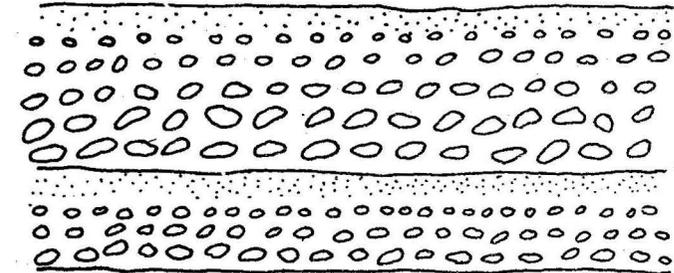


Fig. 1.2 Estratificación gradacional. En la figura superior se observan capas horizontales con una marcada disminución en el tamaño de los clastos hacia el techo. En la figura inferior las capas con estratificación gradacional permiten determinar que los estratos son cada vez más jóvenes hacia la derecha del gráfico.



Fig. 1.3 En la figura se observan 2 afloramientos de rocas. Las del afloramiento del extremo derecho son claramente más jóvenes ya que contienen clastos de las rocas presentes en el otro afloramiento.

3 Toda roca que descansa sobre una superficie de erosión será más joven que las capas situadas por debajo de esta. Esto puede aplicarse también al caso de las rocas volcánicas o metamórficas (fig. 1.4).

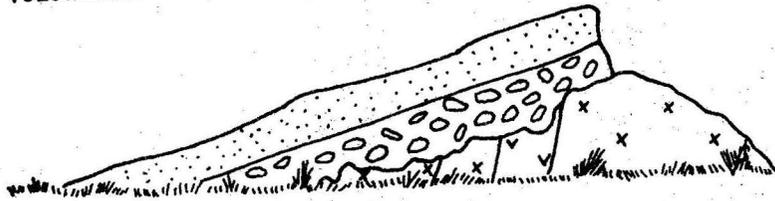


Fig. 1.4 Superficie de erosión (discordancia) que corta los rasgos estructurales de las capas infrayacentes.

Existen muchos criterios, además de los citados, para determinar la sucesión de capas sedimentarias, las cuales están recogidas en el libro "Sequence in Layered Rocks" de Shrock, dedicado especialmente a este tema.

Para las rocas volcánicas también se han elaborado criterios para determinar su orden de acumulación. Algunos de ellos son los siguientes:

- 1 En las capas de tobas es muchas veces visible el fenómeno de la estratificación gradacional que puede ser usado en el mismo sentido que las rocas sedimentarias.
- 2 Existen determinadas texturas que son propias del techo de las coladas de lava y que no se dan en el piso, como por ejemplo, las almohadillas, lavas de bloques, etc. (fig. 1.5).

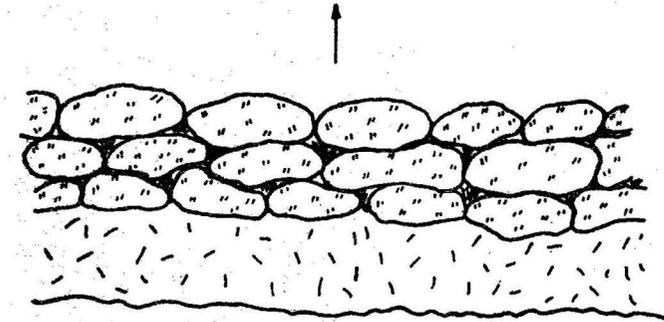


Fig. 1.5 Lavas en almohadillas. Las almohadillas superiores rellenan los espacios existentes entre las almohadillas infrayacentes.

- 3 En caso de que los flujos de lava tengan considerable espesor y, por ello, la lava demora bastante en consolidarse, puede producirse una diferenciación gravitacional, tendiendo a concentrarse los minerales máficos en su parte inferior y los félsicos más ligeros, hacia

la parte superior (fig. 1.6)

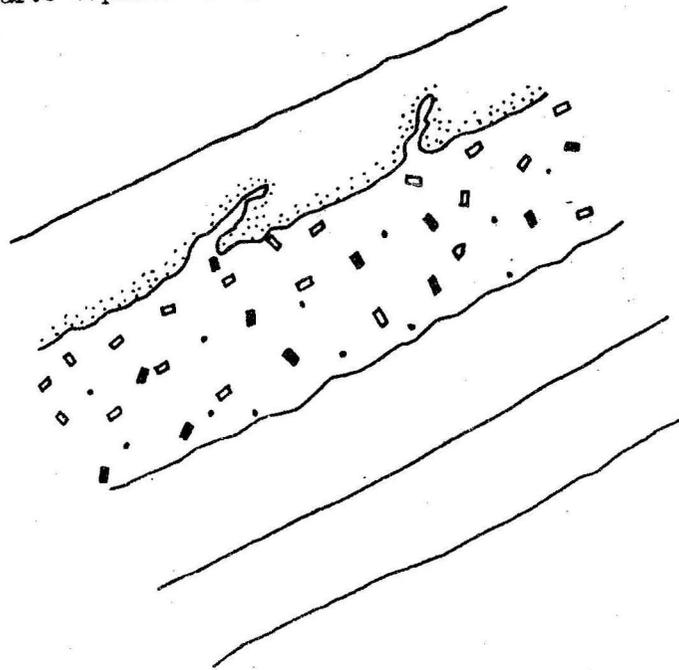


Fig. 1.6 Cuerpo intrusivo (sill) en el cual se observa una clara concentración de los minerales máficos (en negro) hacia el piso.

Ahora bien, para reconstruir la historia geológica no nos basta conocer el orden en que se formaron las rocas sedimentarias y volcánicas, sino también nos interesa el orden en que se originaron las rocas intrusivas y las sucesiones en una secuencia metamórfica.

La edad de las rocas intrusivas es más difícil de determinar que la de las sedimentarias o volcánicas. Existen, sin embargo, diferentes criterios o reglas que permiten fijar en límites más o menos estrechos la edad

de intrusión.

1 Toda roca intrusiva es más joven que las capas que ella intruye (fig. 1.7). El contacto intrusivo se manifiesta por fenómenos tales como: el metamorfismo de contacto, presencia de apófesis y corte de las estructuras de las rocas encajantes.

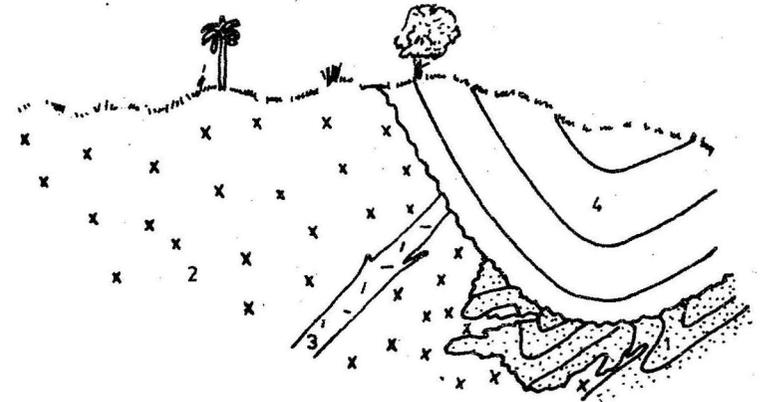


Fig. 1.7 Afloramiento en que se muestran claramente las relaciones cronológicas entre distintas litologías. Las rocas 1 son las más antiguas y 4 las más jóvenes.

2 Toda roca intrusiva será más antigua que las capas que descansan sobre ella con contacto erosional. A menudo en estos casos las capas situadas sobre la superficie de discordancia contienen cantos de los intrusivos.

3 Toda roca intrusiva será más joven que los xenolitos incluidos en ella.

Rocas metamórficas. Muchas veces en las rocas metamórficas quedan texturas relicticas de las rocas ígneas o sedimentarias originales gracias a las cuales puede

determinarse la posición original de las capas. Por ejemplo, esto puede verse bien en las rocas vulcanógenas metamorizadas de la Sierra del Purial.

En las regiones con metamorfismo regional son muy útiles los pliegues de arrastre producidos en las capas incompetentes.

Método paleontológico

En realidad, los métodos expuestos anteriormente, unidos a la correlación estratigráfica permiten construir la columna estratigráfica de una zona o región determinada. Sin embargo, como ya sabemos del curso de estratigrafía, los métodos litoestratigráficos de correlación sólo son confiables en áreas relativamente pequeñas. Para realizar correlaciones entre regiones apartadas unas de otras se requiere fundamentalmente del método paleontológico.

Gracias a los fósiles ha sido posible establecer una correlación de las capas cámbricas o más jóvenes a escala planetaria. De esta forma, por ejemplo, las capas del Cretácico en todo el planeta se caracterizan por contener un conjunto de fósiles típicos, las cuales no se encuentran en las secuencias situadas por arriba o debajo. Esto, desde luego, no quiere decir que todos los fósiles que aparecen en dichas capas sólo se encuentran en ellas pues algunos se hallan en los sedimentos del Jurásico y otros se han encontrado también en capas paleogénicas.

El método paleontológico permite entonces, establecer una correlación a nivel mundial y, gracias a esto, ordenar, en el tiempo los fenómenos geológicos impresos en las rocas, pero no nos permite reconocer la duración de estos hechos en números de años. Existen, por otra parte, fenómenos naturales gracias a los cuales es posible hacer esta evaluación a veces con una precisión con-

siderable.

Métodos radiométricos

Durante muchos años los geólogos buscaron métodos por medio de los cuales pudieran realizarse determinaciones precisas del tiempo en que transcurren los fenómenos geológicos. Hubo algunos intentos de aplicar la velocidad de sedimentación con estos fines.

Supongamos que podemos determinar el número de años que tarda en acumularse 1 m de arena en una zona específica de aguas someras de la plataforma continental. Supongamos también que esto ocurre en 10 000 años. Este dato de acuerdo al anterior, nos permitirá poder determinar el tiempo en que tardaría en acumularse una formación de areniscas originada en tales condiciones. Si por ejemplo, tuviéramos una secuencia de areniscas acumuladas en aguas someras, con 100 m de espesor, el tiempo en que transcurrió la sedimentación de esa unidad sería:

$$100 \times 1000 \text{ años} = 100000 \text{ años}$$

Aunque este método fue aplicado antes del descubrimiento de los métodos radiométricos y, en algunos casos, con él se obtuvieron determinaciones del mismo orden de magnitud que con los últimos, el método tiene muchas fuentes de error para que pueda ser confiable. Por ejemplo, en el caso anterior la velocidad de acumulación de las arenas en la plataforma continental depende de varios factores o variantes:

- a) velocidad de subsidencia de la zona;
- b) cantidad de arena que llega a ella transportada por olas y corrientes;
- c) relieve de la zona de suministro, etc.

A su vez estos factores dependen de otros de forma tal que la situación se torna muy compleja. Además, durante la sedimentación de una determinada unidad a menudo transcurren períodos de erosión o no acumulación representados por discordancias intraformacionales, planos de estratificación, etc.

Es necesario señalar aquí que, a pesar de lo anterior, este método permitió a los geólogos del siglo XIX tener los primeros estimados de la duración del tiempo geológico el cual, gracias a estas consideraciones, se extendió desde las decenas de miles de años que le concedían la mayoría de los geólogos de fines del siglo XVIII hasta varios cientos de millones de años.

En 1896 el físico francés Becquerel descubrió el fenómeno de la radioactividad, descubrimiento que haría revolucionar, entre otros campos a la geología. Como es bien conocido de los cursos de física y química, en la naturaleza existen determinados isótopos que se caracterizan por su inestabilidad y que se descomponen o desintegran en otros conteniendo una serie de partículas o radiaciones, estas son:

Partículas	núcleos de H	(P.A. = 4)
Partículas	electrones	
Rayos	radiaciones con longitud de onda corta	

El proceso de desintegración de los isótopos radioactivos transcurre a una velocidad constante, no influida por la presión o temperatura reinante o por la naturaleza del enlace químico. Al cabo de un determinado lapso de tiempo (t) la cantidad de átomos del elemento madre será:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

donde:

N_0 - constante de desintegración que corresponde a la probabilidad de desintegración de un átomo en la unidad de tiempo;

e - base de los logaritmos neperianos.

(2,718 ...)

Para cada isótopo radioactivo existirá entonces un determinado lapso de tiempo en el cual se desintegrará la mitad de esos átomos (período de desintegración). Por ejemplo, el período de semidesintegración del K^{40} es de $1,26 \times 10^9$ años. Es decir, si en una muestra mineral la cantidad de K^{40} es de 0,1 g al cabo de $1,26 \times 10^9$ años quedarán 0,05 g y estos 0,05 g transcurridos otros $1,26 \times 10^9$ años sólo quedarán 0,025 g y así sucesivamente. O sea, transcurridos $2,52 \times 10^9$ años de la cantidad original de K^{40} sólo quedarán 0,025 g.

El período de semidesintegración (T) de un isótopo radioactivo viene dado por la fórmula:

$$T = \frac{0,693}{\lambda}$$

En la naturaleza existen varias reacciones de desintegración radioactiva. Las más usadas en geología para la determinación de la edad de las rocas son las expuestas en la tabla 1.

Determinación de la edad de las rocas por métodos radiométricos

El valor fundamental para la geología histórica de los procesos radioactivos y lo que condiciona su uso en la determinación de las rocas o procesos geológicos es que los mismos transcurren a una velocidad constante cualquiera que sean las condiciones físico-químicas existentes.

Para realizar las determinaciones radiométricas se toma una muestra de mineral o roca y se determinan las concentraciones de los elementos madre o hijo. Si conocemos la constante de desintegración del isótopo radioactivo podemos determinar la edad de la muestra (tiempo transcurrido desde su formación) por medio de la fórmula:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{H}{M} \right)$$

donde:

- t - tiempo transcurrido desde la formación de la muestra;
- constante de desintegración;
- H - cantidad de átomos del elemento hijo en la muestra;
- M - cantidad de átomos del elemento madre en la muestra.

Un ejemplo nos ayudará a comprender mejor el principio del método radiométrico. Supongamos que queremos determinar la edad de un granito. El magma a partir del cual, se originó la roca presentada una distribución homogénea de todos los elementos químicos. Durante la cristalización los distintos elementos se concentran en diferentes minerales. Si el elemento radioactivo se concentra en un determinado mineral en el momento de la cristalización el mineral conendrá sólo el componente M. Con el transcurso del tiempo se va produciendo y concentrando en el interior del mineral el elemento hijo, H. Puesto que se conoce la velocidad a la cual M se transforma en H la relación de los contenidos de H y M nos indicará la edad del granito.

Aunque las modernas técnicas analíticas permiten detectar la presencia de cantidades muy pequeñas de sus-

tancias, se requiere, para la utilización del método, que la velocidad de la reacción M-H no sea demasiado pequeña en relación con la edad de la muestra, ya que entonces la cantidad de átomos de H sería insuficiente para su detección aún con las técnicas más refinadas.

Si bien el primer método radiométrico utilizado fue el de las series radioactivas del uranio y torio, a partir de los años 50 ha pasado a primer plano para la determinación de rocas, cuya edad va desde el Cuaternario hasta el Precámbrico el método de $K^{40} - Ar^{40}$. Este último método ofrece la gran ventaja que el K (potasio) es un elemento sumamente extendido en la naturaleza y forma parte de gran cantidad de minerales. No es así el caso del uranio y el torio. Por ello, el método $K^{40} - Ar^{40}$ se emplea muy extensamente en la actualidad a pesar de que el K^{40} sólo constituye el 0,0 119 % de los átomos de potasio.

Debido a su enorme período de semidesintegración, el método $Rb^{87} - Sr^{87}$ se emplea fundamentalmente en el estudio de las rocas precámbricas muy antiguas.

El método C^{14} es hasta el momento el único radiométrico disponible para el estudio de los sedimentos más recientes del Holoceno-Pleistoceno Superior, formados hasta hace 70 000 años (Tabla 1.1).

Tabla 1.1

TABLA 1.1
SERIES DE DESINTEGRACIÓN RADIATIVA MÁS USADAS EN LAS DETERMINACIONES

Elemento madre	Elemento hijo	Período de semidesintegración (años)	Minerales más útiles para las determinaciones radiométricas
C^{14}	C^{12}	5730 ± 40	Minerales de carbono, objetos de madera, tejidos animales y vegetales
K^{40}	Ar^{40}	$1,26 \times 10^9$	Biotita, moscovita, anfíboles, glauconita y feldespatos
Rb^{87}	Sr^{87}	$5,0 \times 10^9$	Glauconita, biotita, feldespatos, moscovita, apatito, lepidolita
238	Pb^{206}	$4,51 \times 10^9$	Minerales de uranio, zircon, monacita
235	Pb^{207}	$7,1 \times 10^8$	Monacita
Th^{230}	Pb^{208}	$1,39 \times 10^{10}$	Minerales de torio, zircon, monacita

El C^{14} es un isótopo muy poco abundante del $C(1,07 \times 10^{-10} \%)$ que se origina en las capas más externas de la atmósfera al ser bombardeados por neutrones los átomos de N^{14} . El C^{14} así originado entra posteriormente en la circulación atmosférica y pasa a formar parte del tejido de las plantas y animales. Mientras el organismo vive la proporción $C^{14}/C^{12} + C^{13}$ (isótopos estables) se mantiene constante e igual a la atmósfera. Sin embargo, al morir el organismo y cesar los procesos de metabolismo y, por ende, determinar su intercambio de C con el ambiente, la relación $C^{14}/C^{12} + C^{13}$ se irá haciendo cada vez menor, al desintegrarse paulatinamente el C^{14} . El método es usado no sólo en las investigaciones geológicas, sino que, además, es de gran valor para la arqueología.

Limitaciones de los métodos radiométricos

Los métodos radiométricos son una valiosa herramienta en manos del geólogo pero los resultados obtenidos de la determinación deben ser analizados cuidadosamente, teniendo en cuenta la situación geológica en que fue tomada cada muestra.

Un requisito fundamental es que la muestra a analizar ha de estar totalmente fresca, no meteorizada. Debido a las distintas propiedades químicas de los isótopos madre e hijo puede alterarse la proporción original en la muestra meteorizada y obtener datos falsos. Lo mismo ocurre en el caso de que la muestra esté afectada por procesos hidrotermales.

No todos los minerales retienen con igual fuerza los elementos formados en las reacciones radioactivas. Así, por ejemplo, se conoce que la biotita retiene mejor que los feldespatos el argón formado a partir de la desintegración del K^{40} .

En el caso del argón retenido en la red cristalina de los minerales de potasio, su velocidad de difusión aumenta considerablemente con la temperatura, por ello, si la roca de la cual se tomó la muestra fue fuertemente calentada por una masa intrusiva, todo a parte del argón contenido en los minerales de K puede escapar. Una vez que la temperatura disminuye vuelve a acumularse el Ar en la roca. De esta forma, diferentes muestras de una misma roca tomadas en distintos puntos pueden arrojar edades muy variables, que pueden ir desde la verdadera edad de la formación de la roca para aquellas muestras en que no hubo escape de argón, hasta la edad de la intrusión para aquellas en que todo el argón formado antes del proceso intrusivo escapó.

No sólo el calor generado por las intrusiones es capaz de provocar la pérdida de parte o todo el argón contenido en los minerales. También durante los movimientos tectónicos los granos minerales sufren grandes esfuerzos y su red cristalina puede afectarse considerablemente, dejando escapar parte o todo el argón hasta entonces retenido.

De todo lo anterior vemos que los resultados de las determinaciones radiométricas deben ser evaluados con mucho cuidado, teniendo en cuenta tanto las características del punto donde fue tomada la muestra como la situación geológica regional. Sólo así puede ser extraído el máximo de la valiosa información que este conjunto de técnicas nos puede suministrar.

En todo curso de geología histórica es necesario tratar el problema del origen de la tierra por las implicaciones que este tiene en el ulterior desarrollo del planeta. Temas de tanta importancia para la geología como la formación de la corteza terrestre, de la atmósfera o la hidrósfera y aún los relacionados con el origen de la vida, están en estrecha dependencia del origen de la tierra.

Los procesos que condujeron a la acumulación del material cósmico para dar origen a la tierra y los demás planetas del sistema solar no constituyen procesos geológicos sino cósmicos o cosmogénicos y, por ello, no caen dentro del campo de estudio de las ciencias geológicas pero, por los motivos expresados, en el campo anterior, la génesis de nuestro planeta necesita una adecuada atención en nuestro curso.

La tierra forma parte del sistema solar (fig. 2.1); constituido por el sol, los planetas, asteroides y cometas. Los principales miembros del sistema son los dos primeros. El centro del sistema está ocupado por el sol que es una estrella y al cual le corresponde más del 99 % de la masa. Alrededor del sol giran los nueve planetas que describen en su movimiento órbitas casi circulares en una misma dirección. El plano ecuatorial del sol es cercano al plano de las órbitas de los planetas. Los mismos están distribuidos a distancias regulares del sol y pueden dividirse en dos grandes grupos: los interiores, compuestos por Mercurio, Venus, la Tierra y Marte, que son relativamente pequeños, pero poseen una gran densidad (3,9 a 5,51 g/cm³) y los planetas exteriores, Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno que tienen una masa apreciable pero con baja densidad (0,7 a 2,2 g/cm³). De Plutón se

posee muy poca información para poder evaluarlo.

Las citadas regularidades que existen en el sistema solar no dejan lugar a dudas que los planetas se originaron a partir de un proceso único, por ello, al estudiar el origen de la tierra, tenemos necesariamente que estudiar también el origen de los planetas.

La primera hipótesis científica sobre el origen del sistema solar fue enunciada por Kant gran filósofo agnóstico alemán a mediados del siglo XVII. Varias décadas después Laplace formuló ideas muy parecidas por lo que, desde el siglo pasado, la hipótesis se conoce como la de Kant-Laplace. En ellas se supone que el sistema solar (incluido el sol) se originó a partir de una nube incandescente de polvo y gases. Prácticamente todas las hipótesis y teorías posteriores tienen en común este hecho; el origen del sistema o de los planetas que lo constituyen a partir de material cósmico disperso.

Es imposible en el marco de nuestro curso hacer una reseña siquiera de las principales hipótesis propuestas para el origen del sistema solar. Por ello nos limitamos a exponer brevemente las ideas del desaparecido académico soviético Otto Schmidt (fig. 2.1).

Schmidt supone el origen de los planetas a partir de una nube fría de polvo y gas capturado por el sol de su movimiento por el espacio. Las observaciones astronómicas han revelado la existencia de miles de nebulosas de este tipo. Dentro de esta nebulosa las partículas se movían alrededor del sol en órbitas elípticas con las excentricidades y direcciones más variables. Durante su movimiento las partículas chocaban entre sí y como consecuencia de estas colisiones sus velocidades tendían a irregularse y sus órbitas a hacerse menos excentricas, hasta que en su mayoría se acercaron a un plano central determinado por el momento angular total de la nebulosa.

El resultado de esto fue que la nebulosa se acható y condensó, haciéndose las colisiones más frecuentes, acumulándose las partículas en un disco de mucha mayor densidad que la nebulosa original.

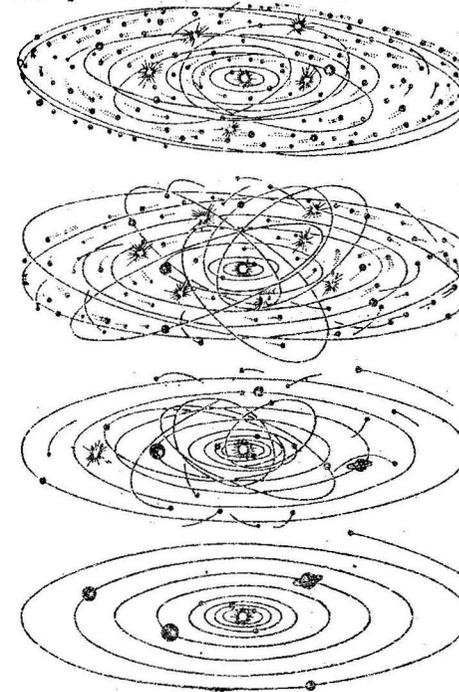


Fig. 2.1 Formación del sistema solar de acuerdo a la hipótesis de Schmidt.

Al alcanzar una cierta densidad crítica el sistema de pequeñas partículas no pudo permanecer como tal y se tornó inestable, comenzando bajo la influencia de la gravedad la formación de condensaciones de masa comparable con la de los asteroides. Estas condensaciones constituyeron los embriones de los futuros planetas. Durante el movimiento de las condensaciones por la nebulosa chocaban en las partículas de polvo dispersas, muchas de las cuales se fijaban a ellas.

Al crecer aún más y alcanzar las dimensiones de grandes asteroides su campo gravitacional es ya considerable

capturando todas las partículas que se movían en sus cercanías. Según Schmidt, la mayor velocidad de crecimiento correspondía a aquellos embriones planetarios cuyo radio efectivo es muy superior a su radio geométrico especialmente aquellos situados a distancias regulares del sol, los cuales no se interfieren menos entre sí para adquirir materia del medio circundante. A partir de un pequeño número de estos cuerpos masivos se originan los planetas. Sus órbitas circulares son el resultado de leyes estadísticas.

La órbita de un cuerpo resultante de la aglomeración de un enorme número de partículas que se movían en órbitas elípticas en los más diversos planos ha de ser una órbita circular. La rotación de los planetas en una misma dirección alrededor del sol representa la resultante de la dirección del movimiento de todas las partículas la nebulosa a partir de la cual se formaron que es, además, la misma para toda la nebulosa.

Durante el proceso de formación de los planetas ocurrió también la diferenciación química de la nebulosa de polvo y gas original. Según Schmidt la nebulosa poseía, además de gases, partículas sólidas, fundamentalmente H_2O , CH_4 , CO_2 , NH_3 y otros compuestos ligeros que son gaseosos en las condiciones existentes en nuestro planeta. Además contenía partículas de silicatos y metales.

En la actualidad es generalmente aceptado el hecho de que la pequeña densidad de los planetas exteriores se debe a que consisten en un núcleo denso rodeado de material mucho más ligero. El núcleo posiblemente tiene una composición similar al de la Tierra. La envoltura posiblemente está constituida por gases fuertemente comprimidos.

Schmidt sostiene que la división de los planetas en dos grupos es el resultado de las radiaciones solares en la nebulosa que lo rodea, lo cual condujo a la ausencia

de la materia volátil en las regiones cercanas. Por ejemplo, la temperatura actual en la órbita de Mercurio es de unos $600^{\circ}K$ y en la Tierra alrededor de $300 K$. A esas temperaturas, compuestas tales como el NH_3 , CH_4 no pueden permanecer como partículas sólidas, volatizándose y moviéndose hacia las regiones más externas de la nube donde, las temperaturas más bajas cercanas al cero absoluto y volvían a congelarse formando partículas sólidas. Por ello en la parte más interna de la nebulosa sólo fueron quedando los compuestos de más alto punto de fusión: silicatos y algunos metales. Por esto, los planetas interiores que se originaron en esa región están constituidos fundamentalmente por estos compuestos, poco abundantes en la nebulosa, en tanto que los planetas gigantes exteriores se originaron principalmente de la acumulación de compuestos volátiles congelados, que constituían la mayor parte de la masa de la nebulosa original.

Surge la pregunta ¿Cuándo se originó la Tierra y con ella el resto de los planetas del sistema solar? un límite inferior nos lo dan las edades absolutas determinadas para las rocas precámbricas más antiguas. Estas edades llegan hasta unos $4,0 \times 10^9$ años. Schmidt realizó cálculos para determinar la velocidad de crecimiento de la Tierra a partir de la nebulosa original y llegó a la conclusión de que en un principio el proceso fue muy rápido, la mitad de la masa del planeta se acumuló en 1 000 millones de años, pero a medida que el espacio circundante se empobrecía en partículas el crecimiento era cada vez más lento.

De acuerdo a estos cálculos, por ejemplo, en los últimos 300 millones de años de su existencia sobre la Tierra ha caído un volumen tal de materia cósmica que formaría una capa de sólo unos centímetros de espesor.

El proceso formador de nuestro planeta comenzó según las consideraciones de Schmidt, hace unos $6,3 \times 10^9$ años. Teniendo en cuenta la edad de las rocas más antiguas conocidas podemos llegar a la conclusión de que, en lo fundamental, la Tierra tardó unos $2-2,5 \times 10^9$ años en llegar a sus dimensiones actuales a partir de la condensación del polvo cósmico de la nebulosa.

Mucho queda por investigar en el campo de la génesis de la Tierra y del sistema solar y desde luego, la teoría de Schmidt, conocida ya hace unos 30 años, no puede ser la última palabra sobre el tema. Durante los últimos 20 años las investigaciones espaciales se han desarrollado a un ritmo antes ni soñado. El hombre ha llegado a la luna y varias naves se han posado sobre la superficie de Marte y Venus. Conocemos ahora mucho más sobre el universo que en el tiempo en que la teoría fue propuesta. Sin embargo, al parecer en los rasgos generales aquí expuestos las ideas de Schmidt son esencialmente correctas y constituyen un invaluable aporte al conocimiento del sistema solar en conjunto y de la Tierra en particular.

A principios del siglo XIX, cuando se realizaron en diversas regiones de Europa y América del Norte los trabajos que dieron como resultado la construcción de la columna estratigráfica internacional, los geólogos pudieron observar que en esas regiones, por debajo de las capas fosilíferas más antiguas pertenecientes al sistema Cámbrico yacían enormes espesores de rocas, al parecer desprovistas de todo vestigio de fósiles y que, en su mayor parte, estaban representadas por secuencias más o menos metamorfizadas o por rocas ígneas intrusivas. A diferencia entonces de las capas más jóvenes, cuya correlación de una región a otra o, incluso, de un continente a otro podía ser hecha con más o menos certidumbre por su contenido paleontológico, las capas situadas por debajo del sistema cámbrico no podían ser correlacionadas más que por métodos litoestratigráficos y, por ello, sus relaciones estratigráficas sólo podían ser determinadas en los límites de áreas muy poco distantes. Debido a esto todo el conjunto de capas más antiguas que el Cámbrico fueron agrupadas en un sistema al que se le denominó Precámbrico por estar constituido por rocas que se originaron antes del Cámbrico. Los geólogos del siglo XIX no pudieron imaginarse la enorme cantidad de tiempo representado por estas rocas, magnitud que, como sabemos ahora, es de 6 a 7 veces superior al transcurrido desde inicios del Cámbrico a la actualidad.

Las rocas Precámbricas constituyeron el basamento siálico de grandes extensiones de los continentes y afloran en aquellas regiones que han sufrido procesos intensos y prolongados de erosión, o sea, en los llamados escudos continentales en el núcleo de muchos grandes sistemas orogénicos como los Andes, Alpes, Himalayas, etc;

o de algunos anticlinales en las plataformas.

Una parte considerable de las rocas precámbricas está representada por rocas metamórficas o plutónicas ya que la mayor parte de ellas son rocas que se originaron en las zonas profundas de los geosinclinales. Además de estas rocas originadas en ocasiones profundas y que podemos denominar infracorticales (de infra : inferior), se conocen secuencias precámbricas con grado débil de metamorfismo o no metamorfizadas formadas por rocas sedimentarias y volcánicas a las que podemos agrupar bajo la denominación de rocas supracorticales (de supra : superior) originadas las últimas bajo condiciones geosinclinales o de plataforma.

El estudio de las rocas precámbricas ha permitido conocer que ya desde los inicios de la historia del planeta ocurrían numerosos procesos geológicos similares a los actuales pues muchas de las rocas Precámbricas tienen su contrapartida en rocas que se forman en la actualidad.

Por otra parte, hay evidencias de que durante el Precámbrico existieron, sobre todo en sus inicios, algunas condiciones especiales que no se han repetido posteriormente en el planeta y, por esto, aparecían en las rocas que no pudieron formarse en otros períodos. Tal es el caso de las cuarcitas ferruginosas, donde se encuentran las principales reservas mundiales de hierro y que son sólo conocidas en el Precámbrico. A su vez posteriormente en la historia del planeta se dieron condiciones no presentes en el Precámbrico y se originaron otras rocas. Tal es el caso del carbón de piedra el cual se origina a partir de la acumulación de restos vegetales en condiciones reductoras en las zonas pantanosas. La ausencia de capas de carbón en los sedimentos del Precámbrico está determinada por la inexistencia, en aquel entonces, de flora terrestre.

La existencia de condiciones especiales en el Precámbrico, sobre todo en su primera parte, es provocada, por el hecho de que durante este intervalo en que se originó la atmósfera no tenían su composición actual.

En un inicio se supuso que las capas precámbricas eran totalmente estériles y que en ellas no se preservaba ningún vestigio de vida. Posteriormente se han realizado hallazgos limitados de fósiles. En general las rocas precámbricas, aún las capas sedimentarias no metamorfizadas tienden a ser estériles, pero esto en la actualidad no se interpreta como un testimonio de la existencia de una vida muy pobre y limitada en el Precámbrico. En realidad hay numerosas evidencias que indican la escasez de fósiles esto se debe a que a pesar de que la vida era relativamente abundante y variada no existían organismos con partes duras (conchas, caparazón, etc).

El estudio del Precámbrico reviste una enorme importancia. Con él se inicia la evolución geológica de nuestro planeta. En el mismo, se originaron la corteza terrestre y la atmósfera, comenzando a actuar los procesos geológicos, así surgió y comenzó a desarrollarse la vida. En las rocas precámbricas se encuentran yacimientos minerales de extraordinaria importancia.

* Los escudos Precámbricos

En todos los continentes existen extensas áreas de afloramiento de las rocas Precámbrico conocidas como los escudos. Estas son enormes regiones de las plataformas en las cuales, desde como mínimo, a inicios del Cámbrico han predominado los movimientos ascendentes de forma tal que carecen de cobertura, o esta posee muy poco espesor. El más extenso de todos es el escudo Canadiense que comprende la mitad oriental de Canadá, gran parte de Groenlandia, del archipiélago Ártico canadiense y la región situada alrededor de los Grandes Lagos. En la América

del Sur hay dos escudos separados por la cuenca del Amazonas, el guyanés al norte y el brasileño al sur. En Europa se encuentra el escudo Báltico que corresponde a casi toda Escandinavia en tanto que en Asia se encuentran los escudos siberiano, chino o indú. El escudo australiano ocupa más de la mitad de la extensión de Australia y gran parte de la antártida está ocupada por rocas precámbricas.

De esta forma, en cada continente existe por lo menos un escudo. Estos han hecho el papel de núcleos antiguos a los cuales se han incorporado progresivamente nuevos fragmentos al cesar el régimen geosinclinal en las áreas aledañas y consolidarse o estabilizarse. Esto podrá apreciarse más claramente al estudiar el escudo canadiense.

* Edad de las rocas precámbricas más antiguas. División del Precámbrico

Durante las últimas décadas se han realizado miles de determinaciones radiométricas en las rocas precámbricas, las cuales permiten realizar una evaluación bastante precisa de la duración del Precámbrico y han hecho posible su división estratigráfica y correlación mundial en forma general.

Las edades obtenidas en las determinaciones radiométricas de las rocas precámbricas más antiguas fluctúan entre los $3,5-4,0 \times 10^9$ años.

Puesto que estos datos han sido obtenidos en rocas intrusivas que necesariamente deben cortar a otras más antiguas o en rocas metamórficas formadas a partir de las rocas preexistentes podemos suponer que las primeras originadas en la corteza terrestre deben ser más antiguas. Posiblemente la edad de formación de la corteza de tipo continental sea de $4-4,5 \times 10^9$ años.

A principios del siglo XX, cuando comenzaron a investigarse con cierto detalle las áreas precámbricas, se

planteó una subdivisión de las rocas precámbricas en dos grandes grupos: el Arqueozoico, constituido fundamentalmente por rocas ígneas o metamórficas de alto grado, muy deformadas y al Proterozoico (o Algonquiano) al cual pertenecían rocas sedimentarias o vulcanógenas, a menudo metamorfozadas, pero con menos intensidad que las capas arqueozoicas y menos deformadas. La asignación de una determinada secuencia de rocas precámbricas al Arqueozoico o Proterozoico se realizaba solamente en base a criterios litológicos y estructurales. Tal criterio, desde luego, estaba respaldado por el estudio de numerosas regiones en las cuales, efectivamente, podía demostrarse que las capas más antiguas eran granitoides o rocas generalmente con alto grado de metamorfismo y que sobre ellas yacían rocas menos dislocadas. Estas ideas estaban también influidas por las concepciones existentes en aquel entonces sobre el origen de la Tierra, que suponían que la misma se había originado a partir de la acumulación de polvo cósmico incandescente y que, en sus inicios, nuestro planeta había pasado por un estado de fusión general, habiendo comenzado a enfriarse lentamente. Por ello se deducía que entre las rocas más antiguas debían predominar las de origen ígneo. Al comenzar la aplicación masiva de los métodos radiométricos en los años 20 y 30 estas ideas se derrumbaron. Pudo comprobarse que en numerosas áreas existían secuencias sedimentarias, poco metamorfozadas o no metamorfozadas en lo absoluto, mucho más antiguas que otras con un grado de metamorfismo considerablemente mayor y más deformadas. Fue necesario por tanto, abandonar el criterio litológico-estructural para las correlaciones interregionales y continentales en el Precámbrico.

A pesar de lo anterior las denominaciones de Arqueozoico y Proterozoico estaban muy enraizadas en la mente

de los geólogos y siguieron utilizándose, pero ahora basadas en criterios radiométricos. Aunque no existe un acuerdo sancionado por los Congresos Geológicos Internacionales sobre el límite Arqueozoico-Proterozoico, en general, la mayoría de los geólogos que han trabajado sobre el tema consideran que las rocas cuya antigüedad es mayor de $2,4-2,6 \times 10^9$ años pertenecen al Arqueozoico y que en el Proterozoico están comprendidas las rocas entre aquel límite y $5,7 \times 10^8$ años (base del Cámbrico).

Habitualmente las rocas arqueozoicas no se subdividen en tanto que en el Proterozoico tiende a subdividirse en tres partes:

- 1 Proterozoico inferior: $2,4-2,6 \times 10^9$ a $1,6 \times 10^9$ años
- 2 Proterozoico medio: $1,6 \times 10^9$ a $8,8 \times 10^8$ años
- 3 Proterozoico superior: $8,8 \times 10^8$ a $5,7 \times 10^8$ años

Los límites entre estas grandes divisiones del Proterozoico están dadas no por grandes cambios en la flora y la fauna, como ocurre con las eras y períodos posteriores, sino por eventos orogénicos que parecen haber ocurrido más o menos simultáneamente (en un sentido amplio) en diversas regiones del planeta. Así en el escudo canadiense Proterozoico medio está separado del Proterozoico superior por la orogénesis greenvillana.

→ Estudio del escudo canadiense

Uno de los escudos mejor estudiados es el canadiense. Esto se debe a que las rocas del escudo comprenden casi la mitad del territorio del Canadá y en él se encuentran situados sus principales núcleos urbanos y la mayor parte de sus enormes riquezas minerales. Parte del norte de los Estados Unidos también forma parte del escudo. El área del escudo es de unos 5×10^6 km².

Las rocas precámbricas del escudo se extienden a partir de este en todas direcciones cubiertas por capas más jóvenes. El basamento de la plataforma norteamericana que contacta con Cuba es una prolongación del escudo canadiense. Por ello, el estudio de esa enorme estructura cortical reviste un cierto interés especial para los geólogos cubanos a partir del hallazgo reciente de rocas precámbricas en nuestro país.

Los geólogos canadienses dividen el escudo en provincias cada una de las cuales posee una edad de consolidación (cese del régimen geosinclinal e incorporación a la plataforma) propia (fig. 3.1).



Fig. 3.1 Provincias del escudo canadiense: 1. Greenville; 2. Meridional; 3. Nain; 4. Lago Superior; 5. Lago del Esclavo; 6. Lago del Oso; 7. Churchill. A) Plataforma norteamericana, B) Cinturón plegado apalachiano, C) Cinturón plegado de las Cordilleras.

Cada provincia constituye un enorme bloque en el cual las rocas tienen un aspecto y plano estructural propios. Generalmente el límite entre las provincias viene dado por grandes dislocaciones: cabalgamiento o fallas de desplazamiento horizontal.

Cada provincia del escudo posee rocas con edades radiométricas características. Estas edades tomadas en rocas intrusivas y metamórficas, ambas producto de eventos orogénicos, se interpretan en la actualidad como estaciones de la orogénesis que finalmente provocaron consolidación de ese bloque de la corteza terrestre y su incorporación al régimen de plataforma. De acuerdo a esto, las provincias del escudo canadiense se pueden agrupar de la siguiente forma, de más antiguas a más jóvenes (tabla 3.1).

Pasaremos a examinar brevemente la región del Lago Superior (fig. 3.2) la mejor estudiada, para mostrar la geología de un área típica de rocas precámbricas.

Las rocas más antiguas de la región son fundamentalmente lavas basálticas con intercalaciones más ácidas. La presencia de almohadillas en muchas lavas indica que las erupciones fueron submarinas. Asociadas con ellas hay numerosas grauvacas (areniscas compuestas por granos de composición muy variada en especial de rocas volcánicas producto de la rápida erosión de las rocas de la fuente de suministro). Estas son las rocas pertenecientes a la serie Keewatin.

Tabla 3.1

TABLA 3.1

PROVINCIAS DEL ESCUDO CANADIENSE

Provincia	Orogénesis que provocó la consolidación	Edad de la Orogénesis (en millones de años)
Lago Superior	Keneroniana	2 390 - 2 600
Lago del Esclavo		
Churchill		
Lago del Oso	Hudsoniana	1 640 - 1 820
Nein		
Meridional		
Greenville	Greenvilliana	880 - 1 000

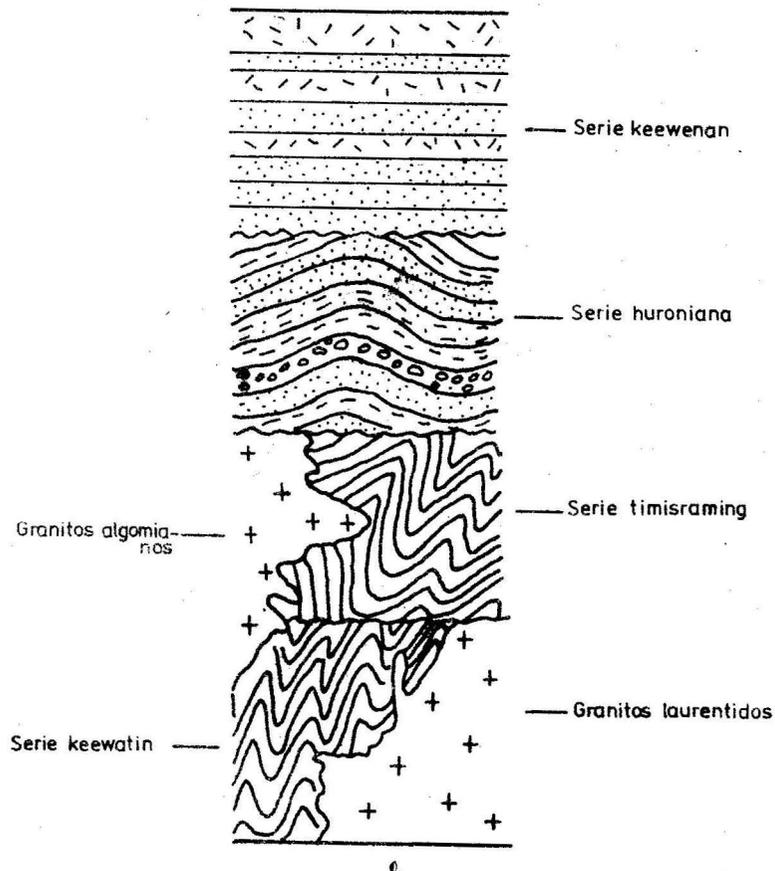


Fig. 3.2 Columna geológica generalizada de la porción suroccidental del Escudo Canadiense (provincias del Lago Superior y Meridional).

Estas capas fueron deformadas y metamorizadas en las facies esquistos verdes o intruidas por grandes masas de magma granítico (granitos laurentidos).

Sobre los esquistos verdes y los intrusivos graníticos yacen discordantemente las rocas de la llamada serie Timiskaming, las cuales contienen clastos derivados de las rocas de la serie Keewatin y de los granitos. La serie Timiskaming a diferencia de la anterior, es de origen sedimentario y contiene muy poco material vulcanógeno. Las capas de esta serie fueron también metamorizadas e intruidas por el magma granítico: los granitos algomianos.

Este episodio orogénico, que ocurrió hace $2,4-2,6 \times 10^6$ años, se considera convencionalmente que marca el final del Arqueozoico en el escudo canadiense.

Las rocas arqueozoicas están sobreyacidas en la región por la "serie" Huroniana compuesta por rocas sedimentarias metamorizadas, acumuladas fundamentalmente en condiciones marinas aunque hacia la parte media de la secuencia hay capas de tillitas. La parte superior de la serie contiene los enormes yacimientos de cuarcitas ferruginosas de los Grandes Lagos.

Las capas Huronianas están muy deformadas, metamorizadas en grado variable e intruidas por granitos. El episodio orogénico que produjo estos fenómenos es la llamada orogénesis hudsoniana que condujo a la consolidación final de la región.

Sobre las capas del sistema huroniano yacen los estratos de la serie Keewenan. Mientras que las capas proterozoicas en la "serie" Huroniana están muy deformadas y fueron originadas en condiciones geosinclinales, la serie Keewenan presenta capas casi horizontales que forman un sinclinal suave cortado por fallas y constituyen depósitos de plataforma. La serie Keewenan no está metamorfi-

zada y posee un enorme espesor: 15 000 m. La mayor parte de su porción inferior está constituida por areniscas gruesas, feldespáticas, acumuladas igual que las lavas, en condiciones continentales.

Durante la acumulación de la serie Keewenan, la misma fue intruida por varios cuerpos básicos, el mayor de los cuales es el enorme lopolito Duluth de 220 km de longitud y 15 km de espesor. Otro gran cuerpo intrusivo que corta a la serie es el lopolito de Sudbury, muy rico en enormes yacimientos de níquel. Las determinaciones radiométricas en el gabro de Duluth arrojan cifras de alrededor de 1×10^9 años.

En la serie Keewenan hay también yacimientos de cobre nativo que ocurre como relleno de las amígdalas de las lavas y en los conglomerados. La misma depositó en un intervalo muy prolongado. Determinaciones radiométricas indican que su acumulación tardó quizás unos 3×10^8 años.

Rocas precámbricas en otras regiones de América del Norte

Como ya se indicó antes, las rocas precámbricas son conocidas, no sólo en el escudo canadiense sino también en numerosas regiones de América del Norte, fuera de este. En el área comprendida por la plataforma norteamericana situada al sur y al oeste del escudo, las rocas precámbricas afloran en el núcleo de algunos domos y anticlinales tales como los de Sioux, Ozark, Liano, Arbuckle y otros.

Además de la plataforma norteamericana existen numerosos campos petrolíferos y múltiples perforaciones han atravesado la cobertura de rocas paleozoicas más jóvenes llegando hasta las rocas precámbricas. Se han realizado numerosas determinaciones radiométricas en las rocas precámbricas del basamento de la plataforma norteamericana las cuales unidas a otros estudios geológicos, han permiti-

tido comprobar que al igual que sucede en el escudo canadiense, las capas precámbricas pueden reunirse en provincias con distintas características estructurales y edad de consolidación, y que ellas son, en general, una prolongación de las distinguidas en el escudo canadiense.

Estos estudios, a su vez, han permitido demostrar que las zonas con diferentes edades de consolidación se disponen concéntricamente, ordenándose bastante simétricamente a partir del núcleo arqueozoico formado por la provincia del Lago Superior y que termina en la periferia bien con regiones consolidadas en el Paleozoico (borde SE) o en el Cenozoico (borde W de la América del Norte). Tal regularidad no ha podido ser observada en otros continentes y parece una especificidad de la América del Norte.

(*) Rocas precámbricas de Cuba

Hasta muy recientemente se tuvo en duda la existencia de rocas precámbricas en Cuba. Sólo unos pocos geólogos habían expresado la posibilidad de que en la Isla afloran rocas precámbricas. Por otra parte Cuba forma parte de un geosinclinal alpino y la mayor parte de su territorio estuvo cubierto por el mar y se acumularon en él miles de metros de sedimentos mesozoicos y cenozoicos. Este hecho limita mucho las posibilidades de encontrar áreas extensas de rocas precámbricas. Sin embargo, hace muy poco se obtuvieron dos determinaciones radiométricas que indican la presencia de capas proterozoicas en Cuba. Las determinaciones fueron realizadas en mármoles que afloran en las localidades de La Teja y Socorro en la provincia de Matanzas, obteniéndose resultados de $910 \times 945 \times 10^6$ años para la muestra. Estas edades caen dentro del rango característico para la orogénesis greenvilliana. Por cierto, es muy interesante que a lo largo de la margen sur

oriental de la América del Norte, cerca de Cuba, se extiende un cinturón de rocas afectadas por la citada orogénesis, lo cual sugiere que, al menos la región norte de Cuba, tiene un basamento de igual edad.

Precámbrico en América del Sur

Como puede verse a primera vista en un mapa geológico de América del Sur, las rocas precámbricas tienen una amplia distribución en ese continente. A diferencia de América del Norte donde hay sólo una gran área de rocas precámbricas, en la América del Sur se distinguen tres grandes escudos: el de Guayana, el escudo brasileño oriental y el escudo brasileño occidental. (fig. 3.3).

El más septentrional es el de Guayana. Las rocas más antiguas de este escudo han arrojado edades extraordinariamente antiguas $3,7 - 4,0 \times 10^9$ años.

Los dos escudos brasileños están separados del de Guayana por el gran sinclinal del Amazonas. Las rocas más antiguas datadas en ellos pertenecen al Arqueozoico Superior o al Proterozoico.

Otras áreas de afloramiento extenso del Precámbrico en la América del Sur son el macizo de la Sierra de las Pampas, el macizo norte de la Patagonia, etc.

Origen de la atmósfera y la hidrósfera

El origen de la envoltura gaseosa (atmósfera) y líquida (hidrósfera) de la Tierra, así como su composición original y cambios en el tiempo, tienen gran importancia, no sólo para la geología, sino también para otros campos de la ciencia tales como la astronomía y en especial, la biología; puesto que el origen de la vida está de acuerdo a la opinión de todos los investigadores en este campo, íntimamente relacionados con la composición de la atmósfera e hidrósfera precámbrica.

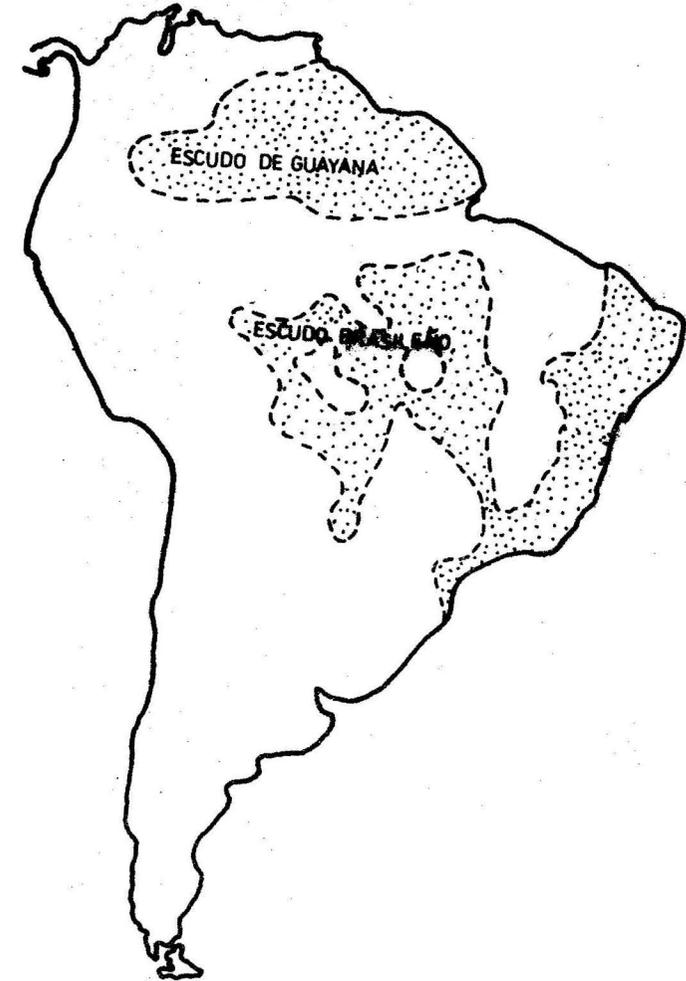


Fig. 3.3 Escudos precámbricos en América del Sur (áreas punteadas).

Como pudimos ver al trazar la génesis de nuestro planeta, el mismo se formó probablemente por la acumulación de partículas sólidas frías y, de acuerdo a ello, no poseía al finalizar este proceso una atmósfera e hidrósfera sino que estas fueron producto de su evolución geológica posterior. Este es un punto en el cual están de acuerdo prácticamente todos los especialistas en el problema. Existen algunos trabajos donde esto se demuestra con sólidos argumentos, pero el tiempo disponible no nos permite analizar la cuestión en detalle. En la actualidad se considera que la atmósfera e hidrósfera primitivas se originaron como consecuencia de la acumulación de los gases y vapor de agua desprendidos durante las emanaciones volcánicas desde los inicios de la historia geológica del planeta. De acuerdo a esto la atmósfera primitiva sería rica en gases tales como el CO_2 , N_2 y SH_2 siendo el primero el principal componente. La atmósfera actual tiene, sin embargo, una composición distinta siendo el nitrógeno y el oxígeno sus principales componentes, en tanto que el CO_2 se encuentra en cantidades subordinadas (0,033 %). Evidentemente ha debido ocurrir en la historia del planeta un proceso tal que provocó la desaparición o, más bien, sustitución de la antigua atmósfera, rica en CO_2 por otra rica en O. Este hecho es de vital importancia para explicar el origen y evolución de la vida en la Tierra como se verá más adelante, aunque son relativamente pocas las investigaciones realizadas sobre el particular.

Las teorías de Oparin y otros biólogos acerca del origen de la vida tienen como punto común el planteamiento de que los organismos se originaron a partir de la materia inorgánica y que este proceso hubo de llevarse a cabo en condiciones de una atmósfera reductora y no de la atmósfera oxidante actual.

La vida se originó, por tanto, mientras existió la primitiva atmósfera reductora y constituye un aspecto de gran interés para la geología y la biología conocer en qué lapso debió ocurrir este cambio en la composición de los gases de la atmósfera. No caben dudas de que tal hecho ocurrió en el Precámbrico pues el registro fosilífero del Paleozoico en adelante indica claramente la presencia en esos tiempos de la atmósfera rica en oxígeno de la actualidad.

Una gran ayuda para la solución de este problema lo constituye el estudio de los sedimentos precámbricos en los cuales han de conservarse testimonios de las condiciones existentes en la composición de la atmósfera en los momentos en que ellos se originan.

La meteorización en condiciones de una atmósfera reductora, como la que hemos expuesto, existió inicialmente, debió diferenciarse de la meteorización actual en una atmósfera rica en oxígeno. En la primera las reacciones de oxidación, tan importantes en los procesos de meteorización actual, no se desarrollarían y por ello no debemos encontrar entre los sedimentos formados a partir del acarreo de esos productos de la meteorización concentraciones apreciables de óxidos de hierro, como la limonita y hematita. A su vez en tal atmósfera son estables durante los procesos de meteorización minerales tales como sulfuros, que en la atmósfera oxigenada actual se descomponen muy rápidamente y, por ello, el hallazgo de sedimentos terrígenos con abundantes granos de sulfuros detríticos permite suponer que los mismos, se acumularon en una atmósfera con déficit de oxígeno.

Tales sedimentos se han encontrado en algunas regiones de los escudos, entre las rocas más antiguas de estos. Un magnífico ejemplo lo constituyen los sedimentos

de las series llamadas Witwatersrand y Dominion Reef de Suráfrica, sedimentados en un ambiente fluvial. Estas rocas han sido muy bien estudiadas por los ricos yacimientos de oro y uranio que contienen. Las areniscas de los yacimientos contienen granos de cuarzo, pirita, peoblen-do (originalmente uranita). Ni la pirita ni la uranita aparecen en abundancia entre los sedimentos fluviales actuales formados bajo una atmósfera oxigenada ya que ambas son inestables en ella. Las rocas de Witwatersrand y Dominion Reef datan de finales del Arqueozoico y posiblemente edades similares tienen capas de iguales características en Brasil y Canadá, hechos que permiten suponer la existencia de una atmósfera reductora en el Arqueozoico.

Existen, por otra parte, sedimentos que analizan claramente su formación en condiciones oxidantes, tal es por ejemplo el caso de las llamadas "capas o lechos rojos", secuencias compuestas por areniscas, conglomerados, lutitas, etc., de tonalidades rojizas debidas estas a la presencia de una película de limonita y hematita que cubre los granos que forman el depósito formado en condiciones continentales. La abundancia de óxidos de hierro en ellos se explica por su acumulación en una atmósfera oxidante. Los lechos rojos están ampliamente distribuidos en la columna estratigráfica pero no han sido reportados entre las rocas precámbricas más viejas. De hecho, las capas más antiguas con estas características, tales como las formaciones Roraima (Escudo de Guayana), Atabaska (Escudo Canadiense), Unkodo y Waterberg-Loskop (Suráfrica) tienen edades que fluctúan entre $1,6$ y $1,9 \times 10^9$ años, es decir, corresponden a la parte media y alta del Proterozoico Superior. Basado en todo lo expuesto anteriormente puede suponerse que el cambio de la atmósfera reductora del Arqueozoico a la oxidante posterior ocurrió proba-

blemente en los inicios del Proterozoico.

Queda por estudiar la causa o causas que produjeron este cambio tan importante en la historia de nuestro planeta pero, como quiera que ellas parecen estar íntimamente relacionadas con la vida precámbrica, dejaremos para un poco más tarde la discusión de este problema.

La vida en el Precámbrico, origen de la vida

Las capas precámbricas han suministrado hasta el momento un número bastante reducido de fósiles. Esto se explica en buena medida por el hecho de que gran parte de estas rocas están metamorfozadas. Además, los restos fósiles precámbricos hallados son de organismos que carecen de conchas, caparazones o esqueleto interno lo cual demuestra que en aquellos tiempos los seres vivos carecían de partes duras que constituyen la inmensa mayoría de los restos fósiles paleozoicos o más jóvenes.

Probablemente los restos de origen orgánico más antiguos conocidos se han hallado en las dolomitas de Bulawayo en Zimbabue. Se trata de capas finas paralelas que se disponen en forma de cúpulas. Estructuras parecidas son originadas por la precipitación del CO_2 Ca por las algas. Por ello se acepta en la actualidad un origen orgánico para estas estructuras. Las dolomitas de Bulawayo están cortadas por diques de granito de $2,7 \times 10^9$ años de edad, de acuerdo a las determinaciones radiométricas.

En la Formación Gunflint del escudo canadiense se han hallado restos de organismos microscópicos fosilizados que constituyen un hallazgo excepcional por el magnífico estado de preservación que poseen. Los restos fósiles han sido totalmente silificados y se encuentran en las capas de pedernal de la formación. Todos los restos hallados aquí son de plantas, variedades muy primitivas de algas y hongos. La edad de la Formación Gunflint se estima en unos

1,6 x 10⁹ años.

Muchos lugares del planeta han sido hallados en las rocas precámbricas estromatolitas. Son estas estructuras de forma globular o tubular con una laminación concéntrica producida por algas.

En resumen los hallazgos realizados permiten llegar a la conclusión que la flora precámbrica estaba formada esencialmente por los grupos de plantas más primitivas: algas, hongos, bacterias, etc.

Se conocen también restos fósiles de animales. La mayoría de ellos provienen de Ediacaria en Australia, donde se han encontrado unos 1 400 ejemplares que representan 25 especies.

La mayor parte de ellos son calentadores del tipo medusa. Hay también numerosos hallazgos de organismos probablemente pertenecientes al phylum arthropoda; algunos bastante similares a los trilobitas, de los cuales quizás fueron antecesores, así como restos bastante similares a los de equinodermos y moluscos. Es decir, en las capas de Ediacaria se encuentran restos de algunos phyla cuyo desarrollo se extiende hasta la actualidad y los posibles predecesores de formas que habían de alcanzar gran desarrollo a partir del Cámbrico. Las capas en las cuales han sido hallados estos restos tienen alrededor de 1 x 10⁹ años.

Además de los grupos antes mencionados han hallado en otras localidades del planeta numerosos restos de gusanos de los cuales están entre los fósiles de animales más antiguos hallados en edades de 1-1,2 x 10⁹ años.

Hallazgos como los de Ediacaria y de la Formación Gunflint muestran que en el Precámbrico floreció una vida relativamente variada y que ya dentro del mismo existieron organismos con un desarrollo bastante elevado.

Al tratar de la vida precámbrica es necesario tocar, aunque sea con brevedad, el tema del origen de la vida.

De acuerdo a lo que acabamos de ver, la vida sobre nuestro planeta tiene una gran antigüedad, superior a los 2,7 x 10⁹ años, es decir, se originó en condiciones de la atmósfera no oxigenada (reductora) existente a inicios del Precámbrico. Todas las teorías modernas para explicar el origen de la vida tienen en cuenta este hecho.

A continuación pasaremos a exponer algunas ideas generales sobre este interesantísimo tema.

Todos los organismos vivos están formados por diferentes compuestos naturales: proteínas, carbohidratos, grasas, etc; contruidos fundamentalmente a partir de sólo cuatro elementos: C, O, H y N. Algunos de estos compuestos, en especial las proteínas, forman moléculas gigantes muy complejas.

Al analizar el origen de la vida todas las hipótesis científicas parten del hecho que la misma hubo de originarse necesariamente a partir de reacciones químicas inorgánicas. En las condiciones de la atmósfera oxidante actual es imposible la formación de las grandes moléculas orgánicas a partir de procesos orgánicos y, aún en el caso que esto ocurriera, las mismas serían destruidas inmediatamente por oxidación.

La composición exacta de la atmósfera e hidrósfera de inicios del Precámbrico es tema de discusión, pero no cabe dudas que el agua, carbono y el nitrógeno jugaban un papel fundamental. De esta forma, la hidrósfera primitiva se presentaría inicialmente como una disolución de compuestos sencillos de estos elementos a la cual se le denomina en ocasiones el "caldo claro".

La ausencia de oxígeno libre en la atmósfera primitiva determinó también que las radiaciones ultravioletas de la luz solar penetrara hasta la superficie del plane-

ta. En la actualidad tal hecho no ocurre por la existencia en la atmósfera de una capa de zona (O_3) que absorbe estos rayos. Las radiaciones ultravioletas son portadoras de gran energía que posibilita la realización de numerosas reacciones fotoquímicas inorgánicas que serían imposible sin su presencia. Se han realizado experimentos en los cuales se han obtenido compuestos "orgánicos" sometiendo a la acción de los rayos ultravioletas compuestos sencillos de C, N y agua. Gracias a la acción de estas radiaciones en el "caldo claro" fueron formándose compuestos complejos.

Se estima que en aquellos primeros procesos de fotosíntesis orgánica debieron intervenir otros muchos elementos, además de los antes mencionados, y que las reacciones químicas eran muy variadas a diferencia de las muy limitadas que ocurren en los procesos vitales de los organismos vivos.

En general, hubo de producirse una especie de evolución hacia moléculas de sustancias orgánicas cada vez más complejas, pero formadas aún por procesos inorgánicos. Estas moléculas mayores se componían de unidades más pequeñas de estructura parecida. Las grandes moléculas, gracias a pequeñas diferencias físico-químicas que las distinguían de otros compuestos, pudieron incorporarse con frecuencia a su estructura nuevos bloques, es decir, pudieron crecer.

Posteriormente debió producirse otro paso en el que varias clases de las moléculas de mayores del caldo claro llegaron a ser predominantes.

Desde esta fase hasta la formación de compuestos bioverfos con procesos metabólicos y susceptibles de reproducción, es decir, de organismos vivos, debió intervenir otro prolongado estadio en el que se produjeron gran número de reacciones independientes.

En un momento dado algunos de los primitivos organismos fueron capaces de realizar la disociación del CO_2 , utilizando el C para construir más materia orgánica y liberando el oxígeno a la atmósfera. Este hecho fue de capital importancia en el desarrollo de la vida. En primer lugar, gracias a este proceso de fotosíntesis orgánica se liberaba una cantidad de energía muy superior a la obtenida por procesos anaeróbicos. Esto supuso de inmediato una ventaja en la lucha por la vida a favor de los organismos con tal tipo de metabolismo. En segundo lugar, gradualmente fue llevándose a cabo otro proceso.

Debido a la fotosíntesis orgánica, a la atmósfera se fue incorporando una cantidad cada vez mayor de oxígeno libre. Hoy día es prácticamente aceptado el hecho de que todo el oxígeno libre de la atmósfera terrestre es de origen biogénico. Este oxígeno debió ir protegiendo gradualmente la superficie del planeta contra los rayos ultravioletas de la luz solar al formarse poco a poco la capa de ozono, se fue originando un ambiente parecido al actual.

Esta a su vez acabó por extinguir finalmente, todos los procesos primitivos de vida, todas aquellas reacciones que eran posibles en la atmósfera reductora gracias a la utilización de las radiaciones ultravioletas de onda corta. De acuerdo a las evidencias geológicas analizadas al estudiar el origen de la atmósfera, los procesos de fotosíntesis orgánica probablemente comenzaron a inicios del Proterozoico, pues la presencia de secuencias de "capas rojas" a mediados del Proterozoico indican la existencia, ya en aquel entonces, de una atmósfera oxigenada.

Yacimientos minerales del Proterozoico

Desde el punto de vista de su riqueza en yacimientos

minerales el Precámbrico tiene también sus peculiaridades. En primer lugar estas son las únicas capas en las cuales no se han hallado yacimientos de combustibles; petróleo, gas y carbón. Pero este déficit es compensado por la riqueza de yacimientos minerales metálicos. En lugar cimero entre estos se encuentran los enormes yacimientos de hierro del escudo canadiense (Grandes Lagos y Labrador), Ucrania (Krivoi Rog, Kursk), Suecia, África del Sur, Venezuela y Brasil. Estos constituyen las primeras reservas mundiales de hierro.

La mitad del oro que se extrae en el planeta proviene de los conglomerados de Witwatersrand en África del Sur; gran parte del Níquel proviene del intrusivo precámbrico de Sudbury en Canadá. Un porcentaje considerable de la producción de Uranio proviene de rocas precámbricas y hay, además, grandes yacimientos de Cobre.

CAPÍTULO 4 LA ERA PALEOZOICA

Introducción. Características generales de las capas paleozoicas

Las capas paleozoicas son las primeras que contienen fósiles en abundancia. Ya en la base del sistema Cámbrico los hallazgos fosilíferos son mucho más abundantes que en las capas casi estériles situadas por debajo. Los estratos de los sistemas paleozoicos más jóvenes son cada vez más ricos (en general) y, lo que es más importante, más variado en fósiles. Es durante el Paleozoico que surgen muchos de los más importantes grupos de organismos (plantas y animales) y muchos de ellos se adaptan a la vida en la tierra firme.

La abundancia de fósiles en las capas paleozoicas permite el uso de las correlaciones paleontológicas y, por ende, un detallamiento en el estudio de su evolución geológica que no era posible con las capas precámbricas.

División en períodos de la era paleozoica. Localidades tipos de los sistemas. De acuerdo a un convenio establecido desde el pasado siglo, las capas paleozoicas han sido divididas en 2 sistemas que son, de más antiguas a más jóvenes: Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carboníferos, y Pérmico. Al tiempo transcurrido en la sedimentación de las capas de cada sistema se le denomina período.

La división del Paleozoico en sistemas fue afectada en la primera mitad del siglo XIX fundamentalmente por geólogos ingleses. Los sistemas, como toda unidad cronostratigráfica, tienen sus localidades tipos y este es el caso de los sistemas paleozoicos. Debido a que las mismas fueron determinadas en su casi totalidad en Inglaterra, sus localidades tipos se encuentran en diferentes regiones de Gran Bretaña.

Fig. 4.1 Diferentes interpretaciones del límite Precámbrico-Cámbrico

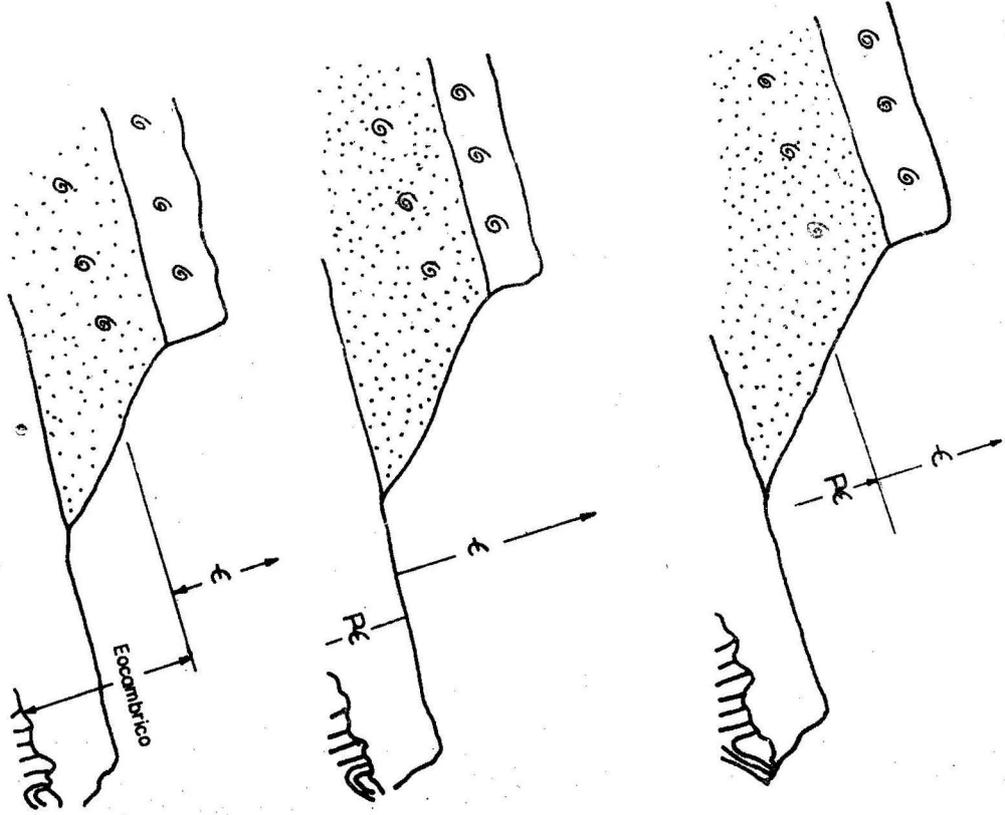


TABLA 4.1
TABLA GEOCRONOLÓGICA DE LA ERA PALEOZOICA

Período	Inicio (en millones de años)	Fin (en millones de años)
Cámbrico	570	500
Ordovícico	500	430 - 440
Silúrico	430 - 440	395
Devónico	395	345
Carbonífero	345	280
Fórmico	280	225

NOTA: El inicio y fin de cada período se valora a partir del presente.

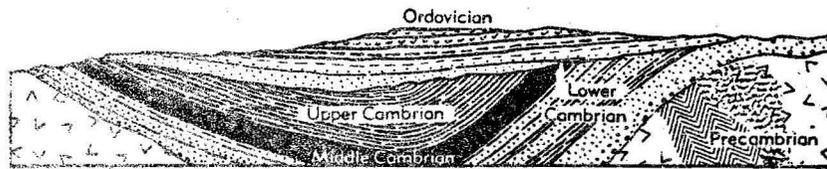


Fig. 4.2 Corte del Cámbrico en su región tipo en Gales, Gran Bretaña

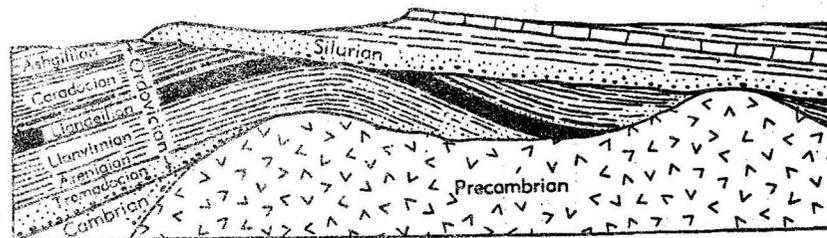


Fig. 4.3 Corte del Ordovícico en su región tipo en Gales, Gran Bretaña.

Los nombres de los sistemas Cámbrico, Ordovícico y Silúrico vienen de diferentes tribus: cambros, ordos y siluros, que poblaron en la antigüedad al sur de Inglaterra (fig. 4.1, fig. 4.2 y fig. 4.3). Devónico viene de Devonshire, región del sur de Gran Bretaña. El sistema Carbonífero debe su nombre a la abundancia de yacimientos de carbón, tanto en Inglaterra como en muchas otras regiones. Pérmico proviene del nombre de una antigua provincia del imperio ruso - Perm.

No existe, hasta el momento, un criterio único sobre los límites (en edades absolutas) de los sistemas paleozoicos aunque las diferentes escalas propuestas son bastante similares. Una de la más aceptada es la de la tabla 4.1.

Tabla 4.1

Cada uno de los sistemas (períodos) está dividido en varias series (épocas) y a su vez, estas lo son en pisos (edades) y subpisos. Puesto que estas subdivisiones tienen poco interés para nosotros por no ser aplicables a Cuba, ya que no se han hallado aquí capas paleozoicas, no entraremos en detalles en este aspecto y en el futuro haremos referencia sólo a los términos más generales de inferior (inicial), medio superior (tardío) al tratar de la edad de las capas de cada sistema paleozoico.

El límite superior de las capas paleozoicas viene dado por un brusco cambio faunístico. Al final del Pérmico desaparecieron muchos grupos de organismos que se habían desarrollado y prosperado en el Paleozoico. El más característico de ellos son los trilobites. Se extinguen también los tetracorales, muchos grupos de ammonídeos y braquiopodos se reducen considerablemente en su importancia, muchos peces marinos paleozoicos también se extinguen, etc.

Por otra parte, el problema de la base del paleozoico es tema polémico y a este le dedicamos el próximo epígrafe.

Límite Precámbrico-Cámbrico como ya se manifestó las capas cámbricas son las primeras en contener fósiles en forma abundante. Pero esta abundancia se debe entender como relativa (es decir, en realidad al Precámbrico) puesto que, en general, las capas cámbricas son mucho menos fosilíferas que los estratos sobreyacentes. En América del Norte y en Europa la subdivisión del Cámbrico se hace fundamentalmente en base a trilobites y, en menor grado a arqueociátidos. En diferentes lugares pueden reconocerse diferentes asociaciones o zonas de trilobites las cuales pueden correlacionarse entre sí por la presencia de algunos ejemplares comunes.

En Europa, en la base de las capas cámbricas, se encuentran trilobites del género *Holmia* en tanto que en América del Norte, el Cámbrico comienza con capas que contienen el género *Olenellus*. Es decir, el hallazgo de representantes de *Holmia* y *Olenellus* asignan a las capas que los contienen al Cámbrico Inferior.

Cuando estas capas yacen discordantemente inmediatamente por encima de rocas plutónicas o sedimentarias fuertemente dislocadas no existe ningún inconveniente en asignar las últimas al Precámbrico.

Sin embargo en algunas localidades por debajo de las capas más bajas descubiertas con trilobites yacen concordantemente potentes espesores de sedimentos similares a ellas pero estériles. Surge aquí el problema ¿dónde ubicar las capas estériles, en el Cámbrico o en el Precámbrico? (fig. 4.4). Pueden adoptarse varias soluciones. Por ejemplo, pueden considerarse que la base del Cámbrico se encuentra en la base de las capas más trilobites, más

bajas conocidas en el corte, pero esta es una solución puramente formal pues, como ya se ha dicho, los hallazgos de forma del Cámbrico Inferior son raros y desde el punto de vista teórico no puede excluirse la posibilidad del hallazgo de capas con *Holmia* u *Olenellus* varias decenas o centenares de metros más abajo en el corte.

Puede también plantearse situar la base del Cámbrico en el piso de la formación en que fueron halladas las capas más antiguas con *Olenellus* aunque las mismas, por ejemplo, se encontraron hacia el techo de la unidad. Esta solución es también formal puesto que no existe ningún argumento que permita suponer que a inicios del Cámbrico debió ocurrir un cambio en el régimen de sedimentación regional.

No existe entonces una solución aceptada por todos los estratígrafos del Cámbrico para este problema.

Algunos prefieren denominar a las secuencias que yacen concordantemente por debajo de las capas comprobadamente cámbricas como eocámbricas o infracámbricas. En la Unión Soviética esta capa se le asigna al Vendiano que comprende las capas más altas del Proterozoico. Otros son más conservadores y proponen no considerar estas capas dentro de una u otra subdivisión, sino cautelosamente asignarlas al "Cámbrico Inferior o Precámbrico".

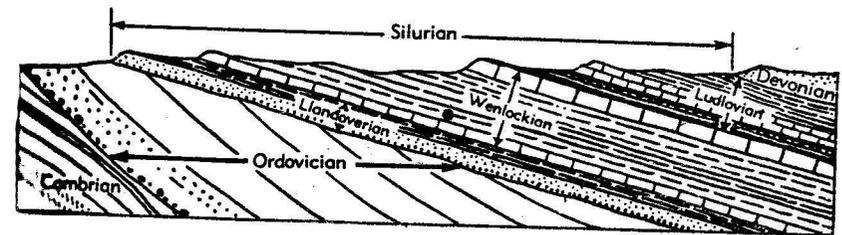


Fig. 4.4 Corte del Silúrico en su región tipo en Gales e Inglaterra, Gran Bretaña.

Evidentemente la solución de este problema requiere del empleo de los métodos radiométricos datando las capas cámbricas inferiores más bajas conocidas en distintos lugares del planeta. Esto, por otra parte, como ya sabemos, no es tan sencillo.

Estudio del Paleozoico en América del Norte. Principalmente unidades tectónicas de la América del Norte

La América del Norte será el campo de estudio en el que centraremos nuestra atención al analizar la evolución geológica del Paleozoico. Es por ello conveniente definir las principales estructuras geológicas de este sector de la corteza terrestre pues será precisamente sobre el desarrollo de esas estructuras que versará, en gran medida, el presente curso.

En la América del Norte se pueden distinguir diferentes cinturones plegados y plataformas de diversas edades (fig. 4.5).

La parte central y norte del continente está ocupada por la plataforma norteamericana más de la mitad de la cual está constituida por el escudo canadiense. En el resto del área los afloramientos de la plataforma están formados por rocas Paleozoicas o más jóvenes poco dislocadas y, en general, con pequeño espesor que yacen discordantemente sobre un basamento cuya edad fluctúa entre el Precámbrico y el Mesozoico Inferior.

A ambos lados de la plataforma entre estas y los océanos, se encuentran dos cinturones plegados de fajas de rocas intensamente deformadas. Al Oriente, entre la plataforma y el Atlántico, se encuentra el cinturón apalachino, cuyo nombre proviene de los montes Apalaches en el SE de los Estados Unidos. Está constituido fundamentalmente por rocas paleozoicas más antiguas complejamente deformadas. Al Occidente, entre la plataforma y el

Pacífico. Se encuentra el cinturón de las cordilleras, el cual desde el Precámbrico hasta la actualidad ha sido el terreno donde ha transcurrido una ininterrumpida actividad tectónica particularmente intensa en el presente en la región de la costa pacífica.

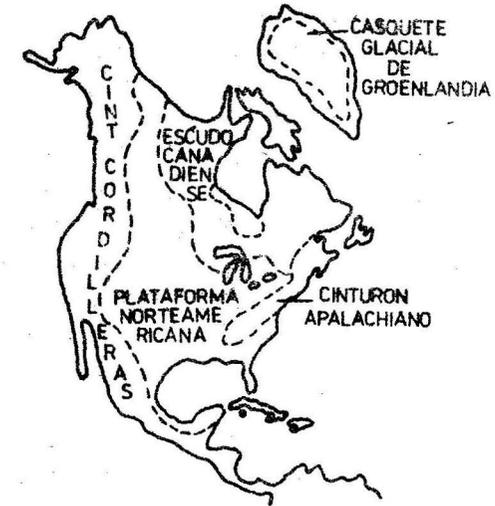


Fig. 4.5 Unidades tectónicas de la América del Norte.

Hacia el sur de la plataforma norteamericana aflora en una pequeña área el cinturón Ouachita, formado por rocas paleozoicas el cual probablemente hacia el este se une en el subsuelo con los apalaches.

Por el SE la América del Norte es bordeada por varias estructuras. Las más importantes de ellas son el Golfo de México, el cinturón plegado de las Antillas Mayores, estructura alpina construida fundamentalmente por rocas meso y cenozoicas, y el Mar Caribe que es un

gran mosaico de estructuras oceánicas y continentales. Por el este el continente es bordeado por el océano atlántico, en tanto el oeste lo es por el pacífico.

Desarrollo geológico del geosinclinal de los Apalaches en el Paleozoico

Cerca del borde oriental de América del Norte se extiende una faja de rocas pertenecientes en su mayoría al Paleozoico los cuales se encuentran en un grado considerable. Tales capas forman parte de un geosinclinal que se desarrolló durante el Paleozoico en el borde oriental de la plataforma norteamericana y que cubría una extensión considerablemente mayor que los afloramientos del actual cinturón apalachino.

A pesar de que las rocas de los Apalaches en conjunto se encuentran más deformadas que las de las plataformas, las características de las estructuras interiores y el corte estratigráfico varían en una dirección transversal a la del cinturón. Para tener una idea más precisa del desarrollo geológico de los Apalaches es conveniente estudiar primero, aunque sea brevemente, las características de su estructura geológica actual, (fig. 4.6).

Estudiaremos el cinturón apalachino moviéndose desde el borde de la plataforma hacia las zonas más internas. La plataforma cuyo borde oriental se encuentra en las mesetas de Alleghany y Cumberland presenta las capas paleozoicas suavemente plegadas y en grandes extensiones yacen casi horizontalmente. A continuación hacia el SE yacen la llamada "Provincia de las Sierras y Valles" o los también denominados "Apalaches Sedimentarios". En las mismas el espesor de las capas crece considerablemente con relación a los sedimentos de la misma edad en la plataforma. Las capas de la "Provincia de las Sierras

y Valles" están comprimidos en pliegues asimétricos tum-bados hacia el NE cortados por algunas fallas inversas en Pennsylvania pero hacia el sur, en los estados de Alabama y Tennessee, hay desarrollada una estructura de fallas imbricadas de tal densidad que sólo muy pocos pliegues no son cortados por ellas. Muchas de estas fallas son sobre-corrimientos según los cuales el bloque situado al SE se ha desplazado varios km hacia el NW. Algunos de los mayores mantos pueden seguirse por el rumbo centenares de km. Los mantos se han originado por el desplazamiento de las masas de rocas a lo largo de capas de rocas arcillosas muy plásticas.

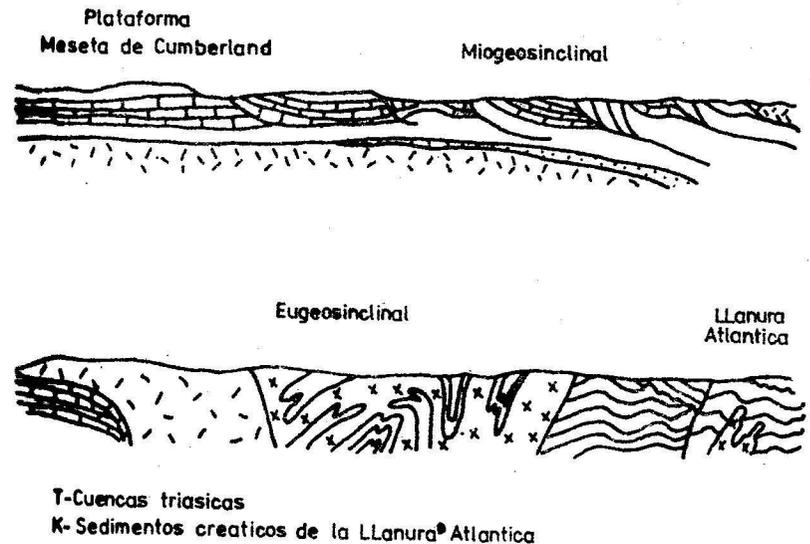


Fig. 4.6 Perfiles geológicos esquemáticos de los Apalaches. El perfil superior incluye parte de la plataforma norteamericana y el miogeosinclinal apalachiano, en tanto que el inferior corresponde al eugeosinclinal y los sedimentos mesozoicos más jóvenes.

Más hacia el este se extiende la provincia de las Montañas Azules, la cual presenta siempre un contacto de naturaleza tectónica con la zona anterior. El carácter de las deformaciones cambia y es más intenso que en el caso anterior, apareciendo con ellas pliegues similares apretados, acompañados con la formación de algunos mantos de cabalgamiento, en especial a lo largo de su contacto con la "Provincia de las Sierras y Valles".

Hacia el SE yacen los llamados Apalaches Cristalinos denominados así por estar compuestos por rocas metamórficas e ígneas plutónicas de composición ácida y media. Gran parte de estas rocas son paleozoicas aunque también las hay precámbricas. Gran parte de estas rocas eran originalmente lavas y tobas. La estructura actual de ellas es sumamente compleja y las rocas están comprimidas en pliegues de dimensiones muy variadas.

En algunas áreas de los Apalaches cristalinos sus rocas están cubiertas discordantemente por sedimentos terrígenos del Triásico, cortados por algunos sills y diques basálticos los cuales se encuentran muy poco deformados, es decir, que se acumularon después de los grandes movimientos orogénicos que deformaron a los Apalaches cristalinos. Más hacia el este, las rocas del cinturón apalachiano son cubiertas discordantemente por los sedimentos cretácicos o más jóvenes de la llanura atlántica.

Desarrollo geológico de los Apalaches

El cinturón plegado de los Apalaches constituye una estructura originada fundamentalmente durante la era paleozoica a lo largo del borde oriental de la plataforma norteamericana. En el epígrafe anterior estudiaremos la estructura que presenta en la actualidad esta región. A continuación estudiaremos como fue alcanzada esa estructura a lo largo de la era Paleozoica.

En el perfil estudiado pudimos observar que transversalmente al rumbo del cinturón se distinguen zonas con diferentes estilos de deformación de las rocas y que además, están compuestas por diferentes litologías predominantes y que tuvieron historias geológicas diferentes. La región más externa de los Apalaches, situada inmediatamente junto a la plataforma, es decir, la provincia de los Valles y Sierras, constituida por rocas sedimentarias sin ninguna evidencia de actividad volcánica o intrusiva y en la cual el espesor de los sedimentos alcanza varios miles de metros, fue una zona de subsidencia casi continua durante la mayor parte de la era y constituyó en el Paleozoico lo que se denomina el miogeosinclinal. Por otra parte en los Apalaches cristalinos (zona de Piamonte y de la meseta de Nueva Inglaterra) las rocas paleozoicas, aunque ahora metamorfozadas en mayor o menor grado, eran originalmente rocas volcánicas básicas (lavas y tobas) que se encuentran también en espesores del orden de varios miles de metros o más, junto con sedimentos producto de su erosión o de algunas islas existentes en la cuenca marina donde estas capas se depositaron. Los Apalaches cristalinos constituyeron el eugeosinclinal del geosinclinal apalachiano.

De esta forma el geosinclinal de los Apalaches presenta un plan que veremos repetirse regularmente en todos los demás que analizaremos posteriormente.

Plataforma Miogeosinclinal - Eugeosinclinal.

Pasaremos a estudiar la evolución de este geosinclinal. El corte paleozoico del miogeosinclinal comienza con sedimentos clásticos del Cámbrico: conglomerados, areniscas y lutitas que más hacia arriba en el corte transicionan a cuarcitas las cuales están bien seleccionadas y fueron acumuladas en condiciones de mares poco profundos.

El material clástico que se depositaba en el miogeosinclinal proviene de la erosión de la plataforma norteamericana situada al oeste en esa dirección aumenta la granulometría de los sedimentos. Hacia mediados del Cámbrico el mar del miogeosinclinal comienza a transgredir sobre la plataforma norteamericana y las antiguas fuentes de suministro del material clástico son cubiertas por el mar. Cesa aquí la entrada de material clástico proveniente de la plataforma y a lo largo de todo el miogeosinclinal, comenzará la acumulación de sedimentos calcáreos en aguas someras. Puesto que el espesor conjunto de capas del Cámbrico al Ordovícico Medio en el miogeosinclinal es en todas las áreas de varios miles de metros es inevitable la conclusión de que a medida que iba recibiendo sedimentos el miogeosinclinal subsidía. Esta subsidencia compensada permitió la acumulación de miles de metros de sedimentos de aguas de profundidad muy somera.

En el eugeosinclinal las capas comprendidas en el intervalo Cámbrico-Ordovícico Medio están representadas fundamentalmente por rocas volcánicas o derivadas de su erosión (vulcanomícticas) depositadas en mares profundos. Durante el citado intervalo de tiempo el eugeosinclinal era una cuenca profunda con volcanes submarinos que a veces emergían algo sobre la superficie formando pequeñas islas. Ocasionalmente en el mismo se encontraban algunas islas (IGA) que suministraban material terrígeno.

Hacia mediados del Ordovícico en la parte sur y en el Ordovícico Tardío en el norte comienza a llegar el miogeosinclinal apalachino gran cantidad de material clástico proveniente de este, es decir, del eugeosinclinal, de acuerdo a la composición del material clástico y el aumento del grosor de los sedimentos hacia el este, acumulando espesores de más de 1 000 m de sedimentos terrígenos en algunas áreas. La llegada del material clástico

desde el este en grandes cantidades al miogeosinclinal indica la presencia de una inestabilidad en el eugeosinclinal. Es durante el lapso comprendido entre el Ordovícico Medio y Tardío que ocurre en el eugeosinclinal la llamada orogénesis tectónica, movimientos tectónicos intensos que provocaron el ascenso del eugeosinclinal, su rápida erosión y el suministro de gran cantidad de material terrígeno al miogeosinclinal, a la vez las rocas del eugeosinclinal son plegadas e intruidas y gran parte de ellas participan en mantos tectónicos que cabalgan las rocas del eugeosinclinal sobre el miogeosinclinal. El estudio cuidadoso de esta orogénesis realizada en los últimos años ha puesto de manifiesto que la misma fue un proceso largo que se extendió durante varios millones de años a través del Ordovícico Medio y Superior y que alcanzó su clímax en diferentes tiempos en distintas localidades.

Hacia finales del Ordovícico el eugeosinclinal se encontraba emergido sobre el nivel del mar en tanto que el gran flujo de material terrígeno sobre el miogeosinclinal provocó la formación de grandes deltas en él.

A inicios del Silúrico partes del eugeosinclinal vuelven a subsidir y se reanuda en ellas la actividad volcánica. A estas cuencas interiores en el eugeosinclinal se dirige parte del material erosionado de las islas, en tanto que otra parte va a parar al miogeosinclinal. El corte del Silúrico de este último es más grueso en su parte baja (predominio de areniscas y conglomerados) más finos hacia el Silúrico Superior, lo cual evidencia la erosión y rebajamiento progresivo de las tierras emergidas del eugeosinclinal que continuará hasta mediados del Devónico.

A mediados del Devónico se reanudan los movimientos erosionados en el eugeosinclinal y tiene lugar la segunda

gran orogénesis de los Apalaches, la orogénesis acadiana.

Como en el caso de la orogénesis tectónica, la acadiana no fue un proceso tectónico que transcurriera simultáneamente a lo largo de todo el eugeosinclinal ni tampoco tuvo la misma intensidad en todos los puntos.

En la parte norte del geosinclinal los movimientos acadianos alcanzaron su máxima intensidad hacia mediados del Devónico, en tanto que hacia el sur la mayor intensidad de la orogénesis acadiana se alcanza en el Devónico Tardío. Como en el anterior, también en el miogeosinclinal llegan una gran cantidad de sedimentos que, al no ser compensadas totalmente por la subsidencia, provoca una regresión progresiva en el mismo y la creación paulatina de grandes deltas (delta sw Catsbill).

Es durante la orogénesis acadiana que intruyen al eugeosinclinal grandes cuerpos magnéticos y ocurre el metamorfismo regional de gran parte de sus rocas.

A diferencia del eugeosinclinal en el miogeosinclinal no se manifiestan movimientos de plegamientos ni ningún tipo de deformación y las capas devónicas yacen concordantemente sobre las capas más antiguas.

Hacia fines del devónico comienzan a formarse en el eugeosinclinal una serie de cuencas intramontanas que van a continuar originándose y acumulando sedimentos durante el Carbonífero y Pérmico. En estas cuencas limitadas por fallas se acumulan espesores grandes de rocas terrígenas, muchas veces en condiciones continentales, originándose las primeras capas de hulla.

El gran aporte de material terrígeno al miogeosinclinal durante el Devónico Superior y Carbonífero proveniente del este en cantidades superiores a la velocidad de su subsidencia provoca que se acumulan espesores muy considerables de rocas clásticas. Debido a que ya en el carbonífero la vegetación se había extendido sobre los conti-

nentes y que gran parte de los sedimentos miogeosinclinales se originaron en condiciones deltaicas existieron aquí, en especial durante el Carbonífero Tardío, condiciones que favorecieron la acumulación de grandes yacimientos de carbón de piedra. Los sedimentos del Carbonífero son una típica molasa.

En el eugeosinclinal durante el Carbonífero, de acuerdo a las determinaciones radiométricas, continuó la actividad intrusiva.

A partir del Carbonífero tiene lugar un decrecimiento paulatino en la actividad tectónica, del eugeosinclinal, pues la mayor parte de los sedimentos del Carbonífero y Pérmico en él están poco deformados.

Mientras que en la zona eugeosinclinal las capas acumuladas en él fueron afectadas por múltiples movimientos tectónicos, en el miogeosinclinal la acumulación prácticamente ininterrumpida de sedimentos continuó hasta mediados del Pérmico. Las capas Pérmicas del miogeosinclinal son fundamentalmente terrígenas y acumuladas en condiciones continentales.

Hacia finales del Pérmico y quizás inicios del Triásico tuvo lugar el plegamiento de las capas miogeosinclinales. A estos movimientos se les ha propuesto denominar "Revolución Apalachiana", en el supuesto que ellos determinaron los rasgos fundamentales de la estructura del cinturón de los Apalaches. Esto en realidad no es así pues, como hemos visto, la estructura de los Apalaches se ha logrado por la acción combinada de las orogénesis tectónica y acadiana conjuntamente con estos últimos movimientos pérmicos. Por ello es más correcto denominar a este episodio como orogénesis alleghaniana (por los montes Alleghany, donde se manifiestan bien).

Durante la orogénesis alleghaniana las capas miogeosinclinales fueron empujadas en dirección a la plataforma

es decir, en rumbo NW. Este movimiento tectónico fue propulsado por la gravedad debido al ascenso de todo el geosinclinal a finales del Pérmico y quizás inicios del Triásico. Se creó entonces una pendiente regional dirigida del geosinclinal hacia la plataforma y las capas del miogeosinclinal comenzaron a deslizarse en forma de enormes mantos tectónicos sobre las capas de sedimentos más plásticos (arcillosos) que servían como especie de lubricantes de la base de los mantos. A la vez que las capas miogeosinclinales se deslizaban hacia la plataforma de enormes escamas tectónicas las capas dentro de cada uno de estos mantos se plegaban formando pliegues tumbados en la misma dirección del movimiento.

Vemos, en este caso, una diferencia bien marcada entre los movimientos orogénicos en el miogeosinclinal y el eugeosinclinal. Mientras que en el segundo como observamos durante la orogénesis tectónica y acadiana, con los movimientos orogénicos se relacionan la intrusión de gran parte de sus rocas, acompañado por el cabalgamiento del eugeosinclinal sobre el miogeosinclinal, en este (el miogeosinclinal) los movimientos orogénicos no están acompañados de actividad intrusiva alguna ni por el metamorfismo regional de sus capas.

Con la orogénesis alleghaniana se cierra la historia geológica paleozoica del geosinclinal apalachiano.

Desarrollo geológico de la plataforma norteamericana durante la era Paleozoica

La plataforma norteamericana constituye el segundo gran elemento tectónico de la América del Norte. Ocupa una gran posición central con respecto a los dos cinturones plegados que la bordean, el de los Apalaches al este y de las Cordilleras al oeste. La plataforma incluye al escudo canadiense y a las capas poco dislocadas que lo

bordean.

La plataforma norteamericana consta de dos niveles estructurales: el basamento, constituido por rocas precámbricas generalmente muy deformadas similares a las que forman el escudo canadiense y la cobertura formada por rocas cámbricas o más jóvenes con yacencia suave. Además, el hecho de que las capas en la plataforma están muy poco plegadas, salvo en contadas localidades y que en grandes distancias se presenta casi horizontales, la plataforma se diferencia de los geosinclinales que la flanquean por el espesor mucho menor de los sedimentos acumulados en ella. En muchas áreas de la plataforma norteamericana el espesor total de las capas paleozoicas no pasa de unos centenares de metros, en tanto que los sedimentos de igual edad en los geosinclinales llegan a 10-15 km y a veces más.

A continuación se esbozarán los rasgos esenciales de la evolución de la plataforma durante la era Paleozoica.

En ningún punto de la plataforma norteamericana han sido hallados sedimentos del Cámbrico Inferior y, por ello, se supone que, a inicios del Cámbrico, la plataforma se encontraba emergida y suministraba material clástico a los geosinclinales que la bordean, como vimos en el caso del apalachiano. Hacia el Cámbrico Medio comenzó una transgresión marina de los geosinclinales en dirección a la plataforma, pero la misma no se llevó a cabo en gran escala hasta el Cámbrico tardío cuyos sedimentos tienen más amplia distribución y descansan directamente sobre el Precámbrico en la mayoría de las localidades.

La transgresión del Cámbrico tardío se llevó a cabo sobre una superficie que, aunque bastante reducida por los procesos denudativos, no era un peniplano perfecto sino una región bastante llana en la cual sobresalían algunas elevaciones pequeñas formadas por rocas más resis-

tentes. En dirección a estas elevaciones el espesor de las capas cámbricas disminuye e incluso pueden no haber sido cubiertas por los sedimentos. Las capas cámbricas no alcanzan en ningún punto espesores mayores de 300 m en la plataforma y este generalmente es mucho menor. En las cercanías de la plataforma los sedimentos del Cámbrico Superior son clásticos (areniscas, lutitas) pero más lejos transicionan a rocas carbonatadas.

A inicios del Ordovícico continuó la transgresión iniciada en el Cámbrico que se extendió a todas las plataformas que fue así casi totalmente cubierta por mares someros (incluso el escudo canadiense). En estas condiciones, dada la ausencia de tierras emergidas de consideración, se acumularon en el fondo de este mar sedimentos calcáreos.

Hacia finales del Ordovícico Inicial hubo una rápida regresión seguida de una nueva transgresión, pero más limitada que la del Ordovícico Inicial. El hecho más sobresaliente en la historia del Ordovícico en la plataforma norteamericana es el desarrollo de una serie de domos (anticlinales) y cuencas (sinclinales). El desarrollo de esta estructura fue prolongado y se reflejó en el carácter de los sedimentos que se acumularon, sobre ellas. Los domos se caracterizan por poseer un corte menos potente de sedimentos que las regiones adyacentes y estos se acumularon en aguas someras, puesto que son estructuras ascendentes.

Con las cuencas o sinclinales sucede lo inverso. Estas estructuras prolongan su distancia durante todo o gran parte del Paleozoico.

Los movimientos orogénicos del geosinclinal apalachiano durante la orogénesis tectónica no se reflejaron en la sedimentación de la plataforma y durante el Silúrico casi toda la sedimentación fue de carácter calcáreo. El

Silúrico fue un período en el cual, en las condiciones de clima cálido existente en los mares someros de la plataforma, se formaron numerosos arrecifes (estos son muy buscados en la actualidad por ser, a menudo, magníficas trampas para el petróleo).

Un desarrollo particularmente interesante tuvo una de las cuencas antes mencionadas, la cuenca de Michigan. Esta cuenca experimentó durante el Silúrico una subsidencia muy intensa, acumulándose en ella más de 100 m de sedimentos, gran parte de ellas evaporitas. La acumulación de evaporitas en la cuenca de Michigan se estima ocurrió por el hecho de que la cuenca estuvo rodeada por un cinturón de arrecifes que impedían su comunicación libre en el mar abierto. Las aguas sufrían una intensa evaporación y precipitaron las sales (fig. 4.7).

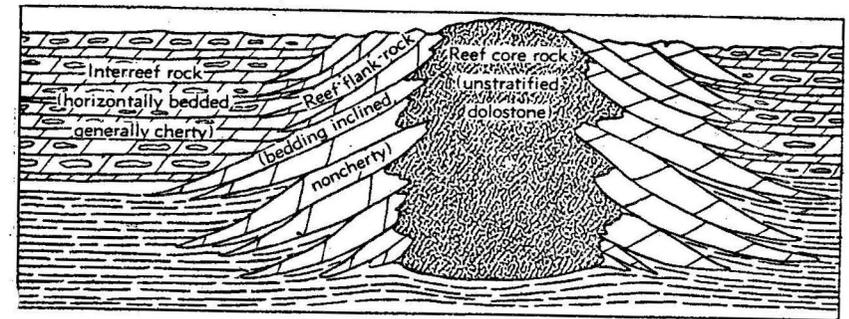


Fig. 4.7 Esquema de un arrecife silúrico.

A fines del Silúrico e inicios del Devónico vuelve a desarrollarse otra regresión y gran parte de la plataforma emerge volviéndose a iniciar una nueva transgresión a mediados del Devónico. En la margen oriental de la plataforma la sedimentación es afectada por los movimientos acadianos y a la región suroriental de la plataforma llegan volúmenes considerables de sedimentos clásticos. Una situación similar se mantiene a inicios del Carbonífero.

El acontecimiento más importante de la historia del Carbonífero en la plataforma norteamericana es el amplio desarrollo de la sedimentación cíclica con la cual se relacionan importantísimos yacimientos de carbón.

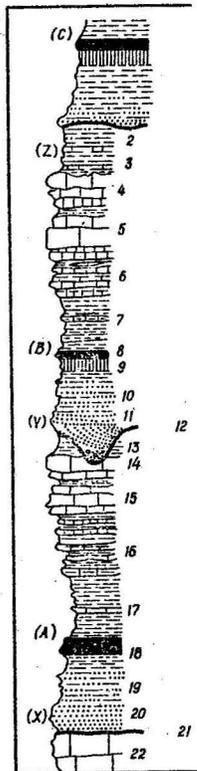


Fig. 4.8 Ciclatema (interpretación de R.C. Moore).

La acumulación de sedimentos cíclicos de capas de carbón es un fenómeno que no se limita sólo a la plataforma sino que, como ya vimos está muy extendido en el Carbonífero del miogeosinclinal de los Apalaches. En general, en toda la plataforma la sedimentación tiene carácter cíclico (ciclotemas) pero el tipo varía del miogeosinclinal a la plataforma (fig. 4.8). En el primero los sedimentos continentales ocupan la mayor parte de la ciclotema y las capas marinas están pobremente representadas y, en algunos tipos de ciclotemas, ausentes. A medida que nos desplazamos en dirección a la plataforma, la cantidad de capas marinas en el corte de los ciclotemas aumenta paulatinamente y junto con ello, el material calcáreo también se hace más importante.

El inicio del Pérmico lleva aparejado una reducción considerable en las dimensiones de los mares situados sobre la plataforma en los cuales continuaron depositándose sedimentos calcáreos con una marcada ciclicidad. En la parte occidental del estado de Texas se desarrolló una gran barrera arrecifal que aisló a parte de la cuenca y creó condiciones favorables, junto con el clima ácido existente entonces, para el aumento progresivo de la salinidad y la precipitación de evaporitas a partir de las aguas. El frente arrecifal está representado en la actualidad por calizas organógenas masivas y se extendía a lo largo de muchos centenares de km. En las rocas de ese enorme complejo se han hallado numerosos yacimientos de petróleo.

Algunas consideraciones sobre el desarrollo de la Plataforma Norteamericana en el Paleozoico

Trataremos de hacer algunas conclusiones sobre el desarrollo geológico del Paleozoico en la Plataforma. En primer lugar salta a la vista la enorme variabilidad de

la paleogeografía. A lo largo de toda la era se suceden una serie de transgresiones y regresiones que hacen que los límites entre las tierras y mares fluctúen considerablemente a diferencia de lo que habíamos observado en el geosinclinal apalachiano que presenta, desde ese punto, una estabilidad paleogeográfica mayor.

Estas fluctuaciones en la paleogeografía no son indicadores, por otra parte, de una gran inestabilidad tectónica en la plataforma, sino se deben al hecho de que la misma en su casi totalidad poseía un relieve bajo y los movimientos descendentes de alguna intensidad provocaban transgresiones marinas de consideración extendiéndose el mar por millones o decenas de millones de km². El proceso inverso también ocurría; los mares que cubrían la plataforma eran, en la casi totalidad de los casos, mares muy someros con profundidades máximas del orden de las varias decenas de metros. Cualquier movimiento ascendente de poca intensidad pero que abarcara grandes áreas, determinaba el surgimiento de regresiones muy amplias.

Puesto que sobre la mitad sur y el borde occidental de la plataforma se acumularon durante el Paleozoico espesores de sedimentos de varios centenares y, localmente, de varios miles de metros podemos concluir que, en general, la plataforma durante la era Paleozoica manifestó una tendencia a la subsidencia sobre grandes áreas de la plataforma el espesor de las capas paleozoicas es de algunos centenares de metros en tanto que la duración de la era es de unos 350 m.a., es decir, que sobre áreas muy amplias la plataforma presentó una subsidencia promedio de aproximadamente 1 a 2 m por cada millón de años transcurridos. Esto nos da una idea de la lentitud de los movimientos de la plataforma. Ahora bien, es necesario tener claro que durante el Paleozoico la plataforma no se portó como una enorme losa que subía o descendía uniformemente

en toda su extensión. Dentro de la misma existían cuencas o sinclinales, como el Michigan, en los que llegaron a acumular varios miles de metros de sedimentos y se desarrollaron enormes domos o anticlinales con tendencia a elevarse, en los cuales la acumulación de sedimentos fue muy escasa o que incluso mantuvieron como zonas de erosión suministrando material terrígeno a las áreas adyacentes.

En la plataforma no se llevaron a cabo movimientos orogénicos y solamente como consecuencia del desarrollo de los anticlinales y sinclinales se produjeron enormes pliegues de gran radio en los cuales la yacencia de las capas es de sólo algunos grados como máximo.

Solamente en algunas áreas de la plataforma, situadas cerca del geosinclinal de las cordilleras, tuvieron lugar deformaciones de alguna intensidad, pero puesto que fenómenos similares tuvieron lugar también más tarde en el Mesozoico y Cenozoico dejaremos para entonces su estudio.

En la plataforma por último, no se llevó a cabo ningún tipo de actividad magmática efusiva durante la era Paleozoica.

Desarrollo geológico del geosinclinal de las cordilleras durante la era Paleozoica

Al oeste de la plataforma norteamericana a lo largo de la era Paleozoica se desarrolló otro geosinclinal, el de las Cordilleras. Como en el caso de los Apalaches el geosinclinal cordillerano presenta dos regiones con estratigrafía, tectónica y magmatismo diferentes: el mio-geosinclinal, situado adyacente a la plataforma y el eu-geosinclinal, situado más al oeste. Las características de ambos son parecidas a la de los Apalaches por lo que no abundamos sobre el tema.

En el estudio del Paleozoico analizamos las cordilleras de EE. UU. donde se conoce bien su evolución geológica.

En muchos aspectos las características del miogeosinclinal en las Cordilleras son muy parecidas a las de su homólogo de los Apalaches. El corte paleozoico comienza con sedimentos clásticos del Cámbrico Inferior, areniscas y lutitas provenientes de la plataforma. El resto del corte hasta el Devónico se compone principalmente de varios miles de metros de sedimentos calcáreos depositados en aguas someras. Como en los Apalaches también el espesor de cada uno de los sistemas disminuye en dirección a la plataforma, donde en ocasiones incluso se acuñan.

A inicios del Carbonífero ocurrió la llamada orogénesis antleriana que produjo la determinación de las rocas eugeosinclinales y su cabalgamiento sobre las capas, del borde occidental del miogeosinclinal. Los estimados del desplazamiento horizontal de los mantos durante esta orogénesis son enormes por ejemplo, el manto Robert Mountains se estima que tiene un desplazamiento de 90 a 100 m y quizás más. A pesar de esto, los movimientos no afectaron a todo el eugeosinclinal, limitándose a los actuales estados de Nevada y Utah y en gran parte del miogeosinclinal continuó la sedimentación calcárea. La orogénesis se extendió hasta fines del Carbonífero.

Los sedimentos pérmicos del miogeosinclinal son en su mayor parte calcáreos y sólo se acumulan espesores considerables de material clástico cerca de algunas islas del borde oriental del eugeosinclinal.

Las capas eugeosinclinales están compuestas por rocas volcánicas, sedimentos terrígenos y silíceos con espesores de muchos miles de metros. El eugeosinclinal se caracterizó en general, por ser una zona de subsidencia continua aunque localmente se desarrollaron algunos movimientos de plegamientos, el más importante de ellos la

orogénesis antleriana con sus grandes cabalgamientos.

No hubo sin embargo nada similar por su magnitud a las tres grandes orogénesis de los Apalaches.

Evolución de la América del Sur en la era Paleozoica

Desde el punto de vista estructural en la América del Sur pueden distinguirse dos grandes estructuras: la plataforma suramericana y el cinturón orogénico de los Andes.

Los Andes ocupan todo el borde occidental y norte del continente. El resto aparece ocupado por la plataforma.

La plataforma suramericana posee una estructura más compleja que la norteamericana y en ella se distinguen tres escudos: el guyanés y los brasileños occidental y oriental, divididos por cuatro grandes sinclinales: los del Amazonas, San Francisco, Paranaibo y Panamá. Los escudos se encuentran al norte de la plataforma mientras que hacia el sur el basamento precámbrico es cubierto casi totalmente por las capas de la cobertura.

La evolución geológica de la plataforma suramericana tiene muchas características similares con la norteamericana que estudiamos recientemente y el breve tiempo disponible no nos permite entrar en detalles. Hay un hecho que sin embargo, merece destacarse por sus implicaciones en las diferentes hipótesis sobre la deriva de los continentes. A fines del Carbonífero un área considerable del este de la plataforma estuvo sometida a glaciación continental que condujo a la sedimentación de considerables espesores de depósitos glaciares típicos en las cuencas del Chaco y las Pampas así como en el sinclinal de Panamá. En el piso de las tillitas en Uruguay se conservan incluso rocas con estrías producidas por el movimiento de los glaciares. La glaciación se extendió hasta inicios del Pérmico. Glaciaciones de similar edad se produjeron

en otros continentes: África, Australia y además en la India. El estudio de la dirección del movimiento de esas glaciares del Paleozoico Tardío muestra que en algunas regiones los hielos se desplazaron áreas ahora ocupadas por los océanos y cuya corteza es muy joven (Mesozoica). Este hecho unido a otro, ha llevado a muchos geólogos a suponer la existencia de un gran continente meridional llamado Gondwana que estaba formado por los actuales África, Australia, Antártida y la India que en el Mesozoico, al iniciarse la deriva continental se desmembró.

El geosinclinal andino, que es el equivalente suramericano del cordillerano, tiene, como este, una larga evolución geológica. Como en los anteriores geosinclinales se destaca en este una zona miogeosinclinal adyacente a la plataforma y el eugeosinclinal más lejano.

Al igual que las cordilleras, los Andes no son uniformes desde el punto de vista geológico distinguiéndose en ellos varios sectores que de norte a sur son:

- a) andes septentrionales (del Caribe) que se extienden por Venezuela y Colombia;
- b) andes centrales extendidos desde Ecuador al norte de Chile;
- c) andes patagónicos, que van desde el norte de Chile hasta la Tierra del Fuego y;
- d) andes de las Antillas Meridionales, cadena de pequeñas islas que unen la América del Sur con la Antártida.

La evolución geológica siguió aquí un curso parecido al del geosinclinal de las Cordilleras, sin la existencia de grandes orogénesis. Un hecho muy característico del geosinclinal andino en el Paleozoico es el de hallarse en el depósito glaciares de varias edades: Carbonífero Inicial y Tardío, Ordovícico Inicial (?) y Silúrico Medio (?), concentrado en los Andes patagónicos.

Vida de la era Paleozoica

Las capas Paleozoicas son las primeras en el registro estratigráfico que contienen un abundante surtido fósil y por ello, a partir del Cámbrico, tenemos una idea mucho más completa del desarrollo de la vida en el tiempo.

Son las capas Paleozoicas las primeras en que puede utilizarse extensamente el método paleontológico, por esto, revisaremos a continuación los principales grupos de fósiles índices de la era.

Para las capas cámbricas, los fósiles más importantes son trilobites, gracias a los cuales se ha podido dividir, bastante finamente el corte estratigráfico. Los trilobites continúan teniendo importancia estratigráfica hasta mediados de la era, si bien el grupo tiene representantes hasta el Pérmico (fig. 4.9).

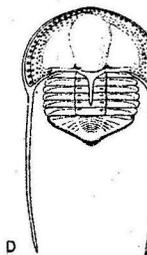


Fig. 4.9 Trilobite Ordovícico (Cryptolithus)

Otro grupo importante de los depósitos cámbricos son los arqueociátidos organismos de posición sistemática dudosa.

A lo largo de toda la era paleozoica tienen gran importancia los braquiópodos, muy abundantes en muchas capas.

Para los depósitos comprendidos entre el Ordovícico y Devónico Inferior son de gran importancia los graptolitos, organismos hemicordados de cuerpo blando, que se conservan sobre todo en los depósitos de aguas profundas y gracias a los cuales las capas de las citadas edades acumuladas en esas condiciones pueden dividirse muy finamente. Otro grupo de fósiles muy importantes en la estratigrafía paleozoica son los ammonoideos, muy significativos a partir del Ordovícico.

Otros grupos tales como los corales, nautiloideos, peces, diversos tipos de plantas, foraminíferos bentónicos, etc también tienen importancia para la datación de las capas paleozoicas (fig. 4.10 y fig. 4.11).

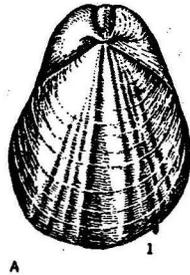


Fig. 4.10 Braquiópodos silúricos (género Pentamerida).

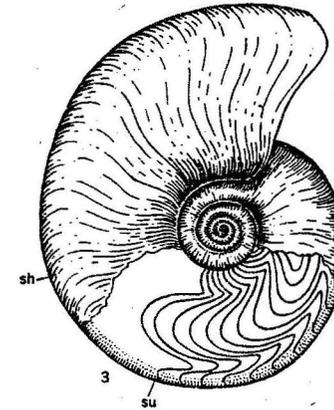


Fig. 4.11 Cefalópodo paleozoico (Ammonoideo del género Manticoceros).

Pasamos a discutir algunos problemas y hechos de gran importancia en el decursar de la vida paleozoica.

El primero de ellos es el origen de los vertebrados que incluyen a los organismos con esqueleto interno: peces, anfibios, reptiles, aves y mamíferos. Los primeros vertebrados que aparecen en el registro geológico son los peces y es a partir de ellos que evolucionan los demás grupos. Los primeros restos fósiles hallados se encuentran en capas del Ordovícico Medio y Superior en América del Norte y en el Ordovícico Inferior en la Unión Soviética.

No está claro a partir de que grupo de organismos evolucionaron los peces. Se supone que sea a partir de hemicordados, que a su vez se derivaron de grupos invertebrados como los equinodermos o los anélidos. Puesto que existen ya restos de peces bien definidos en las capas del Ordovícico Inferior es posible que el grupo haya surgido antes, en el Cámbrico, aunque esto es hipotético dada la ausencia de restos fósiles de peces en ese sistema.

Los peces alcanzaron un rápido desarrollo en el Silúrico y Devónico.

Es en el Devónico el momento en que, a partir de determinados grupos de peces, surgen los anfibios. Esto es uno de los pasos evolutivos más trascendentales y también, mejor registrado.

En las aguas dulces del Devónico vivió un grupo de peces óseos, los crossopterígidos. Los crossopterígidos tienen una estructura del cráneo, columna vertebral y de las aletas similar a la del cráneo, columna vertebral y extremidades de los anfibios más antiguos hallados en capas del Devónico Superior en Groenlandia.

Además, se sabe que los crossopterígidos poseían pulmones que les permitían respirar el oxígeno directamente del aire (como en la actualidad hacen algunos peces).

Los anfibios más primitivos conocidos son los del género *Ichtyostega* que son un típico eslabón intermedio entre los peces (crossopterígidos) y los anfibios más desarrollados. Restos bien preservados permiten observar también que la cola de estos primeros anfibios era escamosa, similar a la de los crossopterígidos (fig. 4.12).

Los anfibios primitivos han sido encontrados en capas continentales o deltaicas. Los mismos parecían haberse originado debido a la progresiva adaptación de los crossopterígidos a la vida de la tierra, propulsados por las condiciones ambientales, puesto que en las sequías se se-

caban o convertían en charcos los arroyos y ríos en que vivían algunos de estos peces. Los crossopterígidos que tenían unas aletas fuertes, musculosas y eran capaces de respirar el O_2 directamente del aire fueron capaces de caminar distancias cada vez mayores buscando el agua donde podían vivir y fueron condicionando cada vez más sus extremidades a la vida sobre la tierra, transformando las aletas en patas.

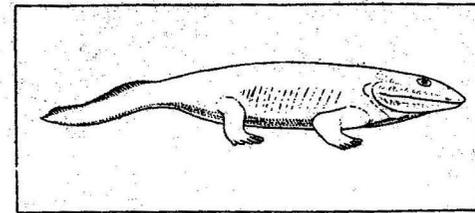


Fig: 4.12 Surgimiento de los anfibios. En la figura a la izquierda está representado un anfibio devónico (laberintodonto). En las figuras a la derecha aparece un pez pulmonado de devónico (crossopterígido).

Durante el Carbonífero surgen los primeros reptiles a partir de algunos grupos de anfibios. Los reptiles habrán de evolucionar rápidamente y ya en el Pérmico constituyen el grupo de animales dominantes sobre la superficie de los continentes, desplazando de ese lugar a los

anfibios.

En la era paleozoica ocurrió otro hecho que tuvo trascendental importancia para el desarrollo de la vida y fue la aparición de las primeras plantas terrestres, cuyos más antiguos restos fósiles aparecen en el Silúrico Superior y que ya son muy abundantes en los sedimentos continentales y deltaicos del Devónico. Se estima que las primeras plantas terrestres evolucionaron rápidamente y ya en el Carbonífero existía una flora variada formada por helechos, lepidolitas, etc, que habitan los grandes pantanos desarrollados en muchas regiones del planeta y a partir de cuya descomposición en las aguas pantanosas (turba) y posterior enterramiento originaron los grandes yacimientos de carbón en ese período.

Este hecho no sólo fue de gran importancia en la evolución de las plantas, sino que repercutió enormemente en el desarrollo de los animales pues creó en los continentes un ambiente mucho más favorable para ellos.

Por último la aparición de las plantas, primero en las zonas pantanosas de los continentes y con posterioridad, su extensión a regiones topográficamente más elevadas provocó un cambio sustancial de la naturaleza de los procesos de meteorización y erosión que comenzaron a ser entonces muy semejantes a los que podemos observar en la actualidad.

Las plantas evolucionaron rápidamente sobre la superficie de los continentes. Durante el Devónico, Carbonífero e inicios del Pérmico la flora dominante en los continentes era de helechos, lepidolitas, cordaites, etc.

En el Pérmico Tardío ocurre un cambio de la composición de la flora dominante apareciendo grupos más evolucionados: coníferas, cycadoceas, etc, tipo de flora que ha de ser la predominante hasta casi el final de la era Mesozoica.

Hacia fines del Paleozoico, en el Pérmico, ocurrió la extinción de muchos grupos de organismos que se habían desarrollado durante la era. En el Pérmico desaparecen los últimos trikobites, así como varios grupos de caracoles y equinodermos. Los braquiópodos muy abundantes en la era, sufren una gran declinación a fines del Pérmico desapareciendo muchos géneros, al igual que los ammonoideos.

Los vertebrados también se vieron afectados y muchos grupos de peces característicos en la era Paleozoica desaparecen a fines del Pérmico.

Las causas de esta gran extinción, que abarcó a grupos de organismos muy variados, que vivían en ambientes muy distintos, no ha podido ser satisfactoriamente explicada. No fue, sin embargo, ninguna súbita catástrofe en el desarrollo del planeta pues no hay ningún vestigio geológico de la misma y, además, muchos grupos de organismos traspasaron, sin afectaciones, el límite entre el Pérmico y el Triásico.

CAPITULO 5 LA ERA MESOZOICA

La era Mesozoica recibe su nombre por la peculiaridad o, más bien, grado de desarrollo de la fauna fósil hallada en sus capas. El nombre proviene de las voces griegas meso: medio, zoo: animales. Las formas de vida encontradas en las capas mesozoicas presentan un grado de evolución mayor que el observado en los fósiles paleozoicos. La era Mesozoica fue, con respecto a la vida terrestre, la era en que predominaron los reptiles, los cuales alcanzaron una gran variedad y, en algunos casos, enormes dimensiones. Fue esta también la era que vio el surgimiento de los mamíferos y aves. Entre los animales marinos tuvieron un gran desarrollo los ammonites. Durante esta era se originaron también los primeros foraminíferos, planctónicos con caparazón calcáreo, hecho que tuvo una gran importancia para los procesos de sedimentación en los mares. Las plantas dominantes en la actualidad, los angiospermas, inician su desarrollo en esta área.

La era Mesozoica se divide en tres períodos que son los siguientes, de más antiguos a más jóvenes; (tabla 5.1).

Tabla 5.1

	Inicio (en m.a. de la act.)	Final (en m.a. de la act.)	
Triásico	225	185	Duración de la era 160 x 10 ⁶ años
Jurásico	185	135	
Cretácico	135	65	

Cada uno de estos períodos se dividen en épocas (series). El Triásico y Jurásico se dividen en tres series, el Cretácico en dos. En Cuba, hasta el momento, no se conocen depósitos paleontológicamente datados más anti-

guos que el Jurásico por ello daremos aquí la división detallada (en pisos) sólo del Jurásico (desde el medio) y Cretácico.

	<u>Jurásico</u>
Superior (MALM)	Tithoniano
	Kimereogiano
	Oxfordiano
Medio (DOGGER)	Calloviano
	Batoniano
	Bajociano
Inferior (LIAS)	
	<u>Cretácico</u>
Superior	Maestrichiano
	Campaniano
	Santoniano
Inferior	Coniaciano
	Turoniano
	Canomaniaco
	Albiano
	Aptiano
	Barremiano
	Hauteriviano
	Valanginiano
	Berriasiano

Los tres sistemas mesozoicos fueron definidos durante las investigaciones geológicas de principios del siglo XIX en Europa Occidental. El Triásico recibe su nombre debido al hecho de que en Alemania las capas de este sistema se dividen en tres secuencias bien definidas. El

sistema Jurásico toma su nombre de las montañas Ima situadas en la región frontal de los Alpes en Francia y Suiza. El sistema Cretácico toma su nombre de la abundancia de cretas en las rocas de esa edad de la cuenca de Londres-París. Las series y pisos reciben también sus nombres de localidades donde ellos se encuentran bien desarrollados y que son, en muchos casos, las localidades tipos. Así, por ejemplo, casi todos los pisos del Cretácico toman sus nombres de localidades del Sur de Francia donde el corte cretácico es muy complejo y fosilífero. La única excepción es el Maestrichtiano cuyo nombre proviene del Maestricht, Holanda.

El índice inferior de la era Mesozoica ya fue estudiado al tratar la era Paleozoica. El límite superior viene dado por la desaparición, a fines del Cretácico de varios grupos muy característicos de la era tales como los ammonites, dinosaurios y otros reptiles, etc.

Evolución geológica de la América del Norte en la era Mesozoica

Durante su desarrollo mesozoico el plan estructural de la América del Norte se va a modificar sustancialmente con respecto al mostrado durante la era Paleozoica. Después del Triásico cesa la evolución geosinclinal de los Apalaches y estos se incorporan al régimen tectónico de plataforma a partir del Jurásico. Previamente, a fines de la era Paleozoica, había cesado su evolución el geosinclinal Anachita. Por esto, el área ocupada por la plataforma norteamericana a mediados de la era Mesozoica era bastante mayor que durante el Paleozoico. El plan estructural se simplifica y pasa a ser, en este aspecto, similar al de la América del Sur: un geosinclinal a lo largo del borde pacífico, el de las cordilleras y el resto del área ocupada por la plataforma. a lo largo del nuevo bor-

de sur de la plataforma, en el lugar de las actuales Antillas Mayores, comienza a partir del Jurásico el desarrollo del geosinclinal de las Antillas que sirve de puente o lazo de unión entre los dos grandes geosinclinales americanos: el andino y el cordillerano.

Geosinclinal de los Apalaches. Evolución durante el Triásico. Incorporación a la plataforma

No se conocen en los Apalaches rocas del Triásico Inferior y Medio y todo parece indicar que durante ese intervalo de tiempo, el geosinclinal apalachiano estuvo sujeto a la erosión denudadora de las montañas formadas durante la orogénesis allaghaniana. Los sedimentos del Triásico Superior sin embargo alcanzan enormes espesores. Los sedimentos del Triásico Superior se encuentran localizados en una serie de cuencas alargadas uno de cuyos flancos está siempre limitado por fallas con buzamiento abrupto (normales). Estas cuencas se disponen paralelas al rumbo de las estructuras antiguas o las cortan bajo ángulo muy bajo y la mayor parte de ellas están localizadas sobre rocas del eugeosinclinal. Los sedimentos triásicos están formados totalmente por rocas clásticas: conglomerados, areniscas, alemonitas y lutitas de colores rojos o grises. En la distribución de estos sedimentos en las cuencas se observa una marcada irregularidad concentrándose los conglomerados hechos y areniscas en las cercanías de las fallas que limitan las cuencas, (fig. 5.1).

Entre las cuencas se encuentran bloques constituidos por rocas metamórficas e intrusivas del eugeosinclinal apalachiano. La composición de los clastos de los conglomerados y brechas indican que ellos fueron derivados de rocas de similar composición a la de los bloques elevados.

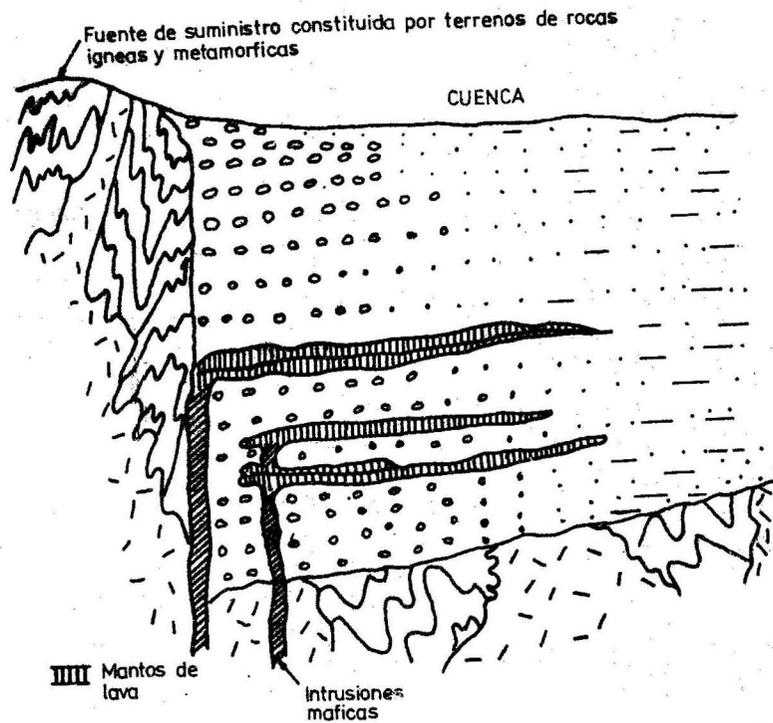


Fig. 5.1 Esquema de las condiciones existentes durante la acumulación de las capas del Grupo Newark en los Apalaches.

Existen numerosas evidencias que indican que estos sedimentos se acumularon en condiciones continentales fluviales y lacustres. En ellos se han encontrado numerosos restos fósiles de dinosaurios; otros vertebrados y plantas terrestres. En las capas de lutitas se encuentran, con cierta frecuencia, grietas de desecación. Existen numerosas evidencias también en las texturas de los

sedimentos.

El espesor de los sedimentos del Triásico Superior en los Apalaches es en todas las cuencas de varios km. En la literatura geológica estas capas son conocidas como grupo Newark, el cual se divide en numerosas formaciones en las diferentes cuencas.

Intercalados entre los sedimentos del grupo Newark se encuentran mantos de lavas basálticas y sills, diques de diabasas. Uno de estos sills es muy conocido en la literatura geológica mundial por lo magníficamente que se manifiesta en él la diferenciación gravitacional (sill de Palisades).

Evidentemente capas del grupo Newark se originaron en cuencas limitadas, al menos por un flanco, por fallas, a lo largo de las cuales subsidieron. Los bloques adyacentes a las cuencas se levantaron, por el contrario, rápidamente y suministraron gran cantidad de material terrígeno a través de los ríos que los drenaban y desembocaban en las cuencas vecinas. A lo largo de las fallas subió el magma basáltico a la superficie o bien intrusionó a lo largo de los planos de la estratificación.

La presencia de fallas normales limitando a las cuencas indica que en ese sector de la corteza terrestre existían esfuerzos de tracción. Lo mismo señala la yacencia suave de los sedimentos del grupo Newark que forma extensos monoclinales así como la presencia de diques y sills. Por otra parte la estructura presente indica que esos esfuerzos de extensión se originaron por un movimiento ascendente en forma de bóveda de todo el geosinclinal. En las partes apicales de esta bóveda, debido al estibamiento sufrido por la corteza se crearon fallas normales a lo largo de las cuales subsidieron algunos bloques, en los que se acumularon las capas del grupo Newark. Algunos perfiles geológicos indican claramente este proceso.

Con este gran levantamiento en forma de bóveda, termina la evolución geosinclinal de los Apalaches (mov. polisodianos. (Tal tipo de movimiento, con la consecuente formación de cuencas molasas como las del grupo Newark es muy característico del estudio final de muchos geosinclinales. En muchos casos, como en este, hay una actividad ígnea básica intrusiva y efusiva acompañando el ascenso del geosinclinal ya que los esfuerzos de extensión provocan la creación de grandes fracturas que sirven de canal al magma proveniente de las partes más profundas de la corteza o del manto superior.

A partir del Jurásico los Apalaches se incorporan al régimen tectónico de la plataforma. Durante el Jurásico las elevaciones surgidas por los movimientos polisodianos fueron peniplanizadas y, a inicios del Cretácico, este peniplano fue transgredido desde el este por las aguas del Atlántico que lo cubrieron en gran medida.

Evolución de la plataforma norteamericana durante la era Mesozoica

Como ya se señaló antes, durante la era Mesozoica la plataforma norteamericana amplió su área considerablemente a cuenta de la incorporación a ella de los antiguos geosinclinales de los Apalaches y Oauchita.

A diferencia de la era Paleozoica donde en gran medida la plataforma fue transgredida por el mar en numerosas ocasiones y cubierta a veces casi totalmente (Ordovícico Inicial), durante toda la era Mesozoica grandes áreas de la plataforma permanecieron emergidas manteniendo una tendencia al ascenso manifestada ya desde el Pérmico. Como área de subsidencia en la plataforma se preservan sólo su borde occidental adyacente al geosinclinal de las Cordilleras y, durante el Jurásico y Cretácico, las nuevas áreas periféricas incorporadas a ellas (Apalaches y Oa-

chitas).

Nos detendremos a estudiar algo más detalladamente la historia mesozoica de la plataforma en las siguientes regiones:

- a) llanura del Golfo de México y la plataforma de las Bahamas;
- b) borde occidental de la plataforma (Montañas Rocosas de EE.UU).

Borde occidental de la plataforma. El borde oeste de la plataforma norteamericana tiene un desarrollo geológico muy interesante a partir de la era Mesozoica, historia que está íntimamente relacionada con los sucesos que transcurrieron en el vecino geosinclinal cordillerano.

Los sedimentos del Triásico y Jurásico (fig. 5.2) son, en su mayor parte, continentales, algunos de ellos formados en condiciones desérticas. Un magnífico ejemplo de estos depósitos son las Areniscas Navajo del Jurásico en la que está muy bien manifestada la estratificación cruzada a gran escala que junto con otros rasgos indica que la formación es un depósito de dunas desérticas. Otras formaciones continentales de este intervalo son también famosas por los magníficos restos de dinosaurios preservados en ellos como la Formación Morrison del Jurásico Superior. Hacia el Norte y el Oeste estas capas continentales transicionan a sedimentos marinos.

Existe una marcada regularidad en los espesores de los sedimentos triásicos y jurásicos, los mismos aumentan de espesor de Este a Oeste.

En el borde oriental de las Montañas Rocosas tienen un espesor insignificante, pero cerca del límite con el miogeosinclinal su potencia aumenta hasta alcanzar de 900 a 1 500 m, a la vez que en el corte aparecen intercalaciones de sedimentos marinos.

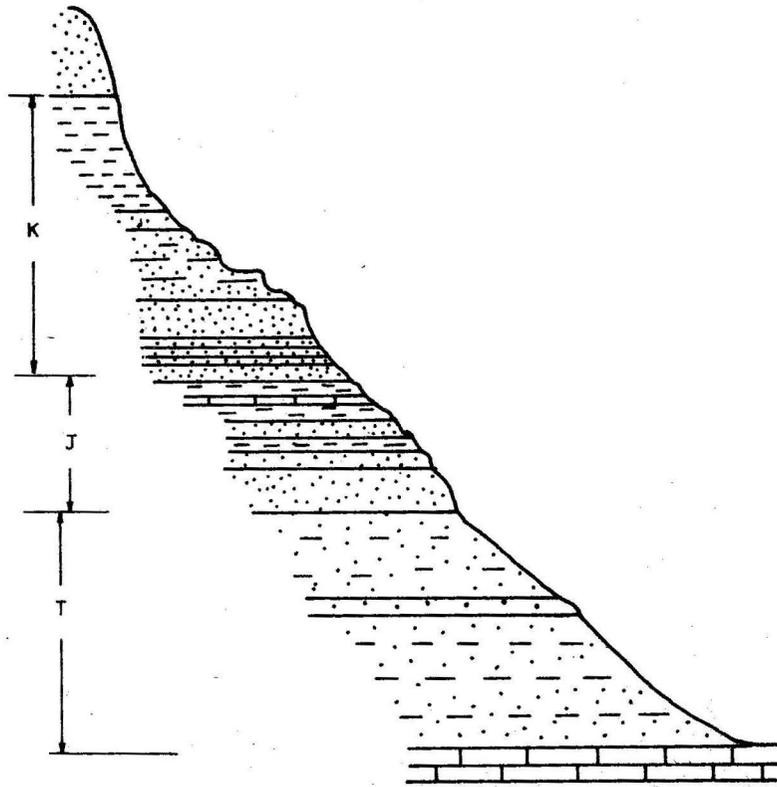


Fig. 5.2 Columna estratigráfica de los depósitos mesozoicos en la meseta de Colorado.

Los sedimentos triásicos y jurásicos son en su mayor parte terrígenos y los datos sobre la variación de su composición granulométrica indican que provienen de la erosión del geosinclinal al este.

En el Cretácico ocurre una gran transgresión marina en la mitad occidental de la plataforma norteamericana

que subsidió rápidamente acumulándose grandes espesores de sedimentos.

Un análisis de las características de los sedimentos del Cretácico Inferior y de la mayor parte del Superior nos permite llegar a conclusiones interesantes, (fig. 5.3).



Fig. 5.3 Relación entre los movimientos orogénicos y la sedimentación en la región de las Montañas Rocosas.

En el límite oriental (Jowa y Kansas) de distribución de los sedimentos cretácicos de la plataforma el corte del sistema está constituido a lo sumo de varios centenares de metros de sedimentos. El corte se inicia con una secuencia de areniscas que yacen transgresivamente sobre las capas más antiguas. Más arriba yacen calizas y lutitas. Todos estos sedimentos son marinos.

Hacia el oeste a lo largo del frente de las Montañas Rocosas el espesor de los sedimentos aumenta hasta 2 000 ó 3 000 m y las intercalaciones de calizas en el corte son reemplazadas por lutitas.

En la parte superior del corte yacen areniscas marinas que hacia arriba transicionan a areniscas acumuladas en condiciones continentales.

Más hacia el oeste entre las capas de lutitas comienzan a aparecer intercalaciones cada vez más potentes de areniscas, las cuales, a medida que se avanza hacia el occidente, pasan de génesis marina a continental, apareciendo en el corte capas de carbón.

Por último en el mismo borde occidental de la plataforma los sedimentos cretácicos alcanzan espesores de 4 500 a 6 000 m y la mayor parte de ellos son de origen continental. Gran parte del corte está compuesto por conglomerados de clastos de rocas mesozoicas y paleozoicas del geosinclinal. Por debajo de algunas capas en este borde occidental se observan discordancias y los conglomerados yacen sobre la superficie erosionada de las capas de similares conglomerados y brechas cretácicas subyacentes los cuales, en ocasiones, fueron incluso previamente deformadas. Hacia el Oeste estas discordancias constituyen, en lo esencial, depósitos de pie de monte (abanicos aluviales) acumulados en el frente de una alineación montañosa.

Los enormes espesores de rocas terrígenas cretácicas nos indican que durante ese período el geosinclinal de las cordilleras debió ascender, adquirir un relieve montañoso y ser intensamente erosionado.

El hallazgo de varias discordancias en el corte del cretácico en el borde occidental de la plataforma cubiertas (las discordancias) por conglomerados gruesos de psiamonte que hacia el Este pasan areniscas continentales

y estas a marinas terminando por último por acuífarse, nos demuestra que durante los movimientos orogénicos las rocas fueron deformadas en repetidas ocasiones. Cada pulsación orogénica, además de deformar las rocas implicaban un movimiento ascensional que determinaba la entrada en la cuenca de material terrígeno más grueso. Cada pulsación era seguida de un período de relativa tranquilidad en que las montañas eran rebajadas por la erosión y disminuida la granulometría del material aportado. Estos movimientos son conocidos como orogénesis lanamídica.

Los sedimentos más jóvenes del Cretácico en todo el borde occidental de la plataforma son de origen continental con capas de carbón que constituyen yacimientos (Fm Javanie). Estos depósitos son cubiertos concordantemente por sedimentos del Paleoceno de similares características.

A diferencia de los sedimentos más antiguos del Cretácico que fueron acumulados en una cuenca única, las capas de la Fm Javanie y los sedimentos paleogénicos que los cubren se depositaron en cuencas aisladas separadas por cordilleras en ascenso. Hacia el final del Cretácico las deformaciones de la orogénesis lanamídica, que hasta entonces sólo afectaron al área adyacente al geosinclinal, se trasladaron a la parte occidental de la plataforma. Este proceso, sin embargo, será estudiado más tarde, al llegar a la era Cenozoica.

Llanura del Golfo y Atlántico y la plataforma de Bahamas

A lo largo del borde sur oriental de la plataforma norteamericana, desde Yucatán hasta el N.E de EE.UU, se extiende una amplia llanura cuyo ancho llega a ser de varios centenares de km. Esta llanura está constituida por sedimentos del mesozoico y cenozoico poco dislocados que

yacen sobre rocas plegadas del Paleozoico o más antiguas. Esta es el área que pasó al régimen de plataforma después de la consolidación de los geosinclinales Apalaches y Oauchita. Esta región, aunque con muchas características de plataformas, ha tenido una historia geológica peculiar, en particular durante el Cenozoico.

El borde de la llanura atlántica y del Golfo viene dado por una faja de afloramientos del Cretácico Superior. En la llanura del golfo los datos de perforaciones indican que los sedimentos cretácicos aumentan en espesores siguiendo su buzamiento en dirección a la costa y en esa dirección en el corte se acúan capas cada vez más antiguas que no presentan afloramientos. Parte de estos sedimentos pertenecen al Cretácico Inferior por debajo de los cuales yacen capas del Jurásico Superior.

Por debajo de las capas del Jurásico Superior yacen rocas más antiguas representadas en lo fundamental por halitas sedimentadas posiblemente en cuencas aisladas. Estas halitas de edad jurásica (Fm Eaglo Mills, Louann y Werner) forman los domos salinos que en número de varios centenares cortan las capas sobreyacentes tanto en el continente como en el fondo del Golfo de México.

El estudio de los sedimentos cretácicos en la llanura del golfo muestran que su espesor es mayor que el que cabría esperar, basándose sólo en las investigaciones de los afloramientos. El aumento en el espesor está condicionado, en parte, por el aumento de la potencia de cada capa siguiendo el buzamiento y en parte por el acufiamiento de cierto número de formaciones que no llegan a la superficie y que sólo se conocen por perforaciones.

Hacia el interior del continente los sedimentos son arenosos y arcillosos. Algunos sedimentos contienen intercalaciones de carbón que muestran su origen continental en tanto otros contienen fauna marina de aguas some-

ras; pero siguiendo cualquier formación según el buzamiento puede verse que estas transicionan a lutitas marinas cuya fauna de foraminíferos indica que en dirección al Golfo de México las aguas en que sedimentaron fue cada vez mayor.

Los hechos antes expuestos indican que a partir del Jurásico, el mar avanzó desde el actual Golfo de México hacia el norte, cubriendo el área peniplanizada entonces y que durante la era Paleozoica había sido ocupada por el geosinclinal oauchita. A medida que avanzaba la era, la extensión de la transgresión fue mayor hasta alcanzar su clímax en el Cretácico Tardío.

A lo largo de la llanura Atlántica los acontecimientos transcurridos fueron similares con la única diferencia de que aquí la transgresión sobre el antiguo geosinclinal apalachiano se inició en el Cretácico.

La región que comprende el sur de la península de la Florida y las islas Bahamas pertenecen a la llamada plataforma de las Bahamas que constituyen en realidad el borde suroriental de la plataforma norteamericana. Desde el punto de vista geológico esta región es muy importante para nosotros pues se trata de aquella porción de la plataforma que está adyacente a Cuba y con la cual se vincula estrechamente su historia geológica.

Las características del corte mesozoico en la plataforma de Bahamas sólo se conoce a través de perforaciones, pues las capas de esa edad están enterradas, a veces bajo centenares o miles de metros de rocas más jóvenes.

Las capas más antiguas de la cobertura de la plataforma son posiblemente evaporíticas jurásicas de aproximadamente igual edad que la de la llanura del Golfo. Más arriba yace una secuencia cuya edad es J_3 (Uthoniano a Cretácico Inferior) compuesta por calizas dolomitas, anhidrita, yeso y a veces, halita.

Estas capas aparecen bordeadas por sedimentos arrecifales de igual edad que se extienden bordeando a las Bahamas, continúan a lo largo del norte de Cuba y giran después hacia el norte en dirección a la Florida occidental. Es decir, durante ese intervalo la plataforma estuvo bordeada casi por completo por una gran barrera arrecifal que limitó la comunicación del mar somero que la cubría con el mar abierto y facilitó frecuentemente la sedimentación de evaporitas.

Las capas del Cretácico Superior en la plataforma están constituidas por calizas en el sur de la Florida que hacia las Bahamas transicionan a dolomitas. Desaparecen en este intervalo las evaporitas.

Los sedimentos del Jurásico y Cretácico las Bahamas y Sur de la Florida alcanzan espesores de 4-5 km .

Algunas conclusiones sobre el desarrollo de la plataforma norteamericana en la era Mesozoica

Como hemos podido observar existen algunas diferencias entre el desarrollo de la plataforma norteamericana en el Mesozoico con respecto a lo observado en la era Paleozoica. En primer lugar es bien marcada la tendencia de la parte central y oriental de la plataforma a levantarse suavemente y, por ello, estas regiones fueron transgredidas muy limitadamente por el mar, permaneciendo emergidos durante toda o casi toda la era. Durante la era Paleozoica la tendencia a la subsidencia fue más marcada.

Los movimientos descendentes se concentraron en el perímetro de la plataforma donde se acumularon en ocasiones grandes espesores de sedimentos. Esta intensa actividad de la plataforma se mantendrá más tarde durante el Paleogeno.

Desarrollo del geosinclinal de las Cordilleras en la era Mesozoica

A través de la era Paleozoica el geosinclinal de las Cordilleras fue una región donde se acumularon grandes espesores de sedimentos y rocas volcánicas en gran parte de su extensión. Si bien en el Carbonífero hubo deformaciones y ocurrieron grandes movimientos de cabalgamiento esta orogénesis, la atleriana, abarcó un área relativamente pequeña. En la era Mesozoica van a ocurrir transformaciones sustanciales en la estructura del geosinclinal.

En el territorio de EE.UU los sedimentos del Triásico y Jurásico en el miogeosinclinal han sido poco estudiados debido a la pobreza de afloramientos y por estar, en gran medida, cubiertos por sedimentos más jóvenes. En algunas regiones el miogeosinclinal continuó siendo, como en el Paleozoico, una cuenca de sedimentación calcárea, en otros se acumularon espesores bastante grandes de sedimentos terrígenos provenientes de porciones elevadas del eugeosinclinal.

El corte eugeosinclinal comprende también sedimentos del Jurásico y Triásico sedimentados en condiciones marinas: lutitas, grauvacas y rocas silíceas con intercalaciones de rocas volcánicas. El hecho de que en su mayoría estas rocas han sido metamorfizadas complica mucho su estratigrafía. Puesto que no en todas las regiones el corte Triásico-Jurásico es completo, sino que en algunas áreas se registran hiatus en la sedimentación y discordancias es evidente que el eugeosinclinal no fue una cuenca única en subsidencia y que en él se encontraban regiones emergidas sujetas a la erosión (islas) que aportaban los sedimentos terrígenos al miogeosinclinal situado más al este y a las cuencas situadas en el interior del propio eugeosinclinal. Las capas eugeosinclinales más

jóvenes pertenecen al Jurásico Superior (Tithoniano).

Todas las rocas eugeosinclinales del Jurásico Superior o más antiguas están muy deformadas metamorfizadas e intruidas por grandes batolitos.

Hace algunos años se pensó que la deformación de las rocas del eugeosinclinal de las Cordilleras había transcurrido durante el Jurásico Tardío, puesto que se reportaba una marcada discordancia angular entre los depósitos del Kimeridgiano y del Tithoniano en la Sierra Nevada, de aquí que los movimientos causantes de esta deformación fueron bautizados como la orogénesis nevadiana. Se pensaba que la orogénesis había sido un movimiento muy brusco que había deformado simultáneamente a todas las rocas pretithonianas del eugeosinclinal.

En el extremo oriental del miogeosinclinal que era la porción más estudiada de las cordilleras los principales movimientos de plegamientos ocurrieron durante el Cretácico Tardío y fueron denominados orogénesis o movimientos lanamídicos los cuales, como ya vimos, se extendieron a la plataforma algo más tarde. De esta forma, se pensaba que el geosinclinal cordillerano había experimentado durante el Mesozoico dos orogénesis bien definidas en tiempo y espacio: la nevadiana en el eugeosinclinal y a fines del Jurásico y la lanamídica a fines del Cretácico. Los datos más recientes han dado al trasto con esta concepción de la evolución geológica de las Cordilleras. Ha podido comprobarse que en realidad ambas deformaciones pertenecen a un mismo gran período de inestabilidad tectónica que comenzó en el Jurásico Tardío o quizás un poco antes en la parte occidental del eugeosinclinal y que fue extendiéndose progresivamente hacia el oeste. Así, por ejemplo, al oeste de la Sierra Nevada los sedimentos del Tithoniano no están metamorfizados ni intruidos por grandes plutones ácidos descansando sobre ellos concordante-

mente los sedimentos del Cretácico Inferior en tanto que en la Sierra las rocas del Tithoniano si están metamorfizadas e inyectados por plutones y sobre ellas descansan con una gran discordancia, los sedimentos del Cretácico Inferior. Evidentemente, como veremos más tarde, mientras se desarrollaban los movimientos orogénicos en la Sierra Nevada al occidente de ella se acumulaban sedimentos en una región que ya previamente había sido afectada por las deformaciones. Más hacia el este de la Sierra, en la Gran Cuenca, perteneciente ya al miogeosinclinal, las deformaciones comenzaron durante el Cretácico.

Como en el caso de los Apalaches, las deformaciones sufridas por las rocas tuvieron distinta naturaleza en el eu y miogeosinclinal.

Las rocas eugeosinclinales en la Sierra Nevada y otras regiones están fuertemente plegadas y, a menudo metamorfizadas y cortadas por numerosas fallas que provocan una frecuente repetición de los cortes. El metamorfismo regional de las rocas originalmente fue de bajo grado surgiendo clorita y otros minerales característicos de las facies esquistos verdes transformándose las rocas originales en pizarras, filitas y esquistos verdes. Más tarde, al ocurrir la intrusión de los grandes plutones graníticos, se originó el metamorfismo de alta temperatura y las filitas y otras rocas fueron transformadas localmente en greisses y otras rocas de más elevado grado de metamorfismo.

Los grandes macizos plutónicos emplazados durante el Mesozoico en las Cordilleras (fig. 5.4) son de composición fundamentalmente granoiorítica y cuarzodiorítica. Dos de estos batolitos se caracterizan por sus enormes dimensiones de decenas de miles de km^2 el de Sierra Nevada y el de Idaho, pero además de estos hay muchas más dimensiones menores. Ninguno de estos macizos fue formado

por un sólo gran emplazamiento de magma. Las investigaciones detalladas realizadas en ellos muestran que cada uno está compuesto de toda una serie de intrusivos menores de distintas formas y tamaños y su formación ocupó un prolongado lapso de tiempo.



Fig. 5.4 Esquema de los mayores plutones de granitoides mesozoicos de las Cordilleras (en negro).

El batolito de Sierra Nevada está constituido por rocas mazizas que cortan las rocas de caja y es por ello un cuerpo postorogénico. Evidentemente el mismo intruyó a través de la corteza en forma de un magma cortando las rocas encajantes o empujándolas a los lados. Otros cuerpos intrusivos de las cordilleras son concordantes y esquistosos y, por tanto, psicorogénicos y sinorogénicos.

De acuerdo a la opinión del geólogo norteamericano King, las frentes del magma granitoide fueron las mismas rocas eugeosinclinales al ser sumergidas estas a grandes

profundidades en la corteza. Las rocas plutónicas de distintos tipos son miembros de una serie desarrollada desde los materiales granitizados en profundidad en los períodos iniciales de la orogénesis (cuerpos concordantes) hasta las masas magmáticas móviles que ascendieron a niveles superiores de la corteza en las fases finales de la orogénesis (después del plegamiento).

El proceso intrusivo en las cordilleras abarcó, de acuerdo a los datos radiométricos, gran parte del Jurásico y Cretácico.

En el miogeosinclinal los movimientos orogénicos del Mesozoico Medio y Tardío plegaron las rocas en anticlinales y sinclinales cortados por fallas inversas y sobre-corrimientos que dan lugar a una estructura de escamas tectónicas según los cuales los diferentes mantos que las constituyen se desplazan hacia el Este a lo largo de varios km y, en muchos casos más. Las capas miogeosinclinales no fueron metamorfizadas y, sólo en raras ocasiones, están penetradas por granitoides.

Durante la era Mesozoica ocurrió un cambio trascendental en el desarrollo de las Cordilleras. Esta enorme región pasó a ser un área de fuertes movimientos ascendentes. Ocurrió en ella lo que algunos geólogos denominaron inversión del geosinclinal: la antigua zona de subsidencia se transforma en una de intensos movimientos ascendentes y formación de montañas.

Desarrollo geológico del cinturón plegado de las Antillas durante la era Mesozoica

Al sur de la plataforma norteamericana se extiende una zona de rocas plegadas cuyas edades son esencialmente Mesozoicas y Cenozoicas. El cinturón plegado aflora en las Grandes y Pequeñas Antillas y se extiende hasta el norte de Venezuela. Por ello se le conoce bajo el nombre

de cinturón plegado de las Antillas.

Durante la era Mesozoica y parte de la Cenozoica en el sitio de las Antillas actuales existió un geosinclinal que fue rellenado por rocas cuyas edades fluctúan entre el Jurásico y Paleógeno. Durante el Paleógeno o inicios del Neogeno (dependiendo de la región) ocurrieron los movimientos finales de plegamientos del geosinclinal.

Pasaremos a estudiar su desarrollo durante el Mesozoico.

En toda el área del geosinclinal no se conocen rocas paleontológicamente datadas más antiguas que Jurásico. Las rocas jurásicas sólo son conocidas en Cuba. Como ya sabemos, en Cuba se han descubierto recientemente rocas proterozoicas, es decir, mucho más antiguas que las jurásicas. Sin embargo, debido a la ausencia total, al menos en afloramientos conocidos, de rocas que llenen ese intervalo no conocemos prácticamente nada de la historia prejurásica del geosinclinal.

El área más extensa de afloramientos de rocas jurásicas en Cuba es Pinar del Río. Aproximadamente la mitad del área de esa provincia presenta afloramientos jurásicos. Las Sierras de los Órganos y Rosario así como las Alturas Pizarrosas están constituidas fundamentalmente por estas rocas.

En Pinar del Río el corte del Jurásico se divide en dos partes bien diferenciadas (fig. 5.5). La inferior está constituida principalmente por sedimentos terrígenos: areniscas y aleolitas cuarzosas o cuarzo feldespático con algunas intercalaciones de calizas. Este corte que alcanza varios miles de metros de espesor comprende el Jurásico Inferior y Medio y se extiende hasta el piso, Oxfordiano del Jurásico Superior. En lo esencial está representado por las capas de la Fm San Cayetano, aunque también se distinguen otras unidades de menor importan-

cia.

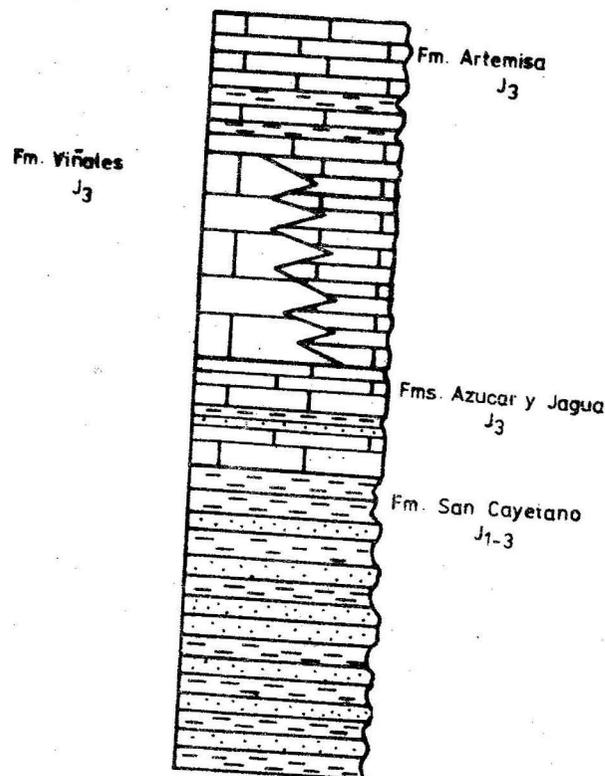


Fig. 5.5 Corte estratigráfico del Jurásico de las cordilleras de Guaniguanico.

Hacia arriba la secuencia terrígena está cubierta por sedimentos calcáreos que ocupan el resto del corte Jurásico y se extiende hasta el Cretácico. Este corte presenta dos litologías diferentes: calizas y dolomitas masivas, de tipo de bancos calcáreos, conocidos como Fm

Viñales, y calizas bien estratificadas, a menudo con muchos ammonites, conocidos como Fm Artemisa. La Fm Viñales sólo es conocida en la Sierra de los Órganos en tanto la Fm Artemisa aflora en esta y en la Sierra del Rosario.

En el norte de la provincia de Villa Clara, Ciego de Ávila y Matanzas se conocen, por afloramientos o perforaciones, depósitos salinos atribuidos al Jurásico. Estas capas parecen haberse depositado en una enorme cuenca evaporítica conectada con las de Bahamas y Llanura del Golfo donde se conocen evaporitas de edad similar.

En esa misma región las capas más altas del Jurásico están representadas fundamentalmente por calizas y evaporitas.

A diferencia de las capas jurásicas, las cretácicas tienen afloramientos muy amplios en toda el área de las Antillas. En Cuba cubren áreas extensas como puede observarse en cualquier mapa geológico de la Isla. Puede decirse con seguridad que durante el Cretácico se distinguen dos cortes marcadamente diferentes por su naturaleza en el área de las Antillas.

Comprendiendo la mayor parte de ellas y extendiéndose desde Cuba occidental hasta las Antillas Menores el corte del Cretácico está constituido en gran medida por rocas volcánicas básicas y medias que alcanzan enormes espesores. Al norte de esta región se extiende otra que está formada principalmente por sedimentos calcáreos también con un espesor considerable. Esta última región, sin embargo, sólo se extiende desde Pinar del Río hasta Gibara. No es difícil ver que estamos nuevamente aquí ante la presencia de un par eu-miogeosinclinal.

En Cuba, a diferencia de las otras regiones que hemos estudiado anteriormente, el eugeosinclinal estaba separado del miogeosinclinal por una cresta submarina. De esta forma, los sedimentos de las cuencas prácticamente no se

interdigitaron. Esta cresta submarina recibe el nombre de elevación media del geosinclinal y sólo ha sido observada en Cuba (falta en el resto de las Antillas).

El eugeosinclinal fue un sitio de una rápida subsidencia. A todo lo largo de él, los sedimentos cretácicos, hasta el Turoniano Inferior incluso, están constituidos por basaltos, andesitas y sus tobas, con intercalaciones de calizas, areniscas tobáceas, radiolaritas, etc. En Cuba se observa una regularidad bien marcada en la composición del material efusivo que se hace más ácido hacia las partes superiores del corte. La presencia de algunas capas de conglomerados y areniscas tobáceas en este corte parece atestiguar la existencia en el eugeosinclinal de algunas islas de rocas volcánicas a partir de cuya erosión se acumularon las capas de rocas terrígenas. Las lavas en almohadillas así como de capas con foraminíferos e intercalaciones de radiolaritas, atestiguan de la acumulación de todas estas capas en aguas marinas de gran profundidad (radiolaritas y fauna de foraminíferos). La elevación media sirvió de barrera para la dispersión hacia el norte del material volcánico del eugeosinclinal y de esta forma, en el miogeosinclinal durante el Cretácico se acumulan prácticamente sólo rocas carbonatadas que, al igual que en la adyacente plataforma de Bahamas presentan intercalaciones de evaporitas en la parte inferior del corte.

Durante el Coniaciano y Santoniano transcurren los primeros movimientos orogénicos en el geosinclinal antillano, plegándose las rocas del eugeosinclinal y, en algunos casos, metamorfozándose con el probable desarrollo de algunos cabalgamientos en dirección al miogeosinclinal. Es durante estos movimientos, conocidos en Cuba como la orogénesis macizos batolíticos de Cuba (todos, excepto los de la Sierra Maestra).

Como vimos en casos anteriores, la orogénesis subherciniana implicó el ascenso del geosinclinal.

A partir de fines del Cretácico partes del eugeosinclinal vuelven a subsidir rápidamente originándose una serie de cuencas donde sedimentan muy rápidamente grandes espesores de rocas terrígenas provenientes de la erosión de las islas del antiguo eugeosinclinal.

El final del Cretácico fue un período de gran inestabilidad y esto se refleja en la sedimentación que está prácticamente constituida totalmente por depósitos de flysch de varios cientos y a veces más de 1 000 m de espesor. La inestabilidad tectónica alcanzó su máximo en Cuba oriental donde se produjo durante el Maestrichtiano el empujamiento de grandes mantos, el mayor y más extenso de los cuales es el que forma los grandes macizos serpentiniticos.

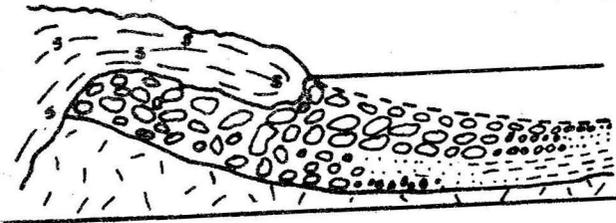


Fig. 5.6 Emplazamiento de las serpentinitas durante el Maestrichtiano en Cuba Oriental.

Las serpentinitas son rocas de propiedades muy especiales, las cuales son capaces de fluir como si fueran líquidos sumamente viscosos bajo esfuerzos tectónicos rela-

tivamente pequeños. Las serpentinitas movilizadas por los movimientos de fines del Cretácico ascendieron probablemente como gigantescos diapirios a lo largo de fallas profundas (fig. 5.6) y llegaron a la superficie al parecer en alguna región al sur de Cuba y al llegar a la superficie por acción de su propio peso comenzaron a deslizarse hacia el norte en dirección a una cuenca que en el Maestrichtiano se extendían por la mayor parte de la antigua provincia de Oriente, cabalgando los sedimentos maestrichtiano de esa cuenca y penetrando profundamente en ella. Los datos disponibles en la actualidad permiten suponer un desplazamiento de varias decenas de kilómetros para los mantos serpentiniticos. El movimiento de los mantos fue un proceso que se extendió hasta principios del Paleoceno.

Este grandioso movimiento de los mantos serpentiniticos, aunque produjo como resultado final un considerable desplazamiento horizontal de las serpentinitas y fue, geológicamente hablando, bastante rápido, significó sólo una velocidad de traslación de las serpentinitas de 5-6 mm/año, si consideramos que él mismo se extendió unos 10×10^6 años y que el movimiento total fue del orden de los 50-60 km.

Aún reduciendo la duración del movimiento a 5×10^6 años se obtienen velocidades anuales de desplazamiento del orden de 10-12 mm que están dentro de los valores observados en la actualidad en algunas regiones tectónicamente muy activas.

Movimientos de esta edad también se registran en Haití, donde, además fueron acompañados de intrusiones ácidas.

Desarrollo geológico de la América del Sur durante la era Mesozoica

Durante la era Mesozoica continúan su desarrollo las dos grandes unidades geotectónicas mencionadas al tratar la era Paleozoica: el geosinclinal andino y la plataforma suramericana.

La historia del geosinclinal andino durante la era Mesozoica es muy compleja y variada y el tiempo disponible no permite esbozarla ni aún en sus rasgos más generales. No estudiaremos el geosinclinal durante la era Mesozoica, limitándose sólo a señalar el hecho de que el mismo manifestó una gran inestabilidad durante la era.

La historia de la plataforma es más susceptible de poder ser tratada en nuestro curso y en ella nos detendremos algo.

Durante el Triásico Inicial y Medio la plataforma se mantuvo por completo emergida y sujeta en la mayor parte a la erosión, como lo demuestra la ausencia casi total de sedimentos de esa edad. Los pocos que se conservan son de naturaleza continental en los sinclinales de Paraná y Marañón.

Tal situación de movimiento ascensional de plataforma continuó manteniéndose el resto del Triásico y el Jurásico, sólo en la Patagonia se acumulan sedimentos, nuevamente en gran parte continentales, aunque, en este caso, con transición a capas marinas. Con estas capas se intercalan rocas vulcanógenas de composición andesítico-niolítico hacia fines del Jurásico.

Durante el Jurásico Tardío e inicios del Cretácico ocurrió uno de los hechos más interesantes en la historia de la plataforma suramericana que es el derrame de enormes fusiones volcánicas en la mitad oriental de la plataforma en las cuencas de Marañón, Paraná y el sinclinal del Amazonas (fig. 5.7

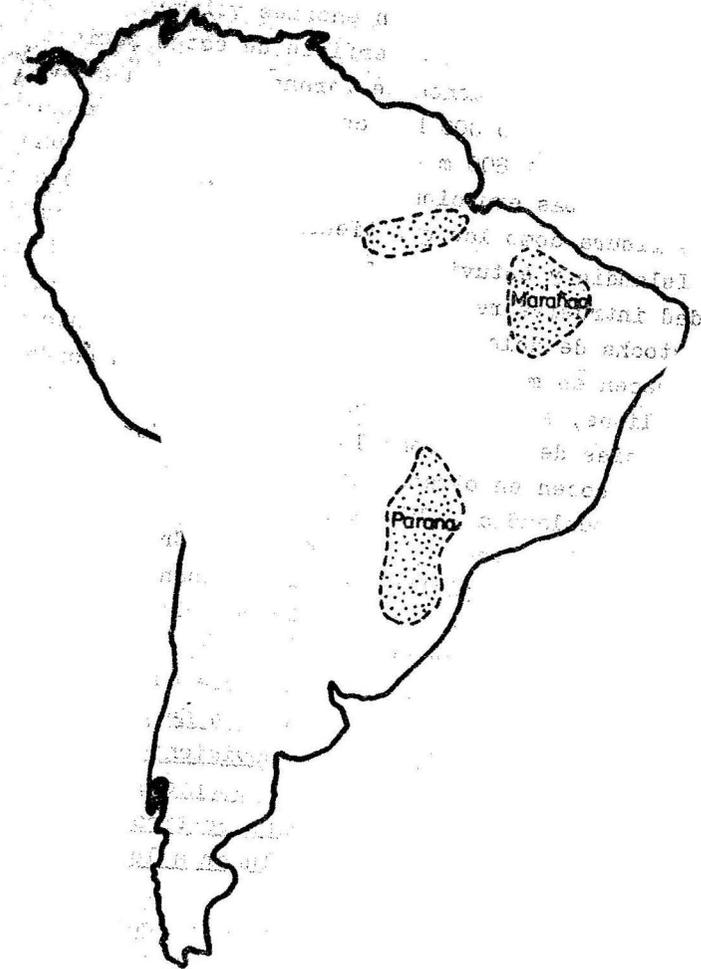


Fig. 5.7 Ubicación de las áreas de distribución de los intraplateaus mesozoicos en la América del Sur (zonas punteadas).

Estas efusiones derramaron enormes volúmenes de material basáltico sobre la superficie de estas regiones (trapps). Sólo en la cuenca de Paraná cubren un área de aproximadamente 1 200 000 km² con un espesor promedio de 600 m y máximo de 1 800 m (es decir, un volumen de unos 7 20 000 km³). Las erupciones fueron fundamentalmente de tipo de fisura como las que tienen lugar en la actualidad en Islandia y estuvieron acompañadas por una intensa actividad intrusiva representada por numerosas sills, diques y stochs de doleritas, diabasas y gabros. Junto con ella aparecen en menor cantidad rocas alcalinas ácidas como fonolitas, sienitas y carbonatitas.

Secuencias de trapp como la de la plataforma suramericana se conocen en otras plataformas, por ejemplo, en la India, Groenlandia y Siberia.

A partir del Tithoniano y durante el Cretácico el borde oriental de la plataforma suramericana subside y la misma es transgredida desde el este por el mar al igual que la plataforma norteamericana.

Resumiendo lo anterior puede decirse que la plataforma suramericana fue durante toda la era Mesozoica una región de marcado predominio de los movimientos ascensionales. Estos movimientos fueron posiblemente los que originaron las grandes fallas y fracturas corticales por las que subió el magma básico que dio lugar a los trapps.

Evolución de la vida durante la era Mesozoica

La era Mesozoica fue una de rápido desarrollo en la historia de la vida; era en la cual las plantas y animales evolucionaron en nuevas direcciones, alcanzando nive-

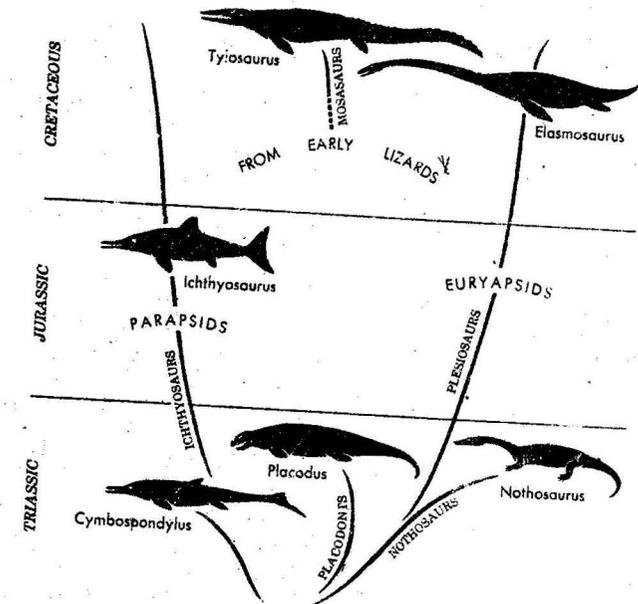


Fig. 5.8 Reptiles marinos mesozoicos

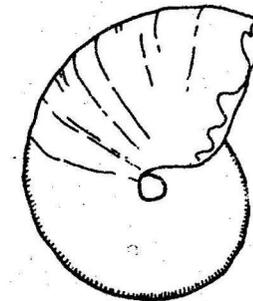


Fig. 5.9 Ammonite cretácico.

les muy superiores a la de los organismos paleozoicos.

Con justeza la era Mesozoica ha sido denominada la era de los reptiles, pues en ella estos animales alcanzaron una gran variedad y desarrollo adaptándose a vivir en las más variadas condiciones. Los reptiles fueron durante la era el grupo de organismos dominantes, tanto en la superficie de los continentes como en las aguas de los océanos e incluso algunas variedades adaptaron sus extremidades al vuelo y fueron así los primeros vertebrados voladores.

Dentro de los reptiles el grupo más conocido de toda la era es el de los dinosaurios. Los dinosaurios alcanzaron una extraordinaria variedad. Algunos eran pequeños animales, otros en cambio alcanzaron las mayores dimensiones logradas por animales terrestres llegando a pesar posiblemente hasta 50 t con un largo del cuerpo hasta de 30 m.

Los dinosaurios parecen haber evolucionado a partir de un grupo de reptiles triásicos conocidos como tocodontos. Los primeros dinosaurios fósiles se conocen en capas del Triásico y sus restos se encuentran hasta las capas más altas del Cretácico.

Durante la era Mesozoica se desarrollaron también en gran medida los reptiles marinos. Algunos de ellos se adaptaron magníficamente a la vida en el mar y su cuerpo se hizo aerodinámico, pisciforme, sustituyéndose las patas por aletas. Este grupo de reptiles marinos conocidos en conjunto como los Ichtyosaurios proliferan otros reptiles marinos tales como los mososaurios y los plesiosaurios (fig. 5.8).

Ahora bien, los reptiles no tienen gran importancia dentro de la era Mesozoica sólo por su gran diversidad y rápida adaptación a las más variadas condiciones ecológicas sino también por el hecho de haber dado lugar durante

su desarrollo a la aparición de los primeros mamíferos y aves.

Los primeros restos de mamíferos conocidos han sido encontrados en capas del Jurásico Medio y son formas probablemente descendientes de reptiles muy similares en su construcción anatómica a los mamíferos que son relativamente abundantes en las capas triásicas (terapsidos).

Los restos hallados son fundamentalmente los de mandíbulas y dientes de pequeños mamíferos, pero estos de por sí bastan para poder determinar su posición taxonómica puesto que los mamíferos presentan una diferenciación en la dentición (molares, premolares, caninos e incisivos) que no existen entre los reptiles.

Los mamíferos continúan su desarrollo durante el resto del Jurásico y el Cretácico como pequeños organismos. La cavidad craneana de estos animales muestra que, aunque mucho más torpes que sus descendientes de la era Cenozoica, los mamíferos mesozoicos debieron ser criaturas más inteligentes que los reptiles de igual edad caracterizados por su pequeño desarrollo cerebral.

En las capas del Jurásico Superior han sido hallados los primeros restos de aves. La localidad donde estos restos han sido encontrados, Solenhofen, goza de fama mundial por el múltiple y variado registro fósil conservado en ella en un estado ideal de preservación. Las calizas de Solenhofen son probablemente depósitos de una laguna arrecifal de aguas muy tranquilas en cuyo fondo se depositaba un fino fango calcáreo.

Los esqueletos de estas primeras aves son tan similares a los de los reptiles que sin duda habían sido clasificadas como tales de no haberse preservado en las calizas las huellas de las plumas que cubrían el cuerpo. El cuerpo de esta ave era muy similar al de los reptiles. La cabeza carecía de pico y la boca estaba aunada de

dientes. La cola era larga, semejante también a la de los reptiles. Este es, junto con el paso de los peces anfibios, uno de los grandes pasos evolutivos mejor conservados en el registro geológico y una de las pruebas más convincentes en este sentido de la evolución orgánica.

Los restos de aves fósiles no son muy abundantes, pero los hallados en capas cretácicas muestran la rápida evolución hacia las formas modernas aunque siguen conservando picos dentados como sus antecesores.

Si bien, como ya dijimos, la era Mesozoica puede ser denominada la era de los reptiles con igual derecho puede decirse esto con respecto a los ammonites grupo ampliamente representado en todas las capas marinas mesozoicas (fig. 5.9).

Los ammonites son un grupo fósil cuyo desarrollo se remonta a la era Paleozoica y ya aparecen como fósiles relativamente frecuentes en las capas devónicas aunque los primeros de ellos parecen datar del Ordovícico.

Los ammonites constituyen los principales fósiles guías para toda la era y, gracias a los mismos, pueden hacerse correlaciones muy finas entre depósitos situados muy distantes entre sí. Basta decir que las capas jurásicas de Europa han podido ser divididas en 40 zonas en base a ammonites. Si tenemos en cuenta que la duración del Jurásico es de unos 50 millones de años cada una de estas zonas representa como promedio un lapso $1,25 \times 10^6$ años, lo cual desde el punto de vista de la correlación geológica, es sumamente fino.

La clasificación de los ammonites se hace en base a rasgos tales como la forma de la sutura (unión de los restos de las cámaras con la concha externa) ornamentación de la concha, forma de la quilla, etc. Todos estos rasgos cambiaban muy rápidamente en los ammonites mesozoicos. Esto, unido al hecho de que eran organismos nada-

dores capaces de desplazarse grandes distancias en tanto tuvieron condiciones ambientales favorables y de que, al morir, las conchas llenas de gases podían ser arrastradas por las corrientes oceánicas a grandes distancias muy lejos a veces de donde el animal murió determina su abundante presencia en todas las capas marinas mesozoicas y su amplia utilización como fósiles índices.

En Cuba los ammonites han tenido gran importancia para la subdivisión estratigráfica de las capas del Jurásico Superior. Para este intervalo son característicos géneros de ammonites tales como *Ochetoceras*, *Cubaochietoceras*, *Vinalesphictas*.

Los ammonites son especialmente abundantes en las capas de las formaciones Jagua y Artemisa.

En las capas cretácicas en Cuba los reportes de ammonites habían sido escasos hasta recientemente. Esto era un hecho peculiar dada la gran abundancia de ammonites cretácicos en los depósitos marinos de otras regiones del planeta y su amplio uso en las correlaciones estratigráficas de estos depósitos.

Otro grupo de moluscos tiene gran interés en la estratigrafía de las capas mesozoicas. Son ellos los palecípodos; entre los cuales tienen gran importancia los inoceramus que son muy utilizados en la estratigrafía del Cretácico. Los indistas son muy importantes en la estratigrafía de los depósitos arrecifales cretácicos, así como las trigonias en el Jurásico.

En la estratigrafía de las capas cretácicas tienen una enorme importancia los foraminíferos tanto plantónicos como bentónicos.

Los foraminíferos presentan una gran variedad en las capas cretácicas, donde a menudo son extremadamente abundantes.

Los foraminíferos hacen su aparición en el Paleozoico y a fines de esta era un grupo los fusulínidos alcanzan una gran importancia en la estratigrafía de los depósitos calcáreos de aguas someras.

Las capas triásicas presentan muy pocos foraminíferos, en tanto que en el Jurásico aumentó su valor como fósiles. No es, sin embargo, hasta el Cretácico que los foraminíferos aumentan grandemente su importancia hasta llegar a ser tan valiosos en las capas del Cretácico Superior como los ammonites. El sistema cretácico recibe este nombre por los depósitos de cretas (calizas friables) de esta edad muy extendidos en Europa Occidental.

Los foraminíferos según su hábito de vida se dividen en dos grupos: planctónicos y bentónicos. Es el primero de ellos, los planctónicos, el que alcanza una distribución mundial. Los foraminíferos planctónicos se inician como grupo fósil en el Cretácico, donde habitaron en cantidades incalculables en las aguas superficiales de los mares de ese período y al morir las textas descendían lentamente hasta los fondos oceánicos. Cuando el aporte del material terrígeno era pequeño o nulo en los fondos oceánicos se depositaban fangos calcáreos. Es a partir del Cretácico que se inicia la acumulación de estos fangos en los fondos oceánicos.

Varios géneros de foraminíferos planctónicos son de gran utilidad en la estratigrafía cretácica. Entre ellos se encuentran: Globotruncana, Medbergella, Trinitella, Rugotruncana, etc.

Los foraminíferos bentónicos son muy útiles en la estratigrafía de los sedimentos calcáreos de aguas someras y cálidas. En el Cretácico son muy importantes los géneros Vanghaniana, Sulcopeculina, Lepidorbitoides, Arlitooides, etc.

La vegetación predominante durante la mayor parte de la era Mesozoica es la instaurada a fines del Paleozoico, es decir, constituida fundamentalmente por coníferas, cycadaceas, ginkgoideas. Las plantas típicas de la era Paleozoica como los helechos disminuyen su importancia.

A fines de la era, en el Cretácico, surgen las plantas más evolucionadas, las angiospermas, las plantas con flores en las cuales las semillas están incluidas en una cápsula o fruto. En el Cretácico Tardío, las angiospermas se hacen la flora dominante sobre la superficie de los continentes, predominio que se ha mantenido hasta hoy.

Extinciones a fines de la era Mesozoica

A partir del cretácico se observa la desaparición de numerosos grupos de organismos que habían caracterizado la era Mesozoica. Llegan a su fin los dinosaurios, así como los grandes reptiles marinos y voladores desaparecen los ammonites e indistas. En la fauna de foraminíferos se observa también el fin de varios géneros característicos. Nuevamente, como a fines del Pérmico, se produce un proceso de extinción de variados grupos de organismos que será seguido por el rápido florecimiento de otros al inicio de la era Cenozoica.

Como en el caso de las extinciones pérmicas no se conocen las causas de este fenómeno y, aunque se han propuesto diversas explicaciones, ninguna es totalmente satisfactoria. Se ha sugerido, por ejemplo, que los dinosaurios perecieron debido a grandes epidemias. Pero usualmente las epidemias afectan a un número reducido de especies emparentadas y no a un grupo tan variado como los dinosaurios. Además, los cocodrilos, emparentados estrechamente con ellos no se extinguieron sino que continuaron viviendo exitosamente durante la era Cenozoica. Otra explicación más probable para la desaparición de los

dinosaurios es que sus huevos hayan sido destruidos por los pequeños mamíferos del Cretácico que se especializaron en este tipo de alimentación. Esta idea, sin embargo, explicaría sólo la desaparición de los dinosaurios y no la de los grandes reptiles marinos que eran vivípedos sin hablar ya de los grupos de invertebrados marinos.

Las grandes extinciones de la fauna son difíciles de entender. Sólo puede decirse que a fines del Cretácico ocurrieron profundos cambios ambientales y algunos grupos de organismos no pudieron adaptarse a las nuevas condiciones imperantes.

CAPÍTULO 6 LA ERA CENOZOICA

La era Cenozoica (de Kainos, reciente) es la más joven de las grandes divisiones del tiempo geológico y aquellas en la cual se ha originado y desarrollado el hombre. Por ello y por la gran importancia de muchas rocas cenozoicas en la economía el estudio de la historia geológica de esta era tiene gran importancia para nosotros. En especial en Cuba los depósitos cenozoicos tienen una distribución muy amplia cubriendo más del 70 % del territorio.

El contenido paleontológico de las capas cenozoicas permite diferenciarlos fácilmente de los cretácicos subyacentes. En las capas cenozoicas no se encuentran restos de ammonites, indistas, dinosaurios, etc, tan característicos de las rocas mesozoicas.

Las capas marinas cenozoicas, se caracterizan fundamentalmente por la abundancia de foraminíferos planctónicos. De hecho, la base de las capas cenozoicas viene dada por la aparición de los primeros representantes de los géneros Globigerina y Globorotalia. Los foraminíferos bentónicos también alcanzan una gran abundancia y tamaño.

Los depósitos continentales cenozoicos se caracterizan por presentar con cierta frecuencia restos de mamíferos, algunos de ellos de grandes dimensiones. Los mamíferos pasan a ocupar en los continentes el puesto que habían desempeñado los reptiles durante el Mesozoico.

Moderadamente la era Cenozoica se divide en tres períodos: Paleogeno, Neogeno y Cuaternario. Originalmente, sin embargo, no era así y la era se consideraba constituida por sólo dos períodos: Terciario y Cuaternario. Tal división proviene de los estudios iniciales de la geología como ciencia. En 1759 un geólogo italiano, Anduino, propuso la división del corte geológico en una región es-

tudiada por él en cuatro partes. Denominó Primaria a las rocas más antiguas cristalinas representadas por greisses y granitos. Las rocas plegadas bien compactadas y fosilíferas que yacían sobre las rocas Primarias fueron consideradas pertenecientes al Secundario. Las capas poco consolidadas que sobreyacían a las Secundarias Anduino las incluyó en el Terciario y aquellos sedimentos fluviales que rellenaban el fondo de los valles en el Cuaternario.

Tal subdivisión de la columna estratigráfica realizada por Anduino para un caso específico trató de ser aplicada por otros geólogos europeos en las regiones por ellos estudiadas. De esta forma, se introdujeron grandes errores en la interpretación, pues rocas consideradas Primarias en una región determinada eran muchas veces más jóvenes que otras clasificadas como Secundarias y Terciarias. La introducción del método paleontológico y los trabajos de mapeo geológico más detallado permitieron comprobar lo erróneo de la clasificación de las rocas por su edad, atendándose sólo a criterios litológicos y tal método fue abandonado. Sin embargo, los términos de la clasificación de Anduino han perdurado en mayor o menor medida en muchos países. Así algunos geólogos de Europa Occidental continúan llamando a las rocas paleozoicas como Primarias y a las mesozoicas Secundarias, aunque estos casos son en la actualidad excepciones. Más larga vida han tenido los términos Terciario y Cuaternario aplicados hoy, desde luego, con otro significado del original. Muchos geólogos continúan denominando Terciario a todos los depósitos cenozoicos con exclusión de los cuaternarios.

Nosotros emplearemos la subdivisión del Cenozoico más extendida en la actualidad y la aprobada en los congresos geológicos. De acuerdo a esto la era se divide en tres períodos:

Tabla 6.1

TABLA 6.1

TABLA GEOCRONOLÓGICA DE LA ERA CENOZOICA

Período	Inicio (en millones de años)	Fin (en millones de años)
Paleogeno	65	25 ± 2
Neogeno	25 ± 2	1,5 ± 0,5
Cuaternario	1,5 ± 0,5	-

	<u>Período</u>	<u>Inicio (en M.A)</u>	<u>Fin (en M.A)</u>
Era	Cuaternario	1,5 ± 0,5	-
Cenozoica	Neogeno	25 ± 2	1,5 ± 0,5
	Paleógeno	65	25 ± 2

A diferencia de los períodos anteriores los dos períodos inferiores del Cenozoico derivan su nombre del grado evolutivo de la vida (fundamentalmente mamíferos) observado en sus capas.

Los períodos (sistemas) se dividen en épocas (series) cuyos nombres también indican que la división proviene del desarrollo evolutivo por los fósiles en cada uno.

	Plioceno
Neogeno	Mioceno
	Oligoceno
Paleogeno	Eoceno
(Nummulítico en Francia)	Paleoceno

Los nombres de Eoceno, Mioceno y Plioceno fueron propuestos originalmente por Lyell basado en el % de conchas de moluscos actuales en esos depósitos. Más tarde los depósitos de la parte más baja del Eoceno fueron separados en el Paleoceno. También las capas más altas del Eoceno y las más antiguas del Mioceno fueron incluidas en el Oligoceno. Por último, las capas superiores del Plioceno de Lyell pasan a ser el Pleistoceno, incluido dentro del Cuaternario.

En Europa, URSS, EE.UU., etc; las series del Cenozoico se dividen en pisos que reciben nombres geográficos. Así el Mioceno en Europa se divide en Aquitaniano Burdigaliano, Hechietiano y Tortoniano, caracterizado cada uno por complejos faunísticos. En Cuba, los depósitos de cada una

de estas series están representados por un complejo de formas que, aunque con muchas similitudes con los europeos, no es exactamente igual a estos. Por ello en la subdivisión por pisos del Cenozoico se emplean los términos Inferior, Medio y Superior y no la nomenclatura europea. Por ejemplo el Mioceno se divide en nuestro país en Inferior, Medio y Superior y no en los pisos europeos antes citados. Es de esperar que en un futuro próximo puede realizarse una correlación más precisa con los pisos europeos y adoptan la nomenclatura estratigráfica internacional, si esto es posible, o crean nomenclatura propia para Cuba y regiones adyacentes.

Desarrollo geológico de la plataforma norteamericana en la era Cenozoica

Durante la era Cenozoica la plataforma norteamericana presenta un esquema estructural muy similar al estudiado a partir del Jurásico y Cretácico. Es decir, la región central y norte de la plataforma con una tendencia a levantarse y, por ello, a erosionarse. Prueba de esto es la ausencia de sedimentos cenozoicos en esta extensa región, en tanto que a lo largo de la periferia meridional de la plataforma, en zonas de subsidencia continua o de movimientos corticales muy diferenciados se acumularon grandes espesores de sedimentos.

A lo largo de esta periferia meridional de la plataforma se diferencian dos zonas con desarrollo geológico marcadamente diferente ya desde el Cretácico.

- Borde suroccidental de la plataforma.
- Llanura del Golfo y Atlántico y plataforma de Bahamas.

Borde suroccidental de la plataforma norteamericana

La historia geológica de esta región de la plataforma está íntimamente relacionada con la del geosinclinal cordillerano adyacente.

Es conveniente antes de proseguir, enunciar los principales rasgos geográficos de esta región, tanto los comprendidos en la plataforma como en el geosinclinal a fin de obtener una visión más clara de los hechos, (fig. 6.1).

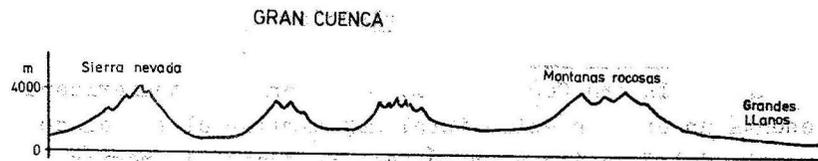


Fig. 6.1 Rasgos geográficos del occidente de Estados Unidos.

Como ya se mencionó al tratar de la evolución cretácica de esta región, a fines de ese período en la región comprendida en las actuales Montañas Rocosas y borde occidental de los Grandes Llanos, la cuenca que hasta ese momento estaba recibiendo sedimentos uniformemente en toda ella se dividió en una serie de bloques elevados y cuencas aisladas, en las que se acumulan los sedimentos de la parte más alta del Cretácico y del Paleogeno Inferior en condiciones continentales.

En la actualidad los bloques elevados durante los movimientos de fines del Cretácico e inicios del Paleogeno (orogénesis laramídica) están representados por cordilleras montañosas en cuyo núcleo afloran rocas precámbricas

y en los flancos los sedimentos paleozoicos y mesozoicos de la plataforma. Las cuencas situadas entre ellas están rellenas con sedimentos de la parte más alta del Cretácico (Fm Saramie y otras correlacionables) Paleoceno y Eoceno.

El estudio del carácter y distribución de los sedimentos permiten suponer que los depósitos de las cuencas tenían su fuente de suministro en los bloques ascendentes contiguos ya que hacia estos aumenta el grosor de los sedimentos y además existe una estrecha relación entre la composición de los clastos en los conglomerados y la de las rocas que afloran en los núcleos de las montañas adyacentes.

Otra característica del corte estratigráfico de las cuencas, es que hacia su periferia se encuentran varias discordancias en tanto que hacia las partes centrales de ellas no hay interrupciones y el corte es muy continuo.

En la misma dirección hacia la periferia el grado de deformación de las capas en las cuencas aumenta. Mientras en su parte central las capas yacen horizontalmente en su borde las capas tienen buzamientos abruptos. A menudo el contacto con las montañas vecinas es tectónico, a lo largo de una falla abrupta. Muchas veces esta falla es cerca de la superficie del tipo de cabalgamiento en el cual las rocas precámbricas del núcleo de las cordilleras están corridas sobre los sedimentos de las cuencas. En profundidad el plano de falla se hace más abrupto verticalizándose.

Todos los hechos antes citados evidencian que el relleno de las cuencas se llevo a cabo simultáneamente con el ascenso de los bloques que las dividen; las cuales a medida que se levantaban se erosionaban y suministraban volúmenes considerables de sedimentos a las cuencas vecinas. Los movimientos ascendentes no eran continuos sino

espasmódicos o intermitentes como lo indican las varias discordancias localizadas siempre en la periferia de las cuencas.

El movimiento diferencial entre los bloques ascendentes y descendentes fue considerable. En las cimas de las cordilleras las rocas precámbricas se levantan hasta elevaciones superiores a los 4 000 m. En las cuencas el basamento precámbrico se encuentra a profundidades de 4,5 km, lo cual supone un movimiento diferencial entre los bloques del orden de los 8-9 km.

Las fallas inversas y cabalgamientos observados se deben a movimientos tectónicos gravitacionales que hicieron que las rocas de los bloques ascendentes, carentes de un apoyo lateral, se deslizaron hacia las cuencas adyacentes. La yacencia triangular de las capas de las cuencas indica claramente el ambiente tectónico tensional existente. La transformación de los cabalgamientos en fallas verticales en profundidad también habla en favor de esto (fig. 6.2).

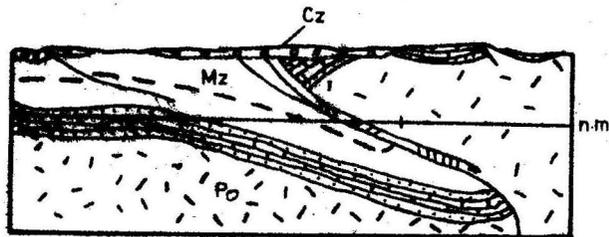


Fig. 6.2 Transformación en profundidad de los sobrecorrimientos en fallas normales en las Montañas Rocosas.

Las deformaciones observadas en el borde de la plataforma son la continuación de las desarrolladas durante el Cretácico en el Miogeosinclinal y han sido considerados como los movimientos finales de la orogénesis laramídica, la cual, de acuerdo a esto, concluyó en el Eoceno.

Hablemos ahora algo acerca de las condiciones geográficas existentes mientras transcurrieron los hechos mencionados.

Como resultado de la orogénesis laramídica el régimen de sedimentación marina cesó en esta región y la acumulación de los sedimentos del Paleoceno y Eoceno transcurrió en condiciones continentales.

Se considera que, en general, a pesar de los movimientos tectónicos existentes el relieve de la región no era muy fuerte y que los bloques ascendentes eran erosionados casi tan rápidamente como se elevaban.

Se estima que el fondo de las cuencas se eleva muy poco sobre el nivel del mar y la altura de las montañas sobre ellas era de unos 700 a 1 000 m.

En algunas áreas sin embargo el relieve debió ser mayor, pues hay depósitos glaciales del Eoceno en el estado de Colorado.

¿En base a qué hechos puede argumentarse esto?

El estudio de los sedimentos del Paleoceno y Eoceno nos da la respuesta junto con los restos fósiles preservados en ellos. Los sedimentos paleocénicos con capas de carbón, se originaron en una región cubierta de bosques y pantanos. Los restos de mamíferos hallados en estos sedimentos son de animales habitantes de bosques. Las capas del Eoceno fueron depositados en parte en las llanuras aluviales de grandes ríos en parte en lagos que rellenaban algunas de estas cuencas como, por ejemplo, la cuenca de Green River. Estos sedimentos lacustres están formados por finas láminas alternas de colores claros y oscuros de

sedimentos arcillosos. Los sedimentos oscuros son muy ricos en restos orgánicos. Estos depósitos lacustres del Eoceno de la Fm Green River tienen enormes reservas de esquistos bituminosos que se calculan entre los mayores yacimientos de hidrocarburos del planeta.

La historia posteocénica de las Montañas Rocosas y los Grandes Llanos es otra. Los sedimentos del Oligoceno al Plioceno no están limitados en su extensión a cuencas aisladas como las anteriores, sino que evidentemente se depositaron a lo largo de toda la región. En la actualidad solo quedan algunos restos aislados de estos sedimentos en la región de las Montañas Rocosas, pero los mismos están muy extendidos frente a estos, en los Grandes Llanos.

Como lo indica su nombre, los Grandes Llanos forman una enorme llanura que se extiende desde el frente de las Montañas Rocosas hasta los ríos Missouri y Mississippi en el centro del continente. Este llano presenta una pendiente bien definida. En los ríos antes citados se eleva a unos 300 m sobre el nivel del mar en tanto que en el frente de las Montañas Rocosas, 1 000 km al oeste su altura es superior a los 1 500 m.

La mayor parte de la superficie de esa enorme llanura está cubierta por sedimentos fluviales, el Mioceno Superior y Plioceno de espesor relativamente pequeño compuestos por depósitos arcillosos con algunos lentes de arenas y gravas. Los sedimentos fueron transportados desde el oeste. En muchos puntos el cemento de la roca es de sales, formados durante los procesos de meteorización en clima árido.

Las capas más antiguas (Oligoceno, Mioceno Medio) son también en su mayoría sedimentos fluviales, depósitos por corrientes provenientes del oeste.

Las Montañas Rocosas presentan unas cimas formadas por extensas superficies semiplanizadas situadas a unos 3 000 m sobre las cuales se levantan en algunos lugares elevaciones (picos aislados o cordilleras) que constituyen cerros testigos de la antigua llanura ahora levantada.

En algunas áreas en el interior de las Montañas Rocosas se conservan sedimentos del Oligoceno-Plioceno similares a las de los Grandes Llanos que cubrían también gran parte de las actuales montañas. Existen lugares incluso donde estos depósitos han sido poco erosionados y puede observarse cómo la superficie de los mismos se extiende y se eleva hasta el nivel del peniplano de las Rocosas.

Los hechos antes citados han llevado a la conclusión a los geólogos que han estudiado este problema de que los depósitos continentales del Oligoceno y Neogeno de los Grandes Llanos se produjeron por la erosión de la región de las Montañas Rocosas. Los ríos que descendían en dirección a los Grandes Llanos depositaban en estos su carga de sedimentos construyendo un enorme llano aluvial al frente de las elevaciones. Hacia fines del Mioceno y en el Plioceno la región de las Montañas Rocosas fue peniplanizada y la sedimentación se extendió hasta ella. Es decir, a fines del Neogeno la región de las Montañas Rocosas formaba junto con los Grandes Llanos una extensa región prácticamente llana, sobre la que se levantaban, en algunas localidades, elevaciones que alcanzaban varios centenares de metros sobre ella.

Las formaciones continentales del Plioceno y Neogeno en la región contienen una abundante fauna de mamíferos fósiles, así como de plantas. Los datos paleontológicos indican que la región fue aumentando progresivamente su altura con el transcurso del tiempo y que, a la vez el

clima fue haciéndose más árido. Este cambio climático fue originado tanto por una tendencia general en todo el planeta hacia un clima más frío y seco como por la elevación de grandes macizos montañosos al oeste que cerraron el paso hacia el interior del continente a los vientos húmedos del Pacífico y ya en el Plioceno el clima en esa región era tan árido como lo es en la actualidad.

Es decir, durante el Oligoceno y Neogeno toda esta región de los Grandes Llanos y las Montañas Rocosas fue progresivamente ascendiendo formando parte de un enorme levantamiento abovedado de curvatura muy amplia. La superficie de esta bóveda estaba, en el Plioceno, sólo algo más baja que en la actualidad en la región de las Montañas Rocosas.

A fines del Plioceno o inicios del Cuaternario en la región se reforzaron los movimientos ascendentes y los ríos que habían alcanzado su perfil de equilibrio comenzaron a profundizar nuevamente en sus cauces, erosionando los sedimentos más antiguos. Ahora bien, el aumento en el poder erosivo de los ríos vino dado no sólo por los movimientos ascendentes, sino por la implantación de un clima más húmedo durante las glaciaciones pleistocénicas.

De esta forma al avanzar la erosión en la región de las Montañas Rocosas los ríos barrieron rápidamente con gran parte de la cubierta de sedimentos fluviales poco consolidados oligocénicos o más jóvenes y comenzaron a erosionar las rocas más antiguas. Pero la resistencia a la denudación de estas rocas era variable, las capas blandas de las cuencas del Cretácico Superior y Paleógeno eran fácilmente erosionables y la erosión atacó y profundizó fundamentalmente en estas cuencas en tanto que las regiones ocupadas por las rocas cristalinas precámbricas o las capas compactas del Paleozoico fueron quedando en las posiciones más elevadas del relieve. De esta forma,

fue excavándose el relieve moderno por la acción de las grandes corrientes superpuestas que drenan la región, relieve que, en sus rasgos generales, produce la situación existente a fines del Cretácico e inicios del Paleogeno.

Llanura del Golfo y Plataforma de Bahamas

Durante toda la era Cenozoica la región de la Llanura del Golfo continuó siendo una de intensa subsidencia en la cual se acumulaban miles de metros de sedimentos en condiciones fundamentalmente marinas aunque en el borde de la cuenca se depositaron sedimentos continentales como durante el Mesozoico.

Durante la era los límites entre el mar y la tierra eran muy variables en esta región como lo indica la repetida alternancia de sedimentos continentales y marinos en la periferia de la cuenca. Las más extensas en las transgresiones fue la ocurrida en el Paleoceno.

En dirección al Golfo de México se observa un aumento gradual en el espesor de cada una de las series del Paleogeno y Neogeno a la vez que se observa que aumenta el buzamiento de las capas (aunque esta continúa siendo muy suave).

El aumento del espesor no continúa, desde luego, indefinidamente. Hacia el interior del Golfo de México ocurre una disminución rápida del espesor de los sedimentos que en la depresión de Sigsbee, situada en el centro del Golfo, alcanzan no más de 800 m (M_2 y C_2) en tanto que en la costa del golfo llegan a 13 o 16 km de potencia. Se observa también que la región de máxima acumulación de sedimentos se desplaza progresivamente en dirección al interior del Golfo. Este último hecho atestigua que la sedimentación ha ido desplazándose progresivamente hacia el interior del Golfo.

En la actualidad la situación existente es en lo esen-

cial similar a la que debió desarrollarse durante el Paleogeno y Neogeno. La fuente fundamental de sedimentos es en la actualidad el río Mississippi que transporta anualmente al Golfo $0,3 \text{ km}^3$ de sedimentos. Este enorme volumen de sedimentos se acumula en buena parte en el delta, pero otra parte sustancial es transportada por olas y corrientes y depositada en los fondos marinos adyacentes o más lejos en el interior del Golfo.

En un tiempo los enormes espesores de sedimentos mesozoicos y cenozoicos acumulados en la periferia del Golfo se tomaron como prueba para plantear que esta región constituye un geosinclinal en desarrollo en la actualidad. Esta idea se puede ver aún en publicaciones bastante recientes. En la actualidad no se considera a la región del Golfo como un geosinclinal contemporáneo. Si bien es característico de los geosinclinales la acumulación en ellos de gran cantidad de sedimentos, también lo es la marcada diferenciación no manifiesta aquí en la sedimentación entre un eu y un miogeosinclinal. A pesar de la rápida y continua subsidencia de la región, la misma no presenta inestabilidad tectónica. Desde el punto de vista sísmico la región es tranquila y no se observan prácticamente deformaciones en los sedimentos excepto en las cercanías de los domos salinos, a pesar de que en esta área se han estado acumulando sedimentos desde hace más de 150×10^6 años.

Por lo arriba expuesto recientemente se prefiere considerar a esta región como un sector de la plataforma norteamericana joven desde el punto de vista geológico, pues su basamento es fundamentalmente paleozoico a diferencia del basamento precámbrico del resto de la plataforma.

Las rocas de la Llanura del Golfo contienen grandes yacimientos de petróleo el cual se presenta aquí fundamen-

talmente paleozoico a diferencia del basamento precámbrico del resto de la plataforma.

Las rocas de la Llanura del Golfo contienen grandes yacimientos de petróleo el cual se presenta aquí fundamentalmente en trampas de dos tipos: estructurales en los domos salinos y estratigráficos en las regiones donde rocas permeables se acuñan en capas impermeables.

La plataforma de Bahamas continuó siendo durante toda la era Cenozoica una región de acumulación de sedimentos calcareos. Todo el corte está constituido por calizas y dolomitas sedimentadas en aguas someras. Durante toda la era Cenozoica la plataforma de Bahamas se mantuvo lejos de tierras emergidas que pudieron enviar a ella grandes volúmenes de material terrígeno. El espesor del corte Cenozoico de la plataforma es de unos $2\ 000 - 2\ 500 \text{ m}$.

Evolución geológica de las cordilleras durante la era Cenozoica

La región de las Cordilleras ha tenido un desarrollo complejo y variado durante la era Cenozoica. Estudiaremos los rasgos generales de esta evolución donde la misma está bien estudiada.

Dentro del territorio de las cordilleras de EE.UU. pueden distinguirse las siguientes regiones con una historia cenozoica propia.

- a) Gran Cuenca y Sierra Nevada.
- b) Región volcánica de los estados de Oregón y Washington.
- c) Cordilleras costeras de California.

Gran Cuenca y Sierra Nevada. La Gran Cuenca es una enorme depresión con drenaje interno determinado, no sólo por la estructura presente en ella sino, además, por ser una región de clima árido, no atravesada por ningún gran río.

La Gran Cuenca está constituida por un gran número de cadenas montañosas paralelas separadas por depresiones desérticas. Los contactos entre ambas formas de relieve son tectónicas a lo largo de fallas normales estando desarrolladas en la frente de los macizos montañosos escarpes de fallas o de líneas de fallas. De esta forma se obtiene un relieve característico que en la literatura geológica norteamericana se conoce como relieve de cuencas y sierras. Este tipo de relieve, aunque desarrollado esencialmente en la Gran Cuenca, no se limita a ella ya que también se caracterizan algunas porciones adyacentes de la plataforma. Las Cordilleras en el interior de la Gran Cuenca alcanzan elevaciones de 3 000 - 4 000 m en tanto que el fondo de las depresiones se halla a 900 - 1 500 m de altura como promedio aunque el Valle de la Muerte tiene su fondo a unos 85 m por debajo del nivel del mar.

La Sierra Nevada, situada más al oeste, es un enorme bloque, levantado a lo largo de una zona de falla que la separa de la Gran Cuenca. La Sierra alcanza elevaciones de más de 4 000 m en su parte oriental disminuyendo de altura hacia el oeste.

La reconstrucción de la historia geológica cenozoica en esta región está obstaculizada en gran medida por el hecho de que en las depresiones prácticamente no existen afloramientos en tanto las montañas están constituidas fundamentalmente por rocas mesozoicas o más antiguas.

Existen pocos datos sobre la historia de la región durante el Paleoceno y Eoceno. Los que hay indican que la parte oriental de la Gran Cuenca sedimentaron depósitos continentales los cuales eran la continuación hacia el oeste de los sedimentos similares acumulados en las Montañas Rocosas a poca altura sobre el nivel del mar.

La parte occidental de la Gran Cuenca y la Sierra Nevada están desprovistos de sedimentos del Paleoceno y Eoceno. Al oeste de ella, en California los sedimentos de esas edades son marinos arcillosos por lo que se estima que la región occidental de la Gran Cuenca y la Sierra Nevada debieron tener un relieve suave.

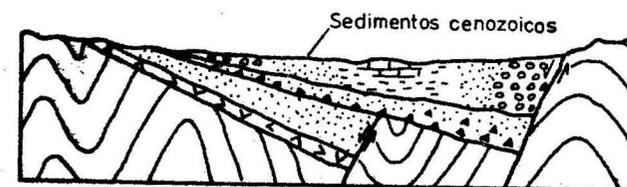


Fig. 6.3 Esquema de una deposición cenozoica típica de la Gran Cuenca

Durante el Oligoceno y Mioceno en la parte occidental de la Gran Cuenca se desarrolló una intensa actividad volcánica acumulándose grandes espesores de lavas y tobas. En algunas regiones las rocas vulcanógenas transicionan a sedimentos continentales con cantidades variables de intercalaciones tobáceas. El carácter de estos depósitos permite suponer que ellos se acumularon en cuencas muy similares a las actuales, puesto que el tamaño de los sedimentos aumenta en dirección a las montañas y los clastos en los conglomerados se corresponden estrechamente con las litologías de las elevaciones.

En distintas regiones durante el Mioceno Medio se desarrolló un intenso fallamiento que produjo un basculamiento en las rocas de las cuencas después del cual se produjo la acumulación de las capas continentales del

Mioceno Superior y Plioceno (fig. 6.3).

Las capas del Mioceno Superior y Plioceno contienen muchos restos de plantas fósiles muy similares a las contemporáneas y que, por ello, debieron desarrollarse en condiciones parecidas a las actuales (en lo referente a la altura sobre el nivel del mar y cantidad de precipitaciones). Estos restos fósiles indican que a fines del Mioceno la actual Sierra Nevada no debió elevarse a más de 900 m y que la Gran Cuenca se encontraba a unos 500 - 600 m de elevación. En esta época la Sierra Nevada no era un obstáculo en camino de los vientos húmedos del Pacífico hacia el interior del continente.

Más tarde en el Plioceno cambia el carácter de la flora en Gran Cuenca. En las capas pliocénicas aparecen restos de plantas que viven en un clima seco estepario. La elevación del bloque de la Sierra Nevada comenzó a ejercer influencia sobre el clima de la Gran Cuenca aridizándolo. El ascenso del bloque continuó durante el Cuaternario elevándose hasta su altura actual.

El movimiento en la Gran Cuenca fue más complejo. Aquí los horsts que constituyen las cadenas de montañas se elevan y simultáneamente las cuencas se hundían recibiendo continuamente sedimentos de las montañas vecinas que lo iban rellenando progresivamente y hacían que a pesar de la subsidencia la altura del fondo de algunas depresiones se fuese elevando progresivamente. De esta forma el relleno de sedimentos de las cuencas sobrepasa en algunos casos los 2 000 m alcanzando el movimiento relativo de bloques adyacentes valores de 4 000 m. El basamento de las cuencas en algunos casos yace a más de 800 m por debajo del nivel del mar lo que demuestra la magnitud del hundimiento de esos bloques.

Los geólogos aceptan unánimemente que la estructura característica de la Gran Cuenca ha sido originada bajo

esfuerzos tensionales engendrados hacia mediados y finales de la era Cenozoica, por un gran levantamiento abovedado en forma de un gigantesco anticlinal. Esta gran bóveda comprende toda el área entre las Montañas Rocosas y la Sierra Nevada. La Gran Cuenca, situada en la parte central del levantamiento sufrió las mayores tensiones subsidiendo por ello algunos bloques a lo largo de fallas normales.

Evidentemente tal motivo que abarcó un área enorme debió estar relacionado con procesos en el interior del planeta, es decir, con desplazamiento de materiales en el manto superior y la corteza. Los datos geofísicos sobre la estructura profunda de la región muestran que la Gran Cuenca se caracteriza por poseer una corteza de espesor relativamente pequeño: 25-30 km, en tanto que la Sierra Nevada y Montañas Rocosas tenían cortezas del orden de los 50 km. Además, el manto de la zona de la Gran Cuenca está formado por un material menos denso que el manto normal hasta una profundidad de 70 km y que este manto ligero no se extiende por debajo de la Sierra Nevada y las Montañas Rocosas. La existencia de actividad volcánica también indica la presencia de procesos de diferenciación profunda (fig. 6.4).

Región volcánica de los estados de Washington y Oregon

La región NW de las Cordilleras en el territorio de los EE.UU sufrió una evolución geológica Cenozoica marcadamente diferente de la que hemos visto para la región de la Gran Cuenca. Aquí no se observa la fracturación de la corteza terrestre en bloques ascendentes y descendentes sino que la peculiaridad en su evolución viene dada por los enormes volúmenes de rocas volcánicas cenozoicas concentradas en ellas.

Es necesario, antes de proseguir, hacer un breve re-

cuento geográfico para comprender mejor la situación geológica. En esta región se distinguen 3 zonas geográficas fundamentales que de oeste a este son las siguientes:

- a) Las cordilleras costeras de Washington y Oregón: elevaciones compuestas por rocas sedimentarias y basaltos fundamentalmente de edad Paleoceno-Oligoceno.
- b) Montañas Cascadas, compuestas por andesitas y sus tobas de edad Eoceno, Plioceno y
- c) Meseta de Columbia constituida fundamentalmente por basaltos del Mioceno.

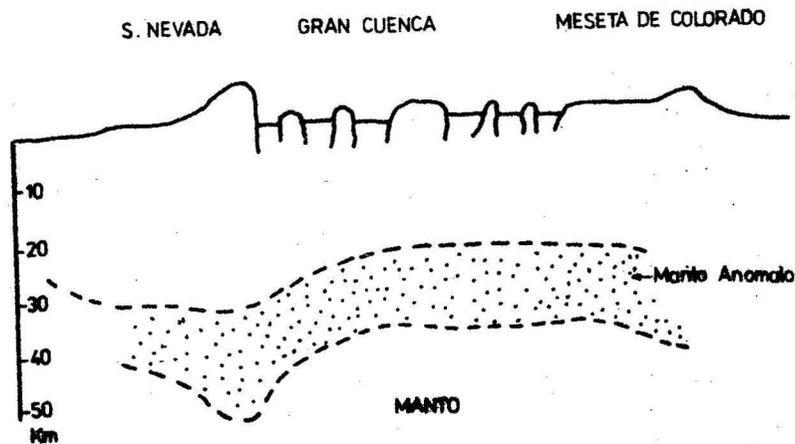


Fig. 6.4. Estructura de la corteza y manto superior en la Gran Cuenca

Cada una de estas secuencias volcánicas se acumuló en condiciones especiales que determinaron sus peculiaridades litológicas.

Las cordilleras costeras están constituidas por capas de rocas terrígenas con un espesor de 2 000 - 4 500 m con estratificación rítmica y características de sedimentos de corrientes turbias. Hacia el extremo oriental de las elevaciones los depósitos transicionan a sedimentos litorales y continentales con capas de carbón. Este corte es de edad Paleoceno-Oligoceno aunque el mayor espesor corresponde al Eoceno. Entre los sedimentos del Eoceno y, en particular, los del Oligoceno se intercalan capas de basaltos los cuales localmente alcanzan un gran espesor de forma tal que su volumen total se estima en unos 160 000 km³ (basaltos).

En la parte más oriental del área aquí estudiada, la meseta de Columbia, se encuentran grandes espesores de basaltos los cuales ocupan un área de unos 260 000 km² con un volumen de unos 140 000 km³. Los basaltos forman capas con espesores de 30 a 150 m. La edad de estos basaltos es Mioceno.

Las lavas basálticas que dieron origen a estas rocas debieron ser muy fluidas pues algunos calados pueden seguirse a lo largo de 200 km o más. La composición de los basaltos de Columbia es sumamente uniforme.

Los basaltos de la meseta de Columbia se originaron por erupciones de fisura en condiciones continentales y son una secuencia tipo trapp, similar a lo que vimos en la cuenca de Panamá de la plataforma suramericana.

Más al este de la meseta de Columbia se encuentran rocas volcánicas más jóvenes del Plioceno y cuaternario con una composición variada, parte son basaltos derramados a lo largo de fisuras similares a los de la meseta, pero otra porción son andesitas, dacitas y riolitas pro-

venientes de volcanes centrales.

Por último, entre las Cordilleras Costeras y la Meseta de Columbia, caracterizadas ambas por su magmatismo basáltico, se encuentra la región de las Montañas Cascadas con magmatismo andesítico. Las Montañas Cascadas están compuestas fundamentalmente por andesitas y sus variedades piroclásticas. El volumen total de las rocas volcánicas es aquí de unos 100 000 km³. La edad de las rocas va desde el Eoceno al Plioceno pero en su volumen fundamental pertenece al Oligoceno y Mioceno.

Evidentemente, durante el intervalo en que se depositaron las andesitas de las Montañas Cascadas debieron presentarse aquí condiciones que provocaran una marcada diferenciación de sus rocas volcánicas con las de las áreas adyacentes al este y oeste.

Se ha planteado que esta diferenciación en el magmatismo está determinada por la influencia del basamento sobre el cual yacen las rocas volcánicas.

Como podemos ver de su actual posición geográfica estas regiones se encuentran en el borde occidental del continente. Posiblemente a inicios de la era, el área correspondiente a las Cordilleras Costeras pertenecía al Océano Pacífico y fue incorporada paulatinamente al continente al extenderse la plataforma continental hacia el oeste con el tiempo. Por ello, las rocas basálticas que se encuentran aquí tienen una composición tan uniforme pues prácticamente no existía una corteza potente que reaccionara con el magma básico al este ascender.

En la región de la Meseta de Columbia se estima ocurrió algo similar. La región de las Montañas Cascadas, sin embargo, fue una zona de intensa subsidencia y las rocas cenozoicas más antiguas debieron haber sido colocadas en zonas de temperaturas elevadas. En estas condiciones, las soluciones acuosas con sílice y sales pudieron reaccionar con el magma basáltico que ascendía por las grietas y cam-

biar su composición a andesíticas (según el geólogo norteamericano Ph. King).

Por último las rocas volcánicas de composición variada al este de la meseta de Columbia se encuentran situadas ya en el interior del continente y la variedad de litologías debe estar determinada por la influencia de una corteza potente en el camino ascendente del magma basáltico.

Es decir, de acuerdo a esta hipótesis para explicar el desarrollo del vulcanismo en la región, el magma original fue de composición homogénea, basáltica para todas las áreas y las especificidades litológicas corresponden al diferente grado de influencia de las rocas atravesadas por el magma en su ascenso a la superficie.

Cordilleras Costeras de California

La historia de esta región fue muy compleja. En ella, a lo largo de la era Cenozoica se originaron diversas cuencas, algunas marinas, otras continentales, en las que se acumularon miles de metros de sedimentos. Esta parte de la historia geológica no será analizada por nosotros y nos concentraremos en las grandes fallas de desplazamiento horizontal desarrolladas durante el Cenozoico.

La parte occidental del estado de California está cortada por un gran número de fallas, la más famosa de ellas es la falla de San Andrés, que se extiende atravesando las Cordilleras Costeras con un rumbo SE-NW. La falla de San Andrés se sigue a lo largo de unos 900 km en tierra, pero posiblemente la misma continúe en el mar a lo largo de la costa hasta unirse con la zona de falla Mendocino, otra de las grandes fallas del planeta, que se extiende con rumbo E-W en el Pacífico Oriental.

Paralelas a la falla de San Andrés se encuentran otras grandes fallas como las de San Jacinto. Otras se unen a ellas formando ángulos muy pequeños.

Además de las fallas señaladas en esta región existen algunos cuyo rumbo es aproximadamente latitudinal (E-W). La más famosa de ellas es la falla Garlok. Es posible que esta gran fractura se continúe en el océano en la zona de falla Murray, que se extiende en la misma dirección por más de 3 000 km por el fondo del Océano Pacífico.

Se ha discutido mucho sobre la naturaleza del movimiento a lo largo de estas fallas. En la actualidad, sin embargo, es un hecho de general aceptación que las grandes fallas regionales como la de San Andrés, Garlok, etc., son fallas de deslizamiento por rumbo. Aquella donde este movimiento es más manifiesto es la de San Andrés la cual se encuentra activa en la actualidad.

Las evidencias geológicas demuestran que la falla de San Andrés ha tenido una historia prolongada. Los valles fluviales cortados por las fallas están desglosados 0,1-0,5 km hacia la derecha y los sedimentos pleistocenos están movidos en la misma dirección alrededor de 8-10 km. Las formaciones cenozoicas más antiguas están desplazadas a distancias mayores a lo largo de la falla. Por ejemplo, las formaciones del Mioceno y Plioceno están desplazadas de 30 a 50 km. El desplazamiento de las rocas del Paleoceno sin duda es aún mayor, pero como los afloramientos están tan separados, no hay datos totalmente confiables, aunque, a medida que las rocas se hacen más antiguas, la cuantía del deslizamiento es mayor y hay datos que permiten suponer que el movimiento total, desde fines del cretácico hasta la actualidad ha sido varios centenares de km.

A lo largo de otras fallas el movimiento ha sido menor, pero considerable y en muchas de ellas, al igual que

la de San Andrés, ocurren terremotos en la actualidad.

De esta forma terminamos con la evolución geológica de las Cordilleras en la era Cenozoica caracterizada por la variedad de hechos transcurridos. En todas las áreas estudiadas la inestabilidad de la corteza fue grande. En gran parte de esta región (Gran Cuenca) hacia finales de la era se manifiestan fuertes movimientos ascendentes relacionados con el desplazamiento de materiales subcorticales. Este movimiento provocó un estado tensional en la corteza terrestre. Similares condiciones tensionales indican el desarrollo de la región volcánica noroccidental con grandes derrames de lava. Condiciones diferentes se presentan en las Cordilleras Costeras de California. Aquí el borde occidental del continente se ha desplazado a lo largo de toda la era hacia el noroeste.

Glaciaciones

El período final de la era Cenozoica se caracteriza, entre otras cosas, por el desarrollo de enormes glaciaciones que cubrieron gran parte de la superficie de los continentes. La América del Norte fue el continente más afectado por las glaciaciones. Durante la última glaciación el 35 % del área glaciada correspondía a este continente.

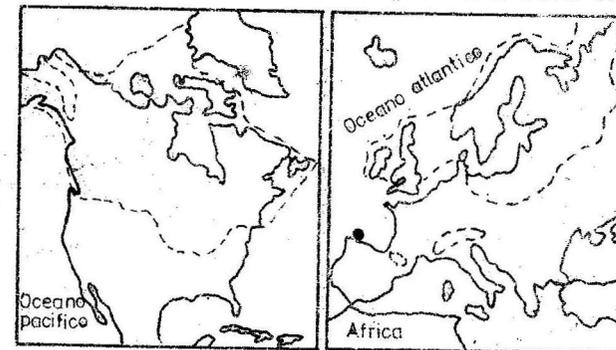


Fig. 6.5 Casquetes glaciales de América del Norte y Europa.

rolla el animal. Por ejemplo, los carnívoros desarrollan caninos largos para apresar y retener sus presas, en tanto que los herbívoros desarrollan dientes aplanados muy resistentes, capaces de soportar el desgaste producido por las partículas minerales presentes en las hierbas.

Durante la era se produce una adaptación progresiva de las extremidades al tipo de vida que desarrollan los mamíferos. Los monos desarrollan manos prensiles que les permiten agarrar las frutas de que se alimentan y trasladarse por las ramas. Los cuadrúpedos herbívoros de las praderas, que dependen para su defensa de la rapidez de la carrera, desarrollaron extremidades alargadas y progresivamente iba reduciéndose en ellos el número de dedos, desarrollándose cascos en las extremidades.

El rápido cambio y evolución de todos los rasgos en los diferentes órdenes de mamíferos es lo que hace a este grupo tan útil en la estratigrafía cenozoica.

Otros grupos de organismos

En la era Cenozoica además de los grupos estudiados, proliferaron otros que tienen mayor o menor importancia geológica.

Entre los invertebrados alcanzan un notable desarrollo los pelecípodos y gasterópodos que se vuelven los grupos más importantes entre los moluscos. Los gasterópodos, en especial en el Neogeno, desarrollan conchas muy ornamentadas.

Los corales florecen ampliamente en los mares cálidos y son, como los mesozoicos, hexacorales. Otros grupos de invertebrados bastante bien representado entre los fósiles son los equinodermos, en especial los erisos de mar. Entre los artrópodos los más importantes, desde el punto de vista estratigráfico, son los pequeños ostrácodos.

Los grupos de vertebrados, además de los mamíferos, también se desarrollan con mayor o menor éxito durante la era Cenozoica. Los peces alcanzan una enorme variedad, en particular el grupo de los teleosteos, que constituyen la inmensa mayoría de ellos en los mares modernos.

Origen del hombre

Desde el punto de vista de su aparición en el registro estratigráfico el hombre es un fósil raro. Su aparición en el planeta significó sin embargo, una extraordinaria revolución en la naturaleza puesto que en él la materia toma conciencia de sí misma por primera vez en el desarrollo de nuestro planeta. En un principio el hombre estuvo sujeto por completo a las condiciones que le imponía la naturaleza y su capacidad para actuar sobre ella eran muy limitadas. En la actualidad con las enormes fuerzas y recursos energéticos creados por él, el hombre es uno de los principales agentes que actúa sobre el planeta.

El género humano (Homo) tiene su origen en la era Cenozoica. Puesto que este se encuentra estrechamente vinculado con el de los monos y otros organismos como los lemúridos y tarsoides, con los cuales formamos el orden de los primates, cuya evolución como taxón algunos extienden desde el final de la era Mesozoica o inicios del Cenozoico.

Los lemúridos son los miembros menos evolucionados de este orden. Son cuadrúpedos, algo parecidos en su extensión a las ardillas, que poseen un cerebro relativamente pequeño y son el eslabón intermedio entre los primates más elevados y los insectívoros.

Los társidos son pequeños primates que forman el puente entre los lemúridos y los monos, teniendo un cerebro más desarrollado y un hocico más pequeño que los primates. La diferencia fundamental entre los lemúridos y társidos, que significó un paso de vital importancia en la evolución,

es que en los tarsiidos los ojos han migrado de los lados de la cabeza, como los poseen los lemúidos, al frente. Se encuentran, por ello, muy juntos y ambos ojos pueden enfocarse hacia un mismo punto, lográndose así la visión estereoscópica, cualidad que sólo poseen ellos (los monos) y el hombre.

Los primeros restos fósiles de monos datan del Oligoceno y provienen posiblemente de algunos grupos de tarsiidos. A partir de ese momento el orden evoluciona para dar lugar a los monos actuales.

A pesar de su gran semejanza con el hombre, ninguno de los grandes monos actuales (gorila, chimpancé, orangután) constituye su antecesor. Cada uno de ellos está demasiado especializado para la vida en las selvas tropicales y no puede haber dado lugar al hombre.

Como ya se ha mencionado antes, desde mediados de la era Cenozoica el clima del planeta comenzó a enfriarse y los bosques tropicales a disminuir su extensión. Por esto, algunos primates superiores tuvieron que ir dejando los árboles por tiempo cada vez mayores y, por tanto, a vivir más sobre el suelo.

Para encontrar los probables antecesores del hombre debemos buscar en los restos fósiles del Mioceno donde se encuentran las formas más antiguas que parecen conducir directamente a nosotros. Son estos el *Oreopithecus* cuyos restos han sido hallados en Italia y el *Driopithecus* encontrado en Europa y Asia.

Los restos propiamente humanos más antiguos conocidos hasta hoy provienen de la región de Oldubai en el norte de Tanzania, cerca de la frontera con Kenya. Estos hombres primitivos del África oriental ya utilizaban instrumentos de piedra, pues junto con sus restos han sido hallados estos aunque aún desconocían el uso del fuego. De acuerdo a determinaciones radiométricas, los

restos hallados tenían, como mínimo, alrededor de $1,75 \times 10^6$ lo cual, en la mayoría de las escalas radiométricas, corresponde a finales del Plioceno.

Otro probable antecesor del hombre moderno es el *Australopithecus* cuyos restos han sido hallados en el sur de África. La capacidad craneana de estos organismos era poco más de la mitad del hombre pero hay muchos detalles en su dentadura, como son la curvatura de las mandíbulas y que todos los dientes tienen un mismo nivel que lo acercan al hombre. Los esqueletos hallados demuestran que los *austrolopitecus* caminaban erguidos. Junto con los huesos han sido encontrados algunas herramientas de piedra que debieron ser armas utilizadas en la caza. El *austrolopitecus* se estima data del Pleistoceno Inferior, pero no está determinado que descendía de los hombres primitivos de Oldubai.

En 1891 fueron hallados en Java restos de un hombre primitivo al cual se denominó *Pithecantropus erectus*. La capacidad craneana del *Pithecantropus* es intermedia entre los de los grandes monos y el hombre moderno. Su cráneo se caracteriza por poseer una frente estrecha y aplastada, arcos superficiales y boca prominente que le daban un aspecto simiesco, pero su cerebro era mucho mayor que el de los grandes monos y su dentadura muy similar a la del hombre actual (fig. 6.7).

El *Pithecantropus* y el *Australopithecus* han sido hallados en depósitos del Pleistoceno Inferior, en regiones muy separadas, por lo que su correlación es muy difícil. El *Pithecantropus* parece más evolucionado y se estima puede ser más joven, aunque no se han determinado relaciones genéticas entre ellos.

Muy parecido al *Pithecantropus erectus* en el *Pithecantropus pekingensis* hallado en China. Junto con los restos fósiles han sido encontrados muchos objetos de piedra uti-

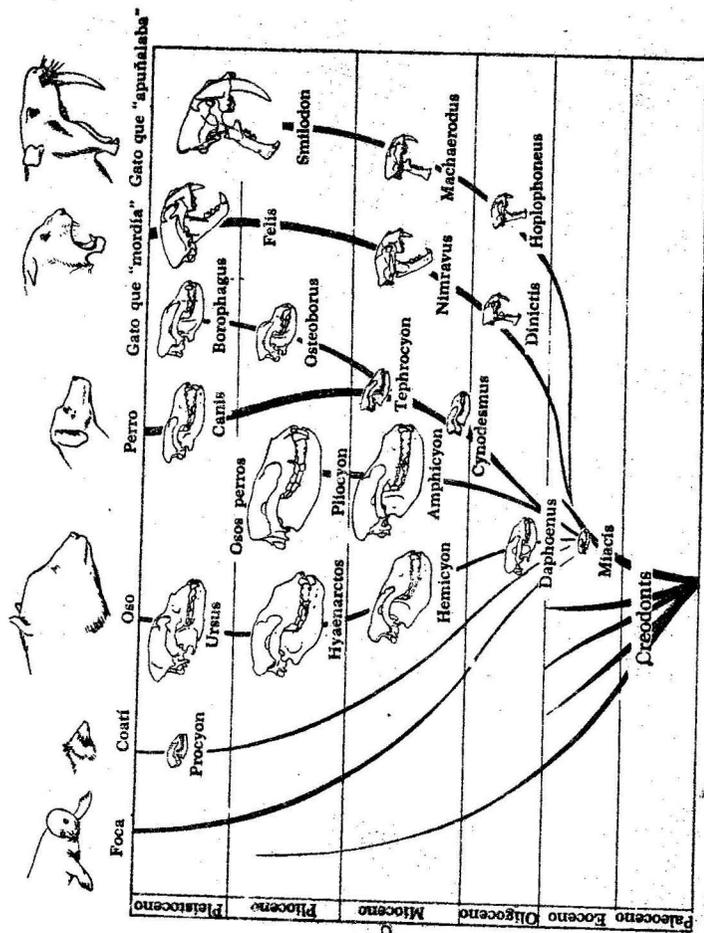


Fig. 6.6 Genealogía de los mamíferos carnívoros cenozoicos

En la América del Norte pueden distinguirse durante este período tres grandes centros de glaciación (fig. 6.5)

- Complejo glacial de las Cordilleras.
- El Casquete de Laurentida.
- El Casquete de Groenlandia.

Además de estos tres grandes centros existían áreas menores glaciadas como la Sierra Nevada, las cadenas montañosas más elevadas de las Montañas Rocosas o del interior de la Gran Cuenca.

En Europa, los glaciares alcanzaron gran extensión. Toda la península Escandinava y sus alrededores estaba cubierta por un gran casquete el 450 000 km². Además, las mayores cadenas montañosas tenían glaciares mucho más extensos que los actuales. Por ejemplo, Los Alpes fueron casi totalmente cubiertos por los glaciares.

En Asia el principal centro de glaciación se hallaba en Siberia Occidental con un área de unos 4 000 000 km².

En el hemisferio sur el mayor centro de glaciación fue (y es) la Antártida. Los Andes fueron otro importante centro de glaciación y un casquete continuo los cubría hasta latitudes inferiores a los 40°.

Del Curso de Geología General sabemos que los hielos avanzaron durante el Pleistoceno en cuatro ocasiones. Estos períodos de glaciación están separados por intervalos de clima más cálido llamados períodos interglaciares. Estas glaciaciones son las siguientes:

<u>América del Norte</u>	<u>Europa (Alpes)</u>
Wisconsiniana	Wiirn
Illinoiana	Riss
Kansaniana	Mindel
Nehaskiana	Günz

Los períodos interglaciares están representados por la presencia de suelo fósil desarrollado sobre los depó-

sitos glaciares (till, sedimentos fluvio glaciales, etc). El desarrollo de setos junto con los restos de plantas y animales asociados a ellos indica claramente el clima más cálido de los períodos interglaciales.

Similares evidencias de fluctuaciones de la temperatura durante el Cuaternario se obtienen del estudio de los sedimentos de los núcleos de perforación tomados en fondos profundos. Estas evidencias son de diferentes tipos una de ellas es la proporción de isótopos de O_2 . Cuando un organismo marino segrega CO_3CO_2 para construir su concha utiliza una proporción de isótopos de O_2 que varía con la temperatura de las aguas circundantes. Este fenómeno es utilizado para conocer las temperaturas de las aguas bajo las que vivieron los organismos. Para esto se toman las testas de una especie de foraminíferos planctónicos dada en una determinada capa de un núcleo de perforación y se determina su composición isotópica con un espectómetro de masas. De estos datos se calcula la llamada temperatura isotópica de las aguas superficiales sobre el fondo de donde se tomó la muestra en el tiempo en que se construyeron las testas. Cuando esto se ha realizado para una serie de muestras tomadas de un núcleo la temperatura isotópica se plotea contra la profundidad (posición estratigráfica) así las variaciones de temperaturas en función del tiempo aparecen en forma de curva. Ahora bien, la temperatura isotópica no es la temperatura real de las aguas superficiales. Para convertir las isotópicas a t reales es necesario conocer la composición isotópica de las aguas cuando se construyeron las conchas. Este valor varía entre los períodos glaciares e interglaciales y se calcula a base de ciertas suposiciones; basados en ellas se realizan correcciones a las t isotópicas y se obtienen las t reales.

En base a los datos obtenidos de núcleos en el Caribe y el Atlántico Ecuatorial se ha podido determinar durante gran parte del Pleistoceno que las t han fluctuado en un rango de $6^{\circ} C$. También ha podido demostrarse que los máximos y mínimos de t han alcanzado los mismos valores repetidamente indicando que las t durante las diferentes glaciaciones fueron similares al igual que las t durante los períodos interglaciales.

El análisis de los núcleos de los fondos oceánicos demuestra también que el descenso de la t media del planeta, que ha sido un factor de gran importancia para las glaciaciones, comenzó mucho antes del Cuaternario. Los datos de los análisis isotópicos de O_2 en las testas de foraminíferos bentónicos y planctónicos demuestran que el descenso comenzó desde el Oligoceno.

Causas de las glaciaciones. Mucho se ha discutido sobre la causa o causas de las glaciaciones. En la actualidad no existe un criterio unánime sobre este problema a continuación expondremos algunas de las ideas más aceptadas.

La presencia de repetidos períodos glaciares o interglaciares durante el Cuaternario apunta el hecho de que las glaciaciones han de estar relacionadas con fluctuaciones en la actividad solar, es decir, con variaciones en la cantidad de calor que la tierra recibe del Sol, hecho que está relacionado con el número de manchas solares. Se ha observado una estrecha correlación entre el número de manchas solares y las temperaturas anuales en los últimos 200 años. Cuando hay un pequeño número de manchas solares las t disminuyen. Los años en los cuales la actividad solar, refleja en sus manchas, es grande, las t promedio anuales aumentan.

Por otra parte, existe una estrecha relación genética entre los glaciares y las regiones montañosas. De hecho

en un principio se creyó que las glaciaciones eran obra del descenso de macizos montañosos. Esta hipótesis se derrumbó al comprobarse la existencia de varias glaciaciones sucesivas en el Cuaternario.

Durante la última parte de la era Cenozoica, fundamentalmente a partir del Mioceno, en algunos lugares, y del Plioceno en otros, se han elevado a grandes alturas numerosos macizos montañosos. Vimos esto en el caso de América del Norte. Lo mismo ocurre en otros continentes; Los Alpes, por ejemplo, se han elevado unos 2 000 m desde el Plioceno, los Himalayas 3 000 m a partir del Plioceno, Los Andes del Perú unos 1 600 m durante el Pleistoceno, etc.

Ha podido comprobarse también que los centros de glaciación durante el Cuaternario se originaron siempre en regiones elevadas y, a partir de ellas, se extendieron los glaciares hacia áreas más bajas.

En resumen existe una estrecha relación entre:

- 1- Formación de montañas en el Cenozoico Tardío y los glaciares pleistocénicos.
- 2- Fluctuaciones solares y fluctuaciones glaciares.

Las fluctuaciones solares han sido responsables de los cambios de temperatura y de la circulación de los vientos. Estas variaciones de temperatura, como vimos, no son muy grandes y para producir las glaciaciones esto se hubo de combinar con la existencia de grandes macizos montañosos. Estas montañas a medida que se elevaban, iban siendo un obstáculo más efectivo para la circulación de los vientos y estos precipitaban gran parte del agua contenida en ellas en forma de nieve en flancos de los grandes macizos montañosos. Al principio estos glaciares comenzaron como glaciares de valle, seguido por la formación de glaciares de piámonte para dar lugar a un gran casquete glacial.

Las glaciaciones han sido un fenómeno raro en la historia del planeta como hemos podido ver a lo largo del curso. Nunca antes del Cuaternario parecen haberse desarrollado glaciares tan extensamente. Esto se encuentra condicionado al hecho de que probablemente nunca antes los continentes alcanzaron tanta altura sobre el nivel del mar ni tanta extensión como en la actualidad.

Fluctuaciones eustáticas

Durante las glaciaciones una considerable parte del agua es retenida sobre los continentes en forma de hielo y esto lleva consigo a la reducción del nivel del mar. Se estima que durante la última glaciación el nivel del mar llegó a estar a 90 ó 100 m por debajo de su nivel actual. En cambio durante el último período interglacial llegó a estar unos 30 m más alto que en la actualidad, es decir, una fluctuación total del orden de los 120 - 130 m.

Evolución geológica de las Antillas Mayores en la era Cenozoica

La era Cenozoica tiene una historia muy variada en las Antillas, parte considerable de la cual aún permanece oscura. A grandes rasgos la historia de la región es la siguiente:

Los depósitos del Paleoceno al Eoceno Medio en gran parte de las Antillas (Cuba Occidental y Central y Santo Domingo) están constituidos por sedimentos tipo flysch depositados en cuencas aisladas. Los intensos movimientos del Eoceno han deformado en gran medida estas capas y esto unido a su estudio muy eficiente hace poco conocida la paleografía de ese intervalo aunque parece claro que el flysch se derivó de la erosión de islas en el interior del antiguo eugeosinclinal.

En otras áreas resurgió la actividad volcánica.

Desde el Paleoceno hasta el Eoceno Medio en Cuba se desarrolló una cuenca marina con volcanes submarinos que se extendía desde una región situada al sur de Cienfuegos hasta las cercanías de Guantánamo. El máximo de intensidad del vulcanismo se localizó en el territorio de la actual Sierra Maestra donde existieron varios importantes focos volcánicos que arrojaron miles de km³ de lavas y materiales piroclásticos de composición andesítica y basáltica en lo fundamental. Durante el Eoceno inicial esta cuenca se extendió hacia el sureste para abarcar la región norcentral de Haití y República Dominicana que entonces se encontraba situada mucho más al este que en la actualidad.

En el Eoceno se inicia la orogénesis más violenta reportada en las Antillas. Como en casos anteriores el curso de la orogénesis fue diferente en distintas regiones. En Cuba occidental y central, donde están extendidos los sedimentos de flysch del Cretácico Superior al Eoceno Medio, los movimientos del Eoceno Medio culminan un período de fuerte inestabilidad tectónica. Las investigaciones más recientes muestran que ya la formación de mantos de embalgamiento y plegamiento de las rocas había comenzado allí durante el Maestrichtiano y que este proceso continuó hasta el Eoceno Medio.

En Cuba oriental, así como en Santo Domingo, el curso de orogénesis fue otro. En Cuba oriental durante el Eoceno Medio concluye la actividad volcánica (Fm El Cobre) y después de un corto período de relativa estabilidad, en que se depositan en las cuencas marinas continuaron en existencia sedimentos calcáreos (Fm. Charco Redondo), comienzan los movimientos orogénicos al sur de la actual Sierra Maestra, transformándose la parte meridional de la antigua cuenca volcánica en una isla montañosa. Las rocas de esta isla se deforman y a la vez son intruidas

por magmas de composición media que originan los batolitos de la Sierra Maestra.

Como consecuencia de la erosión de esa isla montañosa se acumulan las capas de la Fm. San Luis que en su parte inferior tiene, en general, aspectos de flysch y la parte alta, acumulada durante el Eoceno Superior presenta características de molasas.

En Cuba oriental así como en Santo Domingo la inestabilidad tectónica se prolonga al Oligoceno e incluso principios del Mioceno. Durante ese intervalo en esta región tectónicamente muy activa se acumulan (Cuba oriental) grandes espesores de rocas terrígenas (molasas) producto de la erosión de islas en ascenso.

En el resto de Cuba los sedimentos del intervalo Eoceno Superior - Mioceno Inferior tienen, en general, poco espesor y son fundamentalmente calcáreos, acumulados en condiciones más tranquilas que las de Cuba oriental aunque aún bastante inestables.

Hacia fines del Paleoceno o inicios del Neogeno parecen haberse originado varias grandes fallas de desplazamiento horizontal en Cuba. La más conocida de ellas es la de Bartlett, enorme fractura de la corteza terrestre que se extiende desde el Paso de los Vientos, al este, hasta el Golfo de Honduras, al oeste. La falla posiblemente se originó en el Mioceno. La falla con un rumbo general aproximadamente este-oeste provocó el desplazamiento hacia el oeste del bloque situado al sur (Santo Domingo, Jamaica y meseta de Nicaragua). A medida que ambos bloques se separaban se originó una enorme fisura provocada por el estado traccional de la corteza terrestre. La fisura fue parcialmente rellenada desde abajo por material procedente del manto superior, creándose así la corteza oceánica característica de la fosa de Bartlett. El proceso aquí esbozado probablemente continúa operando en la

actualidad.

Otras grandes fallas de desplazamiento horizontal como los de Pinar y la Trocha posiblemente se originaron hacia fines del Paleogeno o inicios del Neogeno.

Hacia fines del Mioceno se origina un movimiento de ascenso bastante general en las Antillas Mayores que da lugar a un numeroso grupo de islas de diversas dimensiones. Durante el Mioceno y Plioceno la mayor parte del área parece haber sido relativamente tranquila desde el punto de vista tectónico excepto la isla de Santo Domingo donde se acumulan espesores bastante grandes de sedimentos terrígenos fuertemente plegados durante el Plioceno. Durante el Mioceno y Cuaternario hay también una débil actividad volcánica en esa isla.

Ya a fines del Plioceno, la distribución de tierras y mares en la región caribe antillana es muy parecida a la actual. Durante el Cuaternario se ha mantenido la tendencia general al ascenso y emersión. En algunas regiones, como la Sierra Maestra, ha sido muy marcada. En otras regiones como el valle inferior del río Cauto y el Golfo Guacanayabo se registran movimientos de subsidencia igualmente intensos.

Desarrollo geológico de la América del Sur durante la era Cenozoica

Hacia final de la era Mesozoica la mayor parte de la plataforma suramericana va a permanecer emergida y sujeta a la erosión. Tal tendencia la continuará manteniendo durante el Paleoceno dada la ausencia de sedimentos de esa edad en la plataforma.

A partir del Mioceno comenzaron a desarrollarse movimientos intensos de subsidencia en el borde oriental de la plataforma, concentrándose en el sinclinal de Marañón

y en la parte oriental del sinclinal del Amazonas que son transgredidos por el mar durante el Mioceno y Plioceno.

Hacia fines del Mioceno, Plioceno y Cuaternario, por el contrario, comienzan a levantarse intensamente las partes internas de la plataforma correspondientes a los escudos brasileños y guyanés. Los movimientos ascendentes adquieren mucha intensidad en el área de la plataforma periférica a Los Andes, los cuales ya en ese momento se están levantando rápidamente. Por ejemplo, la parte occidental de la Patagonia es levantada a más de 2 000 m de altura. De esta forma la plataforma suramericana adquiere su estado actual.

• El geosinclinal andino a partir del Paleogeno manifiesta cada vez más marcadamente una tendencia a ir emergiendo progresivamente. De esta forma durante el Paleoceno y Eoceno se acumulan en varias cuencas grandes espesores (4,5-9 km) de sedimentos terrígenos.

El ascenso final de Los Andes comienza a partir de fines del Oligoceno y va a extenderse hasta la actualidad. Estos movimientos ascendentes no se manifestaron continuamente sino que estuvieron interrumpidos en varias ocasiones creándose varias superficies peniplanizadas. Acompañando a estos movimientos ascendentes se desarrollaron también pliegues y fallas. En Los Andes patagónicos y los del Caribe se originaron además cabalgamientos.

Hacia fines del Plioceno e inicios del Cuaternario ocurren los movimientos ascendentes más intensos, alcanzando la amplitud de estos en algunas regiones de Los Andes más de 6 000 m. A su vez, en la periferia de Los Andes se depositaban enormes espesores de sedimentos terrígenos.

En la actualidad Los Andes son una región con frecuentes terremotos, intensa actividad volcánica (30 volcanes activos) y fuertes movimientos verticales a lo lar-

go de fallas, constituyendo una de las zonas más activas tectónicamente del planeta.

Movimientos orogénicos en otros continentes durante la era Cenozoica

En el transcurso de la era Cenozoica se desarrollaron fuertes movimientos orogénicos en numerosos geosinclinales de Europa y Asia, originándose muchos de los grandes sistemas montañosos tales como Los Alpes, Cárpatos, Himalayas, etc. Todas estas regiones experimentaron un desarrollo similar en líneas generales, a los que estudiamos en los continentes americanos. A estos geosinclinales, cuyas rocas terminaron siendo deformadas durante la era Cenozoica, se les conoce como geosinclinales alpinos puesto que los Alpes constituyeron el primer geosinclinal de este tipo bien estudiado.

Sin embargo, no sólo los geosinclinales alpinos fueron elevados a grandes alturas. Algunas regiones de las plataformas fueron reactivadas, es decir, adquirieron una movilidad no característica para ellos. Tal caso lo estudiaremos con detalle en la región de las Montañas Rocosas. El fenómeno se repitió en otros lugares. Por ejemplo, muchas de las grandes cadenas de montañas del Asia Central cuyas cimas se elevan a varios miles de metros de altura pertenecen a áreas de plataforma situadas en las inmediaciones del geosinclinal de los Himalayas y que fueron envueltos en el movimiento ascendente de este.

Vida en la era Cenozoica

Durante la era Cenozoica la vida, tanto animal como vegetal, fue evolucionando hasta obtener el aspecto que presenta en la actualidad. De hecho el nombre de la era alude a ello (Kainos: reciente).

En los continentes el puesto que habían dejado vacante los grandes reptiles desaparecidos al final del Cretácico va a ser ocupado rápidamente por los mamíferos que evolucionaron con mucha rapidez adaptándose a numerosos ambientes. Por ello, la estratigrafía de los depósitos continentales cenozoicos depende en buena medida de los restos fósiles de mamíferos.

En el mar prosperan diversos grupos de vertebrados e invertebrados. Entre todos los organismos marinos, aquellos que alcanzan mayor propagación y que son de mayor utilidad en estratigrafía son los foraminíferos.

Concentraremos nuestra atención al estudiar la era Cenozoica en estos dos grupos de organismos estudiando con menor detalle otros grupos. Por último estudiaremos algunos aspectos del origen del hombre puesto que nuestra especie surgió a fines de la era.

Foraminíferos

Constituyen un grado de enorme importancia en la estratigrafía cenozoica. Prácticamente toda la columna estratigráfica marina de la era está dividida en base a foraminíferos, en especial los planctónicos. Entre estos tienen gran importancia los géneros globigerina y globorotalia. Otros poseen distribución más limitada como Hamtkenina, que caracteriza sólo las capas del Eoceno Medio y Superior. Cada uno de estos géneros está representado por un número considerable de especies con una distribución estratigráfica bastante restringida en la mayor parte de los casos.

Los foraminíferos bentónicos, aunque más limitados en su distribución geográfica, pues la mayoría sólo vive en aguas cálidas y someras, son también muy abundantes y proliferaron de forma tal en los mares cálidos, tan extendidos en la era, que los geólogos franceses denomina-

ron frecuentemente al Paleógeno como Nummulítico. Entre los foraminíferos bentónicos tienen particular importancia los géneros *Amphistegina*, *Lepidocyclina*, *Asterocyclina*, *Bolivina*, *Uvigerina*, etc .

Mamíferos

La era Cenozoica puede llamarse con razón la era de los mamíferos.

Durante la evolución cenozoica de los mamíferos, a pesar de su diversidad, se pueden determinar ciertas tendencias comunes de desarrollo. Los mamíferos del Paleoceno fueron, como regla, de menor tamaño que sus descendientes, tenían las patas cortas, con cinco dedos en cada una, poseían 44 dientes, todos pequeños, excepto los caninos y tenían cerebros de reducidas dimensiones (fig. 6.6).

A través de la era se observa una tendencia general en los mamíferos al aumento de tamaño. Esto se observa muy bien en el árbol genealógico del caballo. Los antecesores del caballo eran en el Eoceno animales del tamaño de un perro mediano. Los sucesivos descendientes del "caballo" eocénico (*euhippus*) alcanzaron cada vez mayores dimensiones. Lo mismo puede decirse de muchos otros géneros y órdenes que en algunos casos llegaron a originar verdaderos gigantes.

Existe también una tendencia general en todos los taxones de mamíferos a aumentar su cavidad craneana, hecho que está relacionado en forma directa con un aumento del volumen del cerebro y, por ende, de la inteligencia de estos organismos. En algunos grupos como los primates, este desarrollo es enorme en tanto que en otros, como los insectívoros, es mucho más limitado.

A medida que transcurre la era se observa también un perfeccionamiento en la dentición de los mamíferos, adaptándose cada vez mejor al tipo de alimentación que des-

lizados por ellos. Esto demuestra que el "hombre de Pekín" utilizaba herramientas. Los restos carbonizados asociados a los fósiles demuestran que ya el *P. Pekingensis* se valía del fuego.

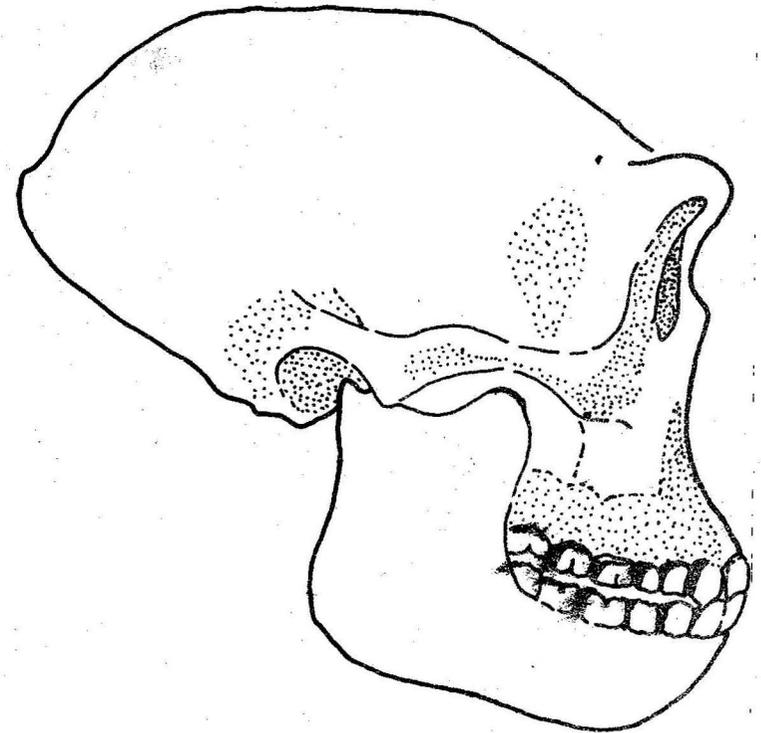


Fig. 6.7 Craneo de *Pithecanthropus erectus*

El grupo de hombres primitivos más conocidos el Homo neanderthalensis fue hallado por primera vez en restos fósiles en Alemania en el siglo pasado y más tarde en muchos lugares de Europa, Asia y África. Los hombres de Neanderthal poseían una capacidad craneana similar a la del hombre moderno (1 400 - 1 600 cm³). Con sus restos han sido hallados numerosas herramientas y se conoce que dominaban el fuego. Se han hallado esqueletos que evidentemente fueron enterrados junto con las herramientas de piedra lo cual demuestra que poseían rituales funerarios y, probablemente, creencias religiosas muy primitivas.

El hombre de Neanderthal tiene muchos rasgos comunes en el Pithecanthropus, distinguiéndose por su mayor capacidad cerebral. En un aspecto fundamental, sin embargo, el H. neanderthalensis se distingue del Pithecanthropus y del hombre moderno y es en la curvatura del fémur muy pronunciada en él e inexistente en los otros dos. Por ello se ha planteado que esta especie es una rama lateral en el árbol generalógico del hombre moderno que no conduce a nosotros sino que se extinguió en el Pleistoceno hace unos 25 ó 30 000 años.

Los primeros restos de hombres modernos (Homo sapiens) aparecen hace unos 35 000 años y probablemente en un inicio fueron contemporáneos con el H. neanderthalensis a los cuales quizás exterminaron. Estos primeros hombres modernos habitaron en las cavernas de Europa, Asia y Norte de África y, a menudo, se le denomina hombre de Cromagnon por la región de Francia donde fueron hallados por vez primera.

El hombre de Cromagnon vivió en Eurasia y África durante la última glaciación. Al retirarse los glaciares el hombre se expandió hacia el norte. A la vez el perfeccionamiento progresivo de sus herramientas de piedra llevó al hombre de la cultura paleolítica (instrumentos pétreos

mal elaborados) a la cultura neolítica (instrumentos pétreos pulidos). Este paso fue acompañado por la invención de la cerámica, la domesticación de animales, construcción de chozas e inicio de la arquitectura.

Todo cuanto hemos discutido sobre la evolución del hombre se refiere al "Viejo Mundo". No existen evidencias de la existencia del hombre en América durante estos primeros pasos evolutivos. Se estima que el hombre llegó a América a través del estrecho de Bering, que la separa de Asia, hace unos 15 - 20 000 años. Estos primeros habitantes del "Nuevo Mundo" eran ya Homo sapiens.

La evolución del hombre a partir de sus antecesores siniescos fue magistralmente esbozada por Federico Engels a fines del siglo pasado en su obra "Papel del trabajo en la transformación del mono en hombre" que recomendamos a todos aquellos que deseen ampliar sus ideas sobre este interesante problema.

Historia de los océanos

Al llegar a este capítulo final de nuestro curso conviene realizar una cierta síntesis y generalización de los hechos observados y presentar algunas nuevas ideas y conceptos que en el marco anterior del curso no pudieron ser expresados.

A pesar de la incertidumbre sobre los sucesivos pasos que llevaron a la formación de nuestro planeta todas las teorías modernas parten de que la tierra se formó de una nube de polvo y gases que poseían una temperatura muy baja (a partir de esta nube se originaron también los demás planetas). También se acepta el hecho de que la composición media de nuestro planeta es marcadamente diferente a la del universo por haberse originado La Tierra a partir de una porción de la nube calentada en exceso por el sol que provocó la gasificación de los compuestos más volátiles.

Todos los procesos geológicos endógenos que se han desarrollado una vez formada La Tierra están, en última instancia, condicionados por el origen del planeta, puesto que la distribución de la materia en su interior, aunque en un inicio debió ser en rasgos generales, bastante uniforme a menor escala fue bastante heterogénea.

En el planeta se acumularon cantidades notables de isótopos radioactivos. Durante la desintegración radiactiva se desprende una cierta cantidad de calor que, debido a la baja conductividad térmica de las rocas, es almacenada en su mayor parte en su interior y que sólo muy lentamente se expande al espacio circundante. Este calor radioactivo es el causante de la fusión de las rocas y la formación de los magmas.

Las diferencias de densidad de los materiales y el calor radioactivo han sido los principales propulsores de los procesos endógenos desde el inicio de la evolución geológica del planeta.

La actividad volcánica dio origen a la hidrosfera y atmósfera primitiva durante el Precámbrico. El hecho de que el campo gravitacional del planeta sea relativamente poderoso permitió que los gases de las erupciones y emisiones volcánicas, en vez de escapar al espacio cósmico, como ocurre en el caso de la luna, quedaran atrapadas alrededor de la Tierra. La atmósfera e hidrosfera comenzaron a actuar sobre las rocas de la superficie, comenzando los procesos de meteorización, erosión y sedimentación. Ya desde el Arqueozoico estos procesos se encontraban en acción como testimonian las rocas más antiguas conocidas. A partir del Arqueozoico comienza la formación de la corteza terrestre, producto de la diferenciación progresiva de la materia de su interior en conjunción con los procesos exógenos.

Durante el Precámbrico surge la vida sobre la Tierra, hecho que, además de su importancia en sí, es de enorme significación en la historia geológica del planeta, pues determinó un cambio en la composición de la atmósfera que pasó, de la reductora original, a la oxidante que conocemos en la actualidad. Los organismos comenzaron a crear con su actividad nuevos tipos de rocas.

Puesto que todas las rocas arqueozoicas conocidas están intensamente deformadas, a menudo metamorfizadas regionalmente y cortadas por batolitos graníticos, también arqueozoicos, es muy posible que durante ese enorme lapso de tiempo existieran condiciones geosinclinales que abarcaran todo el planeta. Las primeras plataformas datan de inicios del Proterozoico.

A partir de la era Paleozoica comenzamos el estudio de la evolución geológica de los continentes americanos. Observamos cómo los geosinclinales se disponen en la periferia de las plataformas, entre estos océanos actuales. Esta no es, sin embargo, una tendencia para todo el planeta. Por ejemplo, el geosinclinal de los Urales se encontraba dispuesto entre la plataforma siberiana al este y la plataforma rusa al oeste.

Es característico de todos los geosinclinales su zonación transversal. Siempre en contacto con la plataforma se dispone el miogeosinclinal cuya secuencia estratigráfica está compuesta por depósitos parecidos a los de la plataforma, pero con espesor mucho mayor y acumulados, a menudo, en aguas más profundas.

Los sedimentos eugeosinclinales tienen como regla mayor espesor que los miogeosinclinales y están formados principalmente por rocas terrígenas y volcánicas.

Durante una buena parte de su desarrollo el eugeosinclinal se manifiesta desde el punto de vista geológico como un archipiélago o arco de islas volcánicas. El eugeosinclinal es la zona de mayor actividad tectónica. En él se registran habitualmente varios episodios orogénicos de larga duración. En Los Apalaches estos episodios fueron la orogénesis tacónica y acadiana. Durante la orogénesis las rocas no sólo se pliegan sino que también partes considerables de ellas se metamorfizan debido al calor proveniente de grandes masas de magma que intruyen el eugeosinclinal. Estas altas temperaturas, unidas a las elevadas presiones desarrolladas durante la orogénesis, provocan el metamorfismo regional.

Una característica de la orogénesis es que no se desarrolla simultáneamente en todo el eugeosinclinal sino que en diferentes momentos actúan sobre distintas partes de este. A consecuencia de la orogénesis las rocas eugeosin-

clinales son intensamente erosionadas y, a menudo, se depositan grandes volúmenes de sedimentos terrígenos en el miogeosinclinal adyacente.

Los movimientos orogénicos miogeosinclinales son más tardíos. Por ejemplo, el miogeosinclinal de las Cordilleras no fue perturbado por movimientos tectónicos importantes hasta finales del Mesozoico. Las deformaciones en el miogeosinclinal sólo se producen hacia el final de la evolución geosinclinal. En algunos casos la movilidad tectónica que afecta el miogeosinclinal se transmite a la zona adyacente de la plataforma. Tal es el caso de la región de las Montañas Rocosas de la plataforma norteamericana a partir del Cretácico. En estos casos se acostumbra a señalar la región como una plataforma reactivada.

La orogénesis miogeosinclinal se manifiesta de forma distinta a las del eugeosinclinal como puede observarse bien en el caso de Los Apalaches, pero lo mismo se presenta en Los Alpes y otros cinturones plegados.

Durante el curso estudiaremos dos plataformas con determinadas diferencias en su desarrollo. Durante casi toda la era Paleozoica la plataforma norteamericana (excepto el escudo canadiense) tendió a subsidir en forma lenta, acumulándose espesores reducidos de sedimentos, fundamentalmente marinos. En algunas regiones, como la cuenca de Michigan, esta subsidencia fue mayor.

La plataforma suramericana tendió a permanecer emergida y, por ello, la mayoría de los sedimentos acumulados son continentales e incluso glaciales.

A partir del Pérmico comienza a observarse una retirada de los mares de la plataforma norteamericana la cual desde ese período manifiesta una tendencia a ascender, salvo a lo largo de su borde sur sureste y suroeste.

Otra diferencia entre ambas plataformas es la ausencia de actividad volcánica significativa en la plataforma nor-

teamericana (hay en poca cantidad en las Montañas Rocosas durante el Cenozoico) en tanto que en el Jurásico Tardío y Cretácico Inicial se derramaron sobre la plataforma suramericana cientos de miles de km^3 de materiales volcánicos.

En cuanto al desarrollo de la vida es clara la evolución hacia formas cada vez más complejas y, a la vez, más calificadas para enfrentarse con el mundo cambiante. Los organismos muy sencillos del Precámbrico dan lugar a formas bastante variadas y más dotadas del inicio del Paleozoico. Durante la era surgen los grupos de peces, anfibios y reptiles así como las plantas terrestres entre otros grupos importantes de organismos. En la era Mesozoica surgen los grupos más evolucionados de vertebrados, las aves y mamíferos. Estos últimos, al final de la era Cenozoica, culminan en el hombre.

En nuestro estudio del desarrollo geológico de los continentes americanos no le dedicamos prácticamente ninguna atención al hecho de si los mismos permanecieron siempre en sus posiciones actuales y/o si con el transcurso del tiempo fueron migrando. Tampoco hemos estudiado nada sobre la evolución de los océanos no obstante ocupar estos casi $3/4$ de la superficie del planeta. A continuación discutiremos ambos temas.

Algunas nuevas ideas sobre la estructura de la historia geológica de los océanos y la deriva de los continentes

El tema más polémico en todas las ciencias geológicas, desde que Wegener a principios del siglo lanzó su famoso libro sobre la traslación de los continentes y el origen de los océanos, es el de la deriva continental. Las discusiones sobre este tema se han mantenido con mayor o menor intensidad a lo largo de más de 50 años. En las dos

últimas décadas se han agregado a los argumentos planteados por Wegener otros muchos provenientes de los estudios geológicos y geofísicos tanto en los continentes como en los fondos oceánicos, por ello en la actualidad la mayor parte de los geólogos que estudian este problema están inclinados a pensar que los continentes se han desplazado aunque se han planteado varios esquemas de deriva continental. Intimamente relacionado con la deriva de los continentes se encuentra el problema del origen de los océanos, por ello estudiaremos ambos temas unidos.

Wegener en su libro "El origen de los continentes y océanos" dio numerosos argumentos en pro de la deriva continental. Algunos mantienen su vigencia hasta hoy; otros han sido refutados. Aquellos argumentos de más peso (planteados por Wegener para explicar la de la deriva continental son los siguientes:

- a) Semejanza de los contornos de los continentes ahora separados por el Océano Atlántico en particular América del Sur y África

Wegener hizo notar la gran similitud existente entre la costa brasileña y la africana, las cuales encajan muy bien si se coloca el extremo oriental de Brasil (Cabo San Roque) en el Golfo de Guinea (fig. 7.1). Este hecho, por cierto, no fue descubierto por Wegener sino que ya había sido señalado desde el siglo XIX. Contra este argumento se planteó que la configuración de las costas es muy variable (lo cual hemos visto a lo largo de nuestro curso) y que la actual semejanza de los contornos podía ser un hecho casual. Esta refutación durante muchos años permaneció en pie. Sin embargo, en la década del 60 se probó a realizar la unión de los continentes situados a ambos lados del Atlántico Meridional, no por el contorno de su línea de costa, sino por un rasgo mucho más fijo como es

el de la plataforma continental. La unión fue realizada utilizando equipos de computación y los resultados obtenidos fueron muy buenos lográndose un ajuste altamente satisfactorio, de América del Sur y África. Resultados semejantes, aunque no con tal grado de conciencia, se han obtenido entre América del Norte por un lado y Europa y el Norte de África por otro. De esta forma los contornos de las masas continentales a ambos lados del Atlántico apoyan las ideas Wegnerianas.

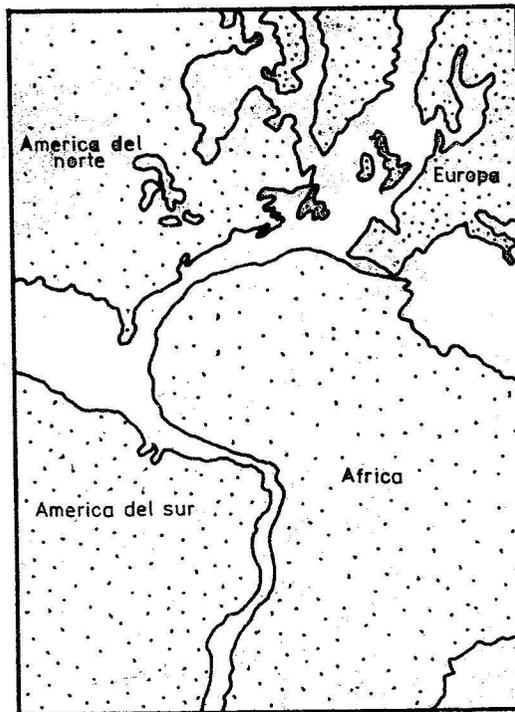


Fig. 7.1 Reconstrucción paleogeográfica de los continentes, atlánticos en tiempos prejurásicos, de acuerdo a las ideas sobre la deriva de los continentes.

b) Distribución de las glaciaciones en el Paleozoico Tardío

Este argumento fue ya estudiado por nosotros. Las glaciaciones paleozoicas ocurrieron de forma bastante simultánea en regiones que en la actualidad se encuentran muy separadas y que poseen un clima tropical o subtropical. Puesto que las regiones que sufren glaciaciones continentales han de estar en los polos (Antártida) o cerca de ellos (por ejemplo, Groenlandia) podría suponerse que la posición de los polos ha variado con el tiempo. Sin embargo, cualquiera que fuese la posición de los polos durante el Paleozoico Tardío no se consigue explicar las glaciaciones simultáneas ocurridas en él, manteniendo los continentes sus posiciones actuales (fig. 7.2), puesto que nunca se logra colocar a los polos en una ubicación tal que todas esas masas continentales (India, África, Antártida, Australia y América del Sur) pudieran experimentar a la vez una glaciación. Por otra parte, esta glaciación sería perfectamente explicable si todas esas tierras estuvieran unidas en un gran continente, Gondwana, que durante el Paleozoico Tardío estuvo situado en el polo sur y sus inmediaciones.

c) Similitud en la estructura y evolución geológica de los continentes situados a ambos lados del Atlántico

Algunas grandes estructuras geológicas de los continentes atlánticos están cortadas abruptamente por el océano. Estas estructuras son muy similares a otras de igual posición en la costa opuesta, como si ambas hubiesen sido originalmente continuas. Wegener y sus seguidores señalaron varios casos en que este sucede. Por ejemplo, las estructuras plegadas y paleozoicas de las montañas del Cabo en África del Sur, al realizarse la unión de

los continentes por Wegener parecen tener la continuación en las estructuras plegadas de igual edad en las cercanías de Buenos Aires.

Las estriaciones de los pisos por los que se deslizaron las glaciaciones del Paleozoico Tardío tienen la misma dirección en África Suroccidental y en Uruguay. En este último lugar las estrías indican que los hielos avanzaron desde el sureste, es decir, de donde hoy se encuentra el Atlántico. Este hecho requiere la presencia en aquel entonces de tierras donde ahora se encuentra el océano Atlántico pues sabemos que los casquetes glaciares no se originan en los océanos.

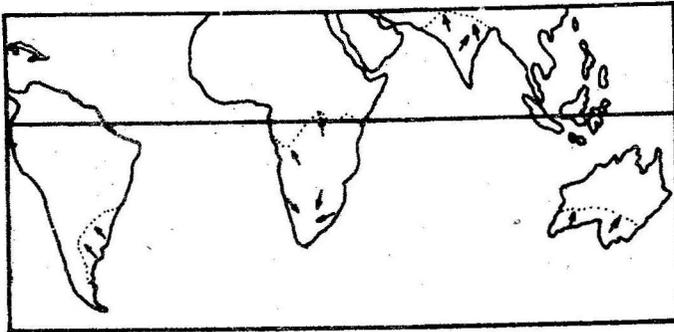


Fig. 7.2 Glaciaciones del Paleozoico Tardío. Las flechas indican la dirección de desplazamiento en cada región.

Hoy sabemos, cosa que desconocía Wegener, que existen muchos rasgos similares en las columnas estratigráficas de África y Brasil hasta el período Jurásico.

En cuanto al Atlántico norte las similitudes no son tan notables aunque hay bastante semejanza en la estratigrafía de Los Apalaches, por un lado, y los cinturones plegados caledonianos y hercinianos de Gran Bretaña por otro, y son varios los geólogos que plantean que constituyeron un mismo geosinclinal en el Paleozoico.

El punto más débil de la teoría de Wegener fue la explicación dada al movimiento de los continentes. Según Wegener el desplazamiento de los continentes se debía a la acción combinada de las mareas del Sol y la Luna y el movimiento de rotación de la Tierra. Nuestro planeta se mueve de oeste a este. Los continentes están más elevados que los océanos, y por ello, más cercanos al Sol y la Luna, son atraídos más intensamente y frenados con respecto a los océanos. Es decir, que los continentes se trasladan más lentamente. De esta forma; las masas siálicas rígidas comienzan a deslizarse sobre el sima oceánico viscoso comenzando a fragmentarse el gran continente original, Pangea, supuesto por Wegener, dando lugar a los continentes e islas actuales.

Los cálculos realizados sobre el valor de las fuerzas invocadas por Wegener arrojaron que, aunque existe realmente una diferencia en la fuerza de las mareas generadas sobre continentes y océanos, la diferencia es muy pequeña y no da las fuerzas necesarias para realizar el movimiento supuesto. Este hecho hizo perder ante muchos geólogos valor a la teoría y, después de una gran popularidad en los años 20 y 30, la idea fue casi regulada al olvido en las décadas del 40 y 50. A mediados de los años 50 se inició un período muy activo de la investigación de los fondos oceánicos que se mantiene hasta la actualidad. Por esa época comenzaron también a sistematizarse las mediciones paleomagnéticas. Ambas líneas de investigaciones comenzaron a arrojar muchos datos en favor de la deriva

de los continentes.

Veremos en primer lugar los datos paleomagnéticos. La tierra posee un campo magnético, pero los polos magnéticos no coinciden con los geográficos. Así el polo magnético del hemisferio norte se encuentra ahora en el norte de Canadá, desviado unos 20° con respecto al polo geográfico. Los polos magnéticos se desplazan con bastante rapidez en un área alrededor de los polos geográficos. Por ello, cuando se toma un número considerable de mediciones de la declinación magnética en muestras de rocas de una misma edad se halla que, aunque los mismos presentan un amplio rango de valores, se obtiene una dirección promedio que apunta hacia el polo geográfico.

El magnetismo remanente es de carácter permanente e irreversible. Algunos minerales se magnetizan en la dirección del campo magnético terrestre en el momento de su formación. Así una lava al solidificarse tiene un conjunto de minerales que fijan la magnetización existente en el momento de enfriar por debajo del punto de Curie ($600 - 700^{\circ}\text{C}$). Otros minerales que cristalizan como cemento en una roca o que se originan por recristalización durante el metamorfismo obtienen una magnetización paralela o cercana a la del campo magnético en ese momento.

El método, desde luego, tiene complicaciones en su interpretación que no pasaremos a estudiar aquí.

Los resultados de las mediciones paleomagnéticas obtenidas en muestras de una misma edad en una misma región, son muy consistentes y permiten la determinación aproximada de los polos magnéticos y geográficos cuando hay muchas determinaciones.

Las determinaciones realizadas en rocas geológicamente recientes indican invariablemente la presencia de los polos en situaciones similares a las actuales. Pero, cuando se toman los datos de rocas más antiguas se obtie-

ne que la posición de los polos magnéticos ha cambiado aparentemente con el decursar del tiempo cuando es medida desde un continente determinado. Por ejemplo, para la América del Norte el polo norte durante el Mesozoico y Paleozoico ha migrado de forma aparente progresivamente desde el centro del Pacífico al Asia suroriental y al Asia nororiental. Lo mismo ocurre con respecto a Europa.

Ahora bien las posiciones de los polos obtenidos en base a los datos de su continente son distintos que los que indican los datos de América del Norte. Esto no parece significar que el eje de rotación de la Tierra halla cambiado, sino que los continentes se han desplazado con el decursar del tiempo modificando su posición respecto a los polos geográficos.

Nuevos datos sobre la geología

Desde hace unos 20 años la geología de los océanos ha sido intensamente investigada y los datos obtenidos han revolucionado, en gran medida, nuestras concepciones sobre diversos aspectos del planeta, en particular sobre su génesis y edad de los océanos. Estos resultados se deben en gran parte al perfeccionamiento de la aparata geofísica, y en especial de sísmica. También se han perfeccionado mucho los métodos de perforación en las grandes profundidades y hoy es posible realizar perforaciones de cientos de metros, en los sedimentos en profundidades abisales.

Uno de los resultados más interesantes obtenidos es que en ninguna parte de los océanos han sido hallados sedimentos más antiguos que el Jurásico Superior. Aunque quedan algunas regiones cercanas a los continentes con un espesor de sedimentos considerables que aún no han sido totalmente perforados, se calcula dado el espesor de sedimentos conocidos por métodos sísmicos que en ningún lugar las capas de sedimentos de los océanos deben ser más

antiguas que el Mesozoico Inferior o, a lo sumo, Paleozoico Superior. Esto contrasta marcadamente por los continentes de los cuales, como hemos visto durante el curso, tienen una evolución y desarrollo muy prolongado desde el inicio del Precámbrico.

Las investigaciones también demostraron la existencia de una enorme cordillera submarina (fig. 7.3) que se extiende ininterrumpidamente a lo largo de todos los océanos por más de 64 000 km, con un ancho variable entre centenares y varios miles de km. La cordillera se eleva en muchas regiones varios miles de metros por sobre el fondo del océano formando a veces islas como Islandia, Santa Elena y otras. La cordillera se caracteriza por estar cortada por numerosas fallas longitudinales que le dan un perfil escalonado y presentar a lo largo de amplios sectores un graben central. Existe una estrecha correlación entre la edad de los sedimentos de la base de las capas sedimentarias de los océanos (Capa 1) y su distancia a la cordillera centroceánica, la cual está desprovista de sedimentos en amplias áreas.

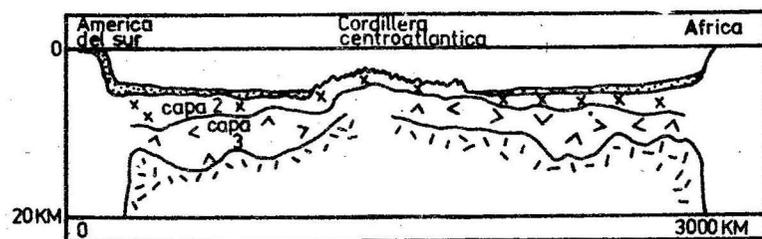


Fig. 7.3 Cordillera centroatlántica.

Las investigaciones magnetométricas realizadas en los océanos desde fines de los años 50 han demostrado la existencia de un campo magnético bandedado, en el cual las anomalías positivas y negativas se disponen como bandas de miles de km de longitud, paralelas a la cordillera centroceánica (fig. 7.4).

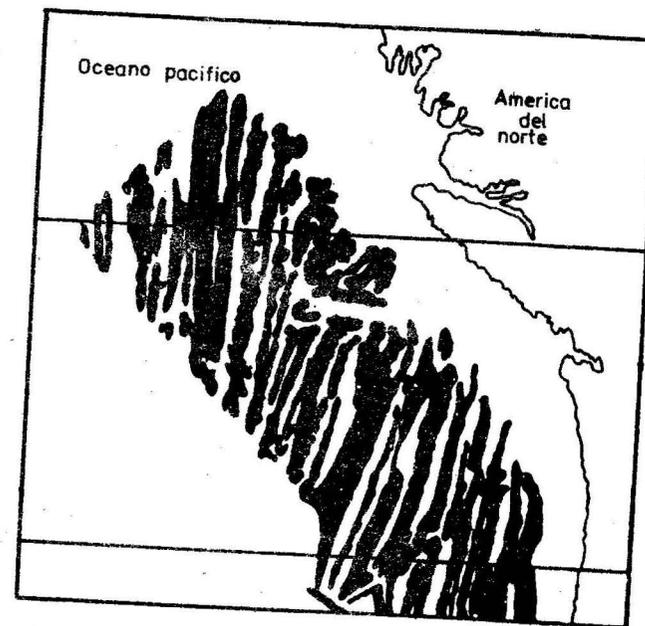


Fig. 7.4 Franjas de anomalías magnéticas en el océano Pacífico, cerca de Canadá y Estados Unidos.

Estas bandas se disponen simétricamente a un lado y otro de la cresta central de los océanos. El descubrimiento de las citadas franjas condujo, junto con el estudio más detallado del relieve de los fondos y de la actividad sísmica de los océanos a la detección de una serie de enormes fósiles que cortan transversalmente las cordilleras y regiones adyacentes, desplazándolas en bloques.

Las fallas presentan una componente horizontal del movimiento marcado que, en algunos casos, ha permitido el desplazamiento de bloques contiguos a distancias superiores a 1 000 km .

Las investigaciones geofísicas, las muestras de dragado y perforaciones permitieron destacar la diferencia radical de composición entre la corteza oceánica y la continental.

Esto, aún en los años 50 era un hecho debatible, y algunos geólogos y geofísicos suponían la presencia de grandes áreas oceánicas subyacentes por cortezas continentales. Hoy sabemos que los océanos carecen de capa granítica y sólo algunas islas oceánicas poseen corteza de esta naturaleza. Hoy se considera que la capa 2 está constituida por basaltos con intercalaciones de sedimentos, en tanto que la naturaleza de la capa 3 es debatible, sosteniendo algunos que está formada por anfibolitas en tanto que otros creen que la constituyen serpentinitas. De una forma u otra sí está bien clara la diferencia en las cortezas oceánicas y continental.

Otro hecho de gran interés descubierto es que a lo largo del eje de la cordillera centroceánica se registra un flujo calorífico muy intenso, considerablemente mayor que la media registrada para continentes y océanos.

Los datos anteriores y otros más de diversa índole que aquí no enumeramos, llevaron al surgimiento de nuevas ideas sobre la evolución de la corteza terrestre, en par-

ticular los océanos condujeron a la formación de las teorías de la expansión de los fondos oceánicos y de las placas para poder explicar todo este conjunto de hechos. Estas ideas son el surgimiento, a un nivel más elevado de conocimiento, de la teoría de Wegener sobre la deriva de los continentes.

De acuerdo a estas teorías las cordilleras centroceánicas constituyen la región en la cual se genera la corteza oceánica. A lo largo del eje de esta cordillera se encuentran enormes masas del material del manto diferenciado. El eje de las cordilleras se encuentra en estado traccional, originándose fracturas y grietas por las que intruye el material diferenciado del manto en forma de diques basálticos. Estos enormes diques que sucesivamente se van inyectando, forman la capa 3 de los océanos. En ocasiones, el magma basáltico asciende hasta el fondo oceánico derramándose sobre él, originando de esta forma junto con los sedimentos que se intercalan con estos mantos efusivos, la capa oceánica 2 . Por este proceso las capas 2 y 3 se forman en las cordilleras centroceánica. La sucesiva inyección a lo largo del eje de las cordilleras va desplazando lateralmente las porciones previamente formadas, alejándolas progresivamente del eje de la cresta.

Los diques y coladas basálticas adquirirán una magnetización determinada por la posición de los polos magnéticos. Ahora bien, en la historia de nuestro planeta los polos magnéticos norte y sur parecen haber cambiado en numerosas ocasiones sus respectivas posiciones. A este fenómeno se le conoce con el nombre de inversión de los polos magnéticos. De esta forma una determinada generación de diques y coladas tendrá un magnetismo remanente determinado por la posición de los polos norte y sur en un lapso de tiempo dado. Al invertirse los polos magnéti-

cos y colados que continúan originándose en el eje de la cresta centroceánica tendrán una magnetización inversa a sus predecesores.

De esta forma se originan las fajas de anomalías magnéticas tan características de los océanos.

Las fajas de anomalías se originan cuando la posición de los polos magnéticos norte y sur correspondían al actual y las anomalías negativas corresponden a rocas originadas cuando los polos tenían una distribución inversa a la de hoy.

La formación de la corteza oceánica en las cordilleras y su posterior desplazamiento lateral explica por qué a medida que se alejan de esta los fondos oceánicos son más antiguos. De acuerdo a esto, los océanos actuales comenzaron a formarse a inicios del Mesozoico o fines del Paleozoico.

La teoría de las placas (plate tectonics), también conocida como nueva tectónica global, plantea que el movimiento antes descrito es realizado según una serie de grandes placas litosféricas que comprenden la corteza y la parte superior del manto las cuales se trasladan como cuerpos rígidos encima de una región de viscosidad más reducida, la astenosfera. Las placas litosféricas son trasladadas como losas rígidas sobre un substrato móvil (fig. 7.5). En las cordilleras centroceánicas ocurre la inyección de los derivados del manto y las placas son empujadas a partir de ellas hacia la periferia de los océanos. En los bordes de los océanos se encuentra la zona de compresión, muchas de ellas representadas por grandes fosas, donde la corteza oceánica se hunde hacia el interior del manto por debajo de los continentes formando las llamadas zonas de Benioff.

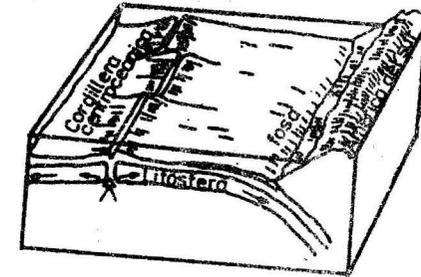


Fig. 7.5 Esquema de la formación de la corteza oceánica en las cordilleras centroceánicas y su sumersión en los bordes continentales.

Las placas litosféricas están limitadas por las cordilleras centroceánicas y las zonas de Benioff. Como la velocidad de la formación de la nueva corteza oceánica en las crestas no es uniforme entre los sectores con distintas movilidades se originan las grandes fallas oceánicas, fallas de transformación, que fracturan las placas.

La tectónica global o de placas explica mucho de los rasgos nuevos, recién descubiertos de la geología de los océanos. Particularmente la derivada de los continentes resulta explicada bastante convincentemente. La teoría tiene, sin embargo, aspectos débiles. El primero es que, al igual que en tiempos de Wegener, no está claro el mecanismo por medio del cual la litósfera migra sobre la astenosfera. No está tampoco suficientemente elaborada la relación existente entre el movimiento de las placas y la evolución de los geosinclinales y plataformas ni está claro si la teoría puede aplicarse a épocas anteriores al Paleozoico Tardío pues, hasta el momento solo ha sido empleado para explicar la evolución del planeta durante el ciclo alpino.

ENPES
UNIDAD ADMINISTRATIVA SANTIAGO
ESTABLECIMIENTO IMPRENTA
717 Ejemplares
JUNIO 1989