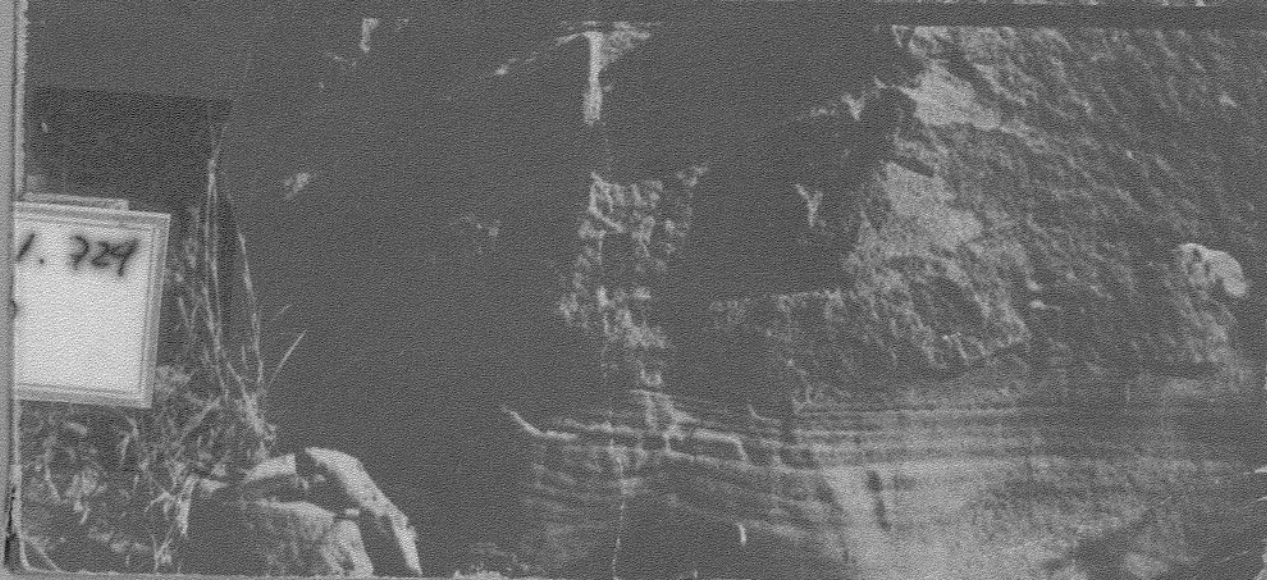
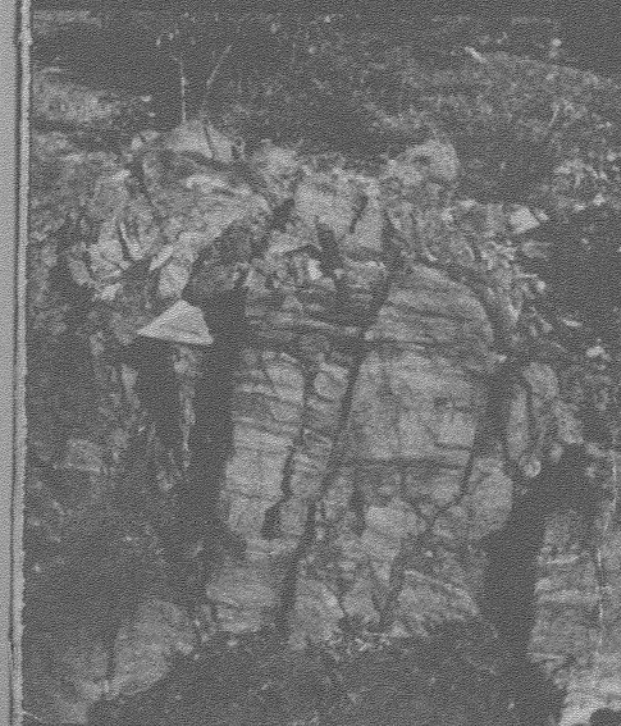


CURSO DE GEOLOGÍA DE CUBA

Jorge L. Cobiella Reguera



La asignatura Geología de Cuba forma parte del currículum de estudio de la especialidad de Geología, del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa. El tema de esta disciplina es el estudio de aquel sector de la corteza terrestre donde habitamos y desempeñamos nuestra actividad profesional, en la mayor parte de los casos.

El libro tiene como objetivo brindar a los estudiantes una visión, lo más completa posible, de las características geológicas de nuestro país: estratigrafía, tectónica, magmatismo y evolución geológica. Como no es posible ni conveniente para su estudio aislar a nuestras islas de las regiones aledañas con las cuales se relacionan íntimamente, en nuestro texto también estudiaremos, en forma breve, la geología de las regiones adyacentes a Cuba.

Durante el desarrollo del texto veremos que existen aún numerosas lagunas en el conocimiento geológico de Cuba, así como extensas áreas y problemas insuficientemente estudiados. De hecho, la mayor parte de nuestro territorio espera por estudios geológicos más profundos. Este estado de los conocimientos incide negativamente en el tratamiento de numerosos temas. En especial, esto se pone de manifiesto en la tectónica y el magmatismo y, por tanto, en nuestras ideas acerca del desarrollo geológico de Cuba.

Las últimas líneas del manuscrito original de este texto se escribieron en septiembre de 1980. De esa fecha a la edición del libro ha transcurrido un tiempo, en el cual han visto la luz varios importantes trabajos acerca de la geología de Cuba, cuyos resultados esenciales no se han podido incorporar a nuestro libro.

En ocasiones los nuevos datos confirman algunas ideas expresadas aquí, en otras se refutan planteamientos realizados en el texto. En aquellos casos en que fue posible introducir esta nueva información, se hizo sin alterar la estructura del original.

Somos receptivos a la crítica y agradecemos todas aquellas sugerencias que contribuyan a enriquecer próximas ediciones de este libro.

El autor

ÍNDICE

Capítulo 1. Historia de las investigaciones geológicas en Cuba	5
Período colonial	5
Período de la república neocolonial	5
Período revolucionario	6
Capítulo 2. Geología de la región del Caribe y del golfo de México	8
Tipos de corteza terrestre	8
Geología de las regiones que rodean a Cuba	9
Capítulo 3. Estratigrafía	17
Estratigrafía del basamento del geosinclinal	17
Estratigrafía de los macizos metamórficos	26
Estratigrafía del ciclo geosinclinal alpino	32
Capítulo 4. Tectónica	64
Pisos estructurales	66
Tectónica de los macizos serpentínicos	86
Capítulo 5. Magmatismo	89
Rocas intrusivas	90
Rocas vulcanógenas (vulcanitas)	98
Capítulo 6. Evolución geológica de Cuba	103
Jurásico pretithoniano	103
Jurásico Tardío (Tithoniano)-Cretácico Tardío (Santoniano)	104
Cretácico Tardío (Campaniano)-Cuaternario	106
Anexo 1. Simbología de las columnas estratigráficas	110
Anexo 2. Columna geocronológica del eon Fanerozoico	111
Bibliografía	112

CAPÍTULO 1

Historia de las investigaciones geológicas en Cuba

A nivel mundial, el desarrollo de las investigaciones geológicas siempre está subordinado al status de independencia económica y política de cada país. Cuba no es una excepción y en el desarrollo de la geología en nuestro país podemos distinguir claramente tres periodos estrechamente vinculados a su historia:

1. Período colonial.
2. Período de la república neocolonial.
3. Período revolucionario.

Período colonial

Se extiende desde los inicios de la colonización hasta el fin de la dominación española, en 1898. Excepto la explotación de algunos yacimientos como El Cobre en Cuba oriental, hasta principios del siglo XIX no se hizo prácticamente nada en este campo. El inicio de las investigaciones geológicas en nuestro país está asociado al nombre de Humboldt, quien realizó las primeras observaciones de campo, las cuales fueron publicadas posteriormente en sus célebres trabajos dedicados a nuestro país.

Desde ese tiempo hasta 1869 poco fue lo realizado. En ese año apareció el primer mapa geológico de Cuba, *Croquis geológico de la Isla de Cuba*, elaborado por el ingeniero de minas español Manuel Fernández de Castro y revisado por Salterain en 1883. Este mapa, realizado con muy poca información, tiene en la actualidad un valor puramente histórico, aunque es de notar lo acertado, en rasgos generales, de la distribución de los sedimentos cuaternarios.

Período de la república neocolonial

Comienza con la intervención imperialista en nuestra Guerra de Independencia. Uno de los hechos que puso en evidencia con mayor nitidez el carácter rapaz de esa intervención fue la creación y envío a Cuba por parte del gobierno de los Estados Unidos, de una comisión integrada por tres de los más afamados geólogos norteamericanos de su tiempo—Spencer, Hayes y Vaughan— para realizar un reconocimiento geológico preliminar. El informe, publicado por primera vez en 1901, permite ver claramente el carácter fundamental de inventario de nuestras riquezas minerales que tenía dicha misión, pues de 134 páginas de que consta (según la edición cubana de 1938), 99 están dedicadas a ese fin. No obstante, la obra significó un sustancial paso de avance en el estudio de la geología de Cuba y constituyó, durante muchos años, una referencia obligatoria.

Los distintos gobiernos que se sucedieron a lo largo de la historia de la república neocolonial no mostraron el menor interés por la explotación y preservación de nuestras riquezas minerales y abrieron de par en par las puertas al capital extranjero, en especial al norteamericano. En un inicio, las empresas extranjeras mostraron su mayor interés en los yacimientos de minerales sólidos, fundamentalmente en los grandes yacimientos lateríticos, que fueron estudiados para su utilización como menas de hierro.

A finales de la segunda década de este siglo irrumpen las compañías petroleras norteamericanas, atraídas por numerosas manifestaciones superficiales de hidrocarburos y co-

mienzan las luchas entre ellas para obtener las concesiones de mayores perspectivas.

Las investigaciones geológicas de los monopolios petroleros y algunas compañías se incrementaron particularmente a finales de las décadas del cuarenta y el cincuenta. Este *boom* de las exploraciones geológicas se debió en parte al hallazgo de los enormes yacimientos de petróleo en sedimentos calcáreos en Arabia Saudita y otras naciones del Medio Oriente, ya que en Cuba, las calizas y dolomitas jurásicas y cretácicas del norte de la Isla, contienen muchas manifestaciones de asfalto y otras evidencias de la presencia de petróleo almacenado en ellas.

Para realizar la exploración geológica de las concesiones que se le otorgaban, las compañías petroleras empleaban geólogos de muy alta calificación; algunos de los informes realizados por estos continuaban manteniendo su vigencia. A pesar de que las compañías petroleras realizaron las investigaciones más completas, desde el punto de vista de la geología regional, muy pocos datos de estos trabajos trascendían a las publicaciones, porque cada compañía guardaba celosamente su información y trataba, incluso, de desinformar a sus competidores.

Durante las décadas del veinte y el treinta, vinieron a Cuba varias expediciones de la universidad de Utrecht, Holanda, dirigidas por el profesor Rutten. Los resultados de estas investigaciones fueron publicadas en varias monografías, las últimas aparecieron en la década del cuarenta. Estas obras son una valiosa fuente de información, a pesar de los años transcurridos desde su aparición.

En la década del cuarenta, durante la Segunda Guerra Mundial, el gobierno de los Estados Unidos, a través del United States Geological Survey, realizó varios levantamientos geológicos y trabajos de búsqueda y exploración de yacimientos minerales, en especial de cromo y manganeso; los informes de estas investigaciones fueron publicados en varios boletines de las décadas del cuarenta y el cincuenta. Algunos de tales informes tienen gran importancia para la geología regional y conservan aún su valor, como ocurre, por ejemplo, con el informe de Lewis y Straczek sobre la geología de la porción surcentral de la antigua provincia de Oriente.

Durante los años de república neocolonial no fue creado ningún organismo estatal de in-

vestigación y prospección geológica y el Estado no se preocupó, en forma alguna, por controlar el trabajo de las compañías petroleras, que archivaban toda su información. Solo existió una pequeña dependencia del Ministerio de la Agricultura, el llamado Buró de Montes y Minas, con ínfimos recursos para su gestión.

Durante el período prerrevolucionario se publicó en diversas revistas un cierto número de artículos que versaban sobre distintos aspectos de la estratigrafía, tectónica, paleontología, mineralogía, etc., los cuales aumentaron considerablemente el caudal de conocimientos geológicos que existían hasta ese momento.

Como consecuencia del desinterés y la negligencia del aparato estatal, en los primeros cincuenta y ocho años del presente siglo no existió una política acertada respecto al desarrollo de las investigaciones geológicas y, prácticamente, todo lo realizado fue hecho por empresas extranjeras o por geólogos de universidades foráneas. El conocimiento geológico del territorio nacional, carente de todo control y planificación, creció de forma caótica y, lo que es peor, la información era proplegada, en lo fundamental, de monopolios extranjeros.

Período revolucionario

El triunfo de la Revolución en 1959 significó un brusco cambio en toda la vida del país y repercutió profundamente en el desarrollo de las investigaciones geológicas. En 1960 son nacionalizadas las empresas petroleras extranjeras y confiscados sus archivos, y se creó el fondo Geológico Nacional donde se reunió toda la información geológica obtenida.

A inicios de la década del sesenta se fundan los primeros organismos geológicos como el Instituto Cubano de Recursos Minerales (ICRM) y el Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos (INRH), y poco después, el Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba. En esta forma, el Estado cubano, dueño ya de sus recursos naturales, crea los organismos para el estudio, evaluación y explotación de estas riquezas. En la actualidad, varios organismos estatales se ocupan de diversas tareas geológicas.

Hasta el triunfo de la Revolución, a pesar de los reclamos realizados por distintas perso-

nalidades de prestigio, no se habían creado condiciones en las universidades del país para la formación de geólogos. En 1962, se fundan las escuelas de Geología en las universidades de La Habana y Oriente, y en 1965 se unifican en Santiago de Cuba. Por estos años también se inicia la formación de ingenieros geofísicos en La Habana, y en 1976 se crea en Moa el Instituto Superior Minero Metalúrgico, a partir de las antiguas escuelas de Geología y Minas de la Universidad de Oriente.

Desde su fundación, los centros de enseñanza superior en la rama geológica han graduado varios cientos de profesionales y, en la actualidad, gran parte de las necesidades de técnicos de elevada calificación se cubren con especialistas cubanos, quienes ya han prestado su colaboración internacionalista a otros pueblos en distintas esferas de la geología. Igualmente se han creado escuelas para técnicos de nivel medio de las que han egresado numerosos especialistas.

Antes de 1959 eran muy escasas las publi-

caciones de índole geológica editadas en el país y no existía ninguna revista especializada. Actualmente, varios organismos publican, con mayor o menor regularidad, diversas revistas.

En todo el desarrollo de la geología en Cuba, desde el triunfo de la Revolución, tiene una importancia fundamental la ayuda recibida del campo socialista, en particular de la Unión Soviética, la cual nos ha brindado su cooperación en los más variados campos de las ciencias geológicas.

En estos momentos las investigaciones geológicas avanzan con un ritmo bueno y sostenido. Año tras año se descubren nuevos hechos de interés que, en algunos casos, obligan a revisar concepciones aceptadas previamente. En esta forma, el conocimiento de la geología de Cuba se encuentra en un permanente estado de flujo, aunque quedan aún muchos e interesantes problemas por resolver, algunos de los cuales serán presentados en el transcurso del texto.

Geología de la región del Caribe y del golfo de México

El archipiélago cubano, así como las Antillas Mayores, en general, está insertado en un ambiente geológico muy complejo, y a su alrededor se suscitan agudas polémicas. Si bien, desde el punto de vista geográfico, las Antillas pertenecen al océano Atlántico, desde el punto de vista geológico, todos los geólogos están de acuerdo con considerarlas parte del cinturón plegado que bordea el Pacífico.

La región del Caribe y golfo de México presenta diferentes bloques corticales con variadas estructuras y composición, desde aquellos con típicas cortezas oceánicas, como algunas cuencas del Caribe, hasta bloques continentales. Por esto es conveniente, antes de proseguir, repasar brevemente las ideas actuales sobre los diferentes tipos de corteza.

Tipos de corteza terrestre

Las investigaciones geológicas y geofísicas han demostrado que existen dos tipos fundamentales de corteza terrestre con características bien diferenciadas, continental y oceánica. Además, en muchas regiones existen cortezas de transición, suboceánica y subcontinental.

Corteza continental

La corteza continental se divide en tres capas superpuestas. La primera, llamada *capa sedimentaria*, en la cual la velocidad de transmisión de las ondas longitudinales, V_p , fluctúa entre 2,0 y 5,0 km/s, está formada principalmente por rocas sedimentarias, cuya edad se extiende desde el período Precámbrico hasta el Cuaternario, con un espesor de 10 a 15 km, aunque puede, también, estar ausente.

La segunda capa es conocida generalmente como *capa granítica*, puesto que la velocidad de transmisión de las ondas P es de 5,5 a 6,5 km/s, y se corresponde a las observadas experimentalmente para los granitos. Esta capa granítica aflora en los escudos precámbricos y en los núcleos de los cinturones plegados; por ello se sabe que no está compuesta solo por granitoides, sino también por otras rocas plutónicas y metamórficas. La capa alcanza un espesor máximo de 30 a 40 km y es la que define la corteza continental.

La tercera capa de los continentes se denomina frecuentemente *basáltica*, pues la velocidad de transmisión de la onda P en ella corresponde a la de esas rocas. Sin embargo, como esta capa no ha sido reconocida en afloramientos seguros en ningún punto de los continentes, su composición petrográfica permanece sujeta a discusión. Muchos geólogos estiman que se trata de capas de rocas volcánicas con alto grado de metamorfismo (eclogitas o anfibolitas). El espesor de la capa basáltica varía entre 15 y 40 km.

Corteza oceánica

Como la continental, esta se ha dividido en tres capas fundamentales. La primera, la sedimentaria, tiene una potencia mucho menor que en los continentes y un diapason estratigráfico considerablemente más reducido, por lo cual se estima que los estratos más antiguos datan del Mesozoico inferior o, a lo sumo, del Paleozoico superior. En las regiones centrales de los océanos, el espesor de la primera capa oceánica es de 0,3 a 0,4 km.

La segunda capa de los océanos, según datos de sísmica y perforaciones, se supone que

está constituida por una interestratificación de basaltos y rocas sedimentarias.

La naturaleza de la tercera capa oceánica es muy discutible. Muchos geólogos y geofísicos, de acuerdo con los datos de dragado en las paredes de las fosas oceánicas y con la velocidad de transmisión de las ondas P , suponen que esta capa está constituida por rocas básicas más o menos metamorfozadas en la facies de esquistos verdes o, incluso, por anfibolitas. Otros geólogos plantean que la tercera capa oceánica está formada por serpentinitas. El espesor promedio es de 5 km, aproximadamente.

Cortezas suboceánica y subcontinental

Estas presentan características intermedias o de transición entre los tipos fundamentales de cortezas. La suboceánica posee una estructura similar a la oceánica, pero con mayor espesor, logrado fundamentalmente a cuenta de la capa sedimentaria, que puede alcanzar varios kilómetros de potencia.

La corteza subcontinental, por otra parte, se asemeja a la continental, pero posee menor potencia. Ambos tipos de corteza se encuentran habitualmente en la zona de transición continente-océano.

Geología de las regiones que rodean a Cuba

El marco geológico en el cual Cuba se encuentra situada, se caracteriza por su extrema complejidad, pues está compuesto por bloques de variada composición cortical y edad, como se refleja en la figura 2.1, según datos de King (1969) y Jain (1971). Las estructuras que bordean a Cuba pueden dividirse en la siguiente forma:

1. Estructuras continentales:
 - a) plataforma de Bahamas,
 - b) plataforma de Yucatán,
 - c) cinturón orogénico de las Cordilleras,
 - d) cinturón orogénico de los Andes,
 - e) cinturón orogénico de las Antillas Mayores.
2. Estructuras de corteza suboceánica: Golfo de México.
3. Estructuras de corteza heterogénea: Mar Caribe.

En realidad, los estudios geológicos y sísmicos en la región aún son muy incompletos; por esto la clasificación expuesta se puede variar en el futuro, cuando se complete la información.

A continuación estudiaremos cada una de las estructuras en mayor o menor detalle, de acuerdo con el grado de información disponible.

Estructuras continentales

PLATAFORMA DE BAHAMAS

Desde el punto de vista geológico, la estructura comprende no solo el archipiélago de Bahamas, situado al norte de Cuba, sino también el sur de la península de la Florida. Constituye, en realidad, la prolongación o saliente suroriental de la plataforma norteamericana. Para nosotros tiene enorme importancia, pues constituye la porción de la plataforma adyacente a Cuba, con la cual está estrechamente relacionada en su desarrollo.

Según los datos de magnetometría y gravimetría, así como de perforaciones profundas y los datos geológicos regionales, las rocas del basamento de la plataforma son fundamentalmente paleozoicas o más antiguas. Este basamento no aflora y solo ha sido cortado por perforaciones en la península de la Florida, donde aparecen rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias cuyas edades radiométricas varían entre 530 (Cámbrico) y 143 millones de años (Jurásico Superior).

Encima del basamento yace un potente corte de rocas carbonatadas y evaporitas, cuya edad se extiende desde el Jurásico hasta el Cuaternario; las evaporitas están limitadas a la porción inferior del corte hasta el Cenomaniaco. El espesor de la cobertura se estima que es de 10 km y la potencia total de la corteza en la plataforma de Bahamas, de 20 a 30 km.

La estructura de la cobertura es muy sencilla y las capas yacen horizontales, excepto en algunas áreas de su borde norcentral, donde parecen existir diapiros salinos.

PLATAFORMA DE YUCATÁN

La península de Yucatán, en el sureste de México, constituye el extremo meridional de la plataforma norteamericana. De acuerdo con la información existente, su geología es

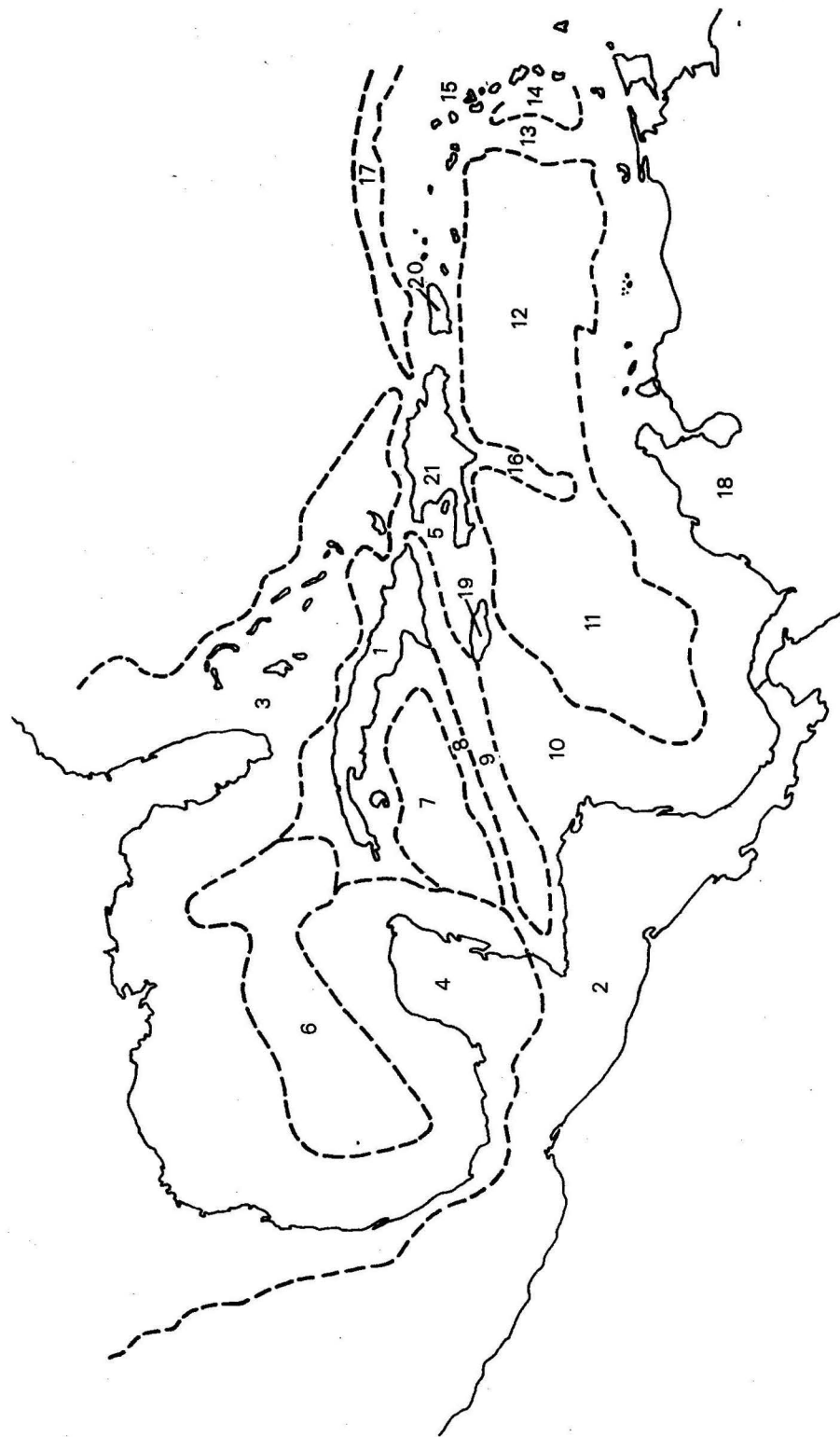


Fig. 2.1 Marco geológico en el cual Cuba se encuentra situada: 1- Cuba; 2- cinturón de las Cordilleras; 3- plataforma de Bahamas; 4- plataforma de Yucatán; 5- cinturón de las Grandes Antillas; 6- hoya de Sigüee; 7- cuenca de Yucatán; 8- cresta de Calmán; 9- fosa de Bartlett; 10- meseta de Nicaragua; 11- cuenca de Colombia; 12- cuenca de Venezuela; 13- cresta de Aves; 14- cuenca de Granada; 15- Pequeñas Antillas; 16- cresta Beata; 17- fosa de Puerto Rico; 18- Andes; 19- Jamaica; 20- Puerto Rico; 21- Santo Domingo

bastante similar a la de la plataforma de Bahamas, situada en el otro extremo del golfo de México. El basamento solo es conocido por los datos de algunas perforaciones, ya que está cubierto por varios miles de metros de sedimentos. Tal basamento está constituido por granitos y rocas sedimentarias del Paleozoico superior. Sobre estos descansa un corte sedimentario que se extiende desde el Jurásico Superior hasta el Paleógeno.

La parte inferior de la cobertura sedimentaria está constituida por sedimentos continentales del Jurásico Superior (Lechos Rojos de los geólogos mexicanos), más arriba de los cuales se extiende un corte continuo del Cretácico Inferior y Superior, compuesto por calizas y anhidritas, formando estas últimas más del 50 % del espesor total. Discordantes sobre las anteriores yacen sedimentos calcáreos con algunas intercalaciones evaporíticas pertenecientes al Paleoceno y el Eoceno.

CINTURÓN OROGÉNICO DE LAS CORDILLERAS

Las Cordilleras forman un enorme macizo montañoso que se extiende desde Alaska hasta el sur de México y América Central, con un prolongado desarrollo geológico que se inicia en el Precámbrico. Excepto la región de las Montañas Rocosas de Estados Unidos, el resto de las montañas provienen de la deformación del geosinclinal del mismo nombre.

La porción de las Cordilleras más cercana a Cuba es la correspondiente a México y América Central. Las Cordilleras ocupan la mayor parte del territorio de México, excepto la llanura del Golfo, que se extiende hasta Yucatán. Casi todo el corte de Las Cordilleras en México está formado por capas depositadas en el miogeosinclinal, con edades entre el Triásico y el Cretácico, plegadas durante la orogénesis laramídica. Estas capas están cubiertas discordantemente por sedimentos del Eoceno o más jóvenes, sobre los cuales descansan las rocas volcánicas del Neógeno-Cuaternario, que forman parte del famoso cinturón volcánico mexicano.

CINTURÓN OROGÉNICO DE LOS ANDES

Los Andes forman un gran macizo montañoso, comparable a las Cordilleras en extensión y superiores a ellas en alturas.

Los Andes del norte (Venezuela y Colombia) están constituidos en lo fundamental por sedimentos mesozoicos y paleogénicos muy deformados, que descansan discordantemente sobre capas paleozoicas y precámbricas. Los movimientos principales de plegamientos ocurrieron entre el Cretácico Tardío y el Eoceno. Posteriormente la región fue levantada en bloques hasta distintas alturas, en ocasiones superiores a 5 000 m, lo cual dio lugar al relieve actual y a la acumulación de potentes espesores de molasas entre los bloques elevados.

CINTURÓN OROGÉNICO DE LAS ANTILLAS MAYORES

Esta gran estructura cortical se extiende desde Cuba occidental hasta la isla Deseada en las Antillas Menores, al este de Puerto Rico. Durante el desarrollo mesozoico de esta estructura, la región se divide en el clásico par eu-miogeosinclinal. En la actualidad, las rocas del miogeosinclinal solo son visibles en afloramientos en el norte de Cuba, desde Pinar del Río hasta las cercanías de Gibara, en tanto las capas eugeosinclinales afloran en el resto del archipiélago.

El geosinclinal de las Antillas Mayores pertenece al ciclo alpino, durante el cual se acumularon potentes espesores de rocas sedimentarias y vulcanógenas. Por ello es muy difícil encontrar afloramientos de rocas prejurásicas y, hasta muy recientemente, algunos geólogos ponían en duda la existencia de afloramientos prejurásicos en las Antillas.

Las rocas más antiguas paleontológicamente datadas son las capas terrígenas de la Fm. San Cayetano de Pinar del Río, de edad Jurásico Inferior-Jurásico Superior (Oxfordiano), la cual es cubierta por otras secuencias terrígenas y calcáreas del Oxfordiano y Kimmeridgiano. Capas de igual edad parecen estar presentes en los distintos macizos metamórficos de Cuba y, quizás también en Santo Domingo.

A partir del Tithoniano, el corte estratigráfico se divide bastante claramente en un eugeosinclinal al sur y un miogeosinclinal al norte.

El corte eugeosinclinal está constituido por una secuencia vulcanógeno-sedimentaria bastante deformada y, en algunas regiones metamorizadas en la facies de esquistos ver-

des o aún más elevadas. Durante ese mismo intervalo el miogeosinclinal se desarrolla como una cuenca en que sedimentan rocas calcáreas, con intercalaciones evaporíticas hacia la parte inferior del corte.

Separando a ambas cuencas marinas (al menos en Cuba), se encontraba una cresta submarina, que hacía la función de barrera geográfica e impedía que el material tobáceo de las erupciones submarinas se mezclara con los sedimentos calcáreos del miogeosinclinal.

A partir del Coniaciano (al menos en Cuba), comienzan los movimientos ascendentes a predominar a lo largo de toda la estructura y en las cuencas cercanas a las elevaciones se van a acumular grandes espesores de flysch a partir del Campaniano. En Cuba occidental y central, este período se va a extender hasta el Eoceno Medio. En Cuba oriental y en las Antillas Mayores, después de una gran acumulación terrígena, entre el Maestrichtiano y Paleoceno Inicial, se inicia un nuevo ciclo de actividad volcánica submarina, que culmina en el Eoceno Medio, donde comienzan nuevos movimientos orogénicos con la elevación de grandes sectores de la corteza terrestre, el hundimiento de otros y la consecuente acumulación de sedimentos terrígenos.

En la actualidad las Antillas Mayores, en su conjunto, muestran una tendencia más o menos marcada al ascenso. En algunas regiones estos movimientos son muy intensos y se elevan algunos macizos montañosos en Santo Domingo a 2 500 e incluso, a 3 000 m de altura.

El cinturón orogénico de las Antillas Mayores se encuentra cortado por grandes fallas de desplazamiento horizontal como las de Pinar y Bartlett (Oriente), a lo largo de las cuales los desplazamientos fluctúan entre varias decenas y alrededor de 200 km. Este hecho, unido a las complejas deformaciones sufridas durante las orogénesis y las complicaciones estratigráficas, hace que la geología de las Antillas Mayores sea muy compleja.

Estructuras de corteza suboceánica

GOLFO DE MÉXICO

Bajo esta denominación entendemos aquí no toda el área geográficamente así denomi-

nada, sino solo su porción central, la denominada Hoya de Sigsbee. La parte más externa del golfo pertenece geológicamente a la plataforma norteamericana.

En la Hoya de Sigsbee se alcanzan profundidades superiores a 3 000 m, y el espesor de la corteza llega a 10 km, de estos, 6 km pertenecen a la capa oceánica, aproximadamente. Las capas de los horizontes 1 y 2 están cortadas por domos salinos que provocan el surgimiento de elevaciones sobre el fondo marino.

La hoya de Sigsbee está limitada a lo largo de gran parte de su perímetro, por escarpes submarinos que la separan de la plataforma norteamericana. Algunos geólogos como, por ejemplo, V.E. Jain, suponen que los escarpes son de naturaleza tectónica (de falla), dado el brusco cambio morfológico. Otros, como Worzel y Burk, sobre la base de los resultados más recientes de sismoacústica, niegan que los escarpes sean originados por fallas, ya que estas no se detectan en los registros realizados en las marchas que atraviesan los escarpes. Según estos geólogos los escarpes corresponden con la zona frontal de pliegues en desarrollo.

Estructura de corteza heterogénea

Al iniciar esta clasificación incluimos aquí la región del Mar Caribe, que a pesar de sus dimensiones relativamente pequeñas, presenta un verdadero mosaico de estructuras de diversa índole cubiertas por sus aguas.

Esta complejidad estructural se refleja magníficamente en el relieve del fondo marino del Caribe. Por ello se pueden incluir los diferentes accidentes geográficos regionales del Caribe en una clasificación cuyo objetivo es la sistematización del conocimiento geológico regional.

1. Regiones con corteza oceánica:

- a) cuenca de Yucatán,
- b) fosa de Bartlett,
- c) fosa de Puerto Rico,
- d) cresta de Caimán.

2. Corteza continental o subcontinental:

- a) meseta de Nicaragua,

- b) pequeñas Antillas,
- c) cresta de Aves.

3. Corteza suboceánica:

- a) cuencas de Venezuela y Colombia,
- b) cresta Beata,
- c) cuenca de Granada.

Cada uno de estos bloques está situado a una altura determinada y los más elevados (las crestas) llegan a sobresalir sobre el nivel del mar formando pequeñas islas como las Caimán, en tanto que el fondo de las fosas y cuencas está situado a muchos miles de metros por debajo del nivel del mar.

CUENCA DE YUCATÁN

Es una depresión en forma de medialuna, situada entre la plataforma continental de Yucatán, al oeste y la cresta de Caimán por el sur, separada de estas por fallas, señaladas por escarpes. La cuenca alcanza profundidades del orden de 4,5 a 5,0 km. De acuerdo con los datos geofísicos, el espesor total de la corteza es de solo 9 km, de ellos 6 km corresponden a la capa 3. El tectonista soviético Jain piensa que posiblemente las capas que descansan sobre el horizonte oceánico 3 tengan edad Paleógeno-Cuaternario.

FOSA DE BARTLETT

Esta enorme depresión se extiende a lo largo de 1 600 km desde el golfo de Honduras hasta el Paso de los Vientos, con un ancho máximo de 125 km según la isobata de 4 000 m, y alcanza profundidades superiores a 7 000 m al sur de la Sierra Maestra y de las Islas Caimán. La depresión tiene una estructura interna compleja y está cortada por varias fallas transversales que la dividen en cuencas menores. Paralelas al rumbo aparecen en su fondo elevaciones y depresiones, también de origen tectónico. A lo largo de su borde norte, la fosa está limitada por una enorme falla que la separa de la cresta de Caimán y de la plataforma insular del sur de Cuba oriental.

Por el sur, su límite con la meseta de Nicaragua y la plataforma insular de Jamaica es más irregular, aunque debe ser esencialmente tectónico, a lo largo de fallas, dado el brusco cambio de naturaleza de la corteza; la activi-

dad sísmica de la fosa se concentra a lo largo de estas fallas limítrofes y en una zona de fallas transversales, situada hacia su parte central. Los estudios sísmicos han puesto en evidencia la existencia en estas fallas de movimientos laterales izquierdos.

En la prolongación hacia América Central de la fosa de Bartlett, se encuentra un sistema de fallas con su misma orientación en el cual se hallan grandes macizos ultramáficos (serpentiníticos). Los desplazamientos a lo largo de esta zona también se consideran laterales izquierdos. La fosa se caracteriza por presentar grandes anomalías positivas de Bouguer relacionada indudablemente con la pequeña profundidad de yacencia del manto, que se encuentra situado a 12 o 13 km por debajo del nivel del mar en su región central, siendo aquí el espesor de la corteza de 6 km como se observa en la figura 2.2, que representa una sección estructural del Caribe noroccidental, según datos de Ewing y otros, y tomada de Perfit y Heezen (1978). Los números del interior de la figura indican la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. En la figura podemos apreciar que el manto se acerca considerablemente al fondo oceánico bajo la fosa.

El espesor de los sedimentos que cubren el fondo de la fosa de Bartlett es muy pequeño y solo en su borde occidental, cerca de la América Central, alcanza de 1,5 a 2,0 km debido al aporte de material terrígeno proveniente de Centroamérica Este. Esto unido a otros datos, ha llevado a pensar a algunos geólogos que la depresión es una estructura muy joven y que su origen no se remonta más allá del Mioceno.

Hay un hecho que diferencia marcadamente a la fosa de Bartlett de todas las demás grandes fosas oceánicas de los arcos insulares y es que estas últimas se encuentran siempre en el borde externo, que mira al océano, de los arcos de islas, paralelas a estos, o bien, paralelas al contorno de los continentes frente a los cuales se sitúan, mientras que la fosa de Bartlett corta bajo un ángulo agudo al arco formado por las Antillas Mayores y se encuentra situada hacia el interior de este.

Otra característica de la fosa es su elevado flujo térmico, provocado probablemente por el calor liberado por fricción durante los movimientos sísmicos y también por la cercanía del manto al fondo marino.

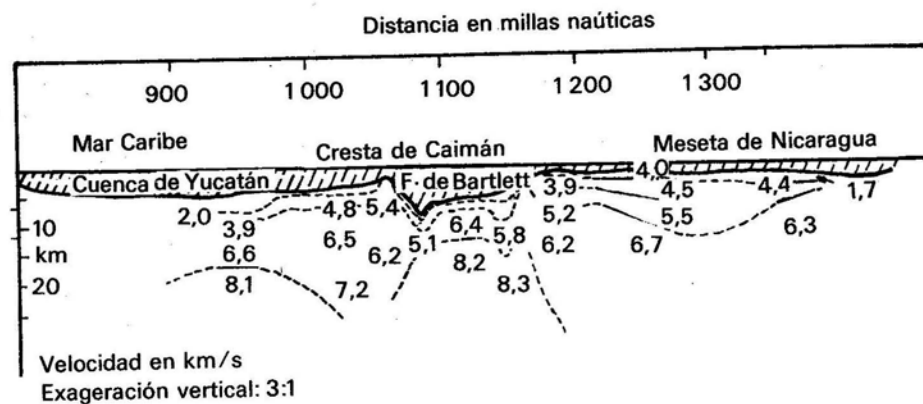


Fig. 2.2 Sección estructural de refracción sísmica a través del Caribe noroccidental

FOSA DE PUERTO RICO

Aunque geográficamente pertenece al Atlántico, la fosa de Puerto Rico está íntimamente relacionada con la geología del Caribe. La depresión es la segunda por su profundidad en todo el Atlántico (8 385 m) y se extiende desde los mares al NE de la República Dominicana, por el norte de Puerto Rico e Islas Vírgenes, da un giro al suroeste y termina a 17° de latitud norte. Por el norte y sur la fosa de Puerto Rico parece estar limitada por fallas.

La fosa de Puerto Rico, a diferencia de la de Bartlett sí cumple con el esquema clásico de las grandes depresiones alargadas oceánicas, porque está situada en el borde externo del arco de islas antillano.

Siguen en importancia a las estructuras oceánicas en el área del Caribe, las estructuras con corteza continental o subcontinental, que pasaremos a estudiar.

CRESTA DE CAIMÁN

Constituye una enorme alineación de montañas submarinas que se extienden a través del fondo del Caribe, desde el este de Bélice hasta Cuba, donde su prolongación topográfica y geológica son las montañas de la Sierra Maestra.

En la última década se han tomado numerosas muestras de dragado de los escarpes que bordean la cresta y muestran claramente su relación con la Sierra Maestra. Así, en las muestras recogidas a más de 2 500 m de profundidad, aparecen clastos de rocas metamórficas e ígneas plutónicas, con cantidades

menores de rocas volcánicas y sedimentarias cuya edad va del Cretácico Superior al Paleoceno. Cerca del extremo occidental se recorren gneises, anfíbolitas y micaesquistos. A profundidades menores, las muestras de dragado son fragmentos de rocas volcánicas y volcanoclásticas, cuya composición predominante es andesítica-dacítica. La mayor parte de las muestras recuperadas a esta profundidad son de rocas clásticas. La parte superior del corte, cuya edad va desde el Oligoceno al Mioceno, está constituida por rocas calcáreas.

Desde el punto de vista geográfico la cresta tiene su expresión más notable en las pequeñas islas Caimán. Los datos geofísicos permiten suponer que las crestas tienen una corteza con un espesor de 20 a 25 km.

MESETA DE NICARAGUA

Topográficamente está formada por la prolongación de América Central bajo las aguas del Caribe; geológicamente parece ocurrir algo similar.

Por el norte la meseta está limitada por la fosa de Bartlett; al sur y este, por la cuenca de Colombia, y al oeste, por la América Central. De las dos primeras está separada por fallas.

La meseta se caracteriza por presentar una cima llana, ubicada generalmente a poca profundidad, sobresaliendo ocasionalmente sobre el nivel del mar para formar algunas pequeñas islas.

Los rasgos geológicos de la meseta de Nicaragua son conocidos en algunos aspectos por las muestras de dragado recuperados de ella en la última década.

Las características del corte estratigráfico son bastante parecidas a la cresta de Caimán, por lo que no pasaremos aquí a detallarlas. El espesor de la corteza es también de 20 a 25 km.

PEQUEÑAS ANTILLAS

Como tal se conoce a dos pequeñas cadenas de islas que se extienden formando dos arcos convexos hacia el Atlántico y que sirven de puentes entre las Grandes Antillas y América del Sur. El arco externo carece de volcanes activos, en tanto el interno presenta numerosos volcanes. El arco externo sólo llega hasta el estrecho de Dominica y no continúa más al sur.

Las islas no volcánicas constan de un basamento de rocas volcánicas del Jurásico Superior o Cretácico en su base, el cual se extiende hasta el Eoceno Medio. Este corte volcánico es intruido por cuerpos de dioritas y, a su vez, todas estas rocas son cubiertas discordantemente por calizas del Oligoceno y Mioceno que yacen horizontalmente.

Las Antillas Menores volcánicas, en su parte norte, parecen yacer directamente sobre una corteza oceánica, pero al sur del estrecho de Dominica las capas volcánicas cuaternarias reposan sobre un basamento plegado, también volcánico cuya edad es Eoceno Medio-Mioceno Inferior.

Como se define claramente las Antillas Menores no son homogéneas. Las no volcánicas parecen estrechamente vinculadas a las Grandes Antillas, en tanto que las volcánicas, que tienen una posición más al interior del mar Caribe, son más jóvenes y originadas como consecuencia de la acumulación de material volcánico sobre el fondo del océano a partir del Eoceno.

CRESTA DE AVES

Se extiende con rumbo N-S desde el punto de unión de las Grandes y Pequeñas Antillas hasta cerca de la plataforma continental de la América del sur, separando la cuenca de Venezuela de la de Granada. El punto más alto de la cresta sobresale sobre las aguas del Caribe para dar lugar a la isla Aves. Las rocas más antiguas que componen la isla parecen ser vulcanitas cortadas por intrusivos granodioríticos del Cretácico superior, sobreyacidos por rocas sedimentarias del Cenozoico. El es-

pesor de la corteza es, como mínimo de 12 a 13 km, aunque posiblemente sea mayor. En opinión del tectonista soviético Jain, la cresta de Aves constituye una prolongación de las Antillas y debe tener una historia geológica similar a ellas. La corteza del tipo subocéánico está ampliamente distribuida en la región meridional del Caribe, donde abarca la mayor parte de esta área. A continuación presentaremos las estructuras comprendidas en este tipo.

CUENCAS DE VENEZUELA Y COLOMBIA

Estas son las dos mayores depresiones caribeñas; dado que su estructura geológica es muy similar las estudiaremos juntas.

Por el norte y noroeste, la cuenca de Colombia está limitada por la meseta de Nicaragua y la plataforma insular de Haití, con las cuales contacta tectónicamente. Por el sur y suroeste la limitan las plataformas continentales de Panamá y Colombia y por el este, la cresta de Beata, que la separa casi totalmente de la cuenca de Venezuela. El límite con la cresta Beata parece de naturaleza tectónica.

La mayor profundidad de la cuenca de Colombia es de 4 500 m y el espesor total de la corteza, en sus partes centrales es de 11 a 13 km, de los cuales 6 a 8 corresponden a la tercera capa oceánica. En los bordes de la cuenca el espesor de los sedimentos es notable, alcanza 7 km, en tanto que en el centro este disminuye a 4 km. La base del corte sedimentario parece pertenecer al Cretácico Superior.

La cuenca de Venezuela es la mayor del Caribe, con profundidades superiores a 5 000 m. Al norte contacta con las plataformas insulares de Santo Domingo y Puerto Rico, de las cuales está separada por un posible escarpe tectónico. Al sur la limita la plataforma continental de Suramérica en tanto que hacia el oeste contacta con la cresta Beata y por el este con la cresta de Aves. El espesor de la corteza en su porción central es de 8 a 10 km, siendo el espesor de los sedimentos de 1 a 2 km. La parte alta del corte sedimentario está formada por turbiditas de edad Neógeno-Cuaternario, que están genéticamente relacionadas a los movimientos ascendentes en los Andes. La parte inferior del corte sedimentario recibe la denominación de Capas Caribe, cuya base pertenece a la parte media del Cretácico Superior.

CRESTA BEATA

Esta elevación del fondo oceánico se extiende con rumbo norte-sur desde el extremo meridional de Santo Domingo, separando a las cuencas de Venezuela y Colombia, sobre las que se eleva a varios miles de metros sobre sus fondos.

El espesor total de la corteza en la cresta es del orden de 18 km. El corte está compuesto por rocas volcánicas máficas que descansan sobre la tercera capa oceánica. Estas rocas volcánicas tienen una edad probable cretácica y se encuentran cubiertas por sedimentos calcáreos de edad Eoceno Medio y Cuaternario.

De acuerdo a V.E. Jain, probablemente hasta el Eoceno Medio la actual cresta Beata no existía, y se diferencia solo de las actuales cuencas de Venezuela y Colombia por la mayor cantidad de material volcánico acoplado durante el Cretácico. La cresta se originó durante los movimientos tectónicos cuando se elevó sobre las cuencas adyacentes.

CUENCA DE GRANADA

Ocupa el área comprendida entre la cresta de Aves, al oeste, y las Antillas Menores. Su

extensión es mucho menor que la de las otras cuencas del Caribe y presenta un fondo muy llano que alcanza profundidades de 3 000 m. El corte tiene un espesor total de las capas 1 y 2 de los océanos del orden de 7 a 9 km y la edad de su base es probablemente Cretácico Superior o Paleógeno.

Como hemos podido apreciar a lo largo de este breve recorrido por las regiones adyacentes a nuestro archipiélago. Cuba se encuentra en una área de geología muy variada, formada por numerosos bloques corticales, con cortes de diferentes naturalezas, limitados, a menudo, por grandes fallas. La edad de los bloques varía mucho. Evidentemente, los continentales son los más antiguos, en tanto que los sectores con corteza oceánica son muchos más jóvenes y probablemente, son superpuestos o, más correctamente, se han formado a partir del Jurásico (golfo de México), Cretácico Superior (cuenca de Venezuela, Yucatán y Colombia), Paleógeno (cuenca de Granada y cresta Beata) y Neógeno (fosa de Bartlett), en regiones que previamente pudieron tener corteza continental. En la mayoría de los casos, no está claro aún por medio de qué proceso se originaron la corteza oceánica y la suboceánica en el Caribe y Golfo de México.

CAPÍTULO 3

Estratigrafía

La estratigrafía de Cuba ha sido objeto de numerosos trabajos, desde principios del siglo XIX con las investigaciones de Humboldt. A pesar de esto, aún distamos de tener esclarecidos todos los asuntos de la estratigrafía del archipiélago y hay muchos puntos oscuros y conflictivos.

Antes del triunfo de la Revolución los trabajos geológicos regionales eran casi siempre realizados por las compañías petroleras norteamericanas, permanecían en los archivos de estas y solo un volumen relativamente pequeño de estos materiales fue publicado. Después del triunfo de la Revolución estos informes y los resultados de las investigaciones de geólogos soviéticos y cubanos fueron generalizados en el capítulo referido de la estratigrafía del libro *Geología de Cuba*, publicado en 1964. Aunque los datos estratigráficos fueron presentados de forma esquemática y su interpretación en algunas cuestiones fue simple, esta obra significó un paso sustancial en la información existente.

Desde 1964 hasta la fecha se han publicado algunos trabajos de gran interés para la estratigrafía de Cuba, que han representado un avance considerable en la interpretación de este importante campo de la geología de Cuba.

Desde el punto de vista de su edad, composición litológica y grado de deformación, se pueden distinguir en casi toda Cuba los siguientes complejos litológicos o secuencias estratigráficas:

1. Basamento.
2. Complejo metamórfico.
3. Secuencia jurásica pretithoniana.

4. Secuencia Jurásico Superior (Tithoniano)-Cretácico Superior (Turoniano).

5. Secuencia del Cretácico Superior (Coniaciano-Santoniano).

6. Secuencia del Cretácico Superior (Campaniano)-Eoceno.

7. Secuencia del Eoceno-Mioceno.

8. Secuencia del Mioceno-Cuaternario.

El basamento representa las rocas del zócalo donde se comenzaron a depositar los sedimentos del geosinclinal antillano a partir del Mesozoico.

Las investigaciones realizadas durante los últimos años, en particular las de Somin y Millán, han determinado que por lo menos parte de las rocas de los macizos metamórficos son mesozoicas, es decir, formadas durante la evolución geosinclinal alpina de Cuba. No obstante esto, las colocamos en una secuencia aparte por las incertidumbres existentes aún sobre su edad.

El resto del corte estratigráfico corresponde a las secuencias depositadas durante la evolución geosinclinal de Cuba.

Estratigrafía del basamento del geosinclinal

Durante los últimos años se ha discutido bastante el problema de la composición del basamento del geosinclinal, es decir, el complejo de rocas donde comienza a partir del Jurásico, la acumulación de las capas del ciclo alpino. Recientemente han aparecido datos en distintas publicaciones que han aportado nue-



Fig. 3.1 Afloramientos del basamento del geosinclinal: 1- fenster de Jarahueca; 2- El Socorro (Sierra Morena); 3- La Teja; 4- cinturón anfibolítico del Escambray; 5- sierra de Cristal; 6- Macambo; 7- La Tinta

vas tesis sobre este importante asunto de la geología de Cuba.

Como sabemos, en el primer estadio de su evolución, el geosinclinal se dividió en un par eu-miogeosinclinal, separado por la elevación media. Hay fuertes evidencias de que el eugeosinclinal, por un lado y la elevación media y el miogeosinclinal, por otro, se originaron sobre zócalos con distinta composición. Este hecho lo tendremos en cuenta cuando estudiemos la composición del basamento.

Basamento del miogeosinclinal y la elevación media

Al estudiar el basamento del miogeosinclinal y la elevación media encontramos numerosas dificultades para conocer de forma precisa sus características. En primer lugar, el basamento de dichas unidades no presenta afloramientos de extensión considerable y estos ocurren en terrenos de poco relieve, con rocas muy meteorizadas, todo lo cual determina que las litologías, la estratigrafía interna y la posición tectónica de las rocas del basamento sean poco conocidas y sujetas a varias interpretaciones.

Hasta el momento de escribir este capítulo se conocían dos áreas principales de afloramiento de rocas atribuibles al basamento de la elevación media, mientras que no se conocía ninguno del zócalo del miogeosinclinal. Sobre las características de este último sólo podemos juzgar por algunos clastos asignables a él los cuales aparecen en secuencias más jóvenes.

Los afloramientos del basamento de la elevación media se encuentran en Jarahueca (provincia de Sancti Spiritus), El Socorro (cerca de Sierra Morena, provincia de Matanzas) y la Teja (Matanzas), en tanto que los clastos atribuibles al basamento miogeosinclinal se encuentran en conglomerados del Paleógeno en El Guayabo (provincia de Pinar del Río) y en las evaporitas del domo de San Adrián, en el Valle de Yumurí (provincia de Matanzas). Pasaremos a estudiar las rocas del basamento en cada una de estas localidades (fig. 3.1).

JARAHUECA

De acuerdo con la interpretación de un grupo de geólogos norteamericanos dirigidos por Ch. Hatten, en la localidad de Jarahueca se presenta un fenster o ventana tectónica que permite observar las rocas de la elevación media, sobrecorridas por las serpentinitas y otras secuencias provenientes del sur. En el fenster se puede apreciar que una secuencia de rocas del Jurásico Superior, que forman la parte baja del corte de la elevación media, descansa discordantemente sobre un complejo de rocas metamórficas cortadas por intrusivos. La secuencia metamórfica fue denominada por Hatten y sus colegas, como Metamórficos Perea, unidad que está constituida por corneanas de composición básica, esquistos de actinolita-cordierita, de hornblenda-plagioclasas y metagrauvas. Las facies metamórficas presentes van de corneanas a anfibolitas. En opinión del citado grupo de geólogos, el me-

tamorfismo de estas rocas se produjo por intrusiones de granitoides (la llamada cuarzo-monzonita Tres Guanios) y gabroides (la troctolita San Marcos) aunque las relaciones de estos últimos con las metamorfitas no están suficientemente claras y es posible suponer que se pudieran encontrar genéticamente vinculados con las serpentinitas con las cuales están estrechamente relacionados en el espacio. De ser esto último, las troctolitas pertenecerían al complejo cabalgado sobre la elevación media.

Estas rocas del basamento son cubiertas discordantemente por capas de areniscas del Jurásico Superior, por lo que los datos estratigráficos indican que el complejo de rocas del zócalo de la elevación media en Jarahueca debe ser considerablemente más antiguo que el Jurásico Superior. En la figura 3.2 se muestra, de forma esquemática, el corte del fenster, de acuerdo con los datos del colectivo dirigido por Ch. Hatten (1958).

No todos los geólogos concuerdan con esa interpretación. Recientemente G. Millán y M. Somin, del Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de Cuba han señalado que en la ventana tectónica de Jarahueca afloran anfibolitas pertenecientes al basamento del eugeosinclinal. Este caso es un magnífico ejemplo de la diversidad de interpretaciones posibles que antes comentábamos, dada la extrema complejidad tectónica del área y la pobreza de afloramientos.

EL SOCORRO (SIERRA MORENA) Y LA TEJA

La localidad se encuentra ubicada en el noreste de Matanzas, en las cercanías del poblado El Socorro, cerca del límite con Villa Clara. Como en el caso de Jarahueca, la tectónica regional es sumamente complicada y los afloramientos escasos, por lo que las relaciones geológicas de las distintas secuencias de rocas no están suficientemente claras. Recientemente M. Somin y G. Millán reportan el hallazgo de bloques de mármol *in situ* en esta localidad. Los mármoles contienen cristales de vesubiana, diópsido y flogopita. Dos determinaciones radiométricas realizadas en un cristal de este último mineral arrojaron una edad proterozoica, la cual constituye, ampliamente, la más antigua registrada en la región antillana. Muy cerca de los mármoles, en el río Cañas y otras localidades próximas, afloran granitos muy cataclastizados, a veces pegmatíticos, que los geólogos norteamericanos Geidt y Schooler denominaron granitos Guacalote, por la localidad en la cual presentan mejores afloramientos. De acuerdo con los datos de estos geólogos, los granitos son cubiertos por capas de edad Jurásico Superior (Tithoniano)-Cretácico Inferior (Neocomiano), por lo cual deben pertenecer al basamento de la elevación media. La relación entre los granitos y los mármoles no se ha podido aclarar por los geólogos antes citados.

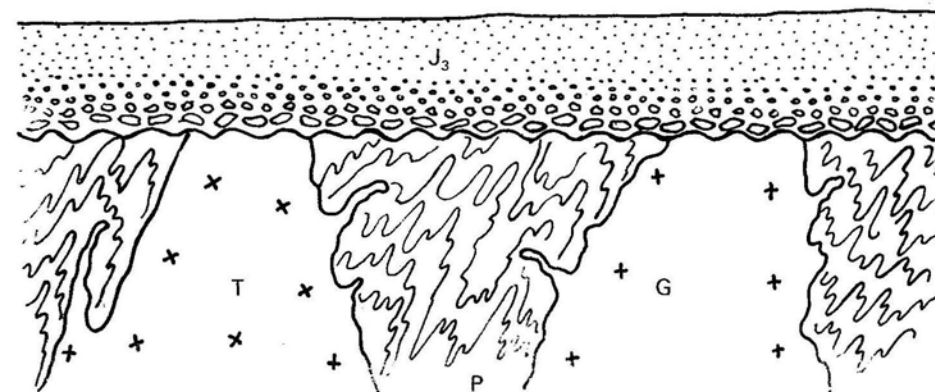


Fig. 3.2 Esquema estratigráfico del fenster de Jarahueca: J₃ - Formación Quemadito; P- Metamórficos Perea, T- Troctolitas San Marcos, G- Cuarzo-monzonitas Tres Guanios

En opinión de algunos geólogos que realizan trabajos detallados, con perforaciones, en esta región parece estar presente un mélangé con mezcla de bloques de rocas atribuibles no solo al basamento del miogeosinclinal y a la elevación media (granitos y mármoles), sino también al posible basamento del eugeosinclinal (anfibolitas granatíferas, etcétera).

Nuevamente aquí, la escasez de datos posibilita soluciones muy diversas, aunque las determinaciones radiométricas y la probable yacencia de los granitos por debajo de secuencias del Jurásico superior permite suponer que estamos en presencia de un afloramiento de rocas del basamento de la elevación media cualesquiera que pudieran ser las características de la complejidad tectónica de estos. En La Teja, también ubicada en el borde noroeste de Matanzas, afloran mármoles similares a los de El Socorro (fig. 3.1).

EL GUAYABO

Esta localidad se encuentra situada al noroeste de la ciudad de Pinar del Río y al sur de falla Pinar. Afloran aquí unos conglomerados polimícticos del Paleógeno inferior que contienen una gran cantidad de guijarros de gneiss, compuestos por granos de cuarzo, albita, moscovita, biotita y granate y cuyo aspecto, según criterio de Somin y Millán, es diferente al de las demás metamorfitas cubanas. Asimismo estos geólogos plantean que al sur de El Guayabo los datos gravimétricos permiten suponer que existen rocas densas situadas cerca de la superficie, las cuales pudieran co-

rresponder al basamento siálico del miogeosinclinal que durante los inicios del Paleógeno estuvo emergido y sujeto a la erosión, siendo una fuente de suministro de los conglomerados.

VALLE DE YUMURÍ

En San Adrián, localidad ubicada cerca de la ciudad de Matanzas en medio de las rocas eugeosinclinales típicas de esa localidad, se encuentra un cuerpo de yeso que muchos geólogos estiman pertenece a un diapíro. En el yeso hay dispersos clastos de una gran variedad de litologías que representan bloques arrancados por las sales durante su ascenso diapírico. Entre los clastos los hay de metamorfitas tales como mármoles, esquistos y gneiss. En opinión de numerosos geólogos, estos clastos de metamorfitas pueden ser fragmentos del basamento, sobre el cual se depositó en el Jurásico el yeso. Una ilustración muy esquemática del proceso de arranque de los bloques de los bordes del basamento (representado por cruces) por las sales del diapíro de San Adrián, se puede observar en la figura 3.3 (las flechas indican la dirección del movimiento de las sales).

Como se puede apreciar son muy pocos los datos existentes sobre las características del basamento del miogeosinclinal y la elevación media. Además de las localidades citadas, al basamento de la elevación media corresponden algunos afloramientos de granitoides al norte de Cuba central que prácticamente no se han estudiado.

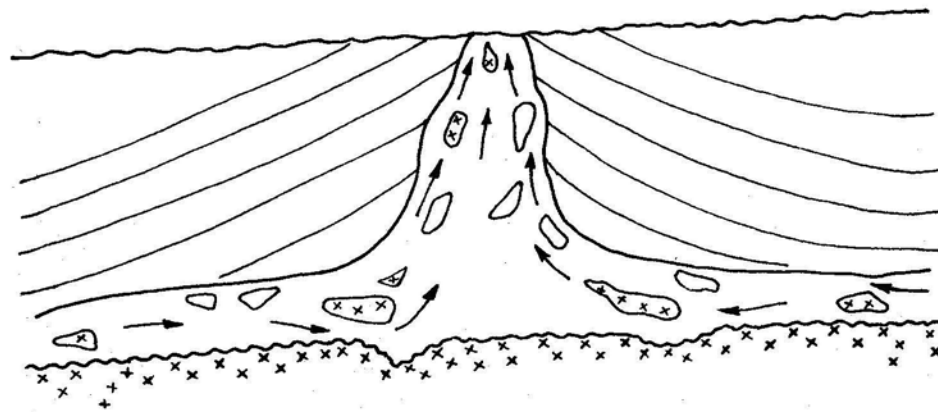


Fig. 3.3 Esquema explicativo del proceso de arranque de bloques del basamento, por las sales del diapíro de San Adrián

Los datos de superficie sobre la composición del basamento del miogeosinclinal y la elevación media son muy incompletos, pero los datos regionales nos pueden suministrar una información muy valiosa para evaluar esquemáticamente la composición petrográfica del zócalo geosinclinal. Los estudios geológicos y geofísicos parecen señalar que el basamento de la plataforma norteamericana debe continuar bajo Las Bahamas. En La Florida, el basamento está constituido casi exclusivamente por rocas paleozoicas y precámbricas de composición variada (ígneas, metamórficas y sedimentarias) que, posiblemente, forman la prolongación meridional del cinturón apalachiano como se verá más adelante al tratar sobre la edad del basamento.

Basamento del eugeosinclinal

En distintas áreas de distribución de las rocas eugeosinclinales, que generalmente no están metamorizadas o presentan un metamorfismo de bajo grado, aparecen cuerpos de variadas dimensiones de rocas con un grado de metamorfismo más elevado, los cuales presentan, en algunas áreas, intercalaciones de otras litologías. Existe el acuerdo, bastante unánime entre los geólogos que han estudiado el complejo de rocas anfibolíticas, de que este proviene esencialmente del metamorfismo de secuencias vulcanógenas e intrusivas de composición predominante máfica, aunque las cuarcitas y gneiss que se distribuyen en algunas áreas son metasedimentarios. Íntimamente asociados a las anfibolitas aparecen, en algunas regiones, cuerpos de granitoides.

Aunque se conocen varias áreas de afloramiento de las anfibolitas, solo dos de ellas están relativamente bien estudiadas hasta el momento:

1. Las anfibolitas que bordean como un cinturón casi continuo del macizo metamórfico del Escambray.
2. Las anfibolitas de la sierra del Purial.

Según los datos de los geólogos de la brigada cubano-búlgara de la Academia de Ciencias que mapeó la antigua provincia de Las Villas a escala de 1:250 000, el complejo de rocas anfibolíticas que bordea el Escambray tiene una composición muy variada, donde se

encuentran distintas litologías, como son: anfibolitas, gneiss, esquistos cuarzosos, cuarcitas y otras metamorfitas. Estos geólogos, de acuerdo con el predominio de una u otra roca, dividen el corte del complejo en tres secuencias:

1. Secuencia de paranfibolitas y ortoanfibolitas.
2. Secuencia de metagabrodiabasas.
3. Secuencia de esquistos cristalinos, gneiss y cuarcitas.

Las rocas originales de las dos primeras secuencias fueron ígneas máficas (intrusivas y efusivas), en tanto que las de la tercera fueron tobos, rocas arcillosas y areniscas cuarzosas. La posición estratigráfica de las secuencias distinguidas no se ha podido establecer debido a la complejidad tectónica de la zona.

El complejo anfibolítico periférico al Escambray está metamorizado en la facies de anfibolitas almandínicas, aunque en muchos lugares, se presentan evidencias de procesos ultrametamórficos con la formación de las migmatitas, anfibolitas granitizadas y granitogneiss. Estrechamente vinculados con estas rocas se encuentran numerosos macizos de granitoides de dimensiones no muy considerables, cuya composición varía entre granitos y dioritas.

Además de estos granitoides, que se relacionan únicamente con el complejo anfibolítico, existen otros más jóvenes que también cortan a las rocas eugeosinclinales.

La segunda región extensa de afloramiento de anfibolitas atribuidas al basamento del eugeosinclinal se encuentra en las montañas de la sierra del Purial, donde se localizan en dos áreas fundamentales: Macambo, en la porción suroeste y La Tinta, en el borde oriental.

Las anfibolitas de Macambo son rocas de grano fino, con algunas intercalaciones de granos gruesos y un complejo de minerales, indicadores de que el metamorfismo transcurrió en la facies de anfibolitas granatíferas. Asociados a las anfibolitas en el espacio se encuentran bloques de eclogitas y distintas variedades de migmatitas. Las anfibolitas de Macambo están en contacto tectónico con la serpentinitas y los esquistos verdes de las secuencias eugeosinclinales de la sierra del Purial.



Fig. 3.4 Perfil geológico esquemático que corta a las anfibolitas de La Tinta: 1- serpentinitas; 2- anfibolitas; 3- Formación Sierra del Purial; 4- Formación La Asunción; 5- Formación Sierra Verde; 6- Formación Punta de Maisí (Neógeno)

Las anfibolitas de La Tinta, en la porción oriental de la sierra del Purial, presentan frecuentemente bandas de minerales claros que dan un aspecto gneissico y que quizás están vinculados con un fenómeno de granitización, aunque en esta región no hay afloramientos de granitoides, con los que se pudiera relacionar el proceso. La paragénesis de minerales muestra que las anfibolitas de La Tinta se originaron en la facies de anfibolitas con albita. Los contactos con las demás secuencias rocosas distinguibles en el área son siempre de naturaleza tectónica (fig. 3.4).

Las anfibolitas de la sierra del Purial se derivaron fundamentalmente de rocas de composición máfica, como lo demuestran los datos suministrados por M. Hernández Sarlabous, de análisis químicos realizados en ellas los cuales aparecen en la tabla 3.1.

Tabla 3.1
VALOR PROMEDIO DE LOS RESULTADOS
DE ANÁLISIS QUÍMICOS REALIZADOS A
LAS ANFIBOLITAS DE LA SIERRA DEL
PURIAL

Óxidos	La Tinta*	Macambo**
SiO ₂	50,59	45,74
Fe ₂ O ₃	1,56	3,08
CaO	10,85	10,51
MgO	7,87	10,66
Al ₂ O ₃	16,21	13,54
TiO ₂	0,82	—
MnO	0,04	0,19
Na ₂ O	2,87	2,53
K ₂ O	0,39	0,25
FeO	5,97	10,32

*10 muestras.

**6 muestras. El TiO₂ no pudo determinarse por falta de reactivos. El contenido de Al₂O₃ reportado, representa la suma de Al₂O₃ + TiO₂ para las muestras de esta localidad.

Como se puede observar, los resultados indican que, si no ha existido la adición de nuevas sustancias por procesos de metasomatismo, las rocas originales de las anfibolitas de Macambo eran más máficas que las de La Tinta. Esto, unido al grado diferente de metamorfismo (más intenso en Macambo), puede indicar que existen diferencias de edades en las anfibolitas de ambas localidades.

Incluidos dentro de serpentinitas y en algunos melanges también se encuentran cuerpos de anfibolitas. Somin y Millán reportan que los principales afloramientos de estas rocas se encuentran en la sierra Alta de Agabama (al sur de Santa Clara), al sur de la sierra de Cristal y al este de la ciudad de Camagüey. Aquí aparecen anfibolitas albitogranatíferas, eclogitas y esquistos con glaucófana, lawsonita y pumpellita. En todas estas áreas las metamorfitas de alto grado están incluidas en grandes macizos de serpentinita.

Como podemos ver, en ningún punto se puede ubicar un contacto estratigráfico de las secuencias eugeosinclinales sobre las anfibolitas que permita definir a estas, sin dudas de ninguna clase, como el basamento de las secuencias vulcanógenas eugeosinclinales. Todos los contactos son tectónicos y, como ya se indicó, la asignación del complejo anfibolítico al basamento del geosinclinal se debe a su grado de metamorfismo considerablemente más elevado que el de las rocas eugeosinclinales. Esto se interpreta como que las anfibolitas y rocas asociadas constituyeron un complejo vulcanógeno-sedimentario, metamorfozado antes de la acumulación de las rocas del eugeosinclinal y sobre el cual posteriormente se acumularon, a partir de fines del Jurásico, las secuencias vulcanógenas. Los contactos tectónicos se originaron durante los eventos orogénicos del Cretácico y el Paleógeno.

Edad de las rocas del basamento

Como ya hemos visto al estudiar las secuencias asignadas al basamento del geosin-

clinal, existen muy pocos datos sobre la edad de estas rocas. Para asignar edad a las secuencias rocosas, podemos valernos de diferentes criterios, de los cuales los más importantes son:

1. Contenido fosilífero.
2. Posición estratigráfica con respecto a secuencias de edad conocida.
3. Determinaciones radiométricas
4. Correlación con secuencias de edad conocida.

A continuación analizaremos cada uno de estos criterios para las rocas del basamento.

CONTENIDO FOSILÍFERO

Las rocas del basamento son, hasta el momento, estériles, desde el punto de vista paleontológico, lo cual no es de extrañar pues se trata de rocas ígneas y metamórficas.

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA CON RESPECTO A SECUENCIAS DE EDAD CONOCIDA

Las rocas de posición estratigráfica conocida que descansan sobre el basamento permiten asignarle una edad mínima. Desgraciadamente, en buena parte de los casos, sobre las rocas del basamento descansan capas cenozoicas cuya edad es sensiblemente menor que la que debe poseer el basamento.

La máxima utilidad en la aplicación de este criterio se consigue en los afloramientos del basamento de la elevación media, ya que tanto en Jarahueca como en Sierra Morena el complejo de rocas atribuible al basamento es cubierto por una secuencia que se inicia en el Jurásico Superior, piso Tithoniano, mostrando así que, en este caso, el basamento debe ser considerablemente más antiguo que el Tithoniano. Las rocas más antiguas que recubren estratigráficamente al basamento anfibolítico datan del Eoceno, en la periferia del Escambray y el Eoceno Superior u Oligoceno en la sierra del Purial. En este caso, los datos son de poca utilidad.

La existencia de clastos del basamento en formaciones de edad conocida sirve, también, como orientación respecto a su edad mínima. Los clastos de anfibolitas aparecen por primera vez en el corte estratigráfico de Cuba cen-

tral en el Eoceno Inferior, y se datan como preecénicas. En Cuba oriental hay algunos clastos de anfibolitas en las rocas de las formaciones Micara y La Picota, ambas del Cretácico Superior, piso Maestrichtiano. Como resumen de toda la información anterior podemos afirmar que queda demostrada la edad preecénica de las anfibolitas en Cuba central y premaestrichtiana en Cuba oriental.

DETERMINACIONES RADIOMÉTRICAS

Los datos radiométricos son de enorme valor en la datación de las rocas, en especial en aquellas secuencias que, como el basamento del geosinclinal cubano, no se conoce de rocas sedimentarias fosilíferas; aunque estas determinaciones se deben evaluar teniendo en cuenta todos los elementos del desarrollo geológico regional conocido pues, como se sabe del curso de geología histórica, existen varios fenómenos geológicos capaces de alterar el contenido de elementos radioactivos y sus productos en los minerales de las rocas. Las determinaciones realizadas en el basamento las podemos apreciar en la tabla 3.2 según datos de Somin y Millán (1977), excepto los datos que aparecen con un asterisco (*), de Judoley y Meyerhoff (1971) y el que aparece con dos asteriscos (**), de Cobiella, Quintas, Campos y Hernández. También se puede ver el anexo 2.

Indudablemente el dato más señalado en este sentido son las determinaciones realizadas en los mármoles de Sierra Morena. Dos dataciones llevadas a cabo en un mismo cristal de flogopita, por método K-Ar, vertieron edades radiométricas de 945 y 910 ± 25 millones de años, lo cual corresponde al Proterozoico. Esta es, posiblemente, la edad del proceso de metamorfismo en el que surgió el cristal de flogopita y no la de la roca original, que pudiera ser considerablemente mayor. Las edades obtenidas coinciden con la de la orogénesis greenvilliana, desarrollada en la parte oriental de la América del Norte a finales del Proterozoico.

En los granitos de la Sierra Morena se han obtenido edades radiométricas de 150, 140 y 139 millones de años, es decir, Jurásico Superior (ver anexo 2). Estas dataciones no deben indicar la edad de los granitos debido a que están cubiertos discordantemente por sedi-

mentos de las partes más elevadas del Jurásico Superior. Puesto que los granitos están muy cataclastizados (y quizás hasta formen parte de un melange), los datos radiométricos obtenidos pueden relacionarse, más bien, con un episodio de deformación tectónica sufrido por ellos.

En los clastos de gneisses de El Guayabo

se han obtenido edades radiométricas de 55; 70,5 y 71 millones de años, es decir, entre Cretácico Superior alto y Eoceno. Estas edades posiblemente sean indicadoras de algún episodio de deformación tectónica u otro evento y no de la edad de las rocas, ya que los clastos de gneisses fueron hallados en conglomerados del Paleógeno inferior.

Tabla 3.2
DETERMINACIONES RADIOMÉTRICAS EN ROCAS DEL BASAMENTO

Localidad	Litología	Edad radiométrica (en millones de años)
El Guayabo (Pinar del Río)	gneiss	71 ± 3
		70,5 ± 1,4
		55 ± 6
El Socorro (NE de Matanzas)	mármol	945 ± 25
	granito	910 ± 25
		150 ± 5 140 ± 2
Jarahueca	cuarzomonzonita*	61 ± 3
Periferia del Escambray	anfibolitas	76 ± 10
		81 ± 1,6
		87 ± 1,8
		89 ± 3
	granitoide	93 ± 5
	granodiorita*	180 ± 10
Sierra del Purial (alrededores de la Tinta)	anfibolita	62 ± 5
	anfibolita**	65 58
Sierra del Rosario (en melanges)	anfibolita granatífera	95 ± 12
		58 ± 2
		30 ± 4 105
Sierra de los Órganos (en melanges)	apoeclogita	115 ± 5
	esquistos cuarzoglaucofánico	128 ± 5
	Plagiogneiss	66 ± 7
Rancho Veloz (en melanges)	anfibolita granatífera	64 ± 12
		60 ± 12

En las anfibolitas se han realizado varias determinaciones radiométricas. En la periferia del Escambray se han obtenido resultados de 76, 81 y 89 millones de años, o sea, de mediados del Cretácico Tardío, en tanto que en las de la sierra del Purial, las dataciones son de 58, 62 y 65 millones de años que corresponden al Paleoceno o al límite Paleoceno-Cretácico. Al menos en el caso de las de la sierra del Purial, es evidente que los datos obtenidos no indican el momento de formación de las anfibolitas puesto que, como ya sabemos, hay clastos de anfibolitas en sedimentos del Cretácico Superior. Respecto a las de la periferia del Escambray, los datos radiométricos parecen estar determinados por la orogénesis subherciniana, desarrollada hacia la mitad del Cretácico Tardío.

En los granitoides que se relacionan con el basamento anfibolítico se han obtenido edades más antiguas que en las propias anfibolitas. En unos granitoides ubicados al norte del Escambray se obtuvo una determinación de 93×10^6 años, que probablemente también esté determinada por la orogénesis subherciniana y otra de 180×10^6 años, que corresponden en la escala geocronológica al Jurásico Inferior y cuyo significado es oscuro, aunque puede señalar una edad mínima para los granitoides y las anfibolitas que ellos encajan.

CORRELACIÓN CON SECUENCIAS DE EDAD CONOCIDA

Desde el punto de vista de su correlación litoestratigráfica con secuencias de edad bien determinada, poco se puede decir con respecto a las rocas del basamento del miogeosinclinal y la elevación media, porque prácticamente se desconoce su estratigrafía interna y aún su caracterización litológica está muy pobremente definida. Sin embargo, los datos de geología regional pueden ser útiles en este sentido. Si observamos un mapa del campo magnético entre la península de La Florida y la cayería y el borde norte de Cuba central, podemos comprobar que dicho campo tiene características muy similares en toda su extensión. Ahora bien, el campo magnético en esta región no está prácticamente influido por las rocas carbonatadas y evaporitas del Jurásico-Cenozoico, es decir, es el basamento preju-

rásico el que se refleja en el campo magnético, puesto que el corte carbonatado-evaporítico sobreyacente no se registra en este. Si el campo magnético tiene una caracterización uniforme en toda la región, indica que no hay cambios sustanciales en las propiedades del basamento.

En la península de La Florida, que es donde único se conoce el basamento en toda el área, este está constituido, de acuerdo con datos de perforaciones, por rocas paleozoicas.

En opinión de Meyerhoff y Hatten, tales hechos evidencian que la edad de las rocas del basamento del miogeosinclinal y la elevación media es fundamentalmente paleozoica, aunque, como hemos visto, hay determinaciones radiométricas precámbricas en el caso del nordeste de Matanzas.

Rocas litológicamente correlacionables con el basamento anfibolítico del eugeosinclinal aparecen en distintas áreas de las Grandes Antillas. Las edades geológicas de estas rocas están sujetas a discusión, pero en ellas se han realizado algunas determinaciones radiométricas y, puesto que geológicamente presentan la misma posición que las anfibolitas cubanas (en áreas de distribución de las rocas eugeosinclinales), resulta de gran interés discutir los datos existentes sobre su edad.

En las anfibolitas de la República Dominicana se han realizado dos determinaciones radiométricas con resultados de 122 y 123 millones de años. En las de Puerto Rico las edades radiométricas obtenidas son de 85, 110 y 126 millones de años. Todas estas edades caen dentro del Cretácico aunque, sin embargo, en Puerto Rico las anfibolitas parecen yacer por debajo de un complejo vulcanógeno cuya base pertenece probablemente al Tithoniano o al Cretácico Inferior. Las anfibolitas puertorriqueñas provienen del metamorfismo de rocas ígneas máficas, las cuales se formaron a partir de magmas diferentes al complejo vulcanógeno sobreyacente, de acuerdo con estudios petroquímicos realizados en ambas secuencias. Por esto se estima que las anfibolitas debieron constituir el basamento sobre el cual se acumularon las secuencias vulcanógenas. Las edades radiométricas obtenidas deben indicar diferentes episodios de deformación o intrusión sufridos por las anfibolitas durante el Cretácico, período de gran inestabilidad tectónica en el área antillana.

Estratigrafía de los macizos metamórficos

En el territorio cubano se conocen tres grandes áreas de afloramiento de las rocas metamórficas, a las que se designan habitualmente en la literatura geológica como los macizos metamórficos, cuya extensión es del orden de los 1 000 km² o más. Recientemente los geólogos de la Academia de Ciencias descubrieron un área menor de propagación de metamorfitas no atribuibles al basamento en las elevaciones al sur de la sierra de los Órganos en Pinar del Río. La estratigrafía de estas cuatro regiones de macizos metamórficos (fig. 3.5), es el tema que abordaremos a continuación.

Hasta la década del sesenta se conocía muy poco acerca de la geología de los macizos metamórficos cubanos. En general se sabía por algunas marchas geológicas de reconocimiento y trabajos locales detallados en distintas áreas que gran parte de las montañas del Escambray y la sierra del Purial, así como la mayor parte de la isla de la Juventud (isla de Pinos), estaban labradas sobre metamorfitas. En algunos casos se tenía al menos una idea esquemática de la constitución geológica de los macizos, pero en particular, el de la sierra del Purial, por su aislamiento, era prácticamente desconocido.

El estudio sistemático de los macizos metamórficos comenzó después del triunfo de la Revolución. Entre estas investigaciones merece un lugar especial la de Kuman y Gavilán sobre el macizo de isla de la Juventud. Entre 1967 y 1969 M. Somin y G. Millán inician el estudio sistemático de los macizos metamórficos cubanos, y comienzan una etapa cualitativamente nueva en la investigación de este importante aspecto de la geología cubana. Las investigaciones de estos dos geólogos le han permitido llevar a una serie de importantes generalizaciones y conclusiones. Somin y Millán han realizado su labor fundamentalmente en los macizos de isla de la Juventud y Escambray, así como en el cinturón Cangre, al sur de la sierra de los Órganos. La información más detallada y actualizada del macizo de la sierra del Purial proviene de las investigaciones realizadas por profesores y alumnos del Instituto Superior Minero-Metalúrgico de Moa, desde 1972.

Como hemos apreciado al estudiar la estratigrafía del basamento, este está compuesto fundamentalmente por metamorfitas. Surge, naturalmente, la pregunta ¿por qué no estudiar el basamento junto a los macizos de metamorfitas? De hecho, hasta hace solo unos pocos años, las rocas de los macizos metamórficos eran incluidas por muchos en el denominado «complejo basal», es decir, el basamento.

La causa del estudio separado de las rocas del basamento y de los macizos metamórficos está en que en los últimos años se ha hecho evidente que, al menos parte de las metamorfitas del Escambray, isla de la Juventud y, posiblemente, sierra del Purial, pertenecen al Jurásico e incluso Cretácico, por lo cual, lógicamente, no pueden formar parte del basamento prealpino de Cuba.

Características generales de la estratigrafía de los macizos metamórficos

Los estudios realizados por Somin y Millán en los macizos metamórficos cubanos les han permitido llegar a la conclusión de que, a pesar de las peculiaridades propias de cada caso, existen secuencias de aspecto muy similar en los distintos macizos metamórficos. A estas secuencias los citados geólogos los denominan complejos, los que están constituidos por enormes espesores de metamorfitas, del orden de los miles de metros. En los macizos se distinguen dos grandes complejos, el carbonatado-terígeno y el vulcanógeno-sedimentario, de acuerdo con la terminología empleada por Somin y Millán.

El complejo carbonatado-terígeno es el más ampliamente distribuido y es el que caracteriza a los macizos del Escambray e isla de la Juventud, así como a la faja metamórfica al sur de la sierra de los Órganos (cinturón Cangre); también se presenta en el extremo oriental de la sierra del Purial. Como rasgos generales, el complejo exhibe una sección inferior constituida por unas rocas metaterígenas (metamorfitas originadas a partir de rocas terrígenas) y otra superior, donde predominan las rocas calcáreas metamorizadas. Muchas de las rocas del complejo fueron depositadas en condiciones reductoras, como lo

abundancia de restos carbonosos. Durante el metamorfismo regional el material carbonoso originalmente disperso se concentra, y se pueden originar capas de grafito casi puro en las porciones más metamorizadas.

La sección terrígena del corte está constituida por dos variedades de secuencias. En la primera predominan las areniscas cuarcíferas, con intercalaciones de rocas originalmente arcillosas. En la segunda variedad predominan los derivados metamórficos de las rocas arcillosas y el material arenoso tiene un papel secundario. Esta segunda variedad es muy útil para la determinación de las facies metamórficas.

La sección calcárea, que constituye la parte superior del complejo, está compuesta por mármoles y esquistos calcáreos, aunque pueden ser frecuentes localmente las intercalaciones metaterígenas.

En el caso del macizo del Escambray y el cinturón Cangre, en este complejo también figuran paquetes de esquistos verdes derivados de rocas efusivas y tobas, así como de grauvacas. Asimismo en algunas porciones más metamorizadas se pueden distinguir algunos cuerpos de anfibolitas y rocas cuarzogranatíferas.

El segundo gran complejo, el vulcanógeno-sedimentario, se manifiesta en la sierra del Purial, que en buena medida está formada por sus rocas. Mientras que en el complejo carbonatado-terígeno las rocas madres de las metamorfitas fueron areniscas, lutitas y calizas, las rocas originales del complejo vulcanógeno-sedimentario fueron efusivos y tobas con intercalaciones de calizas, pedernales, etc. Al continuar nuestro estudio podremos comprobar que, además de estas marcadas diferen-

te son de distintas edades.

Corte estratigráfico de los macizos metamórficos

A continuación estudiaremos las características del corte estratigráfico del macizo metamórfico de Isla de la Juventud, macizo metamórfico del Escambray, macizo de la sierra del Purial y del cinturón Cangre.

MACIZO METAMÓRFICO DE ISLA DE LA JUVENTUD

Aunque se ha dedicado un cierto número de investigaciones a la geología de este macizo, aún son muchas las incertidumbres e incógnitas y posiblemente es, en la actualidad, el más problemático entre los tres grandes macizos cubanos. Esto se debe a su gran complejidad geológica, unida a la penuria de afloramientos, considerablemente más escasos y pequeños que en el Escambray o la sierra del Purial. Lo complejo de la interpretación geológica del macizo de la Isla de la Juventud se manifiesta con toda nitidez en los diferentes esquemas estratigráficos propuestos. Incluso se presenta el caso de que un mismo geólogo proponga variantes radicalmente distintas en sucesivos trabajos.

Los datos que a continuación se ofrecen corresponden a los resultados más recientes obtenidos por G. Millán. Este geólogo divide todo el corte en dos grandes unidades, las formaciones Cañada y Agua Santa. La primera parece ocupar la posición más baja y está constituida en su parte inferior por filitas formadas a partir de rocas arcillosas (apopeliticas) de composición moscovito-grafítico-



Fig. 3.5 Macizos metamórficos de Cuba: 1- Isla de la Juventud; 2- Escambray; 3- sierra del Purial; 4- cinturón Cangre

sos. Estos se originan a partir de areniscas (apopsamíticos), predominantes en la porción media y superior de la formación. La Formación Agua Santa ocupa la parte más alta del corte y consiste en esquistos con capas de mármoles, que originalmente pudieron ser intercalaciones calcáreas hasta de centenares de metros de potencia en un corte de carácter arcilloso.

MACIZO METAMÓRFICO DEL ESCAMBRAY

Ubicado en la región central de Cuba, comprende casi toda el área de las montañas del Escambray que le dan el nombre. En la figura 3.6 mostraremos un mapa geológico esquemático de este macizo, según Somín y Millán (1972), con algunas modificaciones. En los últimos quince años, este fue el más estudiado de todos los macizos cubanos y su estratigrafía está más definida que la de Isla de la Juventud, aunque aún quedan muchas cuestiones por precisar.

En el Escambray se pueden distinguir dos secuencias principales que constituyen alrededor del 80 % del corte total de las metamorfitas allí afloradas. La secuencia inferior fue denominada por Millán como grupo Naranjo,

grupo San Juan. Debemos destacar aquí que el término grupo es empleado por Millán en su sentido distinto al conocido por el curso de estratigrafía ya que estos grupos no se dividen en formaciones. De hecho, los grupos así tratados son realmente formaciones.

El grupo Naranjo es equivalente a lo que Hatten y otros en 1958, denominaron Formación Trinidad. Está constituido por rocas metaterrígenas, cuyo carácter detrítico original se pone de manifiesto aún en las variedades más metamorfolizadas, por la presencia de zircon detrítico en las secciones delgadas. Aquí se pueden distinguir dos tipos de cortes. El primero está constituido por cuarcitas y esquistos cuarzosos, en tanto el segundo está formado por esquistos micáceos (a veces filitas), con intercalaciones de cuarcitas.

Ocasionalmente en el corte del grupo aparecen intercalaciones de mármoles y otras litologías. Millán opina que las rocas originales eran areniscas cuarzosas y lutitas, estas últimas con un elevado contenido de materia carbonosa que le dan un color negro característico. El metamorfismo del grupo varía entre la facies de esquistos verdes y esquistos glaucofánicos.

El grupo San Juan equivale a lo que Hatten y otros denominaron Mármoles San Juan.

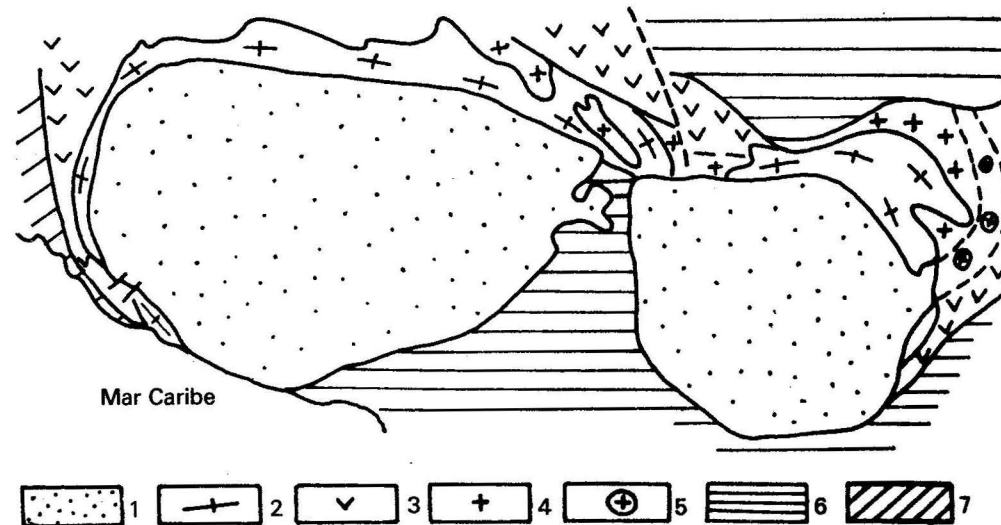


Fig. 3.6 Mapa geológico esquemático del Escambray: 1- metamorfitas del Escambray; 2- anfíbolitas; 3- vulcanitas cretácicas; 4- granitoides; 5- granitoides cretácicos; 6- sedimentos cenozoicos; 7- sedimentos del Campaniano-Maestrichtiano

Esta secuencia, en opinión de G. Millán, constituye la parte alta del corte, aunque los geólogos norteamericanos antes citados la colocaban en la base. La unidad está constituida por mármoles y esquistos calcáreos, de color negro o gris debido al abundante grafito y se presentan algunas intercalaciones de cuarcitas.

El grado de metamorfismo es variable, pero al igual que sucede en el grupo Naranjo, aumenta hacia las porciones periféricas del macizo.

Como se puede ver existe una gran similitud entre el corte existente para la isla de la Juventud y el del Escambray. Sin embargo, también hay algunas diferencias sustanciales. En forma de intercalaciones en ambos grupos, aunque en mayor medida en el inferior, aparecen paquetes de metavulcanitas, que deben representar intercalaciones de material tobáceo en el corte sedimentario original de las rocas de los grupos Naranjo y San Juan. Millán diferencia estas intercalaciones, que aparecen en diferentes niveles estratigráficos, en el denominado grupo Felicidad. Además aparece un cuarto grupo litológico constituido por anfíbolitas con intercalaciones de esquistos cuarzo-granatíferos, que tampoco presenta una posición bien definida en el corte y que ha sido denominado grupo Yayabo.

De esta forma, en el Escambray, el complejo carbonatado-terígeno tiene una composición más variada que la casi ideal de Isla de la Juventud, aunque aquí solo hemos descrito en sus rasgos más generales, las secuencias presentes en esas montañas.

MACIZO DE LA SIERRA DEL PURIAL

Esta es el área más oriental de afloramiento de las metamorfitas cubanas, ubicada en el extremo este de la provincia de Guantánamo, de la cual comprende gran parte. Hasta hace poco, la información que se disponía sobre la geología de la sierra del Purial era muy esquemática. A partir de 1972 comenzaron en ella las investigaciones llevadas a cabo por profesores y alumnos del I.S.M.M. las que han puesto de manifiesto muchos de sus rasgos geológicos, aunque faltan aún numerosos aspectos por descifrar.

En la sierra del Purial, junto a las capas del probable basamento anfíbolítico eugeosin-

clinal, aparecen otras metamorfitas que forman parte de un gran paquete de mantos tectónicos, donde además participan también rocas sedimentarias, vulcanógenas y serpentinitas.

Las metamorfitas de la sierra del Purial no atribuibles al basamento pueden ser divididas por sus características litológicas en las siguientes formaciones:

1. Formación Sierra Verde.
2. Formación La Asunción.
3. Formación Sierra del Purial.

La Formación Sierra Verde aflora en la porción oriental de la sierra del Purial, y está constituida principalmente por filitas y pizarras, generalmente muy meteorizadas, con escasos afloramientos. Las rocas presentan tonalidades ocres o rojizas, aunque frescas son de color negro violáceo. Intercaladas aparecen raramente capas de areniscas y mármoles. Mineralógicamente las rocas constituyen una asociación de granos de cuarzo y sericita. El grado de metamorfismo de esta unidad es bajo y recuerda mucho a la Formación San Cayetano de Pinar del Río.

La Formación La Asunción aflora en la misma región que la Formación Sierra Verde, con la cual presenta contactos tectónicos. La unidad está constituida por mármoles, a veces dolomíticos, esquistos calcáreos y micáceo-calcáreos, de colores oscuros por el elevado contenido de materia orgánica convertida en grafito. El grado de metamorfismo de las rocas parece ser mayor que el de la Formación Sierra Verde.

Como se puede apreciar, el corte Formación Sierra Verde más Formación La Asunción, es muy similar a los de los macizos de Isla de la Juventud y Escambray, por lo que se pueden incluir dentro del complejo carbonatado-terígeno, aunque en la sierra del Purial no están claras las relaciones estratigráficas entre las dos formaciones. Esto último ocurre porque todos sus contactos son tectónicos y, al parecer, la Formación La Asunción cabalga sobre la Formación Sierra Verde.

La tercera unidad estratigráfica presente en el macizo es la Formación Sierra del Purial, que cubre aproximadamente el 90 % del área de afloramiento de las metamorfitas. La formación es una secuencia vulcanógeno-sedimentaria, metamorfolizada casi toda en la fa-

cies de esquistos verdes, raramente en la facies de esquistos glaucofánicos, en tanto otras no están metamorfizadas. El bajo grado metamórfico permite que en estas capas se conserven texturas primarias o relicticas, tales como almohadillas, amígdalas, estratificación gradacional, fenocristales relicticos, etcétera.

Las variedades de rocas más frecuentes en la Formación Sierra del Purial son los esquistos cloríticos tremolítico-actinolítico; ocasionalmente se presentan esquistos glaucofánicos. También aparecen capas de mármoles y esquistos calcáreos que a veces forman paquetes mapeables y que constituían intercalaciones calcáreas en el corte vulcanógeno original. El bajo grado metamórfico determina que las rocas más resistentes a estos procesos, por ejemplo los diabasas, no estén metamorfizadas, aunque sí cataclastizadas.

Las relaciones estratigráficas de la Formación Sierra del Purial, que constituye la única representante del complejo vulcanógeno-sedimentario de Somin y Millán, con las formaciones Sierra Verde y La Asunción, no han sido descifradas dada la ausencia de restos fósiles en todas ellas y los contactos tectónicos que siempre las separan.

CINTURÓN CANGRE

Esta área de afloramiento de metamorfitas, recientemente detectada, está situada al norte de la gran falla regional Pinar, y se extiende durante varias decenas de kilómetros por las Alturas Pizarrosas del Sur, inmediatamente al sur de la sierra de los Órganos. La secuencia presente en el cinturón está constituida por esquistos y mármoles de la facies de esquistos glaucofánicos. La porción inferior del corte está formada por esquistos meta-terrigenos con intercalaciones de metavulcanitas, en tanto que más arriba yacen mármoles en los que se han hallado restos de ammonites.

Edad de las rocas de los macizos metamórficos

Uno de los asuntos más polémicos de la geología cubana es la edad de las secuencias de los macizos metamórficos, lo cual se puede comprobar al estudiar la literatura al respecto,

en especial la de los últimos treinta años, variando las asignaciones entre Precámbrico y Cretácico. Aunque la polémica prosigue, el hallazgo de algunos escasos y muy mal preservados restos fósiles ha permitido al menos aclarar un poco algunos puntos.

Además de su similitud en la litología y secuencia estratigráfica interna, en las rocas del complejo carbonatado-terrigeno se han hallado algunos restos fósiles que pueden indicar que las rocas de este complejo expuestas en los tres macizos y el cinturón Cangre son correlacionables. Por otra parte, la marcada diferencia litológica del complejo vulcanógeno-sedimentario con estas secuencias hace poco probable su correlación con ellas. Por esto, al discutir la edad de las metamorfitas lo haremos por separado para cada complejo, comenzando por el carbonatado-terrigeno.

En los mármoles del complejo carbonatado-terrigeno ha sido hallada una fauna muy escasa desde el punto de vista estratigráfico. A pesar de sus limitaciones, estos hallazgos son importantísimos para juzgar sobre la edad de sus rocas. En el cinturón Cangre, en los mármoles de la porción superior del corte se han hallado restos de ammonites del género *Perisphinctes*, del Jurásico Superior, así como de radiolarios, parecidos a *Cenosphaera*.

En el macizo del Escambray también se han hallado radiolarios muy mal preservados que, según los especialistas, "tienen aspecto mesozoico" y en los mármoles del grupo San Juan se han encontrado ammonites del género *Microsphinctes*, del Jurásico Superior. En la Isla de la Juventud, en los mármoles de la Formación Agua Santa, se reportan algunos restos fósiles muy mal preservados, y se identifican con dudas, ejemplares de foraminíferos arenosos de los géneros *Ophtalmidium* y *Spirillina*: el primero de estos tiene una distribución estratigráfica comprendida entre el Triásico Medio y Jurásico Superior.

En las rocas del complejo carbonatado-terrigeno se han realizado varias determinaciones radiométricas (tabla 3.3) cuyos valores fluctúan entre 43 y 78 millones de años, es decir, entre Eoceno y Cretácico Tardío, según datos de Somin y Millán (1977), excepto el dato de Isla de la Juventud que es de Judoley y Meyerhoff (1971). Estos valores deben reflejar solamente las deformaciones sufridas durante los movimientos orogénicos laramídicos, puesto que clastos de ellas aparecen en

sedimentos del Eoceno cerca del Escambray.

Tabla 3.3
DETERMINACIONES RADIOMÉTRICAS
EN LOS MACIZOS METAMÓRFICOS

Localidad	Litología	Edad radiométrica (en millones de años)
Isla de la Juventud	esquistos moscovíticos	78 ± 2
		78 ± 4
		73 ± 4
Loma El Soldado, Isla de la Juventud	esquistos moscovíticos	55 ± 3
Presa del Medio-Nuevas, Isla de la Juventud	veta de greisen	66 ± 4
Escambray oriental	esquistos moscovíticos-calcíticos	61 ± 4
	esquistos moscovíticos-cuarceños	66 ± 4
	esquistos-moscovíticos-calcíticos	60 ± 3
	anfibolita micácea	43 ± 5

Numerosos geólogos señalaron ya desde los años treinta el gran parecido entre el corte estratigráfico poco o no metamorfizado de la sierra de los Órganos y el que existe en el complejo carbonatado-terrigeno. En particular Somin y Millán han reunido numerosas pruebas a favor de este criterio. En la sierra de los Órganos el corte se inicia con rocas terrígenas, ricas en cuarzo, del Jurásico Superior al Cretácico Superior, sin discordancias. Como hemos visto, iguales características reúne, en líneas generales, el complejo carbonatado-terrigeno, aún cuando se analice la composición de las rocas clásticas. Este hecho unido a los escasos hallazgos paleontológicos,

ha llevado a los geólogos antes mencionados a plantear que el complejo carbonatado-terrigeno tiene una edad Jurásico-Cretácico. Aunque esta idea está bastante argumentada, no se debe olvidar que la geología de los macizos es muy compleja y que los datos paleontológicos disponibles son sumamente escasos y no distribuidos en todo el complejo. Tal complejo alcanza espesores muy significativos, y no se puede negar hasta el momento, que los macizos estén constituidos por varias secuencias de distintas edades.

En el complejo vulcanógeno-sedimentario no se han hallado restos fósiles con valor estratigráfico ni se reportan determinaciones radiométricas en sus rocas.

Las capas de la Formación Sierra del Purial son cubiertas discordantemente por sedimentos del Eoceno y están cabalgadas por serpentinitas, emplazadas a finales del Cretácico (Maestrichtiano); de acuerdo con estos datos, el complejo debe ser premaestrichtiano. Como en el caso del complejo carbonatado-terrigeno, las correlaciones litológicas son de gran ayuda para definir la edad de las metamorfitas. La Formación Sierra del Purial está constituida fundamentalmente por vulcanitas medias y básicas metamorfizadas. En Cuba oriental existen rocas similares, no metamorfizadas, asignadas convencionalmente al intervalo Jurásico Superior (Tithoniano)-Cretácico Superior (Turoniano), las cuales afloran en la misma sierra del Purial donde son cabalgadas por las metavulcanitas.

En algunas áreas, donde las deformaciones fueron mayores, las vulcanitas presentan los clastos de los aglomerados tectónicamente orientados, esquistosidad y, en general, toman un aspecto muy similar a las de la Formación Sierra del Purial. Por esto, los geólogos que han estudiado estas secuencias, a pesar de su divergencia de criterios en otros puntos, coinciden en señalar que la Formación Sierra del Purial posiblemente es el equivalente metamórfico de las secuencias vulcanógeno-sedimentarias del Tithoniano-Cretácico Superior.

Como resumen podemos llegar a las siguientes conclusiones:

1. El complejo carbonatado-terrigeno es equivalente, al menos parcialmente, al corte Jurásico-Cretácico, expuesto en la sierra de los Órganos. G. Millán opina que probablemente las rocas cretácicas tienen poca importancia

entre las metamorfitas, aunque esto se debe probar aún. Es preciso continuar la búsqueda de fósiles y seguir realizando determinaciones radiométricas, puesto que todavía no se puede negar definitivamente, la existencia de rocas más antiguas.

2. El complejo vulcanógeno-sedimentario (Formación Sierra del Purial) parece tener una edad Jurásico Superior (Tithoniano)-Cretácico Superior (Turoniano).

Estratigrafía del ciclo geosinclinal alpino

La estratigrafía de las capas del ciclo geosinclinal alpino está mejor estudiada y conocida que la del basamento o la de los macizos metamórficos (la edad de estos últimos los ubica, al menos parcialmente, en este ciclo). Así se pueden distinguir varias secuencias a través de la mayor parte del territorio cubano, definidas por sus características litológicas o la existencia de discordancias entre ellas, aunque existen áreas donde algunas no se definen claramente. La relación de estas secuencias fue ofrecida al inicio de este capítulo.

Secuencia jurásica pretithoniana

Los sedimentos paleontológicamente datados más antiguos de Cuba y de todas las Antillas Mayores pertenecen al Jurásico. Hasta el momento se han reconocido con seguridad sedimentos pretithonianos solo en Pinar del Río, donde constituyen la mayor parte de las rocas de las elevaciones de Guaniguanico. Probablemente pertenezcan al Jurásico los potentes espesores de sales reportados en perforaciones y en domos salinos en la porción norcentral de Cuba. Estudiaremos con algún detalle el corte en estas regiones.

En Pinar del Río el corte tiene un carácter marcadamente terrígeno en su parte inferior y calcáreo en la superior, en tanto que en Cuba norcentral es evaporítico, con probables intercalaciones terrígenas.

En Pinar del Río, la secuencia pretithoniana tiene un desarrollo algo distinto en la sierra del Rosario (este) que en la sierra de los Órganos (oeste). Los estudios más recientes per-

miten trazar el esquema estratigráfico que se reproduce en la figura 3.7, según datos de Hatten (1957) y Pszczolkowski (1976) (p. 34).

En ambas regiones pinareñas el corte se inicia con las capas de la Formación San Cayetano, probablemente la unidad estratigráfica más conocida de Cuba, propuesta por De Golyer, en 1918. Aunque la unidad cambia un poco su composición litológica en distintas localidades, en general se presenta como una secuencia de areniscas, aleurolitas, filitas y pizarras de color negro, cuando están frescas. Las capas están generalmente bien estratificadas y contienen pequeñas astillas carbonosas de plantas, así como escasos restos de pelecípodos y moldes de helechos.

La Formación San Cayetano presenta una amplia gama de texturas y estructuras dentro de sus rocas terrígenas, lo que indica que la unidad se depositó en diferentes ambientes sedimentarios. De acuerdo con los datos del geólogo polaco G. Haczewski, que publicó un interesante estudio sedimentológico sobre ella, la Formación San Cayetano es un depósito sedimentado en ambientes que varían desde llanuras aluviales, pasando por depósitos costeros y de albuferas, hasta terminar en capas acumuladas al pie del talud continental.

Hasta el momento, la sucesión estratigráfica dentro de la formación no ha sido aclarada. Las rocas que la constituyen fueron fuertemente plegadas y divididas en toda una serie de mantos de cabalgamiento. Esta gran complejidad estructural, unida a la ausencia de horizontes guías y escasez de fósiles, dificulta enormemente poder obtener una idea segura de su estratigrafía interna. Por ello, los valores que se dan sobre el espesor de la formación fluctúan mucho en dependencia de la fuente bibliográfica. Los estimados más confiables le asignan un espesor del orden de 1 500 m, si bien no se conoce la base de la formación, por lo que este estimado es un mínimo.

Mucho se ha discutido sobre la edad de la Formación San Cayetano. El reciente hallazgo de ammonites del Oxfordiano cerca de su techo y el hecho de ser sobreyacida por rocas de esa edad indican que tanto en la sierra de los Órganos como en la del Rosario, la unidad no es más joven que Oxfordiano. Convencionalmente se ha asignado a la Formación San Cayetano al Jurásico Inferior y Medio, argumentando para ello el hallazgo de pelecípodos, en-

tre ellos *Triunia krommelbeini*, y unas frondas de helechos (*Phlebopteris cubensis*). Ambos taxones fósiles fueron hallados, por primera vez, a nivel mundial, en la Formación San Cayetano y, por ello, su valor estratigráfico es dudoso. Las trigonias halladas en las capas de la formación son muy parecidas a otras del Jurásico Medio de distintas regiones del planeta, en tanto que *Phlebopteris cubensis* es muy parecido a otros phlebopteridos del Triásico Superior al Jurásico Superior.

Esta escasez de fósiles hace que la edad de la base de la Formación San Cayetano sea un problema abierto de la geología de Cuba. En nuestro texto consideramos que la unidad tiene una edad Jurásico Inferior-Jurásico Superior (Oxfordiano).

Los estudios de Haczewski y otros geólogos prueban que la formación se derivó de la erosión de terrenos situados al sur de la cuenca donde ella se acumuló, constituidos por sedimentos terrígenos y sus equivalentes metamórficos (algunos opinan que también afloraban rocas ígneas intrusivas ácidas).

En opinión de la mayoría de los geólogos que han tratado este tema, la formación constituye un complejo de depósitos deltaicos muy variados, los cuales van desde sedimentos aluviales hasta turbiditas que no son más que las capas frontales y del piso del delta.

En la sierra de los Órganos, la Formación San Cayetano es cubierta concordantemente por la Formación Azúcar, constituida por las calizas oolíticas, coquinoideas sublitográficas, de color negro, bituminosas, que poseen un espesor máximo de unos 36 m. Recientemente se ha comprobado que esta unidad pertenece al Oxfordiano medio, aunque antes se estimaba era de probable edad Calloviano. La unidad fue definida por Ch. Hatten, en 1957.

Concordante sobre la Formación Azúcar yace la Formación Jagua (Palmer, 1945), que su distribución geográfica, está limitada a la sierra de los Órganos. La formación está constituida por una parte inferior de areniscas y lutitas con algunas intercalaciones lenticulares de areniscas conglomeráticas. En esta porción de la formación hay numerosas concreciones calcáreas (septarias), que frecuentemente albergan en su interior ammonites, peces, etc. magníficamente fosilizados. La parte alta está formada por calizas sublitográficas oscuras, bien estratificadas. La formación tie-

ne un espesor máximo de 120 m y una edad Oxfordiano medio y superior.

En la sierra del Rosario el equivalente de las formaciones Azúcar y Jagua es la Formación Francisco, compuesta por lutitas de color negro (frescas) calizas bien estratificadas, también negras y areniscas cuarzosas. El espesor de la formación alcanza 25 m. Fue definida esta unidad en 1976 por Pszczolkowski.

En la sierra de los Órganos, la Formación Jagua es cubierta concordantemente por la Formación Viñales, definida por De Golyer en 1918, y compuesta por calizas y dolomitas con estratificación gruesa. En 50 %, la unidad está representada por calizas finas (sublitográficas) muy puras. El resto son dolomitas y calizas oolíticas y pisolíticas. Localmente hay pedernal secundario. Aunque contiene numerosos restos orgánicos, ninguno de ellos es útil para determinar su edad, que se estima, de acuerdo con las investigaciones más recientes, es Oxfordiano superior-Tithoniano inferior.

La Formación Viñales tiene un espesor de 300 a 650 m y parece representar un depósito de agua muy someras.

Hacia el este, en la sierra del Rosario, las calizas masivas de la Formación Viñales transicionan a un corte constituido por varias decenas de metros de calizas bien estratificadas, de grano fino, con algunas intercalaciones de lutitas. Las calizas antes mencionadas pertenecen a la Formación Artemisa (Lewis, 1932) la cual, en la sierra del Rosario, se extiende hasta el Hauteriviense y en la de los Órganos cubre concordantemente a la Formación Viñales (fig. 3.7).

La Formación Artemisa es un sedimento de aguas mucho más profundas que la Formación Viñales e indica que el mar nerítico existente, donde se originaron las calizas de Viñales, transicionaba a una cuenca profunda hacia el este. En la sierra de los Órganos, la Formación Artemisa cubre a la Formación Viñales, e inicia el corte Tithoniano-Turoniano.

El complejo carbonatado-terrágeno de los macizos metamórficos cubanos fue correlacionado fundamentalmente con esta parte del corte Jurásico de Pinar del Río. Si esto es realmente así, cabe pensar que durante el Jurásico tuvo lugar una intensa subsidencia que abarcó gran parte de Cuba, la cual fue cubierta por las aguas del mar. Inicialmente a esta

cuenca llegaban gran cantidad de sedimentos terrígenos provenientes del sur. Durante el Oxfordiano tardío, las fuentes de abastecimiento del material terrígeno se peniplanizaron o hundieron bajo el mar y, en las condiciones de clima cálido existente, comenzó la sedimentación de materiales calcáreos.

Las capas de la secuencia jurásica pretithoniana, fueron muy deformadas en Pinar del Río y todas parecen alóctonas en su posición actual.

En el norte de Cuba, desde Matanzas hasta Ciego de Ávila, se han hallado distintos afloramientos de una secuencia evaporítica, denominada por Meyerhoff y Hatten, Formación Punta Alegre, que forma un diapiro en la localidad de su nombre en la provincia de Ciego de Ávila. A esta misma unidad se atribuyen los otros domos salinos conocidos en Cuba, los de Turiguanó, Cunagua (en Ciego de Ávila) y San Adrián en el límite de Matanzas-Habana.

La Formación Punta Alegre está compuesta por halitas y yeso con una enorme cantidad de inclusiones de diversas litologías. Muchas de estas son de lutitas muy similares litológicamente a las de la Formación San Cayetano. Además hay bloques de mármoles, esquistos, dolomitas, etc. En base a datos geofísicos se estima que el espesor de esta secuencia es de 2 000 a 5 000 m.

En las inclusiones de lutitas se ha hallado polen y esporas fósiles, que permiten hacer valoraciones sobre su edad. La ausencia de polen de angiospermas y la gran cantidad de polen de cycadaceas contribuyen a suponer la edad precretácica-postpérmica de las sales, si las lutitas y aleurolitas fueron originalmente intercalaciones en las evaporitas, como han supuesto muchos geólogos. Esto podría indicar una transición lateral entre las formaciones Punta Alegre y San Cayetano. Además, en Cayo Coco, en el norte de la provincia de Ciego de Ávila, la Formación Punta Alegre

parece yacer por debajo de sedimentos del Tithoniano.

Bordeando al golfo de México, y en algunas regiones en su interior, se encuentran varias formaciones evaporíticas, cuyas edades varían entre Triásico Superior y Jurásico Superior. Numerosos geólogos opinan que la Formación Punta Alegre se depositó en una de esas cuencas y por ello su edad se encuentra dentro de los límites arriba señalados.

Como se puede ver, la edad de las evaporitas no está precisada en lo absoluto. Muchos geólogos opinan que son, al menos parcialmente, equivalentes a la Formación San Cayetano, basados en que las inclusiones de lutitas tipo San Cayetano eran originalmente interestratificaciones y que existe o existió una transición facial de una formación a la otra. Otros geólogos mantienen una opinión distinta y argumentan el hallazgo de fauna cretácica en intercalaciones en las sales. Este último punto de vista lo mantienen muy pocos y es posible que se trate de un bloque de rocas suprayacentes arrastrado por las sales.

Como resumen podemos decir que la edad de la Formación Punta Alegre permanece bastante oscura. Es probablemente de edad jurásica pretithoniana, teniendo en cuenta, tanto los datos existentes para Cuba como los de geología regional.

FÓSILES ASOCIADOS A LAS CAPAS JURÁSICAS PRETITHONIANAS

El corte Jurásico pretithoniano no es, en general, abundante en restos fósiles. Realmente, solo la sección del Oxfordiano en Pinar del Río contiene una abundante fauna fósil.

Como es de esperar, son los ammonites los más importantes fósiles guías en esta secuencia, los que presentan representantes de los siguientes géneros: *Perisphinctes*, *Dichotomosphinctes*, *Arisphinctes*, *Ochetoceras*, *Cubaochetoceras*, *Pseudoarisphinctes*, *Discosphinctes*, *Vinalesphinctes*, *Aspidoceras*, *Euaspidoceras*, *Physodiceras*.

Además de ammonites en los depósitos de esta secuencia se han hallado restos de pelecípodos en la Formación San Cayetano, el más notable es la especie *Trigonia krommelbeini*, hallada aquí por primera vez; concrecio-



Fig. 3.8 Ejemplar de helecho *Phlebopteris cubensis* hallado en la Formación San Cayetano

nes con restos de peces, reptiles marinos, etc., son características de la Formación Jagua.

La microfauna fósil hallada en las capas jurásicas pretithonianas es escasa, y se reporta la presencia de algunos foraminíferos arenosos, entre ellos del género *Conicospirillina*, en la Formación Azúcar. En las capas de la Formación San Cayetano se encuentran restos de helechos. En esta unidad fueron hallados, por primera vez, moldes de la especie *Phlebopteris cubensis* (fig. 3.8), según datos de Vachramev (1966). En la Formación Punta Alegre, presentes en las inclusiones de lutitas, se conocen restos de polen de cycadofitas.

Secuencia Jurásico Superior (Tithoniano)-Cretácico Superior (Turoniano)

Posiblemente a fines del Jurásico comienza en Cuba y en el resto de las Antillas Mayores, una intensa actividad volcánica; se divide claramente (al menos en el territorio cubano) el geosinclinal en dos cuencas con sedimentación contrastante al eugeosinclinal, al sur y al miogeosinclinal al norte, separados por una cresta, la denominada elevación media del geosinclinal. De esta manera a partir del Tithoniano se desarrolla, en forma bien manifiesta, la zonación geosinclinal que se ha de mantener con nitidez hasta el Turoniano, en especial en la parte central del país. Ahora bien, la citada zonación no se limita a la división del geosinclinal en las tres grandes estructuras mencionadas, eugeosinclinal, geosinclinal y la elevación media, sino que den-

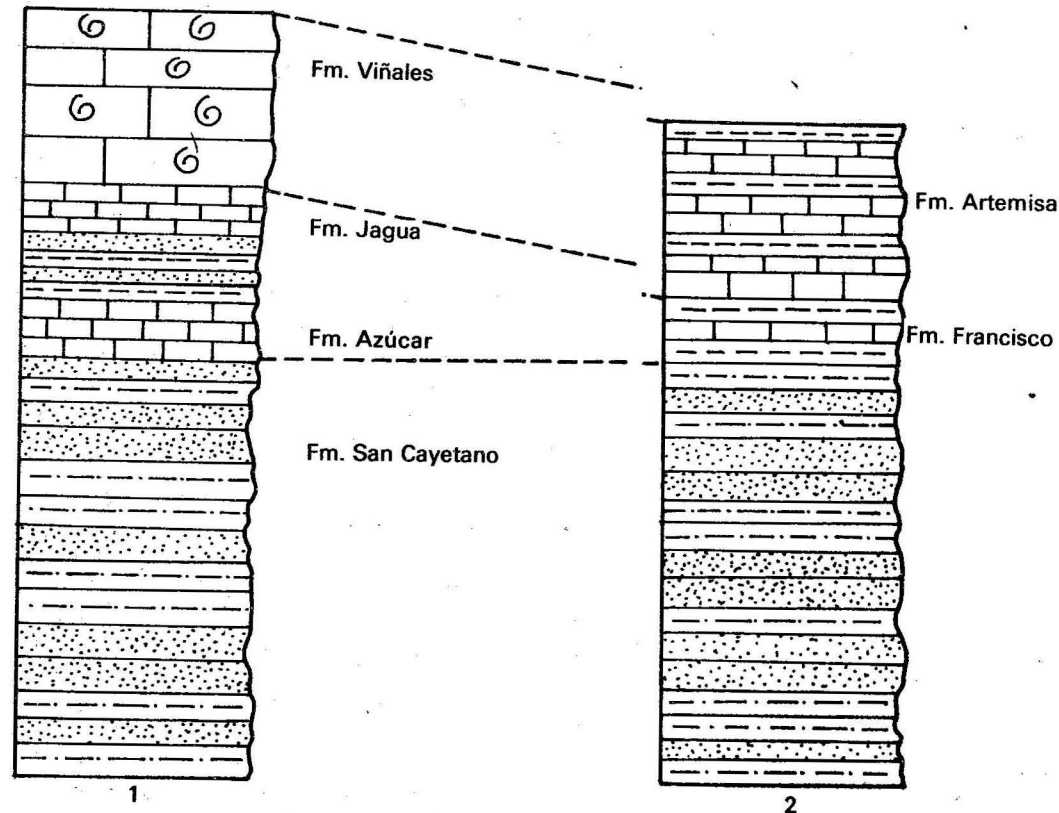


Fig. 3.7 Columna estratigráfica esquemática de la secuencia jurásica pretithoniana en las cordilleras de Guaniguanico: 1- sierra de los Órganos; 2- sierra del Rosario

tro. de cada una la acumulación de materiales variaba de un lugar a otro. Este fenómeno se manifiesta muy bien en el centro de Cuba que es donde mejor se ponen de relieve las relaciones entre las tres grandes estructuras.

Los geólogos que trabajaron en Cuba central entre los años treinta y cincuenta observaron que en su territorio se distinguían una serie de zonas o áreas que se extienden como fajas paralelas, caracterizadas cada una por una estratigrafía y estilo tectónico propios. Los primeros en reconocer ampliamente este fenómeno y aplicarlo en sus investigaciones fueron Bronnimann y Pardo, en 1956. Poco después este concepto también fue empleado por Hatten, Ducloz, Vagnat y otros geólogos que estudiaban dicha región. Estas zonas o bandas fueron denominadas zonas estructuro-faciales.

Las zonas estructuro-faciales, según Judoley y Meyerhoff son fajas paralelas, estrechas, a veces lineales, cada una caracterizada por estilos tectónicos y estratigráficos propios, que las hace de fácil determinación tanto en superficie como en perforaciones. Algunas de estas zonas se pueden seguir a lo largo de centenares de kilómetros. En Cuba central se han distinguido (de sur a norte) las siguientes zonas estructuro-faciales según el esquema de Hatten y otros (1958):

1. Eugeosinclinal:
 - a) zona Zaza.
2. Elevación media:
 - a) zona Las Villas.
3. Miogeosinclinal:
 - a) zona Zulueta,
 - b) zona Remedios,
 - c) zona Cayo Coco.
4. Plataforma de Bahamas.

De estas zonas únicamente la zona Zaza se ha detectado en toda la isla. La zona Las Villas solo se ha estudiado hasta el momento en Cuba central, aunque se supone su existencia por algunos geólogos, separando el eugeosinclinal del miogeosinclinal en toda Cuba. La zona miogeosinclinal que posee afloramientos más extensos es la de Remedios, que se ha reconocido desde Villalarga hasta el NW de Holguín. La zona Zulueta se ha reconocido con seguridad en Cuba central y en el occidente de la isla (en superficie y, en especial, en perforaciones profundas).

La zona Zaza comprende la mayor parte

de Cuba. En el corte estratigráfico de esta zona predominan las rocas vulcanógenas.

La zona Las Villas tiene afloramientos muy escasos, los mayores son el fenster de Jaraheuca en la provincia de Sancti Spiritus y pequeños afloramientos al noreste de Matanzas. Se supone que la zona está cubierta casi totalmente por mantos tectónicos de la zona Zaza y se caracteriza por un corte de poca potencia, con características intermedias entre el eugeosinclinal y el miogeosinclinal.

La zona Zulueta es la más meridional de las del miogeosinclinal y está constituida por sedimentos de aguas profundas de edad Tithoniano-Turoniano, de poco espesor, cubiertos con discordancia por rocas calcáreas brechosas. En los últimos años a veces se denomina a esta zona el leptogeosinclinal.

La zona Remedios está formada por calizas organógenas de enorme espesor de edad Aptiano (o más antiguas)-Cenomaniano.

La zona Cayo Coco contiene depósitos de aguas bastantes profundas. En la parte baja del corte hay numerosas intercalaciones de evaporitas. El resto de la columna estratigráfica está formada por sedimentos calcáreos.

La plataforma de Bahamas está compuesta por rocas carbonatadas y anhidritas depositadas en aguas someras.

Las rocas de las distintas zonas se encuentran deformadas con diferentes grados de intensidad; las capas de la zona Zaza están cabalgadas sobre la elevación media, e incluso en muchas áreas, sobre parte o todo del miogeosinclinal, en el cual también se registran internamente mantos tectónicos. Por tanto, la ubicación actual de las zonas estructuro-faciales, en especial la zona Zaza, se encuentra desplazada hacia el norte o noroeste, con respecto a su posición original. La intensidad de las deformaciones depende de la magnitud de los esfuerzos tectónicos y las propiedades mecánicas de las rocas, pero, en general, disminuye hacia el norte, en dirección a la plataforma de Bahamas.

Antes de pasar a estudiar el corte Tithoniano-Turoniano en cada zona estructuro-facial, debemos aclarar algunos asuntos sobre el esquema que utilizaremos, que fue el propuesto por Hatten y otros, en 1958. Debido a que el fenómeno de la zonación fue descubierto y empleado en sus estudios casi simultáneamente por varios geólogos, sin que exis-

tieran normación alguna de la nomenclatura, se encuentran diferentes designaciones para estas mismas o muy similares zonas en otros trabajos. En la tabla 3.4 se presentan, a modo de comparación esquemas de zonación estructuro-facial de Cuba central, según diferentes autores.

Algunos geólogos han ubicado las dos zonas más septentrionales del miogeosinclinal en el borde meridional de la plataforma de Bahamas. En este texto no lo consideramos así, ya que en ambas zonas las rocas se encuentran bastante deformadas y presentan huellas de haberse acumulado, en algunas ocasiones, en ambientes bastante inestables.

ZONA ZAZA

La zona Zaza es ampliamente la que cubre una mayor superficie de todas las distinguidas en la zonación estructuro-facial del Tithoniano-Turoniano. Estudiaremos las características de su corte en distintas regiones de Cuba, y después haremos generalizaciones de la información acopiada.

Empezaremos el estudio de la estratigrafía de la zona Zaza en la región central del país, puesto que allí fue propuesta y sus rasgos pueden servir de patrón de comparación con los cortes de otras áreas del país. En la descripción de la estratigrafía de la zona Zaza en Cuba central (este de Matanzas, Villalarga, Sancti Spiritus, Ciego de Ávila y oeste de Camagüey) nos guiaremos por los datos de Hatten y otros (1958), Giedt y Schooler (1959), como aparece en la figura 3.9.

En Cuba central se presenta el corte más completo de la zona Zaza. De acuerdo con los datos de superficie y perforación en la base del corte yace una secuencia de diabasas cataclastizadas, brechosas, frecuentemente con textura de almohadillas, indicadora de su emplazamiento en condiciones submarinas. En la literatura se ha denominado esta secuencia como Diabasas Zurrupandilla, por el arroyo de ese nombre en el cual se encuentran buenos cortes de la unidad. Las diabasas sobreyacen tectónicamente a las serpentinitas que forman grandes cuerpos en la región central de Cuba y algunos geólogos creen que existen contactos gradacionales entre ellas, constituyendo diferenciados de una enorme extrusión que se derramó sobre el fondo del geosinclinal. El espesor máximo de las diabasas es de 800 m.

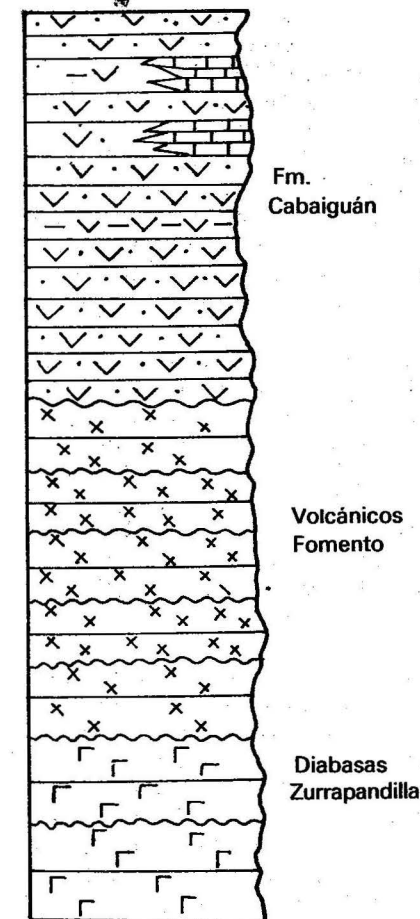


Fig. 3.9 Columna estratigráfica esquemática de la zona Zaza en Cuba central

Por arriba en el corte yacen los llamados Volcánicos Fomento. Son rocas porfíricas amigdaloidales, a veces con textura de almohadas (*pillow lavas*) de composición basáltica, a veces andesíticas, y con espesor estimado del orden de 1 800 m.

El corte suprayacente es marcadamente diferente. Por encima de los Volcánicos Fomento y, posiblemente, discordante sobre ellos, yace una secuencia de areniscas tobáceas muy bien estratificadas, silicificadas (cuando están frescas) y muy duras que contienen en ocasiones radiolarios. Hacia la parte superior del corte hay intercalaciones de aleurólitas tobáceas, calcáreas, con muchos radiolarios, foraminíferos, etc. En el corte también

hay capas de tobas de composición media o ácida. Toda esta secuencia fue denominada por Hatten y otros en 1958, como Tobas Cabaiguán. Puesto que las tobas son, en realidad, una fracción de ella, en lo adelante la denominaremos Formación Cabaiguán.

Lateralmente, en su parte superior, la Formación Cabaiguán transiciona en algunas áreas a lutitas y aleurolitas calcáreas con capas de calizas a las cuales se les conoce en la literatura geológica como Formación Serrucho (o Formación Provincial). En la Formación Serrucho se ha encontrado una fauna de foraminíferos de edad Albiano superior-Cenomaniano, por lo que el corte subyacente debe ser del Albiano inferior o más antiguo.

Originalmente, el grupo de geólogos que propuso la Formación Cabaiguán estimaba que su límite superior de edad era Cenomaniano. Sin embargo, investigaciones más recientes extienden este límite hasta el Turoniano. El espesor de la formación es de 2 000 m.

La segunda área de afloramiento de la secuencia Tithoniana-Turoniana de la zona Zaza es la de las provincias habaneras (datos tomados de J. Albear y M. Iturralde).

A diferencia de Cuba central, donde estas rocas cubren áreas extensas, en las provincias habaneras el corte analizado tiene afloramientos muy escasos y sus rocas están muy deformadas, yaciendo en la base del corte geosinclinal alóctono.

J. Albear y M. Iturralde destacan en esta región dos unidades en el corte estudiado. La parte inferior la designan como Grupo Chirino, denominada en lo adelante como Formación Chirino. Tal formación está compuesta por tobas con intercalaciones de tufitas, calizas pedernales, andesitas y basaltos (los últimos con textura en almohadilla). Estas rocas están cortadas por diques, sills y cuellos volcánicos. En la Formación Chirino se ha hallado fauna fósil. El espesor de la formación es de 1 000 m (mínimo). Al parecer discordante por encima de la Formación Chirino yace la Formación La Trampa (Grupo La Trampa, de Albear e Iturralde), compuesta por conglomerados con intercalaciones de lutitas tobáceas, andesitas, dacitas y tobas. El material predominante en los clastos es de rocas volcánicas (posiblemente de la Formación Chirino), aunque también hay capas de areniscas polimícticas, donde se han hallado

fragmentos de serpentinitas. El espesor de la Formación La Trampa es de 200 a 300 m (mínimo). En ella se ha encontrado fauna de Cenomaniano y Turoniano.

La tercera área a estudiar es la parte occidental de la Sierra Maestra, en las cercanías del Pico Turquino, donde las rocas del intervalo analizado comienzan el corte visible. Aquí Furrozola y otros también distinguen dos secuencias. La inferior está constituida fundamentalmente por tobas y aglomerados con intercalaciones de areniscas y conglomerados volcanomícticos. Esta secuencia, que alcanza un espesor mínimo de 180 m, es sobreyacida, quizás discordantemente, por otra de carácter fundamentalmente terrígeno, formada por areniscas y aleurolitas tobáceas, así como aglomerados de igual composición con intercalaciones de aglomerados y basaltos hacia la parte alta.

A este conjunto de rocas, con un espesor que fluctúa en los cortes entre 1 000 y 1 700 m, se le denomina Formación Palma Mocha, que tiene una edad Cenomaniano-Turoniano.

Rocas muy similares a las aquí estudiadas, afloran en la sierra de Cristal y, más limitadamente, en la sierra del Purial y al norte de esta, donde se ha propuesto llamarlas Formación Santo Domingo. Los afloramientos de esta formación cubren áreas muy limitadas (solo algunos kilómetros cuadrados) y en la mayoría de los casos es muy difícil obtener una idea de su estratigrafía interna. Al norte de la sierra de Cristal el corte está formado por basaltos y sus tobas, con intercalaciones de tufitas, calizas (raras) y sedimentos tobáceos. En otras partes de Cuba oriental varía algo el corte con respecto a este, pero, en general, predominan las rocas volcánicas máficas o medias, así como sus tobas. Como en casos anteriores, estas secuencias de carácter predominante volcánico, son estériles desde el punto de vista fosilífero. Las rocas de la secuencia eugeosinclinal están muy deformadas en toda Cuba y en algunas localidades se han metamorfozadas. La más extensa área de afloramiento de estas metamorfitas parece ser la sierra del Purial, donde en gran parte afloran las metavuicanitas de la Formación Sierra del Purial, ya descrita anteriormente. En otras partes de la isla, los afloramientos de metavulcanitas tienen un área mucho más limitada.

Tabla 3.4
ESQUEMAS DE ZONACIÓN ESTRUCTURO-FACIAL DE CUBA CENTRAL

Zonas estructuro-faciales								
Autores	Zaza		Las Villas		Zulueta		Remedios	Cayo Coco
Hatten y otros (1958)								
Ducloz y Vagnat (1962)	Santa Clara		Placetás		Camajuani		Remedios	
Bronnmann y Pardo (1954)	Cabaigúan	Domingo	Cifuentes	Placetás	Las Villas	Jatibonico	Sagua la Chica	Yaguajay
								Cinturón Costero
Judoley (1967)	Zaza		Las Villas		Remedios			Cayo Coco
								Canal Viejo de Bahamas
Knipper y Cabrera (1974)	Selbabo	Santa Clara	Placetás	San Felipe	Camajuani	Remedios		

La zona Zaza se puede seguir por las otras islas pertenecientes a las Grandes Antillas. En Haití y República Dominicana hay extensos afloramientos de vulcanitas máficas y medias, con intercalaciones de pedernal, calizas y rocas terrígenas, que a veces se encuentran metamorfozadas en la facies de esquistos verdes. En Puerto Rico está presente una secuencia de tobas y brechas con intercalaciones de conglomerados y andesitas con un espesor mínimo de 2 300 m y en Jamaica también aparecen rocas vulcanógenas en una posición estratigráfica correlacionable con las de la zona Zaza.

Los fósiles más antiguos hallados en la zona Zaza en Cuba datan del Albiano, en tanto que en las secuencias correlacionables con ella en las Antillas Mayores, los fósiles más antiguos datados tienen las siguientes edades: Aptiano-Albiano, en Haití y República Dominicana; Cenomaniano, en Puerto Rico, y Neocomiano superior, en Jamaica.

Los fósiles albianos fueron hallados en la parte más alta del corte de la zona Zaza en Cuba central, y quedan por datar miles de metros de rocas estériles por debajo. Si las rocas de la zona Zaza forman parte de un mismo complejo volcánico con las del resto de las Antillas Mayores, los datos paleontológicos que estas nos brindan permiten rebajar su edad solo hasta el Neocomiano superior. ¿Por qué motivo, se ha planteado que la base del corte de la zona Zaza pertenece al Jurásico Superior (Tithoniano), si los datos paleontológicos hasta el momento obtenidos no lo indican? Hay dos hechos que señalan la muy posible edad tithoniana de la base del corte vulcanógeno-sedimentario eugeosinclinal.

La primera evidencia de la posible edad tithoniana de la base del corte eugeosinclinal la da el estudio de las secuencias mioeugeosinclinales. Veamos qué pruebas aporta esto.

En toda una serie de formaciones del mioeugeosinclinal y la elevación media hay material volcánico diseminado o intercalado. Así, por ejemplo, en las capas del Tithoniano de la Formación Artemisa en Pinar del Río, se han hallado finas intercalaciones de material tobáceo. En la Formación Martín Mesa, en la provincia de la Habana, hay intercalaciones de material vulcanógeno. La Formación Placetas, perteneciente a la elevación media en Cuba central, contiene intercalaciones de basal-

tos. Esta unidad tiene una edad Neoconiano-Cenomaniano.

La suma de los hechos anteriores señala claramente que al sur del mioeugeosinclinal se extendió, desde el Tithoniano hasta el Cretácico Tardío, una región con actividad volcánica, que no puede ser otra que el eugeosinclinal antillano.

La segunda evidencia a favor de la asignación de una edad tithoniana a la base del corte vulcanógeno sedimentario del eugeosinclinal, es el resultado de una determinación radiométrica realizada en las rocas del complejo vulcanógeno-sedimentario que forma la base del corte, en la isla Deseada, al este de Puerto Rico. Tal determinación dio un resultado de $142 \pm 147 \times 10^6$ años, es decir, Jurásico Superior alto en la mayor parte de las escalas radiométricas vigentes.

Por tanto, los datos indirectos provenientes de los cortes situados al norte del eugeosinclinal, así como la determinación radiométrica en la isla Deseada, permiten suponer con bastante confiabilidad, la edad tithoniana de la base del corte eugeosinclinal de las Antillas. Por otra parte, la presencia de intercalaciones metavulcanógenas en los cortes de las metamorfitas del cinturón Cangre y el Escambray, evidencian claramente la existencia de una actividad volcánica pretithoniana, puesto que gran parte de estas rocas deben ser jurásicas pretithonianas. De esta forma, aunque la actividad volcánica en gran escala se puede haber iniciado en el Tithoniano aproximadamente, ya antes se desarrollaron focos volcánicos y, posiblemente, la zonación eugeosinclinal se comenzó a manifestar, en forma preliminar, en tiempos pretithonianos.

Los datos del corte eugeosinclinal existente en Cuba permiten ver con bastante claridad que este se divide en dos partes: la inferior, en la que predomina el material vulcanógeno y que debe tener una edad Tithoniano a Albiano o Aptiano (dependiendo de la localidad) se acumuló en cuencas marinas profundas. Y la superior, también se formó en cuencas marinas profundas con actividad volcánica, pero ya en las cercanías existían islas emergidas que suministraban grandes volúmenes del material clástico y, en muchas ocasiones, el aporte de material terrígeno sobrepasó al volumen de rocas volcánicas. La división del eugeosinclinal en varias cuencas separadas por islas, puede indicar que ya hacia finales

del Cretácico Inicial se desarrollaban movimientos tectónicos en dichas islas. La secuencia superior tiene una edad que va del Albiano o Cenomaniano (dependiendo de la localidad) al Turoniano.

ZONA LAS VILLAS (ELEVACIÓN MEDIA)

La elevación media, según hemos visto, ocupa una posición entre el eugeosinclinal y el mioeugeosinclinal y es de esperar que en su corte estratigráfico presente características intermedias. Tal cosa ocurre como veremos a continuación.

La elevación media solo se puede estudiar en afloramientos en la llamada ventana tectónica o fenster de Jarahueca y en el noreste de Matanzas, aunque esta última localidad ha sido poco investigada. Tampoco en perforaciones se ha cortado la zona Las Villas. No obstante las limitaciones antes expuestas, la mayor parte de los geólogos que han trabajado la geología regional de Cuba, suponen que una barrera paleogeográfica debió separar al eugeosinclinal del mioeugeosinclinal. Esta barrera es la elevación media o zona Las Villas.

Iniciaremos el estudio de la elevación media en su afloramiento más amplio e investigado, la ventana tectónica de Jarahueca (fig. 3.10), según datos de Hatten y otros (1958).

Sobre el basamento del geosinclinal, compuesto aquí por los Metamórficos Perea y rocas que los intruyen, yace un corte que comienza con los sedimentos de la Formación Quemadito compuesta por areniscas y aleurolitas cuarzosas, así como arcosas, a veces conglomeráticas con cantos de granitos y pegmatitas. Hacia arriba la granulometría de la formación disminuye y transiciona a la Formación Placetas que la sobreyace concordantemente. La edad de la Formación Quemadito no está bien precisada puesto que ella es estéril. El hecho de que es sobreyacida concordantemente por la Formación Placetas, de edad Neoconiano en su base, ha llevado a algunos geólogos a suponer que su edad puede ser Jurásico Superior (Tithoniano) o, incluso más antigua. El espesor calculado para la formación es de 350 m en su localidad tipo. La Formación Placetas yace concordantemente sobre la Formación Quemadito.

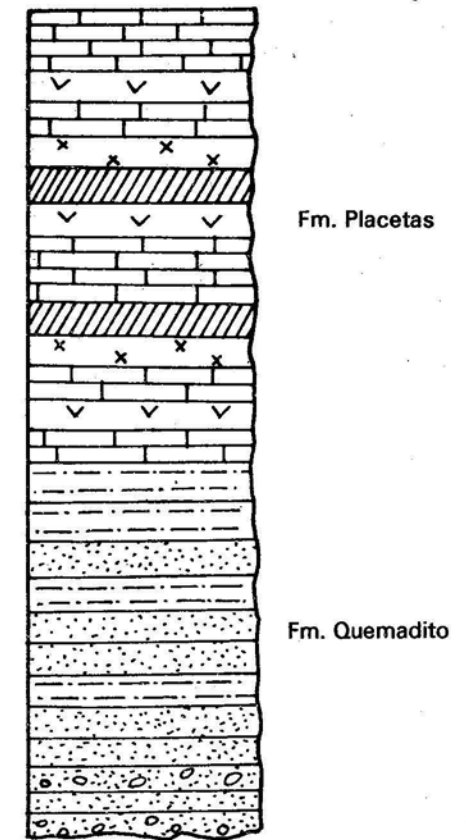


Fig. 3.10 Columna estratigráfica esquemática de la secuencia Jurásico Superior (Tithoniano)-Cretácico Superior (Turoniano) en la ventana tectónica de Jarahueca

Aproximadamente el 50 % de la unidad está constituido de calizas aleurolíticas o tobáceas con muchos radiolarios. Se presentan capas de pedernal de origen secundario, así como intercalaciones de tobas y basaltos espiliticos. La formación contiene una abundante fauna de foraminíferos y calpionellidos que permite asignarla al intervalo Neocomiano. Su espesor es de 350 m.

Como vemos el espesor total del corte desde el Jurásico Superior hasta el Cenomaniano es de 700 m aproximadamente, mucho más reducido que el del eugeosinclinal. El corte estratigráfico del Neoconiano-Cenomaniano indica una profundización de las aguas en ese intervalo. La Formación Quemadito parece ser un depósito marino somero, mientras que la Formación Placetas constituye un

sedimento de aguas profundas cercano a una fuente volcánica.

Los datos sobre la estratigrafía de la zona Las Villas en la región de la Sierra Morena, son más escasos que los referentes a Jarahueca. Aquí sobre el basamento parece descansar discordantemente la Formación Veloz (Hatten y otros, 1958) compuesta por calizas y lutitas finamente estratificadas, conteniendo las primeras muchos restos de radiolarios, en tanto que en los planos de estratificación hay abundantes opérculos de ammonites. También aparecen intercalaciones de radiolaritas (pedernales) y hacia la base de la formación hay aleurolitas cuarzosas. El espesor de esta unidad es de 300 m y su edad Jurásico Superior (Tithoniano)-Neocomiano.

Más arriba el corte de la unidad culmina con una secuencia de pedernales negros, finamente estratificados, denominados Formación Amaro.

Como se puede observar, existe una variación facial bastante notable entre los cortes de las dos localidades. El hecho más destacado en este sentido es la ausencia de material volcánico en Sierra Morena. Ambas áreas están constituidas por sedimentos de aguas profundas y el espesor de su corte es mucho menor que el equivalente en la zona Zaza.

Es posible que existan otros afloramientos de la zona Las Villas o que esta haya sido cortada por algunas perforaciones en Cuba occidental, ya que existen allí cortes correlacionables de rasgos similares.

ZONA ZULUETA

La zona Zulueta constituye la más meridional del miogeosinclinal. Como en el caso de las anteriores ella se encuentra mejor definida en la superficie en Cuba central (Villa Clara y Sancti Spiritus); por esto también aquí iniciaremos el estudio en esa región y después extenderemos las observaciones a otras que presentan cortes similares en edad, composición litológica y posición estructural. En esta región central utilizaremos la nomenclatura litoestratigráfica y los datos de Hatten y otros (1958).

Inmediatamente al norte de la zona Las Villas y separada de ella por la falla Perea se encuentra la zona Zulueta, del miogeosinclinal donde el corte presente fue intensamente deformado por los movimientos tectónicos que la han afectado (fig. 3.11).

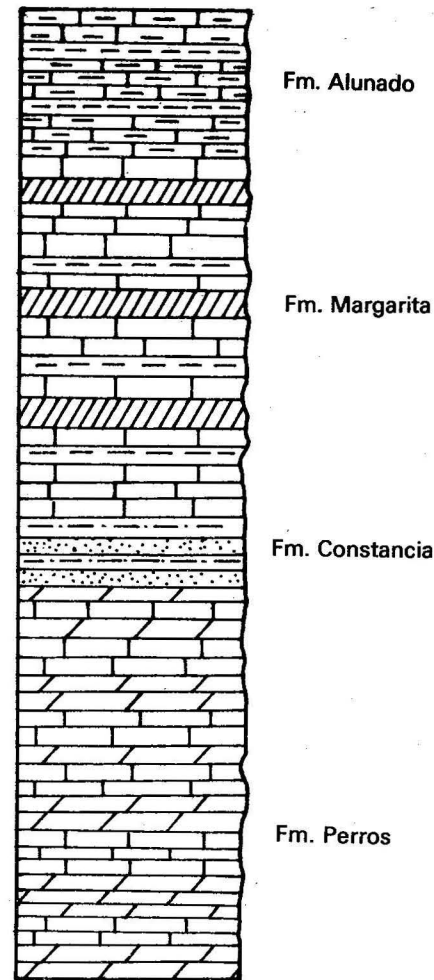


Fig. 3.11 Columna estratigráfica esquemática de las secuencias Jurásico Superior (Tithoniano)-Cretácico Superior (Turoniano) en la zona Zulueta del miogeosinclinal

La base del corte geológico de la zona Zulueta en Cuba central comienza por la Formación Perros (Hatten y otros, 1958) compuesta por dolomitas y calizas dolomíticas pardo grisáceas finamente estratificadas, a veces masivas. La dolomitización de las rocas es secundaria y el espesor de la unidad es de 500 m, aproximadamente. Sobre ella yace la Formación Constancia compuesta por areniscas y aleurolitas cuarzo-micáceas de edad Tithoniano, que poseen un espesor menor de 50 m y que probablemente sea correlacionable con la

Formación Quemadito de la zona Las Villas. Esta unidad no parece tener un extensión lateral considerable o, al menos, se acuña localmente, ya que está ausente en algunas áreas.

Más arriba en el corte se dispone la Formación Margarita, constituida por calizas microorganodetríticas (fragmentos de Nannoconus); también se presentan capas de calizas oolíticas y organodetríticas.

Hay intercalaciones finas de pedernal y de rocas arcillosas. La base de la formación parece tener edades algo diferentes en distintas áreas, pero, en conjunto, la formación pertenece al Neocomiano. Su espesor es de 350 m.

El corte de la zona Zulueta en esta región culmina con la Formación Alunado, constituida por calizas de grano fino, arcillosas finamente estratificadas y algo dolomitizadas. En el corte aparecen algunas intercalaciones finas de lutitas. La potencia aproximada de la formación es de 150 m y su edad Aptiano-Turoniano inferior.

En la porción occidental de Villalara y oriental de Matanzas, el corte en superficie de la zona Zulueta es bastante similar, aunque por debajo de la Formación Margarita se encuentran capas de calizas microcristalinas, con intercalaciones de calcarenitas y calizas colíticas, que reciben el nombre de Formación Sabanilla. Esta formación posee un espesor que oscila entre 300 y 900 m.

Todo el corte estratigráfico aquí descrito es continuo, sin discordancias, lo cual indica una subsidencia constante de esta zona en un régimen no compensado, puesto que todas las formaciones se acumularon en condiciones marinas profundas, como evidencia la rica fauna planctónica y de ammonites contenida en ellas.

Hacia el oeste de Cuba central, en las provincias de La Habana y Matanzas, los sedimentos de la zona Zulueta solo afloran en muy pocas localidades y la mayor parte de ellos se conocen solo por perforaciones. Los afloramientos más notables se encuentran en el área de Martín Mesa, cerca del Mariel y en Santa María del Rosario. En ambas localidades parecen hallarse ventanas tectónicas que exponen a la zona Zulueta. En las citadas provincias el corte se inicia con capas de la Formación Artemisa, cuya edad aquí es Tithoniano. Más arriba yace un corte muy similar al ya estudiado en Cuba central, constituido

fundamentalmente por capas de calizas bien estratificadas, pedernales y lutitas, con un espesor total entre 1 700 y 2 300 m y cuya edad se extiende hasta el Turoniano.

La otra área de extensos afloramientos de capas atribuibles a la zona Zulueta se localiza en las cordilleras de Guaniguanico, en Pinar del Río, donde en las sierras del Rosario y los Organos se encuentran cortes muy similares a los de Cuba central. Los datos que a continuación expondremos se han tomado de artículos de Pszczolkowski, de la brigada cubano-polaca de la Academia de Ciencias. Es de destacar que en esta región, según se plantea en el esquema estratigráfico elaborado por dicha brigada, no existe una discordancia que separe las capas del Turoniano de las sobreyacentes, es decir, está ausente la discordancia subhercínica reportada en casi toda Cuba. Estos geólogos plantean que en Cuba occidental se desarrolló un régimen de subsidencia continua desde el Jurásico hasta bien entrado el Paleógeno. Tal situación parece poco probable en una región tan inestable y, además, no se ha podido justificar paleontológicamente la presencia de sedimentos del Coniaciano y Santoniano en Guaniguanico. Por todo lo anterior, en este texto consideramos existe una discordancia en esta región.

En la sierra de los Organos el corte estratigráfico atribuible a la zona Zulueta está representado por las formaciones Artemisa (que yace concordante sobre la Formación Viñales) y Pons. Las capas del Tithoniano y Berriasiano de la Formación Artemisa están compuestas por calizas de grano fino (micríticas), bien estratificadas con un espesor máximo de 95 m, sobre ellas yacen calizas con estratificación gruesa; el corte de la unidad concluye con calizas finamente estratificadas con muchas intercalaciones de pedernal. Concordante sobre ella yace la Formación Pons, compuesta por calizas oscuras, micríticas, con algunas capas de pedernal.

En la sierra del Rosario, al igual que en la de los Organos, la tectónica es sumamente compleja y se distinguen numerosos mantos de cabalgamiento, lo cual complica el desciframiento de la estratigrafía, en sí muy difícil. El corte de intervalo Tithoniano-Turoniano también comienza con la Formación Artemisa (cuya base en estas montañas pertenece al Oxfordiano por lo que aquí no existe una discordancia pretithoniana). El espesor total de

la formación es de 200 a 350 m, de los cuales entre 50 y 200 (en dependencia de la localidad) corresponden al Cretácico inferior. Por arriba de la Formación Artemisa el corte adquiere diferentes características en distintas áreas (fig. 3.12).

En el sur, sobre la Formación Artemisa descansa la Formación Buenavista, unidad de caracterización litológica muy compleja, que se extiende, según criterio de Pszczolkowski, desde el Cretácico Inferior (Hauteriviano) al Eoceno Inferior. El intervalo Hauteriviano-Turoniano está representado en ella por pedernales con intercalaciones de calizas pelito-mórficas, areniscas y aleurolitas. En el norte de la sierra, sobre la Formación Artemisa yace concordantemente la Formación Polier, compuesta por calizas micríticas, con radiolarios y ammonites, areniscas cuarzosas y luti-

tas cuya edad es Hauteriviano-Albiano. En esta unidad es de destacar que su parte superior es marcadamente terrígena, con turbiditas. Sobre la Formación Polier yacen las capas de la Formación Buenavista que aquí comienza en el Cenomaniano.

En la porción más septentrional de la sierra del Rosario, el intervalo Hauteriviano-Barrémiano está representado por la Formación Lucas, constituida por calizas con radiolarios y ammonites con intercalaciones finas de lutitas, areniscas y pedernal, con un espesor de 200 m. Sobre ella yace la Formación Sierra Azul, compuesta por lutitas y pedernales con intercalaciones de tufitas, y cubierta por calizas con estratificación gruesa. La edad de esta última unidad es Aptiano-Turoniano. En esta área no se conocen las capas situadas por debajo del Hauteriviano.

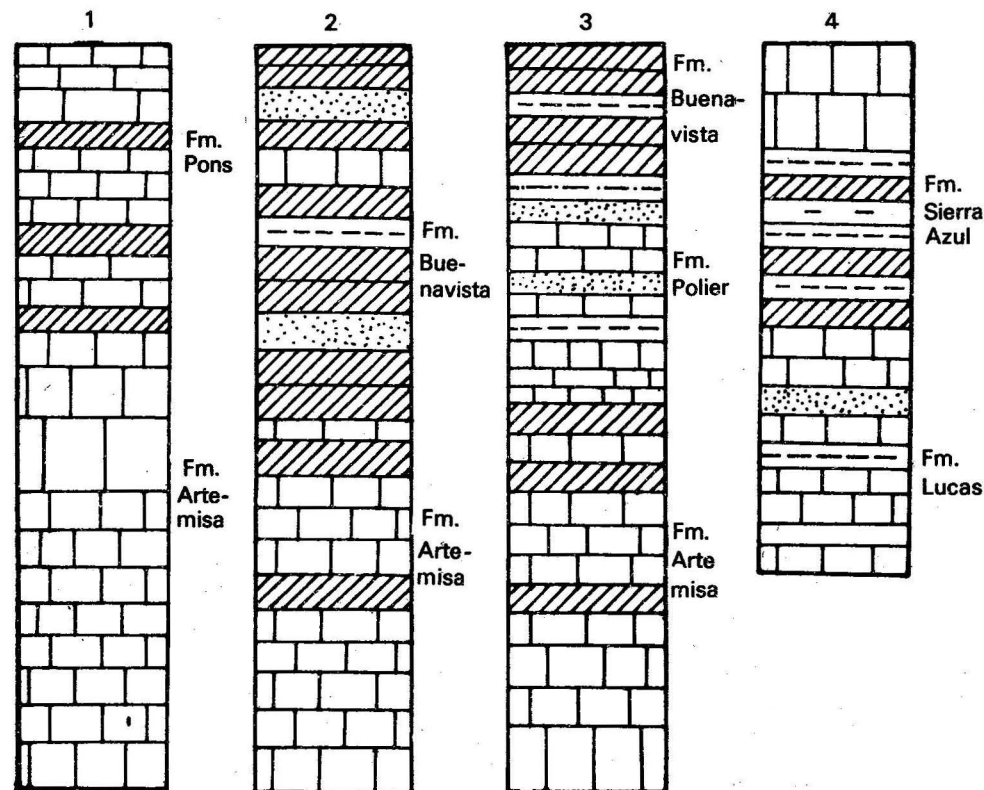


Fig. 3.12 Columnas estratigráficas esquemáticas de la secuencia Jurásico Superior (Tithoniano)-Cretácico Superior (Turoniano) en las cordilleras de Guaniguanico: 1- Sierra de los Órganos; 2- secuencia meridional de la sierra del Rosario; 3- secuencia septentrional de la sierra del Rosario; 4- secuencia Quifones

Como se puede ver la similitud de estos cortes de Guaniguanico con los patrones de Cuba central es grande, aunque los de Guaniguanico contienen más material terrígeno y pedernales y es posible que aquí estén presente capas asignables a la zona Las Villas, dado el contenido de tufitas detectado. Si comparamos los cortes de la sierra del Rosario se observa que el material terrígeno y el vulcanógeno aumentan hacia el norte, inverso a lo que ocurre en Cuba central. Esta discrepancia quizás sea un fenómeno posterior a la sedimentación, puesto que todas estas formaciones parecen ser alóctonas y el fenómeno observado se pudiera originar al moverse más hacia el norte las rocas sedimentadas originalmente más al sur.

Hacia el este de Cuba central en Camagüey y las provincias orientales no se conocen afloramientos de la zona Zulueta, posiblemente por estar recubierta tectónicamente por la zona Zaza o discordantemente por sedimentos cenozoicos.

ZONA REMEDIOS

En Cuba central la zona Zulueta está separada de la Remedios, ubicada al norte, por la falla de la sierra de Jatibonico (o falla Jatibonico). A diferencia de las anteriores zonas que presentan un corte estratigráfico variado, aquí se distingue solamente una unidad, la Formación Palenque, compuesta por calizas de grano fino, fosilíferas, con muchas capas de calcarenitas y calizas oolíticas, masivas. Gran parte de estas rocas se encuentran dolomitizadas. La formación tiene una edad Aptiano-Cenomaniano y un espesor de 2 600 m.

Como se puede ver, la Formación Palenque representa condiciones ambientales muy distintas a aquellas bajo las cuales se acumularon las capas de la zona Zulueta ya que esta formación es un típico depósito de banco calcáreo, acumulado en aguas muy someras, en condiciones de una rápida subsidencia compensada. Posiblemente esta zona de bancos calcáreos estuvo definida originalmente por las fallas Jatibonico y Caibarién, que limitaron al bloque somero donde se desarrollaron los bancos.

A diferencia de la zona Zulueta, la zona Remedios presenta afloramientos hacia la parte oriental de Cuba, ya que la Formación Pa-

lenque se ha reportado en la sierra de Cubitas (Camagüey) y en Gibara (Holguín). En Cuba occidental no se conoce esta zona ni por afloramientos ni por perforaciones. Esto puede ser porque se encuentra ubicada al norte del territorio cubano, en las aguas del golfo de México. En Pinar del Río se conocen clastos de rocas del tipo litológico y edad de las de la zona Remedios en brechas más jóvenes. Algunos geólogos han interpretado esto como indicador de la existencia de esta zona al norte de esa provincia.

ZONA CAYO COCO

La más septentrional de las zonas estructuro-faciales del miogeosinclinal en el esquema que hemos utilizado es la zona Cayo Coco, desarrollada principalmente en la cayería del norte de Cuba central. Esta unidad posee muy pocos afloramientos y es conocida casi únicamente por perforaciones.

En Cuba central el corte estratigráfico de acuerdo con los datos de Hatten y otros (1958), es el siguiente: probablemente encima de la Formación Punta Alegre yace la Formación Cayo Coco (fig. 3.13) compuesta por dolomitas de grano fino a medio, a veces oolíticas con numerosas intercalaciones de anhidritas, existiendo algunas capas de calizas hacia la base de la unidad. La formación tiene una edad Tithoniano-Aptiano y un espesor de 1 500 m. Sobre ella descansa la Formación Casablanca, constituida por calizas microcristalinas con estratificación media a fina, con delgadas intercalaciones de lutitas y pedernales. La formación tiene una edad Aptiano-Turoniano inferior con un espesor de varios cientos de metros. Ambas unidades parecen depósitos de aguas profundas (en especial la Formación Casablanca), aunque no tanto como los de la zona Zulueta. Fuera de Cuba central la zona Cayo Coco no ha sido detectada.

PLATAFORMA DE BAHAMAS

En la plataforma de Bahamas el intervalo Tithoniano-Turoniano está representado por el llamado Supergrupo Marquesas (Meyerhoff y Hatten, 1974), compuesto por dolomitas, calizas, anhidrita, yeso y, ocasionalmente, sales, depositadas todas en aguas muy someras,

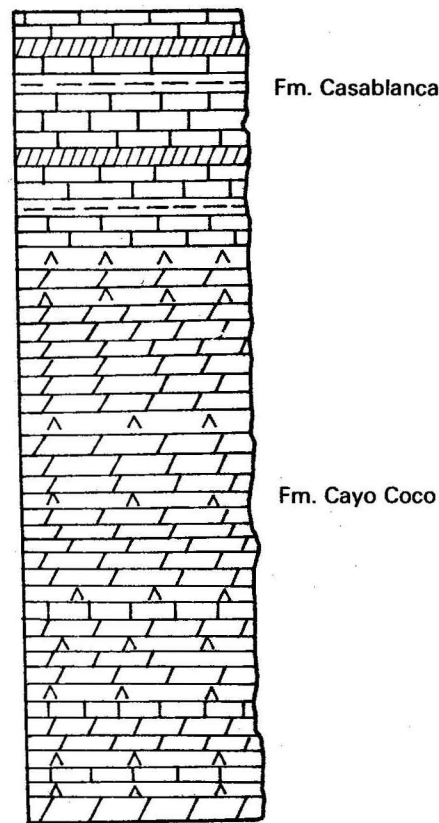


Fig. 3.13 Columna estratigráfica esquemática de la secuencia Jurásico Superior (Tithoniano)-Cretácico Superior (Turoniano) en la zona Cayo Coco del miogeosinclinal

gran parte de ellas como evaporitas. Esta secuencia se ha dividido en varios grupos y formaciones en el sur de la Florida y las Baha-

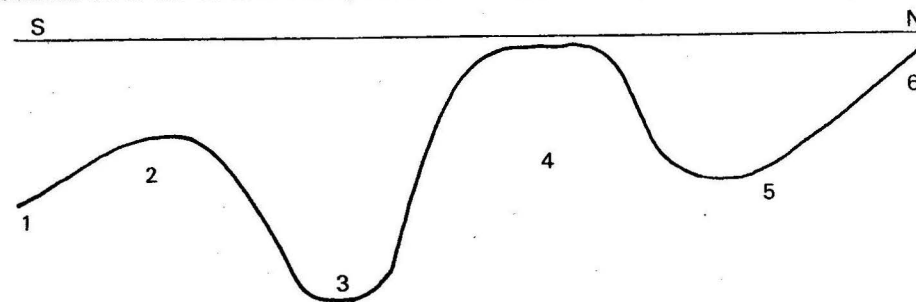


Fig. 3.14 Corte paleogeográfico de la elevación media y del miogeosinclinal: 1- zona Zaza; 2- zona Las Villas; 3- zona Zulueta; 4- zona Remedios; 5- zona Cayo Coco; 6- plataforma de Bahamas

mas, de ahí su denominación de supergrupo. Los espesores medidos fluctúan entre 2 000 y 3 000 m aunque se trata siempre de espesores incompletos, ya que la base de la unidad no se ha atravesado nunca por las perforaciones.

ALGUNAS CONCLUSIONES SOBRE LA ZONACIÓN ESTRUCTURO-FACIAL DE LAS CAPAS DEL INTERVALO TITHONIANO-TURONIANO

Como hemos visto, cada una de las zonas estructuro-faciales presenta una estratigrafía propia, que la diferencia claramente de las restantes, siendo posible, por tanto, al conocer el corte de las capas de esta edad en cualquier parte de Cuba, asignarlas a una u otra zona. Lógicamente, al hacer esta asignación es necesario conocer el corte completo, ya que las distintas litologías pueden aparecer en todas o casi todas las zonas. Así, por ejemplo, los pedernales aparecen en cualquier zona excepto Remedios y Cayo Coco, y las calizas bien estratificadas aparecen en cualquiera de las zonas, como intercalaciones de mayor o menor importancia. Hay, sin embargo, litologías muy bien limitadas a una o dos zonas estructuro-faciales. Así, por ejemplo, las evaporitas solo aparecen en el corte de la zona Cayo Coco y las vulcanitas, en las zonas Zaza y Las Villas.

La distribución de las zonas estructuro-faciales evidencia la existencia de diferentes regiones paleogeográficas, como se muestra en la figura 3.14.

1. Cuenca marina profunda, con vulcanismo submarino (zona Zaza).

2. Cresta o meseta submarina hundida a gran profundidad, que limita por el norte a la cuenca volcánica (zona Las Villas).
3. Depresión marina muy profunda y estrecha (zona Zulueta).
4. Zona de bancos calcáreos que limita por el norte la depresión profunda (zona Remedios).
5. Depresión marina profunda y estrecha (zona Cayo Coco).
6. Cuenca marina somera (plataforma de Bahamas).

FÓSILES ASOCIADOS A LA SECUENCIA JURÁSICO SUPERIOR (TITHONIANO)-CRETÁCICO SUPERIOR (TURONIANO)

Mientras en el eugeosinclinal la secuencia comprendida entre el Tithoniano y el Turoniano presenta escasos restos fósiles, estos son muy abundantes en las capas miogeosinclinales.

En el Tithoniano, los fósiles más importantes continúan siendo los ammonites, que están representados por los géneros *Subplanites*, *Haploceras*, *Pseudolissoceras*, *Virgatospinctes*, *Auloacosphinctes*, *Berriasella*, *Paradontoceras*, *Coronoceras*, *Primorytes*, *Dickersonia* y *Pseudoanahamulina*.

En la porción cretácica del corte aparecen, de acuerdo con datos de Judoley y Meyerhoff, los géneros *Melchiorites*, *Austiniceras*, *Peroniceras*, *Crioceras* y *Pseudohaploceras*. En los últimos años se han encontrado más restos de estos fósiles en las capas cretácicas, pero, en general, su abundancia es considerablemente menor que en las capas jurásicas.

Muy característico de esta secuencia es la abundancia de *aptychus*, opérculos de ammonites, que se presentan frecuentemente en los planos de estratificación de los depósitos de aguas profundas de la zona Zulueta. Son tan típicos que las secuencias que hemos asignado a esta zona eran conocidas en la literatura geológica sobre Cuba como las calizas *Aptychi* o Formación *Aptychi* en los reportes y artículos de los años treinta al cincuenta.

Los otros macrofósiles de alguna importancia estratigráfica en los depósitos tithoniano-turonianos son los rudistas, entre los que se reportan los géneros *Tepeyacia*, *Coalcomana* y *Caprinuloidea*.

En todo el corte, pero en especial en la porción correspondiente al Cretácico, tienen gran importancia los microfósiles, en especial los tintinidos de los géneros *Tintinopsella*, *Nannoconus*, *Calpionellites* y *Colomiella*, que son muy importantes en el intervalo Tithoniano-Albiano. Ya desde el Aptiano comienzan a ganar en importancia los foraminíferos planctónicos, que constituyen, sobre todo desde Cenomaniano, los principales fósiles guías, entre los que se destacan los siguientes géneros *Globieryinelloides*, *Hedbergella*, *Præylobotruncana*, *Gümbelina*, *Rotalipora* y *Globieryinella*.

En los depósitos calcáreos de aguas someras abundan los siguientes géneros de foraminíferos bentónicos *Orbitolina*, *Dictyoconus*, *Chofatella*, *Nummuloculina* y *Coskinoloides*.

Secuencia del Cretácico Superior (Coniaciano-Santoniano)

Desde el Albiano o Cenomaniano en el geosinclinal se desarrollaba una notable actividad tectónica, reflejada en el considerable volumen de rocas terrígenas vulcanoclásticas depositadas. Esta inestabilidad cortical alcanzó su máximo a fines del Turoniano y durante el Coniaciano-Santoniano y gran parte del geosinclinal asciende y es sujeto a la erosión. Este período de inestabilidad tectónica se conoce como la orogénesis subherciniana. Es a partir de este momento que se inicia lo que en muchos esquemas geotectónicos de la evolución de los geosinclinales se denomina como la inversión del geosinclinal. En adelante prevalecerán los movimientos ascendentes y el aporte de materiales terrígenos a las cuencas será muy intenso.

En Cuba y en resto de las Grandes Antillas es muy debatida la existencia de depósitos del Coniaciano y Santoniano, debido a la escasez de fósiles en las capas asignables a este intervalo.

En el eugeosinclinal las capas asignadas al Coniaciano-Santoniano descansan discordantemente sobre las rocas más antiguas. Hasta el momento los depósitos de esta edad solo se han reportado en perforaciones en el sur de Camagüey y en Matanzas. En esta última región el corte está constituido por tobas, tufitas y las rocas terrígenas finas.

En el miogeosinclinal prácticamente no se conocen afloramientos de capas del Coniaciano-Santoniano.

no o Santoniano. Se suponen puedan pertenecer a este corte algunas capas cortadas por perforaciones en la zona Cayo Coco de Cuba central. Los geólogos de la brigada cubano-polaca de la Academia de Ciencias de Cuba atribuyen parte del corte de las formaciones Buenavista y Pons a este intervalo. Esta escasez de sedimentos parece indicar que durante el Coniaciano y Santoniano la mayor parte del miogeosinclinal y la elevación media se encontraban emergidos y sujetos a la erosión.

La fauna fósil asignada al Coniaciano-Santoniano en Cuba es muy debatida, y contribuye a la controversia sobre la edad de las rocas asignables a ese intervalo. Los restos fósiles más importantes son los foraminíferos bentónicos y rudistas, presentes en intercalaciones de calizas arrecifales. Más raramente aparecen algunos ammonites.

Durante el Coniaciano y Santoniano la zonación estructural vigente es destruida y, a partir del Campaniano, la acumulación de sedimentos se desarrolla sobre un nuevo plan estructural.

Secuencia del Cretácico Superior (Campaniano)-Eoceno

Si los depósitos del Coniaciano-Santoniano son muy escasos, debido a la inversión de la mayor parte del territorio cubano, los del intervalo comprendido entre el Campaniano y el Eoceno poseen amplia distribución en toda Cuba. Buena parte de estos depósitos son típicos flyschs, pero también en algunas regiones se acumularon espesores importantes de rocas vulcanógenas, en tanto en otras hay predominio de la sedimentación calcárea.

La acumulación de grandes espesores de sedimentos clásticos a partir del Campaniano, testimonia elocuentemente la gran inestabilidad cortical existente con zonas erosionadas en ascenso rápido, en tanto que las cuencas adyacentes se acumulaban grandes espesores de sedimentos terrígenos.

A partir del Campaniano sobre el antiguo geosinclinal se desarrollaron cuatro grandes cuencas superpuestas. Tres de ellas, la occidental, central y oriental, se cimentaron sobre el viejo eugeosinclinal. Los sedimentos de todas estas cuencas descansan discordantemente sobre todas las capas precampanianas.

La cuenca occidental comprende desde el sur de Pinar del Río hasta Villaclara. La cuen-

ca central abarca la mayor parte del territorio de las provincias de Sancti Spiritus y Ciego de Avila, mientras que la oriental se extiende por el sur de Camagüey, Golfo de Guacanayabo y buena parte del territorio de las provincias orientales. Todas estas cuencas se comunicaban entre sí por estrechos.

La depresión marginal comprende la parte septentrional del antiguo miogeosinclinal y, a diferencia de las anteriores, se rellena en el intervalo Campaniano-Eoceno, principalmente con sedimentos calcáreos. De las cuencas central y oriental la depresión marginal estaba separada por islas, en tanto que sus relaciones con la cuenca occidental permanecen oscuras.

A continuación comenzaremos el estudio de la estratigrafía de la secuencia Campaniano-Eoceno en las principales áreas de acumulación de sedimentos de esta edad.

CUENCA CENTRAL

Esta es una depresión que se extiende diagonalmente al eje principal de la isla de Cuba en su centro. Sus inicios datan probablemente del Campaniano y, como unidad estructural en subsidencia, su desarrollo se ha prolongado hasta el Cuaternario, aunque su superficie original posiblemente fue mucho más extensa que la que hoy perdura.

La cuenca central presenta una característica que la destaca del resto de los centros de acumulación de sedimentos (depocentros) y es que la parte inferior de su corte presenta un carácter marcadamente vulcanógeno, por lo cual la columna estratigráfica aquí se puede dividir en dos partes diferentes: una inferior, vulcanógena y otra superior tipo flysch, posiblemente separadas por una discordancia (fig. 3.15), según datos de Hatten y otros (1958) y otras fuentes.

La secuencia vulcanógena se inicia con la Formación La Rana compuesta por aglomerados basálticos, formados por bloques de esa composición envueltos en una matriz vítrea, llegando los mayores a ellos a 1 m de diámetro. Más arriba yace la Formación Dagamal, la cual está constituida por tobas bien estratificadas de composición andesítico-riolítica (predominan las primeras), así como brechas de composición andesítica. Intercaladas en las tobas hay capas y paquetes de calizas tobáceas bien estratificadas con abundantes foraminíferos planctónicos.

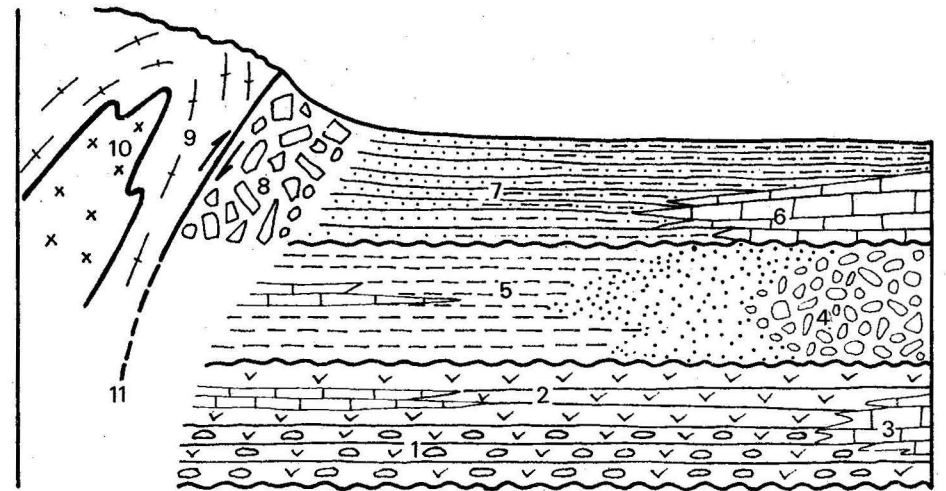


Fig. 3.15 Esquema estratigráfico de la cuenca central en el intervalo Cretácico Superior (Campaniano) Eoceno: 1- Formación La Rana; 2- Formación Dagamal; 3- Formación Carlota; 4- Conglomerados Eloísa; 5- Formación Catalina; 6- Formación Loma Iguará; 7- Formación Zaza; 8- Formación Tuinicú; 9- anfibolitas del basamento; 10- granitoides; 11- falla Tuinicú

Intercalados en este corte, posiblemente entre las formaciones La Rana y Dagamal, hay lentes de calizas masivas, constituidas por restos fragmentados de rudistas, algas, pecelípodos y foraminíferos orbitoidales, los cuales afloran formando pequeños mogotes. Estas rocas han recibido la denominación de Formación Carlota.

Se ha debatido mucho la edad de la Formación La Rana. Aunque aquí se ha considerado dentro del corte que se inicia en el Campaniano, algunos geólogos estiman que pertenece al Coniaciano o Santoniano. En las formaciones Dagamal y Carlota aparece una abundante fauna fósil del Campaniano y Maestrichtiano y su edad no es objeto de mayores problemas.

El espesor del corte vulcanógeno es superior a 1 000 m. Este se encuentra separado por una discordancia de las capas precampanianas subyacentes y posiblemente también lo separe una discordancia del flysch que lo cubre, por lo que es posible que las dimensiones y características de la depresión donde se acumuló sean diferentes a las de la cuenca donde se acumuló el flysch. Su inclusión en la cuenca central es, en esta forma, condicional.

La secuencia tipo flysch sobreyacente posee una distribución geográfica más amplia (al

menos en afloramientos). La composición de los clastos y la granulometría de las formaciones que integran este corte, presenta interesantes variaciones en tiempo y espacio que merecen nos detengamos a estudiarlas con cierto detalle.

Hacia el norte de la cuenca el corte se inicia con conglomerados y brechas que contienen bloques hasta de 1,5 m de rocas graníticas. Más raramente se encuentran bloques de basaltos, aparecen intercalaciones de arcosas y areniscas y areniscas poliméticas. Estas capas son conocidas como Formación Eloísa y hacia el sur transicionan gradualmente, por disminución de los clastos, a areniscas y estas, a su vez, a lutitas, conocidas como Formación Catalina. En el corte se presentan lentes de calizas (Calizas Cristales). El espesor de todo este corte es de varios cientos de metros y probablemente pertenezca al Maestrichtiano, aunque los fósiles hallados indican un intervalo más amplio (Campaniano-Maestrichtiano).

Es interesante la composición de los clastos de la Formación Eloísa que, como vimos, son principalmente de granitoides. Evidentemente, la fuente de suministro de los conglomerados se encontraba al norte de la cuenca, en la cadena de islas que debió separarla de la depresión marginal. Es probable que en ellas

aflorara el basamento del geosinclinal (elevación media) que se erosionó en aquel momento y cuyos clastos se acumularon para dar lugar al conglomerado.

El corte tipo flysch del Cretácico Superior en la cuenca central tiene interés económico, ya que en sus capas se han hallado algunos yacimientos de petróleo.

Los sedimentos del Paleoceno parecen estar ausentes de esta depresión o ser muy escasos, lo cual indica que la unidad debió emerger y erosionarse durante ese intervalo.

Las capas de Eoceno Inferior en el norte de la cuenca, son calizas de diferentes tipos, con algunos clastos de rocas ígneas dispersos, conocidas como Formación Loma Iguará (Hatten y otros, 1958). En el borde sur el corte del Eoceno Inferior es totalmente diferente. En el borde suroeste la cuenca está limitada por la falla Tuinicú que es inversa. A lo largo de la falla yacen brechas sedimentarias, compuestas por clastos que pueden llegar de 5 a 6 m de longitud de anfibolitas y granitoides, con un espesor de más de 3 000 m. Hacia el norte la granulometría de los clastos disminuye rápidamente y pasan a una alternancia de areniscas y aleurolitas, con estratificación gradacional, contorsionada y otros rasgos típicos de los depósitos de corrientes turbias (turbiditas). Las brechas son conocidas como Brechas Tuinicú y las turbiditas constituyen la Formación Zaza, la cual transiciona lateralmente, en su parte baja a la Formación Iguará. La brecha y la Formación Zaza pertenecen al Eoceno Inferior y Medio y la última cubre concordantemente a la Formación Loma Iguará. Con la Formación Zaza termina el corte del flysch en la cuenca central.

Es obvio de la descripción de la estratigrafía que acabamos de realizar que, al reanudarse la sedimentación en el Eoceno, ocurrió una reubicación de la fuente de suministro de material terrígeno a la cuenca central, ya que si en el Maestrichtiano se encontraba esta al norte, durante el Eoceno Inferior y Medio radicó al sur, coincidiendo, en cierta medida, con la posición de las montañas del Escambray.

CUBA OCCIDENTAL

Aunque en algunas áreas la estratigrafía del intervalo Campaniano-Eoceno se ha investigado bastante, por ejemplo la Ciudad de La Habana (Bronnimann y Rigassi, 1963); hay

otras en que la información es muy deficiente. Esto es especialmente cierto para el sur de las provincias de La Habana, Pinar del Río y Matanzas, cubiertas casi totalmente por depósitos del Mioceno y Cuaternario. Permanecen, también, como un problema a resolver las relaciones del noreste de Pinar del Río (la llamada zona Bahía Honda) con otras áreas de las cuales se encuentra separada por fallas regionales de diversa índole, entre ellas la falla Pinar.

Además, de las dificultades antes enumeradas existen otras motivadas por la complejidad tectónica de Cuba occidental. Los datos de perforaciones profundas indican claramente que las capas del intervalo estratigráfico analizado forman parte de mantos de sobrecoimiento, pero que también constituyen, en las porciones más septentrionales, unidades autóctonas. Este hecho es muy necesario tenerlo en cuenta al estudiar la estratigrafía del flysch en Cuba occidental.

El estudio del intervalo estratigráfico Campaniano-Eoceno en las provincias occidentales, lo realizaremos apoyándonos en los cortes mejor estudiados de Ciudad de La Habana y zonas adyacentes utilizando, en menor medida los de otras áreas. A pesar de estas limitaciones la información existente permite juzgar que la columna estratigráfica de Ciudad de La Habana (fig. 3.16), según datos de Bronnimann y Rigassi (1963) es bastante representativa para gran parte del área.

El corte del Campaniano-Eoceno se ha dividido en numerosas formaciones (una docena, aproximadamente, fueron reconocidas en el levantamiento 1: 250 000 llevado a cabo por la Academia de Ciencias de Cuba). La división por formaciones se hace aquí fundamentalmente por la mayor o menor abundancia de material calcáreo en ellas. De esta forma se distinguen unidades con un amplio predominio de material terrígeno como, por ejemplo, la Formación Vía Blanca (Bronnimann y Rigassi, 1963) del Campaniano-Maestrichtiano inferior y la Formación Capdevila, del Eoceno inferior. Otras como la Formación Peñalver, del Maestrichtiano superior, se caracterizan por el predominio de materiales calcáreos. Por último, hay unidades con cantidades más o menos similares de ambos componentes como la Formación Alcázar (Bronnimann y Rigassi, 1963). En conjunto predominan las rocas terrígenas.

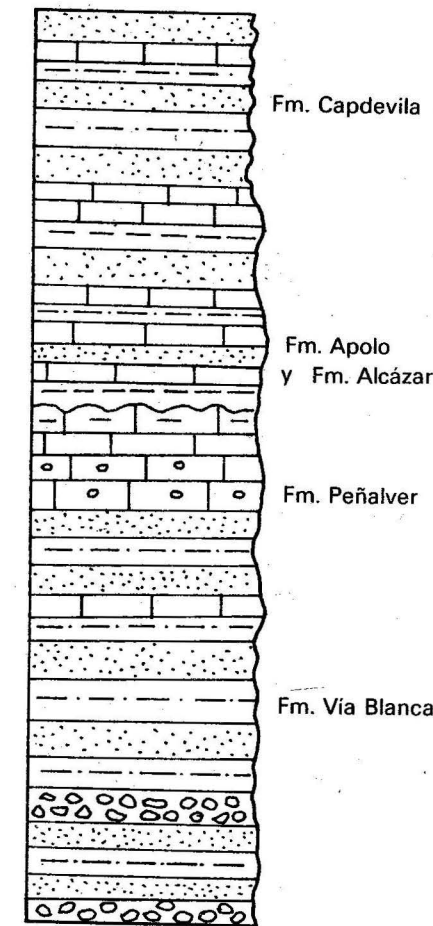


Fig. 3.16 Columna estratigráfica de la secuencia Cretácico Superior (Campaniano) Eoceno en Ciudad de La Habana

Los datos geológicos muestran que el espesor del flysch parece disminuir hacia el norte y oeste. Por ejemplo, en Ciudad de La Habana, el corte Campaniano-Eoceno tiene un espesor de 1 000 m, en tanto que hacia el sur y suroeste de la provincia de La Habana debe ser del orden de 2 000 m. Hacia el norte y noroeste también parece que disminuye la granulometría de los sedimentos. De los datos anteriores es evidente que la fuente de los sedimentos se debió hallar hacia el suroeste de la cuenca.

Las rocas terrígenas están constituidas principalmente por fragmentos de rocas volcánicas, pero, a menudo, son frecuentes los clastos de calizas arrecifales, de edad muy similar a los depósitos, por lo cual la fuente de

sedimentos debió estar formada por terrenos de rocas volcánicas, que dieron lugar a islas, donde a su alrededor se desarrollaban localmente arrecifes o bancos calcáreos. Entre los sedimentos aparecen, también, capas de calizas organodetríticas derivadas de la erosión de arrecifes y bancos, cuyos clastos fueron transportados por corrientes turbias (Formación Peñalver) y calizas pelágicas y margas, compuestas exclusivamente por organismos planctónicos, tales como coccolitos, discoasteridos y radiolarios, intercaladas con las turbiditas, evidenciando así la considerable profundidad a que debió ocurrir la sedimentación de estas.

La mayor parte de los sedimentos terrígenos son areniscas, aleurolitas y lutitas que forman secuencias rítmicas, bien estratificadas, a menudo con texturas turbidíticas, en la Formación Capdevila se presentan olistolitos y olistostromas.

Un asunto de gran interés y poco investigado es el de la relación existente entre el corte del Campaniano-Eoceno al noreste de la sierra de los Órganos de Guaniguanico. En la figura 3.17 se muestra una columna estratigráfica de este corte. La única formación atribuible con seguridad al Campaniano en el NE de la sierra de los Órganos es la Formación Peñas, constituida por calizas bien estratificadas, con radiolarios. No se conocen con seguridad sedimentos maestrichtianos ni del Paleoceno Inferior. El corte continúa en el Paleoceno Superior con la Formación Ancón, constituida por sedimentos calcáreos de diversas variedades, incluidas brechas.

Descansando sobre la Formación Ancón yace la Formación Manacas (Hatten, 1957) que es un típico depósito de flysch; presenta en algunos afloramientos una apariencia muy caótica, con clastos de diversas litologías, como son rocas básicas del eugeosinclinal, rocas calcáreas del miogeosinclinal, clastos de la Formación San Cayetano, serpentinitas y otras litologías. Estas últimas (las serpentinitas) son muy abundantes en algunas localidades y, como las rocas de la formación están muy deformadas, las brechas adquieren un aspecto de serpentinitas. La Formación Manacas parece estar íntimamente relacionada con los grandes mantos tectónicos de las sierras del Rosario y los Órganos, y es correlacionable con la Formación Capdevila de las provincias habaneras.

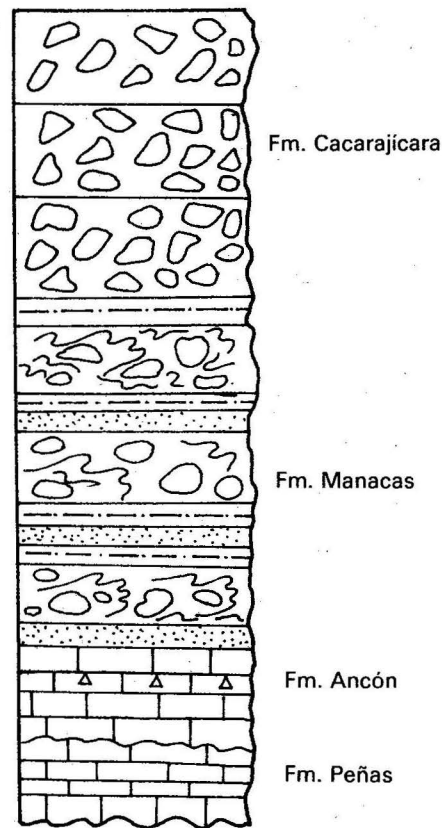


Fig. 3.17 Columna estratigráfica de la secuencia Cretácico Superior (Campaniano) Eoceno en las cordilleras de Guaniguanico.

Sobre la Formación Manacas descansan las brechas calcáreas de la Formación Cacarajicara. La mayor parte de los clastos son de calizas de bancos o arrecifes parecidas a las de la Formación Sagua de la depresión marginal en Cuba central.

DEPRESIÓN MARGINAL

En el territorio cubano emergido la depresión aparece bien manifiesta en el norte de Cuba central, pero la mayor parte de su superficie permanece cubierta por las aguas del mar. En Cuba central las capas depositadas en la depresión marginal yacen discordantes sobre las estructuras miogeosinclinales (fig. 3.18), según datos de Hatten y otros (1958).

El corte estratigráfico de la depresión se

inicia en las capas del Campaniano y Maestrichtiano de las Formaciones Purio y Remedios, las cuales son calizas masivas, organógenas y organodetríticas, muy similares a las de la Formación Palenque que las subyace. La edad de la Formación Purio está sujeta a discusiones y aunque la hemos asignado al intervalo Campaniano-Maestrichtiano, de acuerdo con los datos más recientes, algunos geólogos la consideran de edad entre Turoniano y Santoniano; es decir, considerablemente más antigua. Es notable cómo en esta zona se mantuvo la producción de bancos calcáreos a pesar de la reconstrucción tectónica ocurrida después de la orogénesis subherciniana. Las formaciones Purio y Remedios presentan un grado variable de dolomitización y contienen asfalto en las grietas.

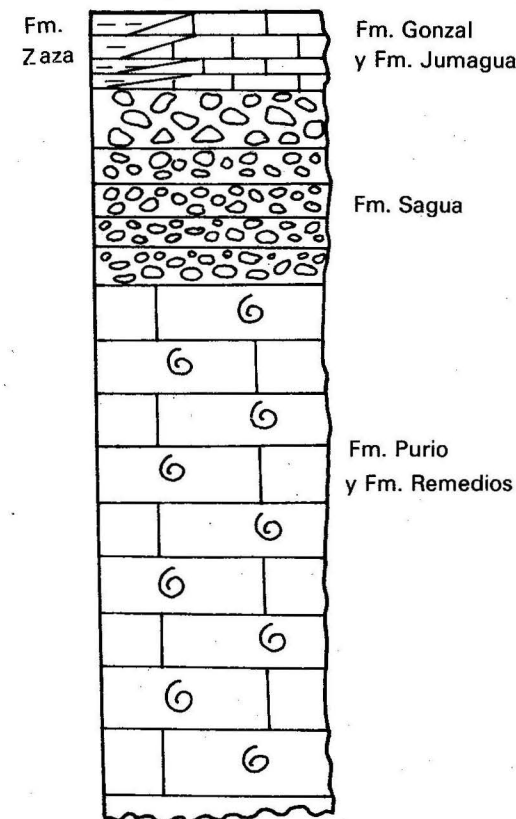


Fig. 3.18 Columna estratigráfica esquemática de la secuencia Cretácico Superior (Campaniano)-Eoceno de la depresión marginal en Cuba central.

Los depósitos comprendidos entre el Maestrichtiano y el Eoceno Medio son en gran medida brechosos, indicadores de una gran inestabilidad tectónica. Debido a esta la depresión marginal se dividió en varios bloques limitados por fallas. Los bloques ascendentes fueron intensamente erosionados; se depositaron en los grabens grandes espesores de brechas constituidas principalmente por los clastos de las formaciones Palenque, Purio y Remedios y en menor medida, de las formaciones Margarita y Alunado (de la zona Zulueta). Las brechas presentan una selección muy pobre, alcanzando los clastos mayores 1 m de diámetro. La estratificación es masiva. En el borde sur de afloramiento de la formación hay clastos de los Metamórficos Perea y de rocas volcánicas eugeosinclinales. Las brechas alcanzan un espesor enorme, aproximadamente de 900 m y constituyen, al parecer, depósitos de talud, sedimentados a lo largo de escarpes de falla. Los mayores espesores se acumularon sobre la antigua zona Zulueta del miogeosinclinal, ya que el graben más importante parece que estuvo limitado por las fallas Perea, al sur, y Jatibonico, al norte.

En el borde sur de la depresión, la Formación Sagua es cubierta por sedimentos calcáreos del Eoceno Medio (formaciones Gonzal y Jumagua) que implican un período de mayor estabilidad tectónica. Hacia el límite meridional de la cuenca, estos depósitos parecen interdigitarse con el flysch de la Formación Zaza, lo cual indica que ya en el Eoceno Medio la cadena de islas que separaba la cuenca central de la depresión marginal, cesó de actuar como barrera y ambas depresiones se unieron.

El corte estudiado finaliza con los depósitos caóticos de la Formación Florencia con bloques de varios metros de rocas cretácicas y paleogénicas envueltas en una matriz margosa o arcillosa.

CUBA ORIENTAL

La cuenca oriental comprende buena parte del territorio del este de la isla. De una forma más o menos definida el depocentro se ha mantenido desde finales del Cretácico hasta el Cuaternario. Lógicamente, las dimensiones originales de la cuenca en el Maestrichtiano no son las actuales. Incluso la cuenca no se mantiene como una unidad sino que se ha fragmentado en varias menores como veremos más adelante.

El corte del Cretácico alto al Eoceno revisa características particulares en Cuba oriental, y se distinguen dos secuencias bien definidas. La más baja comprende del Maestrichtiano al Paleoceno Inferior y es predominantemente terrígena, mientras que la superior va desde el Paleoceno Inferior al Eoceno Medio y contiene gran cantidad de material vulcanógeno. Ocurre aquí algo similar al corte ya estudiado de la cuenca central, pero el orden de las secuencias es inverso; en este caso es más joven la secuencia vulcanógena. En la figura 3.19 se aprecia bien la columna estratigráfica de la sierra de Cristal para este intervalo.

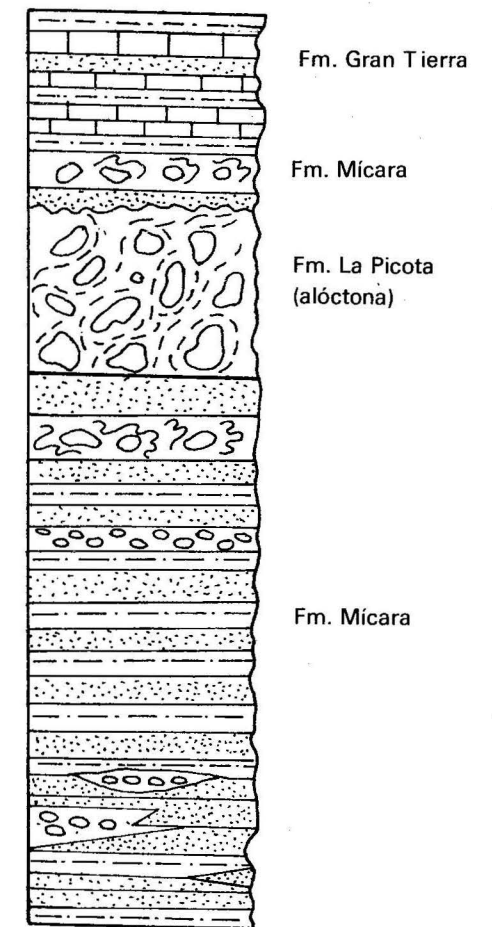


Fig. 3.19 Columna estratigráfica esquemática del intervalo Cretácico Superior (Maestrichtiano)-Paleoceno Inferior de la cuenca oriental en la sierra de Cristal.

Los sedimentos del Maestrichtiano-Paleoceno Inferior componen un potente corte de brechas, areniscas, conglomerados y aleurolitas ricas en fragmentos de rocas volcánicas y/o serpentinitas, depositadas a inicios de la llamada orogénesis Iaramídica y que, además, sufrieron todos los efectos de estas deformaciones, por lo que parte de ellas son alóctonas.

En el corte Paleoceno Inferior-Eoceno Medio predomina en muchas áreas el material vulcanógeno. Pasaremos a ver ambos cortes.

Como ya se señaló, las capas depositadas en el intervalo Maestrichtiano-Paleoceno Inicial lo hicieron en condiciones de gran inestabilidad tectónica, y se afectaron por los movimientos orogénicos Iaramídicos que transportaron a parte de ellas, lo que determinó su actual emplazamiento alóctono. De esta forma, podemos distinguir aquí dos tipos de cortes, autóctono y alóctono.

El posible corte autóctono se puede estudiar en varias regiones. Donde presenta afloramientos más extensos es en las montañas que se extienden desde la sierra de Nipe hasta las cercanías de Maisí, en las que esté representado por dos formaciones. La más baja estratigráficamente y también más extendida es la Formación Mícará (Cobiella, 1974) compuesta por areniscas, conglomerados y aleurolitas. En su parte inferior la formación es vulcanomítica, compuesta por clastos de la Formación Santo Domingo y no contiene prácticamente clastos de serpentinitas. En su parte más elevada, correspondiente al Maestrichtiano más alto y al Paleoceno Inferior, la unidad contiene abundantes detritos de serpentinitas y diabasas. Esta porción de la formación está constituida principalmente por turbiditas y olistostromas, en tanto que la parte baja parece estar compuesta por sedimentos de aguas someras e incluso continentales (aluviales). El espesor de la Formación Mícará parece ser superior a 1 500 m en el sur de la sierra Cristal.

La formación autóctona más joven en las montañas al noroeste de Cuba oriental, es la Formación Gran Tierra (Iturralde, 1976), donde, junto con capas similares a las de la Formación Mícará, se intercalan gran cantidad de calizas brechosas y arenosas que llegan incluso a predominar. Esta unidad pertenece al Paleoceno Inferior y solo se ha observado al sur de la sierra de Cristal, donde yace por encima de los mantos de cabalgamiento, al igual que

la parte alta de la Formación Mícará, en tanto la porción inferior de la última yace por debajo de las serpentinitas y demás mantos.

Otras representantes del posible corte autóctono del Maestrichtiano en Cuba oriental son la Formación Babiney (Kozary, 1955) que aflora en la localidad homónima cerca de Bayamo y cuya composición es muy similar a la de la Formación Mícará, pero sin clastos de ultramafitas y la Formación Manacal (Kozary, 1956) en la Sierra Mestra occidental, constituida por lutitas y aleurolitas grises son intercalaciones de calizas y margas. Esta última unidad también puede incluir capas de Campaniano.

El corte alóctono está representado por la Formación La Picota (Lewis y Straczek, 1955) de edad maestrichtiana. La mayor parte de esta unidad está compuesta por capas masivas de brechas de clastos de serpentinitas y diabasas con intercalaciones de areniscas y aleurolitas muy ricas en material serpentinitico. La formación contiene muchos olistolitos, algunos de cientos de metros de diámetro, de serpentinitas y diabasas y, más raramente, de rocas volcánicas y calizas arrecifales. También aparecen capas de sedimentos vulcanomicticos similares a los de la Formación Mícará.

En casi todos los lugares en que se pueden observar las relaciones entre las formaciones Mícará y La Picota, la segunda cabalga a la primera, en unión de las serpentinitas.

La Formación La Picota es correlacionable con la parte inferior de la Formación Mícará y con las formaciones Manacal y Babiney. La diferencia de composición del material clástico entre ellas, indica diferentes fuentes para cada una y que, posiblemente, se originaron en cuencas separadas. Hacia finales del Maestrichtiano, los sedimentos de la Formación La Picota en unión de las serpentinitas, cabalaron sobre la cuenca donde se depositaba la Formación Mícará.

La Formación La Picota está cortada por una enorme cantidad de grietas y fallas y la matriz de las brechas a menudo presenta una gran cantidad de espejos de fricción, todo lo cual le da un aspecto muy caótico a la mayor parte de los afloramientos de la unidad, que es un típico ejemplo de mélangé, originado por la trituración de los sedimentos brechosos del Maestrichtiano por los mantos de serpentinitas que se deslizaron sobre ellos. La Formación La Picota aflora en distintas localida-

des en las montañas del noreste de Cuba oriental y posiblemente aparezca, también, en las alturas de Maniabón en Holguín.

Otra unidad posiblemente alóctona perteneciente al Maestrichtiano es la Formación Cañas, ubicada en la región de Maisí y constituida por calizas, masivas, las cuales presentan algunos pequeños afloramientos dispersos en esta área.

Durante el Paleoceno Inicial disminuyó considerablemente la inestabilidad tectónica en Cuba oriental; desapareció la mayor parte de las fuentes de material terrígeno y se inició un nuevo ciclo de actividad volcánica, a la vez que surgió una nueva gran estructura anticlinal, que dividió a la cuenca oriental en dos. La estructura anticlinal se extiende en arco desde la sierra de Nipe, quizás, más al oeste hasta Maisí y la denominaremos en lo adelante el anticlinal Oriental. Así mismo a la cuenca ubicada al sur del anticlinal la denominaremos cuenca del Cauto, en tanto que la

situada al norte, Nipe-Baracoa. Tanto las cuencas como el anticlinal tienen una vida geológica que se prolonga hasta el presente.

La característica más notable del corte Paleoceno Inferior-Eoceno Medio en Cuba oriental, es la abundancia de rocas volcánicas depositadas en condiciones marinas. La mayoría de esas rocas componen la Formación El Cobre, cuyas capas constituyen la mayor parte de la Sierra Mestra, donde alcanzan varios miles de metros de potencia, pero que también aparecen en los flancos de las sierras de Nipe y Cristal y en las montañas del grupo Sagua-Baracoa. Subterráneamente se conoce en Guantánamo, valle del Cauto y Guacanayabo. Es posible que capas similares formen parte de la Cresta de Caimán.

La Formación El Cobre (Taber, 1934) está constituida predominantemente por rocas piroclásticas de composición andesítica y basáltica, aunque se presentan variedades más ácidas. En las cercanías de los paleofocos vol-

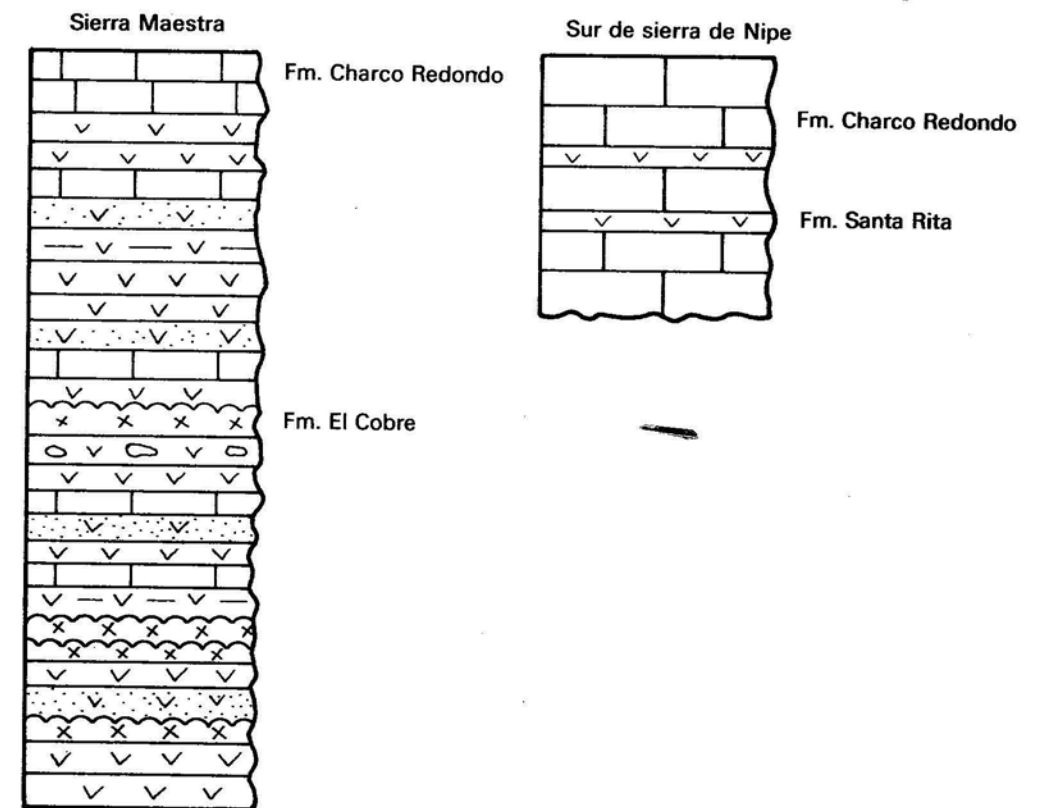


Fig. 3.20 Columnas estratigráficas esquemáticas del intervalo Paleoceno Inferior-Eoceno Medio en la cuenca del Cauto, en la Sierra Mestra y el flanco sur de la sierra de Nipe

cánicos hay importantes acumulaciones de andesitas, basaltos, dacitas y aglomerados, cortados por diques y stocks. En toda la formación aparece gran cantidad de material tobáceo redepositado, calizas, a menudo tobáceas y tufitas, cuya importancia aumenta hacia las partes altas de la formación (fig. 3.20).

La Formación El Cobre se acumuló fundamentalmente en la cuenca del Cauto, aunque también aparece, con espesor muy reducido, en la cuenca Nipe-Baracoa. Su mayor potencia (varios miles de metros) se observa en la Sierra Maestra, donde evidentemente se hallaron los principales focos volcánicos y que, en aquel entonces, era una cuenca marina profunda. En dirección del anticlinal oriental su espesor decrece hasta acunarse o transicionar localmente a secuencias no vulcanógenas, como las calizas de la Formación Santa Rita (Kumpera, 1968) en la sierra de Nipe o la Formación San Ignacio (Boiteau y Campos, 1973). Esta última está constituida por brechas de clastos de metamorfitas, depositadas por avalanchas submarinas al pie de escarpes de falla que afloran en el flanco sur de las sierras de Yateras y Purial.

La Formación El Cobre tiene una edad Paleoceno Inferior-Eoceno Medio y es cubierta concordantemente en gran parte de su área de distribución por los sedimentos calcáreos de la Formación Charco Redondo. Hacia el anticlinal oriental esta constituye un depósito de bancos calcáreos, en tanto que en la mayor parte del área donde originalmente se acumuló es un sedimento de aguas profundas. La Formación Charco Redondo (Woodring y Daviess, 1944), tiene una edad Eoceno Medio, y llega en el anticlinal oriental al Eoceno Superior.

En la cuenca Nipe-Baracoa, el corte es algo diferente (fig. 3.21). En la base yace la Formación El Cobre que aquí no pasa de unos pocos centenares de metros de potencia máxima; esta formación en algunas áreas contiene muchas intercalaciones de areniscas, aleurolitas y conglomerados de probable origen turbidítico. En esta área la formación solo se extiende hasta el Eoceno Inferior y yace discordantemente sobre las capas infrayacentes, en tanto que en la cuenca del Cauto es concordante. Más arriba de la Formación El Cobre y discordantemente, yace la Formación Mucará, compuesta por margas, calizas arcillosas areniscas y aleurolitas con intercalaciones de

tobas con una potencia de varios cientos de metros. La Formación Mucará se extiende desde el Eoceno Inferior al Superior, no sobrepasando las intercalaciones de tobas el nivel del Eoceno Medio. Como se puede ver, además de las diferencias litológicas, las cuencas Cauto y Nipe-Baracoa se distinguen por la abundancia de discordancias en la segunda, no detectadas en la primera.

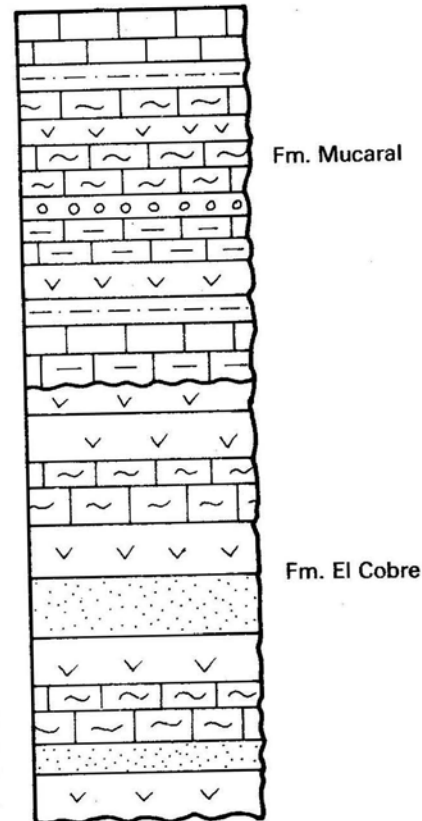


Fig. 3.21 Columna estratigráfica esquemática del intervalo Paleoceno Inferior-Eoceno Superior de la cuenca Nipe-Baracoa, en las cercanías de Sagua de Tánamo

ALGUNAS CONCLUSIONES ACERCA DE LA SECUENCIA CRETÁCICO SUPERIOR (CAMPANIANO)-EOCENO

Los depósitos acumulados entre el Campaniano y mediados del Eoceno tienen una amplia distribución geográfica y fueron acu-

mulados en cuencas superpuestas a las estructuras geosinclinales más antiguas.

Prácticamente todos los sedimentos de este intervalo fueron depositados en condiciones de fuerte inestabilidad tectónica, evidenciada en los grandes espesores de turbiditas y, en especial, por la abundancia de olistostromas y olistolitos, distribuidos a todo lo largo del corte, desde el Maestrichtiano al Eoceno Medio. Algunos de estos olistolitos y olistostromas se originaron en estrecha vinculación con los movimientos de sobrecorrimento que se desarrollaron durante todo este intervalo, como vimos en el caso de la Formación La Picota, en Cuba oriental y de la Formación Manacas, en Cuba occidental, que no agotan los ejemplos. Algunas formaciones olistostrómicas, sin embargo, no están vinculadas directamente a sobrecorrimentos sino son depósitos formados al pie de taludes de falla submarinos. Tales son los casos de las formaciones Sagua y San Ignacio.

En dos de las cuencas estudiadas (central y oriental) hay importantes secuencias vulcanógenas, aunque de edades diferentes. En el caso de la cuenca central, la acumulación de vulcanitas se llevó a cabo sustancialmente antes de los sobrecorrimentos asociados a la orogénesis Iaramídica, en tanto que en la cuenca oriental esto ocurrió después. En ambos casos es evidente, sin embargo, la vinculación en el tiempo de las secuencias tipo flysch y los grandes movimientos tectónicos.

En las otras Grandes Antillas, el intervalo Campaniano-Eoceno está representado en algunas regiones principalmente por secuencias tipo flysch, como, por ejemplo, el Campaniano-Maestrichtiano del norte de Haití, mientras que en otras áreas predominó durante ese intervalo la actividad volcánica, que en Puerto Rico, incluso, parece haber sido continua durante todo el Cretácico.

FÓSILES ASOCIADOS A LA SECUENCIA CRETÁCICO SUPERIOR (CAMPANIANO)-EOCENO

Las capas de la secuencia Campaniano-Eoceno contienen una abundante fauna fósil, tanto planctónica como bentónica, muy característica. De hecho, esta abundancia permitiría dividir este corte en muchas zonas bioestratigráficas que precisarían considera-

blemente las correlaciones, pero la escasez de trabajos en esta dirección no han hecho posible esto en el grado deseable.

Los restos de mayor valor estratigráfico son los foraminíferos tanto planctónicos como bentónicos; por estos se les asigna, en la mayor parte de los casos, edad a las capas de esta porción del corte estratigráfico.

Para el Campaniano y Maestrichtiano tienen gran importancia los siguientes géneros planctónicos: *Trinitella*, *Ruyolobierina*, *Globotruncana*, *Claribedbergella*, *Heterohelix* y *Pseudoumbelina*, en tanto que en los correspondientes al Paleógeno, los géneros más importantes son: *Globierina*, *Globorotalia*, *Globierapsis*, *Truncorotaloides*, *Hantkenina*, *Acaranina* y *Subbotina*.

Los principales géneros de foraminíferos bentónicos en el Campaniano-Maestrichtiano son: *Sulcoperculina*, *Pseudorbitoides*, *Orbitoides* y *Vauhanina*, mientras que en la parte de la secuencia correspondiente al Paleógeno estos son: *Discocyclina*, *Amphisteyina*, *Eoconuloides*, *Lepidocyclina*, *Nummulites*, *Proporocyclina*, *Gypsina* y *Fabiania*.

En estos depósitos aparecen a menudo, en cantidades notables, los radiolarios y también pueden abundar los ostrácodos. Ambos grupos se han comenzado a estudiar en los últimos años y prometen ser de gran ayuda en el futuro próximo, en las investigaciones estratigráficas.

Los macrofósiles tienen un uso limitado en la datación de los sedimentos del intervalo Campaniano-Eoceno. Los más importantes en el Cretácico Superior son los rudistas, representados por los géneros *Titanosarcolites*, *Parastroma* y *Praebarretia*. Los ammonites aparecen muy raramente en las capas de Campaniano-Maestrichtiano en Cuba, donde se han hallado los géneros *Baculites* y *Pachydiscus*. En los depósitos calcáreos someros también aparecen restos de equinodermos.

Secuencia del Eoceno-Mioceno

Durante el Eoceno tuvieron lugar intensos movimientos tectónicos que culminaron el período de deformaciones que se había iniciado a fines del Cretácico (orogénesis Iaramídica), dando lugar al plegamiento más o menos intenso de las rocas más antiguas y, en muchas regiones, a la formación de estructuras de mantos tectónicos. Tan intensa actividad

orogénica llevó a la emersión de la mayor parte del territorio cubano, lo que determina que con mucha frecuencia una discordancia angular bastante marcada, separe las capas afectadas por los movimientos del Eoceno de las que las sobreyacen. Hasta hace algunos años se creía que esta discordancia tenía un mismo nivel estratigráfico, ubicado en el Eoceno Medio, para toda Cuba, pero recientemente se ha hecho evidente que su edad varía dentro de ciertos límites en el Eoceno y que incluso, en algunas cuencas, la sedimentación continuó sin interrupciones y la así llamada "discordancia cubana" no se detecta en ellas.

Al igual que en el caso de la orogénesis subherciniana, como consecuencia de los movimientos laramídicos ocurrió una reestructuración tectónica, y se originaron nuevos rasgos estructurales. En especial se crearon varias estructuras ascendentes que limitaron las dimensiones de las cuencas surgidas a fines del Cretácico.

La secuencia Eoceno-Mioceno se acumuló en condiciones que distaron de ser tranquilas, ya que los movimientos laramídicos todavía se hicieron sentir en este intervalo. En algunas regiones, especialmente en Cuba oriental, los sedimentos acumulados reúnen muchas de las características de las molasas, aunque en otras esta típica secuencia orogénica tardía no está bien representada.

A continuación pasaremos a estudiar algunos cortes característicos de distintas áreas.

CUBA CENTRAL

Durante el Eoceno Medio, el flysch depositado previamente en la cuenca central, fue más o menos severamente dislocado y las capas que yacen sobre él lo hacen en discordancia angular. El corte del Eoceno-Mioceno en la cuenca central tiene bastantes semejanzas con las secuencias clásicas de molasas. En la

breve descripción de este que llevaremos a cabo utilizaremos fundamentalmente los datos y la nomenclatura estratigráfica propuesta por Hatten y otros, en 1958.

Una sección estratigráfica de la cuenca en las capas de este intervalo, muestra marcadas variaciones laterales de sur a norte, determinadas por la paleogeografía vigente. Hacia el sur, la columna estratigráfica está constituida por 1 300 o 1 400 m de sedimentos predominantemente terrígenos, cuya edad va desde la parte alta del Eoceno Medio hasta el Mioceno Medio. Tanto en el norte como en el sur se destaca una discordancia situada entre el Eoceno Medio y el Superior, indicadora, junto con los sedimentos gruesos de la Formación Farola, de la inestabilidad tectónica aún reinante. Hacia el norte de la cuenca, como se puede apreciar en las columnas estratigráficas expuestas en la figura 3.22, el corte se hace menos potente y más rico en material calcáreo, que pasa a ser el predominante.

Todas las formaciones calcáreas en que se divide el corte en la porción norte de la cuenca (Aguacate, Chambas, y Güines) son depósitos de aguas muy someras, en tanto que el corte terrígeno del sur sedimentó inicialmente en aguas profundas, que se somerizaron con el tiempo y ya, en el Oligoceno y Mioceno, la sedimentación ocurrió a profundidades inferiores a 30 m, de acuerdo con lo que evidencia la microfauna asociada.

En la depresión marginal, ubicada al norte de la cuenca central, el corte del Eoceno-Mioceno está representado por una secuencia de sedimentos terrígenos, margas, calizas y evaporitas. Estas últimas tienen gran importancia en el Eoceno Medio (Formación Tina) y en el Mioceno (Formación Acción) donde las intercalaciones de anhidritas constituyen hasta el 80 % del corte en los alrededores de Morón. Las evaporitas se extienden por un área de 700 km² (mínimo) y la cuenca donde se debieron depositar se conoce en la literatura bajo los términos de Morón o Cunagua.

CUBA OCCIDENTAL

El corte estratigráfico de Cuba occidental presenta un contenido de material calcáreo sensiblemente mayor que el de la región central. En las provincias habaneras hasta el Mioceno Medio predominan hacia el sur los depósitos margosos y calcáreos de aguas pro-

fundas, acumulados en condiciones batiales (formaciones Tinguaro, Guanajay, Jaruco y Cojimar). En dirección al norte disminuye el espesor de la secuencia (de 600 m en el sur pasa a 200 o 300 m en el norte), a la vez que los sedimentos se hacen más someros.

El corte en las provincias habaneras culmina con la Formación Güines, compuesta por calizas organógenas, u organodetríticas masivas, compactas, en las que a menudo se desarrolla muy bien el carso. Esta formación cubre a todas las demás tanto en el norte como en el sur de las provincias habaneras. La Formación Güines es la unidad litoestratigráfica más distribuida de Cuba, ya que sus afloramientos se presentan desde Pinar del Río hasta Camagüey.

En Pinar del Río los depósitos del Eoceno-Mioceno están representados por varios cientos de metros de calizas, a veces arcillosas o arenosas, con algunas intercalaciones de areniscas y lutitas, acumulados en profundidades que varían entre neríticas y batiales, de acuerdo con los restos fósiles hallados en ellos.

CUBA ORIENTAL

El corte en Cuba oriental, en especial el de la provincia de Guantánamo, tiene un carácter más molásico que los dos anteriormente vistos en Cuba central y occidental, puesto que la inestabilidad tectónica fue aquí más sobresaliente. Como consecuencia de los movimientos tectónicos iniciados a fines del Eoceno medio en el sur de Cuba oriental, se originó un macizo que ocupaba aproximadamente el área de la actual Sierra Maestra y las regiones al sur de esta cadena de montañas; este macizo posiblemente se erosionó ininterrumpidamente hasta entrado al Mioceno. A finales del Eoceno Tardío, comienza a ascender nuevamente al anticlinal oriental, de tal manera que estas dos islas montañosas marcaban claramente desde el punto de vista geográfico, la cuenca de San Luis-Guantánamo, al sur y la Nipe-Baracoa, al norte. Hacia el oeste ambas se unen en la cuenca Cauto-Guacanayabo. Las islas montañosas suministraron enormes volúmenes de material terrígeno a las cuencas adyacentes, controlando en gran medida la sedimentación en ellas.

En la cuenca San Luis-Guantánamo el corte está integrado, en lo fundamental, por

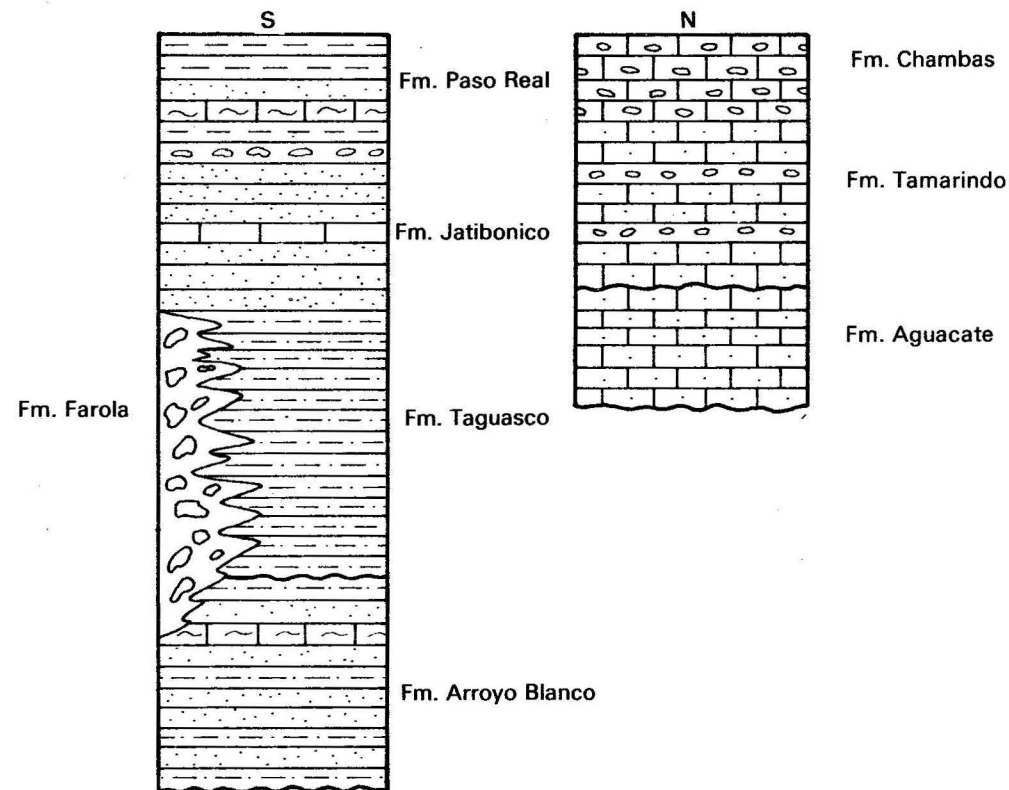


Fig. 3.22 Columnas estratigráficas esquemáticas de la secuencia del Eoceno-Mioceno en la cuenca central

dos formaciones: la Formación San Luis (Taber, 1934) del Eoceno Medio y Superior y la Formación Maquey (Darton, 1926) del Eoceno Superior-Mioceno Inferior.

La Formación San Luis está constituida por areniscas, conglomerados, lutitas, margas, etc., derivadas de la erosión de islas montañosas al sur. La formación fue sedimentada en variados ambientes que van desde depósitos marinos muy someros, hasta turbiditas y olistostromas acumuladas en aguas profundas. La Formación San Luis, de acuerdo con la composición de sus clastos, se derivó fundamentalmente de la erosión de terrenos compuestos por las rocas vulcanógenas de la Formación El Cobre, aunque localmente también afloraban en la fuente de suministro granitoides y rocas sedimentarias del Maestrichtiano. En la porción oriental de la Sierra Maestra, en su flanco norte, las areniscas y aleurolitas de la Formación San Luis transicionan a una secuencia conglomerática, los conglomerados Camarones del Eoceno Superior. El análisis paleogeográfico de las condiciones existentes en el intervalo en que se acumularon las capas de la Formación, San Luis, muestra que la fuente de suministro de tal formación se debía hallar, en lo esencial, en las aguas del Caribe donde hoy se encuentra la fosa de Bartlett. Como sabemos, la fosa posee una delgada corteza oceánica, en tanto que los clastos de la Formación San Luis indican que esa región durante el Eoceno Medio y Superior no poseía este tipo de corteza y que por tanto, la corteza oceánica de la fosa de Bartlett debe ser posteocénica. Al estudiar la evolución geológica de Cuba veremos este problema y su posible solución.

Cabe destacar que la Formación San Luis yace concordantemente sobre la Formación Charco Redondo y que en la cuenca San Luis-Guantánamo no se registra una discordancia regional durante el Eoceno, aunque el borde sur de la depresión sí experimentó un ascenso y plegamiento de sus rocas, con desarrollo local de sobrecorrimientos.

El espesor máximo de las rocas de la Formación San Luis es del orden 1 000 m y disminuye bastante regularmente de sur a norte.

La Formación Maquey es de composición litológica semejante a la Formación San Luis, pero se derivó principalmente de la erosión del anticlinal oriental, por lo que sus clastos son principalmente fragmentos de serpentini-

tas, metamorfitas, rocas volcánicas cretácicas y calizas, en lugar de los clastos vulcanógenos de la Formación San Luis.

La Formación Maquey alcanza un espesor por encima de 800 m en la sierra de Yateras, al norte de Guantánamo, pero probablemente hacia las partes centrales de la cuenca su potencia es mayor.

Lateralmente al corte de la Formación Maquey transiciona a otras unidades litoestratigráficas en la periferia de la cuenca. Así en la sierra de Yateras y más hacia el oeste, la parte superior de la formación transiciona a un corte compuesto por calizas organógenas u organodetríticas con una rica fauna bentónica denominada Formación Majimiana (Iturralde, 1976), que se depositó en aguas más someras.

En el valle de Caujerí, por otra parte, el corte típico de la Formación Maquey pasa a una secuencia de brechas y conglomerados de clastos de metamorfitas de la Formación sierra del Purial, con intercalaciones de areniscas y aleurolitas, a menudo con estratificación contorsionada y grandes olistolitos que se ha denominado Formación Sabanalamar, de edad Eoceno Superior-Oligoceno. Sobre esta descansa la Formación Majimiana.

La secuencia acumulada en la cuenca Nipe-Baracoa tiene otras características. En la parte oriental de la cuenca el corte comienza en la porción más elevada del Eoceno Superior, que yace discordante sobre las rocas más antiguas. En la base se encuentra la Formación Cápiro del Eoceno Superior alto, compuesta por margas y lutitas calcáreas, con intercalaciones de areniscas y algunos olistolitos de calizas del Eoceno y serpentinitas. Discordante sobre ella yacen los conglomerados de la Formación Cabacú, perteneciente al Oligoceno, posiblemente. El espesor de ambas formaciones es de varios centenares de metros. En la zona de Sagua de Tánamo, el intervalo analizado está representado sólo por la Formación Majimiana. Más hacia el oeste, cerca de Mayarí, en los bordes de la cuenca afloran calizas de aguas someras, organógenas del Oligoceno y Mioceno Inferior denominada Formación Bitirí (Iturralde, 1972), que hacia las porciones centrales de la cuenca, en la región de la bahía de Nipe y sus alrededores, transiciona a un corte constituido por margas con intercalaciones de calizas y margas arenosas, sedimentadas en aguas profundas que en

la literatura geológica han recibido el nombre de Series Nipe (Keijzer, 1945) o Formación Tinguaro, según M. Iturralde.

En la figura 3.23 se pueden apreciar las columnas estratigráficas de dos regiones de Cuba oriental en el intervalo Eoceno-Mioceno.

Otra significativa diferencia con la capas subyacentes es la ausencia de material vulcanógeno en los sedimentos del Eoceno-Mioceno. Solo en casos muy aislados, se reportan por algunos geólogos, la presencia de tufitas en este corte. Esto por ejemplo, ocurre con la

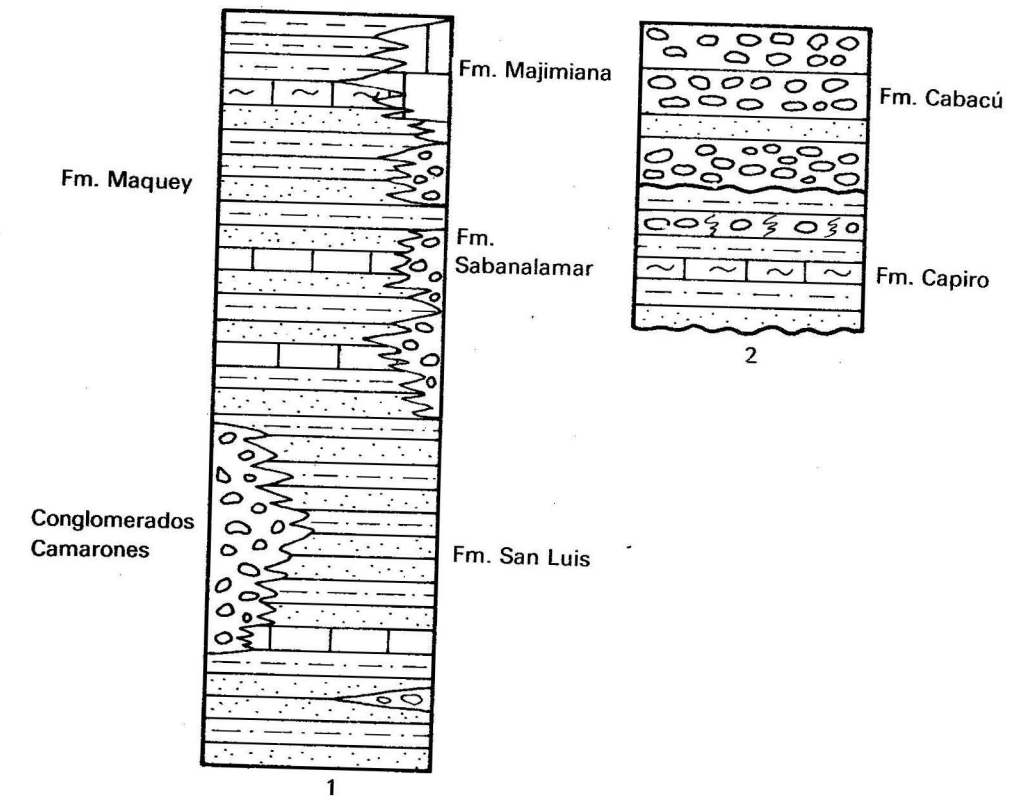


Fig. 3.23 Columnas estratigráficas esquemáticas de la secuencia Eoceno-Mioceno, en Cuba oriental: 1- valle de Caujerí; 2- sur de Baracoa

ALGUNAS CONCLUSIONES ACERCA DE LA SECUENCIA DEL EOCENO-MIOCENO

El hecho de que las capas de esta secuencia se depositaron después de concluir los principales movimientos tectónicos del Eoceno, las diferencias de las subyacentes, que habitualmente se presentan mucho más dislocadas, aunque en algunas localidades aisladas, la secuencia puede presentar una estructura relativamente complicada.

Formación San Luis, que también está intruída por algunos cuerpos de rocas máficas. La ausencia casi completa de materiales vulcanógenos primarios distingue marcadamente esta secuencia de los subyacentes. Esta característica, unida a su estilo tectónico sencillo y características litológicas, permite juzgar *a priori* la edad de estas capas, aún antes de poseer determinaciones paleontológicas, en caso de que se carezca de otro tipo de información.

En las otras Grandes Antillas el corte de este intervalo está dominado por sedimentos calcáreos, como en Jamaica (White Limesto-

nes) o calcáreos y terrígenos (Santo Domingo y Puerto Rico), y tienden a predominar las rocas terrígenas en el Oligoceno y Mioceno. En Santo Domingo hay capas de basaltos en el Oligoceno y Mioceno.

FÓSILES ASOCIADOS A LA SECUENCIA DEL EOCENO-MIOCENO

Al igual que con la secuencia infrayacente, la estratigrafía de los depósitos del Eoceno-Mioceno está basada en los restos de foraminíferos, en especial los planctónicos, en tanto que los bentónicos deben tomarse en cuenta en los depósitos calcáreos someros. En estos sedimentos hay frecuentemente restos de radiolarios y ostrácodos que en un futuro pueden ser de gran utilidad, junto con otros microfósiles.

Los foraminíferos planctónicos más útiles pertenecen a los siguientes géneros: *Globigerina*, *Globorotalia*, *Globigerapsis*, *Truncorotaloides*, *Pseudohastigerina*, *Hantkenina*, *Turborotalia*, *Globigerinoides*, *Cassigerinella* y *Globigerinita*. Entre los bentónicos figuran los géneros: *Amphistegina*, *Eurupertia*, *Discocyclina*, *Fabiania*, *Nummulites*, *Dictyoconus*, *Lepidocyclina*, *Uvigerina*, *Nodosaria*, *Pararotalia*, *Cibicides*, *Heterostegina* y *Gypsina*.

Como se puede ver, no hay grandes cambios en la composición, a nivel de géneros, con la secuencia subyacente.

Secuencia del Mioceno-Cuaternario

Con este corte culmina la columna estratigráfica. En gran parte de Cuba las rocas que forman esta secuencia descansan sobre una superficie de discordancia. Generalmente el corte comienza en el Mioceno Superior, pero en Cuba oriental hemos considerado que su base pertenece al Mioceno Medio e incluso Mioceno Inferior en algunas áreas. Puesto que este intervalo se caracteriza por un marcado ascenso del territorio, los sedimentos correspondientes tienen una distribución muy limitada.

En el este de Cuba oriental esta secuencia aparece representada en la región de Maisí y áreas adyacentes. Las capas más antiguas aquí detectadas corresponden a la Formación

Imías (Cobiella y otros, 1977), compuesta por areniscas y conglomerados calcáreos, con capas de margas arenosas. El rasgo más característico de esta unidad, es su estratificación cruzada a gran escala, dirigida hacia las aguas del Caribe. La edad de la unidad es Mioceno Medio y Superior-Plioceno (?). Hacia Maisí y Baracoa las capas correlacionables parecen ser calizas organógenas, masivas (Formación Punta de Maisí).

La Bahía de Santiago de Cuba y sus alrededores constituyeron a finales del Mioceno y en el Plioceno, una pequeña cuenca donde sedimentaron conglomerados, areniscas, margas, calizas organógenas y otras litologías, agrupadas en la Formación La Cruz.

En la Ciénaga de Zapata se desarrolló durante el Mioceno y Plioceno una cuenca donde ocurrió la acumulación de un espesor notable de sedimentos. Este depocentro, que podemos considerar como la porción este de la cuenca occidental, acumuló durante el citado intervalo más de 600 m de sedimentos terrígenos y calcáreos. El corte comienza en el Mioceno Medio, con calizas y lutitas calcáreas, atribuidas a la Formación El Maíz (Iturralde, 1969) de 480 m de potencia, aproximadamente. Más arriba yacen calizas organógenas del Plioceno, agrupadas en la Formación Península (Iturralde, 1969) con un espesor de 150 m.

Al norte de la provincia de Matanzas, entre las ciudades de Matanzas y Cárdenas, se halla un área de afloramiento de rocas pliocénicas que yacen discordantes sobre rocas atribuibles a la secuencia inmediata inferior (Eoceno-Mioceno). Las capas del Plioceno alcanzan un espesor de 80 m aproximadamente y están formadas por conglomerados, areniscas, calcarenitas y calizas biohémicas, depositadas en aguas someras. Lateralmente estas capas transicionan a secuencias más calcáreas, con material terrígeno más fino. El corte del Plioceno en esta región se conoce como Formación Canimar.

Como vemos, los sedimentos precuaternarios de la secuencia Mioceno-Cuaternario son muy escasos, debido a la emersión de gran parte de Cuba. Esto motivó una marcada reducción de las cuencas, cuya área sumergida se contrajo considerablemente, y emergieron totalmente algunas. Los sedimentos, son en todos los casos, capas depositadas en aguas someras.

Las capas del Cuaternario son principalmente continentales, o de ambientes transicionales. Los sedimentos aluviales alcanzan su mejor desarrollo en las llanuras de inundación de los mayores ríos cubanos. El mejor ejemplo es la llanura del Cauto, donde las capas cuaternarias alcanzan varias decenas de metros de potencia, aunque aquí también se intercalan sedimentos marinos. De igual magnitud es el espesor del Cuaternario en la llanura del sur de Pinar del Río; allí se acumulan gran parte de los detritos que los ríos transportan provenientes de las montañas de Guaniguanico.

Los depósitos palustres ocupan una superficie considerable dentro de los sedimentos cuaternarios. El área más notable abarcada por ellos es la de la Ciénaga de Zapata, en la cual la sedimentación de esta naturaleza data solo del Holoceno, según datos radiométricos.

A lo largo de muchos tramos de costa existen afloramientos, cuyo ancho puede llegar a varios kilómetros, de calizas de complejos arrecifales o de dunas costeras fósiles con una marcada estratificación cruzada. A las primeras en la literatura, habitualmente se les designa como Formación Seboruco o Formación Jaimanitas, en tanto que las calcarenitas con estratificación cruzada de origen eólico (eolianitas) se les denomina como Formación Santa Fe.

En el área de las Grandes Antillas, las capas de esta edad no presentan grandes diferencias en relación con las de Cuba. El rasgo más notable es la presencia de rocas volcánicas pleistocénicas en la isla de Santo Domingo.

FÓSILES ASOCIADOS A LA SECUENCIA DEL MIOCENO-CUATERNARIO

Las capas comprendidas entre la parte alta del Mioceno y el Cuaternario presentan a menudo grandes dificultades en el momento de asignarles una edad dentro de este rango, debido a que los restos fósiles son casi siempre de organismos bentónicos que habitaron aguas someras y este conjunto evolucionó muy poco en dicho intervalo de tiempo. Muchas veces las asignaciones de edad se deben apoyar en estos casos, en evidencias geomorfológicas.

Dentro de los microfósiles los más importantes continúan siendo los foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos. Entre los primeros hay representantes de los géneros *Globorotalia*, *Orbulina*, *Globigerinita*, *Globigerinoides*, *Sphaeroidina*, *Globoquadrina*, etc. Entre los bentónicos se encuentran los géneros *Archaias*, *Peneroplis*, *Sorites* y otros.

Entre los macrofósiles marinos tienen alguna importancia los géneros *Strombus*, *Columbella*, *Turbo*, *Vermetularia*, etcétera.

La macrofauna continental es abundante en los depósitos de caverna del Pleistoceno y Reciente. Se trata en especial de mamíferos de los géneros *Megalocnus*, *Mesocnus*, *Microcnus*, *Geocapromys*, *Boromys* y *Nesophontes*.

La flora y fauna fósil de los depósitos de la secuencia Mioceno-Cuaternario es muy rica y es de esperar que futuros trabajos permitan refinar, considerablemente, la zonación bioestratigráfica de estas capas que se encuentra en un estado muy preliminar.

Tectónica

Durante largos años la tectónica de Cuba ha sido objeto de muchas polémicas y, de hecho, la complejidad del tema garantiza que así continuará durante largo tiempo. Lógicamente, el poseer un esquema correcto del estilo tectónico de la Isla, de sus cambios laterales y verticales, así como en el tiempo, tiene un gran valor desde el punto de vista científico y, además, práctico, ya que evidentemente las perspectivas de localización de yacimientos minerales útiles, en un territorio dado, son mucho mejores cuando se dispone de ideas acertadas sobre su tectónica.

Hasta el presente, el aspecto más debatido de la estructura geológica de Cuba, ha sido la tectónica existente en las capas del Eoceno Medio o más antiguas. Distintos autores han ofrecido diferentes esquemas o hipótesis sobre la estructura de Cuba o de amplias regiones de nuestro país. Todas estas hipótesis se pueden clasificar en dos grandes grupos:

1. Interpretaciones verticalistas o de tectónica de bloques.
2. Interpretaciones que suponen la existencia de grandes movimientos horizontales.

Los estudios regionales efectuados en la década del cincuenta, principalmente los realizados en Cuba central por Hatten, Meyerhoff, Giedt, Schooler, Pardo, Bronnimann, y otros, los llevados a cabo en Pinar del Río por Hatten y Rigassi, y por Kozary en el oeste de la provincia de Holguín, evidenciaron la existencia de una tectónica de sobrecojimientos y pliegues complejos en estas regiones.

En la década del sesenta se inició un estudio más amplio y sistemático de la geología de Cuba, orientado hacia la búsqueda de ya-

cimientos minerales; para ello se realizaron algunos levantamientos geológicos regionales en las áreas más perspectivas como el norte de Pinar del Río y la región de los macizos ultrabásicos serpentinizados de Cuba oriental. Fue en estos años que alcanzó su mayor auge en la Unión Soviética, la escuela verticalista o fijista en tectónica la cual, aunque en teoría no negaba la existencia de sobrecojimientos de moderadas dimensiones, en la práctica era fuertemente contraria a su reconocimiento.

Los geólogos que realizaron las investigaciones regionales a principios de la década del sesenta, estaban fuertemente influenciados por esa idea y desecharon por infundadas en su opinión, las ideas predominantes en las interpretaciones de la década anterior. Por esta razón ellos trazaron un esquema de la tectónica de Cuba, que alcanzó su máxima expresión en el capítulo dedicado a tectónica del libro *Geología de Cuba*, escrito por un colectivo de geólogos cubanos y soviéticos. En este esquema no existían grandes desplazamientos horizontales, admitiéndose solo pequeños sobrecojimientos en las capas de la Formación San Cayetano. Esta diferencia radical en las interpretaciones tectónicas, se manifiesta bien en los perfiles geológicos de la sierra de los Órganos, elaborados por Ch. Hatten y K. Judoley (fig. 4.1).

Una posición aún más extremista en este sentido fue la expresada por el geólogo checoslovaco Skvor, quien negó la existencia de un geosinclinal alpino y llegó a la conclusión de que durante el Mesozoico y el Cenozoico Cuba se ha desarrollado en condiciones de plataforma.

Los primeros ataques a las ideas bloquistas se iniciaron poco después de la publicación

del citado libro *Geología de Cuba*. Estas primeras discrepancias están contenidas en los trabajos de un grupo de geólogos soviéticos y cubanos del Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba, encabezados por Y. Puscharovski, publicados en 1967. En el mapa tectónico de Cuba elaborado por ellos se admite la existencia de sobrecojimientos en Cuba central y en las cercanías de Gibara, así como en la sierra de los Órganos, aunque en muchos otros aspectos no se rechazan las ideas bloquistas. Dentro de los trabajos de este grupo merecen mención aparte los de A. Knipper, quien estudió cuidadosamente las relaciones de las serpentinitas con otros cuerpos geológicos. En las regiones estudiadas, Knipper llegó a la conclusión de que las serpentinitas cubanas se habían emplazado tectónicamente y mostró numerosas pruebas de la existencia de sobrecojimientos en esas regiones.

A principio de los años setenta se comenzó a atacar fuertemente el esquema bloquista. En este período se realizaron varias perfora-

ciones profundas al norte de Cuba para la búsqueda de petróleo y también se reestudiaron los resultados de perforaciones más antiguas. Algunos de estos pozos se iniciaban en rocas típicas del eugeosinclinal y, después de cortar determinado espesor de estas, entraban en cortes carbonatados del miogeosinclinal de la misma edad e incluso más jóvenes que los sobreyacentes. Prácticamente, la única explicación de este hecho es suponiendo la existencia de cabalgamientos que superpusieron a rocas depositadas originalmente muy lejos unas de otras.

Más, no solo los datos de perforaciones fueron mostrando lo cierto de los esquemas de tectónica de sobrecojimiento para las capas pre-Eoceno Superior en Cuba, sino que las mismas conclusiones fueron extraídas de los levantamientos geológicos regionales realizados en diversas áreas.

En nuestro texto, en la interpretación de la tectónica de las capas pre-Eoceno Superior, es aceptada la existencia de mantos de cabalgamiento para la mayor parte de las regiones,

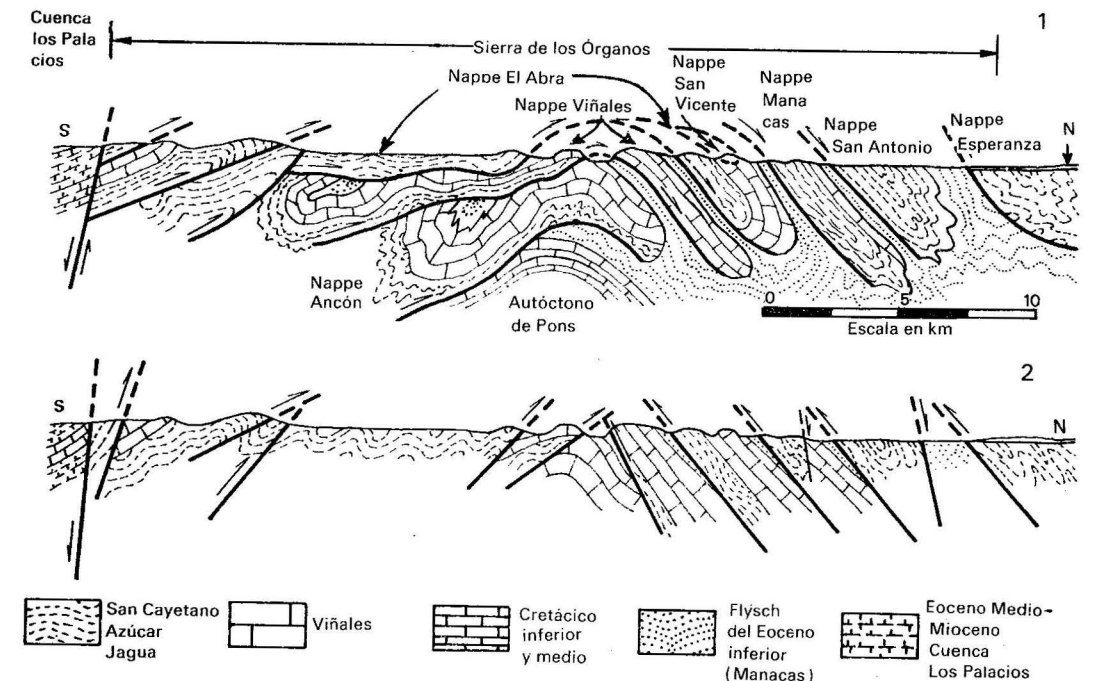


Fig. 4.1 Perfiles de la sierra de los Órganos, de acuerdo con distintas interpretaciones: 1- según Haiten (1957) en la sierra hay un complejo sistema de paquetes tectónicos; 2- según Judoley (1971) en ella no existen grandes mantos tectónicos. Ambas variantes corresponden al mismo perfil

aunque se encuentran algunas áreas como, por ejemplo, la Sierra Maestra, donde la tectónica es relativamente sencilla y no existe un plegamiento complejo, ni sobrecorrimentos de consideración.

La tectónica del intervalo Eoceno Medio-Cuaternario, aunque sin dudas más sencilla que las de las capas infrayacentes, se ha estudiado poco y también contiene algunos puntos sobre los que no existe acuerdo. Las estructuras más recientes en Cuba pueden presentar un gran interés desde el punto de vista de la exploración de petróleo, por lo que el tema será tratado con cierta amplitud en este capítulo.

Pisos estructurales

El desarrollo geológico de Cuba, marcado por una considerable inestabilidad tectónica, determina que se puedan distinguir numerosas discordancias que delimitan pisos estructurales. Como sabemos, pisos estructurales son los conjuntos de rocas separados entre sí por discordancias angulares.

Se han realizado varios intentos para agrupar las rocas de Cuba en pisos estructurales, los cuales, en la intención de sus propugnadores, se deberían extender por todo su territorio o la mayor parte de este. Así, por ejemplo, Judoley señala la existencia de siete pisos estructurales: Jurásico Inferior y Medio, Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Neocomiano), Cretácico Inferior (Aptiano)-Cretácico Superior (Turoniano), Cretácico Superior (Coniaciano)-Paleoceno, Eoceno Inferior y Medio, Eoceno Medio-Oligoceno, Mioceno.

Algunos de los pisos señalados en esta clasificación objetivamente no existen (tal es el caso del primero de ellos) o tienen una distribución geográfica muy limitada; algunos de los que existen se han afectado tanto por movimientos posteriores que es difícil reconocer con claridad las estructuras originadas en ellos.

La historia geológica de las Antillas, y en particular de Cuba, es muy compleja y variada, y además de grandes deformaciones tectónicas que abarcaron un considerable volumen de rocas, existen numerosos eventos de dislocaciones locales.

Teniendo en cuenta toda esta problemática es que en nuestro curso tomaremos como

límites entre los pisos estructurales las grandes discordancias, correspondientes a los mayores períodos de deformación comprobados o supuestos. Los pisos así definidos son más amplios que el concepto habitual de pisos tectónicos y quizás más conveniente sería denominarlos complejos tectónicos. Estos pisos son los siguientes:

1. Basamento.
2. Macizos metamórficos.
3. Jurásico-Cretácico Superior (Santoniano).
4. Cretácico Superior (Campaniano)-Eoceno.
5. Eoceno-Cuaternario.

Como veremos después, esta clasificación no es aplicable en parte a algunas regiones debido a peculiaridades en su evolución tectónica. Así, por ejemplo, en Cuba oriental los movimientos ocurridos a finales del Cretácico (Maestrichtiano) fueron muy notables y provocaron la formación de una estructura en escamas. En cambio, en algunas regiones de esta misma área, la discordancia del Eoceno Medio, tan extendida en otras partes, prácticamente no se observa. Teniendo en cuenta estas reservas es que podemos aplicar esta clasificación generalizada de los pisos estructurales.

Comenzaremos el estudio de los pisos estructurales estudiando los más antiguos y, generalmente, más deformados.

Piso estructural del basamento

El estilo tectónico del basamento permanece completamente desconocido y en la literatura geológica cubana hay contadísimas referencias a este problema, limitadas solo a las anfibolitas.

Según Boyanov y otros geólogos de la Academia de Ciencias de Cuba, quienes mapearon las anfibolitas de Cuba central, estas rocas se encuentran plegadas con rumbo oeste-noroeste y cortadas por fallas de igual dirección. Estos mismos geólogos señalan que las anfibolitas han sufrido procesos de polimetamorfismo. Inicialmente las rocas experimentaron un proceso de metamorfismo regional en la facies de anfibolitas almandínicas. Posteriormente se desarrolló en algunas partes un proceso de migmatización y granitización, así como de retrometamorfismo o diaforesis cerca de las grandes fallas, donde

las rocas están convertidas en milonitas con la formación de minerales secundarios tales como clorita, zoisita, epidota y otros.

En la sierra del Purial las anfibolitas poseen dos áreas de afloramiento en las porciones occidental y oriental. Es indudable que las anfibolitas de esta región presentan una gran complejidad estructural, como se puede ver en los afloramientos de anfibolitas gneissicas; allí se observan estructuras plicativas de varias generaciones y que están sobrecorridas por distintos mantos tectónicos. Cerca de estos las anfibolitas están muy agrietadas, orientándose las grietas paralelas a la foliación. Además, las vetas cuarzofeldespáticas que cortan a las anfibolitas están comprimidas en pequeños pliegues muy disarmónicos (pliegues ptigmoïdales).

El grado de metamorfismo es distinto en las diferentes localidades. En Macambo, situado al suroeste de la sierra del Purial, las rocas se encuentran metamorizadas en la facies de anfibolitas granatíferas, en tanto que en los afloramientos más orientales lo están en la facies de anfibolitas con albita. En estas últimas, la presencia de finas intercalaciones cuarzo-feldespáticas pudieran indicar la existencia de un proceso de migmatización incipiente.

Como en el caso de las anfibolitas de Cuba central, en las de la sierra del Purial se observa la superposición de deformaciones muy posteriores al metamorfismo. Además del agrietamiento intenso asociado a las fallas de sobrecorrimento (originadas en el Maestrichtiano), cerca de estas dislocaciones se observan muy bien (en la localidad de Macambo) los procesos de metamorfismo regresivo (hornblenda sustituida por glaucofana y esta a su vez, por clorita).

Con respecto a la tectónica del basamento de tipo siálico de la elevación media y el mio-geosinclinal, no existe en la literatura información alguna. En el fenster de Jarahueca, según Hatten y otros, las facies metamórficas van desde corneanas a anfibolitas y el metamorfismo fue originado por la inyección de las troctolitas y cuarzomonzonitas, aunque esto último es debatible.

Piso estructural de los macizos metamórficos

La edad de las rocas que componen este piso estructural parece ser, en gran medida,

similar a las del piso Jurásico-Cretácico Superior, no obstante las hemos agrupado en otro piso estructural por las siguientes razones:

1. El grado de dislocación de las metamorfitas es considerablemente más complicado que el de las rocas del piso Jurásico-Cretácico Superior, debido a que en el curso de su historia geológica fueron colocadas en condiciones de presión y temperaturas muy superiores a los de sus equivalentes no metamorizados.

2. No está demostrado que en los macizos metamórficos cubanos no puedan estar presentes rocas prejurásicas.

El estudio de este piso estructural lo haremos por separado para cada uno de los grandes macizos.

ISLA DE LA JUVENTUD

En esta región las metamorfitas están considerablemente deformadas, formando pliegues concéntricos y similares isoclinales, con gran desarrollo de la esquistosidad como se aprecia en la figura 4.2, según datos de Somin y Millán (1974). Estas estructuras son las más antiguas, a ellas se superpusieron otras deformaciones de carácter regional que plegaron la esquistosidad previamente originada, dando lugar a una serie de domos, anticlinales, sinclinales, etc. (fig. 4.3). En el macizo, Millán (1974) distingue tres grandes estructuras de este tipo. La mayor es la llamada antiforma Río Los Indios, la cual tiene un eje con rumbo sureste de 30 km de longitud en tanto que su

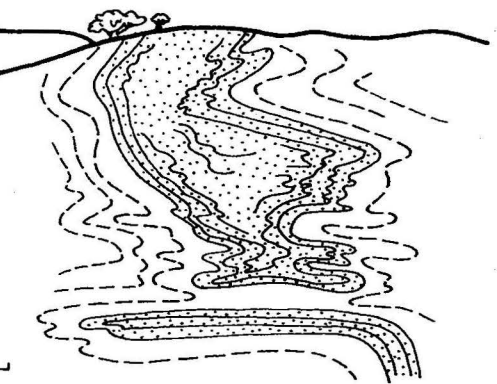


Fig. 4.2 Deformaciones plicativas de los mármoles de la sierra de Caballos, Isla de la Juventud

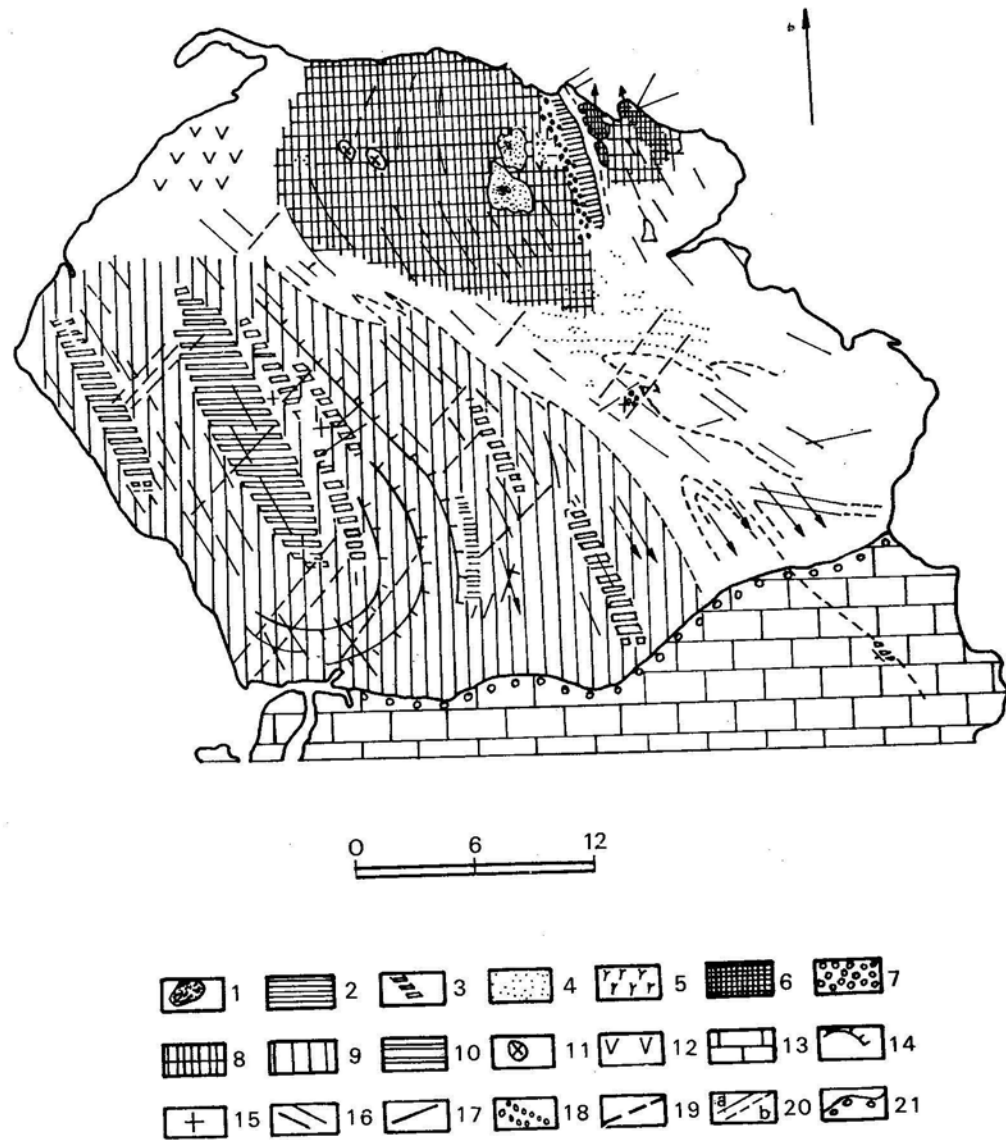


Fig. 4.3 Esquema geológico de la Isla de la Juventud: 1- mármol de grano grueso; 2- mármol de grano medio, estratificado; 3- anfíbolitas; 4- esquistos calcosilicatados; 5- dolomitas claras; 6- mármol impuro y mármol dolomítico negro; 7- otros afloramientos de mármol; 8- esquistos con cianita y almandino; 9- esquistos cuarcíferos y moscovítico-cuarcíferos; 10- esquistos moscovíticos y cuarzo-moscovíticos; 11- granitos; 12- secuencia vulcanógena no metamorfizada; 13- calizas neógeno-cuaternarias; 14- yacencia de la esquistosidad metamórfica; 15- esquistosidad metamórfica subhorizontal; 16- charnelas de pliegues de las primeras generaciones; 17- tendencia de algunos pliegues concéntricos tardíos; 18- alineaciones; 19- grietas tectónicas; 20- contactos litológicos: a) observados, b) supuestos; 21- límite de las capas transgresivas del Neógeno-Cuaternario

ancho es de 15 km, aproximadamente. En la parte apical de la estructura, la esquistosidad buza suavemente (5-15°) y está algo ondulada. Hacia los bordes el buzamiento de la esquistosidad aumenta hasta llegar a ser casi vertical localmente.

La segunda estructura es la sinforma San Juan que se ubica en el noreste de la isla. La tercera estructura regional es la llamada zona Nueva Gerona, donde los elementos planares buzcan al este-noroeste, dando la impresión de una yacencia monoclinal, aunque internamente presenta un plegamiento muy complicado.

El macizo de Isla de la Juventud está en contacto con vulcanitas asignadas a la secuencia de la zona Zaza. La naturaleza del contacto parece tectónica y posiblemente sea por una falla de sobrecoimiento, aunque este último es aún especulativo. Un problema parecido ocurre con el macizo del Escambray, donde será discutido más ampliamente.

ESCAMBRAY

Es el macizo metamórfico más estudiado en Cuba. Según Somin y Millán el macizo se puede dividir en dos grandes antiformas: la occidental (Trinidad) y la oriental (Sancti

Spiritus). Cada una de ellas se manifiesta en la yacencia de la esquistosidad, que en ambas estructuras buza del núcleo a la periferia. Millán señala que hacia la parte central de las antiformas, la esquistosidad tiene yacencia horizontal o cercana a esta, mientras que hacia la periferia la inclinación es mayor. En ambas estructuras el grado de metamorfismo aumenta del centro a la periferia (fig. 4.4).

En las dos antiformas se destacan cuatro fases superpuestas de plegamiento. El carácter de la sucesión de pliegues indica una tendencia hacia la disminución de la ductilidad y plasticidad de las rocas con el transcurso del tiempo. Los pliegues de la primera fase son isoclinales y tienen una amplitud de pocos metros. Con ellos se asocia la esquistosidad principal de las rocas. La segunda fase está compuesta por pliegues originalmente acostados de diversos órdenes, generalmente de tipo similar, que varían entre isoclinales y muy apretados. Con esta fase se asocia a menudo esquistosidad. Los pliegues de la tercera fase son de distintos órdenes, a veces muy disarmonicos, con estilo, intensidad y vergencia muy variable. Los pliegues de la segunda y tercera fases alcanzan varios kilómetros de amplitud y su interferencia puede originar formas geométricas muy complejas. Según Millán las tres primeras fases son sinmeta-

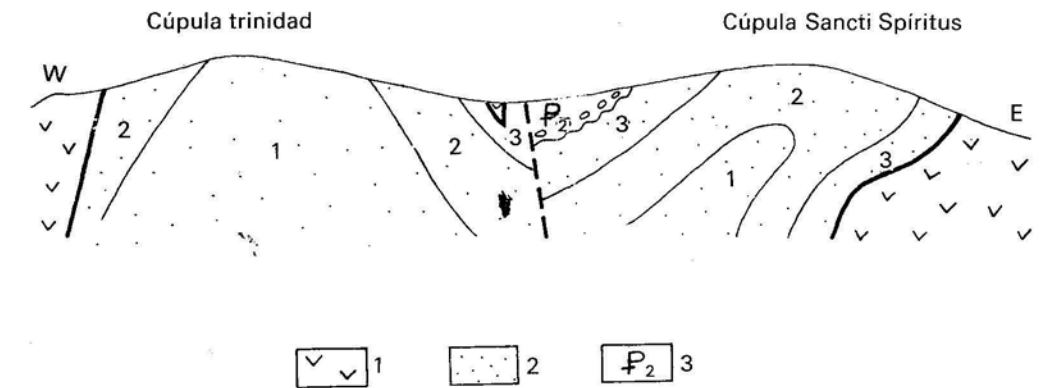


Fig. 4.4 Perfil geológico esquemático a través del macizo del Escambray, que muestra la disposición de las zonas metamórficas: 1- rocas de la zona Zaza; 2- metamorfitas; 3- secuencia transgresiva del Eoceno. Los números que aparecen en el interior de la figura, se corresponden con las zonas metamórficas distinguidas por G. Millán

mórficas, es decir, asociadas con el metamorfismo. La cuarta fase de plegamiento está señalada por pliegues concéntricos, muy abiertos, que se marcan mejor en las partes internas de las cúpulas.

Según Millán, en el macizo del Escambray existen importantes estructuras premetamórficas, entre las que se destacan sobrecorrimientos de diferentes magnitudes.

El macizo del Escambray posee un metamorfismo regional de alta presión (glaucofánico). La zonación presenta un carácter invertido, ya que aumenta paulatinamente desde el centro hacia la periferia de las antiformas. Se destacan tres zonas concéntricas en las cúpulas como se aprecia en la figura 4.4, según datos de G. Millán (1978). La zona 1, con menor grado de metamorfismo, aflora en la parte interna de la cúpula de Trinidad y la zona 3 se encuentra en la periferia de ambas. En la zona 1 el metamorfismo es muy bajo y se conservan muchas texturas sedimentarias.

De acuerdo con las ideas de Millán la formación de las cúpulas comenzó en el Maestrichtiano y ha continuado hasta la actualidad, por lo que estas estructuras están superpuestas a las del piso estudiado.

SIERRA DEL PURIAL

Presenta determinados rasgos que la diferencia de los macizos más occidentales. Esto no es solamente en el caso de su estratigrafía, sino también en su estilo tectónico. En esta región las metamorfitas no solo están completamente plegadas, sino también divididas en numerosas escamas tectónicas, aunque este fenómeno se originó según parece, durante el Maestrichtiano e inicios del Paleoceno y no será estudiado en este epígrafe. En la figura 4.5 podemos observar los mantos tectónicos del extremo oriental de la sierra.

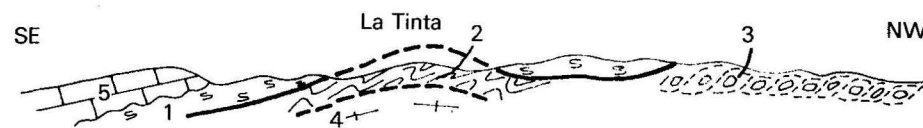


Fig. 4.5 Mantos tectónicos en el extremo oriental de la sierra del Purial: 1- serpentinitas; 2- Formación Sierra del Purial; 3- melange de la Formación La Píota; 4- anfíbolitas del basamento; 5- Formación Imias (Neógeno)

Como vimos en el capítulo de Estratigrafía, en la sierra se encuentran diferentes secuencias metamórficas de probable edad mesozoica (Jurásico-Cretácico preconiaco). Con cada una de ellas se asocian diferentes estructuras plicativas de pequeñas dimensiones. En las metavulcanitas de la Formación Sierra del Purial, parecen existir tres fases de deformación con distintos estilos. La más antigua es la de los pliegues isoclinales, seguida por otra de pliegues similares; por último se forman pliegues concéntricos. Generalmente la fase más visible es la tercera.

Desgraciadamente, no se dispone de más datos estructurales confiables y la gran monotonía litológica de esta secuencia, sin buenos horizontes guías, hace imposible, en el estado actual de conocimientos, dar una apreciación de las estructuras mayores de la secuencia metamórfica, tal como se hizo en el caso del Escambray.

La Formación Sierra del Purial ha sido metamorfizada con intensidad variable. El grueso de la unidad se ha metamorfizado en la facies de esquistos verdes, aunque hay porciones que han sufrido poco los efectos del metamorfismo y las rocas, aunque deformadas, contienen muchas estructuras y texturas primarias. Por otro lado, hay porciones de la formación, cerca de los contactos tectónicos con otras unidades en que aparecen esquistos glaucofánicos, indicadores de condiciones de presión elevadas. Salvo esta no se distingue ninguna regularidad en la disposición regional del metamorfismo en las metavulcanitas y este fenómeno probablemente fue originado por los movimientos laramídicos (a finales del Cretácico).

Las filitas y pizarras de la Formación Sierra Verde se encuentran muy microplegadas, con pliegues de diferentes estilos y, posiblemente, generaciones, pero este es un proble-

ma sobre el cual no se ha trabajado aún. La esquistosidad en estas capas buza comúnmente hacia el noroeste. Las rocas más duras intercaladas (areniscas) tienden a formar boudinas.

En los mármoles de la Formación La Asunción el desciframiento de las estructuras plicativas es aún muy incompleto. En estas capas parecen existir al menos dos generaciones de pliegues. Como en casos anteriores los pliegues más antiguos son los de tipo similar, y se superponen a ellos pliegues de tipo concéntrico cuya amplitud puede alcanzar decenas de metros. Estos últimos pliegues parecen tener sus planos axiales inclinados hacia el noroeste.

Comparando los datos disponibles sobre las estructuras plicativas de la sierra de Purial, Escambray e Isla de la Juventud se puede crear la impresión de que en el primero, a diferencia de los otros, no existen grandes pliegues. Esto probablemente no es así y el no hallazgo de estructuras plicativas de considerables dimensiones se debe probablemente al hecho de que la sierra del Purial se ha estudiado relativamente poco desde el punto de vista de su tectónica plicativa y que hay en ella varias localidades de difícil acceso, de cuya geología no se conoce prácticamente nada. Además, la monotonía litológica impide que en trabajos de mapeo a pequeña escala se puedan detectar estructuras de esta naturaleza.

EDAD Y ORIGEN DEL METAMORFISMO

Hasta el momento la edad del metamorfismo y de la formación de las estructuras plicativas de diversas dimensiones presentes en los macizos metamórficos no se ha podido aclarar en forma convincente. El criterio más extendido es que el metamorfismo tuvo lugar a mediados del Cretácico Tardío a consecuencia de los llamados movimientos subhercinianos. En el caso de la sierra del Purial, esto es posible al menos para las rocas de la Formación Sierra del Purial, de probable edad Tithoniano-Turoniano, ya que ellas participan en la estructura de escamas tectónicas originada en el Maestrichtiano e inicios del Paleoceno. En el caso de los demás macizos no existen datos reveladores de la edad del metamorfismo y las opiniones dadas al respecto se basan más

bien en criterios regionales y en consideraciones teóricas, que en datos reales de campo.

El origen del metamorfismo de los grandes macizos cubanos solo se ha estudiado en el caso del Escambray, para el cual Millán y Somin han expuesto una interesante hipótesis cuyos rasgos generales ofrecemos a continuación.

Como vimos al estudiar el macizo del Escambray, este posee una zonación de tipo inversa puesto que las zonas con más elevado grado de metamorfismo se disponen en la periferia, en tanto que las rocas con más bajo metamorfismo se encuentran hacia el centro de la estructura, cuando lo habitual, en las estructuras cupuliformes, es el fenómeno contrario. Es decir, que en el macizo del Escambray las rocas con más bajo metamorfismo yacen en una posición estructural más baja que las más metamorfizadas. La hipótesis de Somin y Millán trata de explicar fundamentalmente esta paradoja y el contacto tectónico con las rocas del complejo anfíbolítico eugeosinclinal de la periferia del Escambray.

De acuerdo con los citados geólogos, las metamorfitas del Escambray son autóctonas y fueron acumuladas en forma casi ininterrumpida desde el Jurásico hasta el Cretácico Superior. Durante el Cretácico Tardío se originó en la región eugeosinclinal, situada, según esta hipótesis, al sur del Escambray, un enorme manto tectónico de más de 10 km de espesor que, al moverse hacia el norte, cabalgó y enterró profundamente las rocas del Escambray, metamorfizándolas. De acuerdo con esta idea, la intensidad de las deformaciones alcanzó el máximo en el plano de sobrecorrimiento y sus cercanías, debido al calor originado por la fricción y a las enormes presiones dirigidas, originándose allí las metamorfitas de la zona 3 y, en la base del manto eugeosinclinal, las anfíbolitas. Más hacia abajo, con menores temperaturas y presiones tectónicas (dirigidas), se originaron las zonas 2 y 1 del Escambray (fig. 4.6).

Millán (1978) fija la edad de este episodio como Campaniano, aunque esta asignación no es sólidamente argumentada. Ya en el Maestrichtiano, en un proceso que continúa hasta hoy, el macizo es levantado en forma de dos grandes cúpulas, Trinidad y Sancti Spiritus; paulatinamente se originó la disposición actual de la zonación y el arqueamiento regional de la esquistosidad.

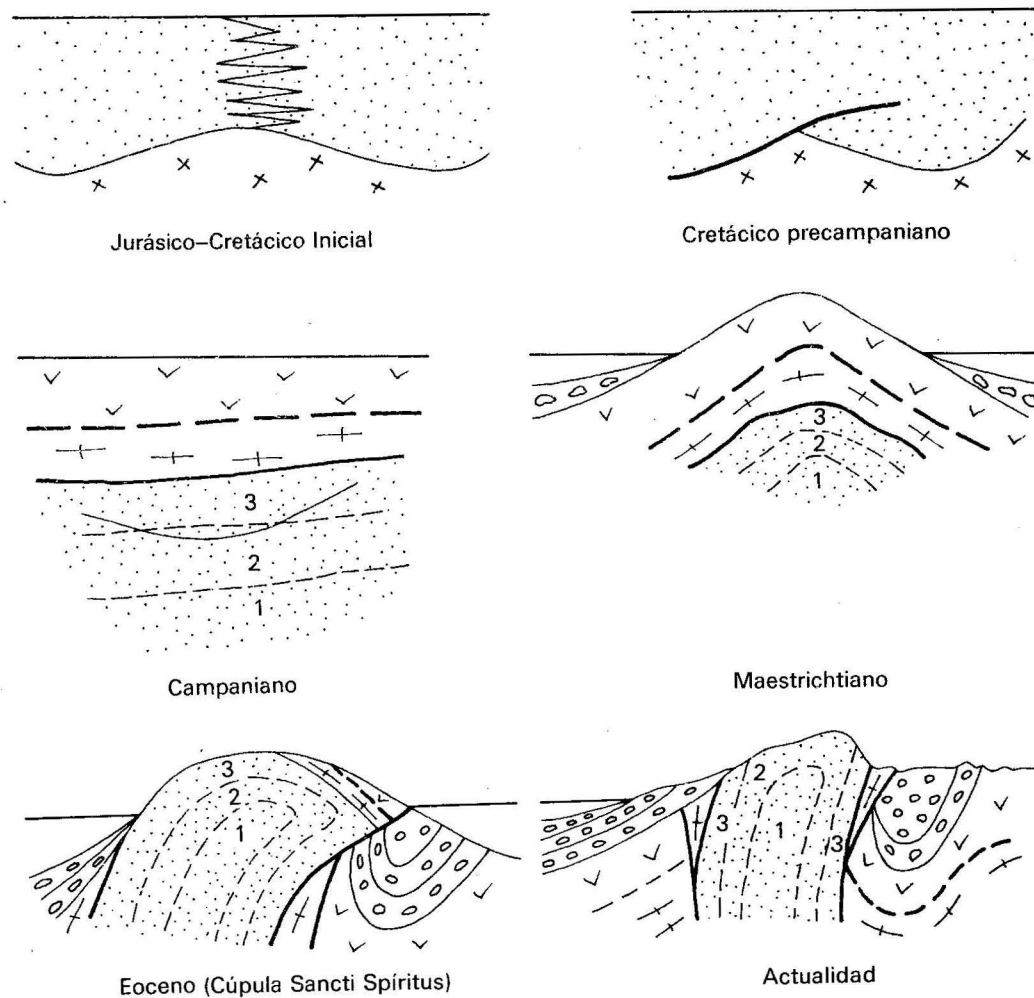


Fig. 4.6 Evolución del macizo metamórfico del Escambray

La hipótesis de Somin y Millán explica satisfactoriamente los siguientes hechos:

1. Contactos tectónicos de las metamorfitas del Escambray con las anfibolitas.
2. Contactos tectónicos de las metamorfitas del Escambray con la zona Zaza.
3. Buzamiento de la esquistosidad hacia la periferia de las cúpulas.

Existen otros hechos que, sin embargo, no son explicados en forma satisfactoria por esta hipótesis. Estos son los siguientes:

1. En los sedimentos de finales del Cretácico y de inicios del Cenozoico no aparecen clastos

de rocas metamórficas. Solo a partir del Eoceno se comienza a encontrar clastos de metamorfitas en las cuencas periféricas al Escambray. Es decir que, entre finales del Cretácico y el Paleoceno, la erosión barrió todo el enorme espesor de más de 10 km de rocas eugeosinclinales, y afloraron ya en el Eoceno las metamorfitas del Escambray. El enorme volumen de rocas vulcanógeno-sedimentarias erosionado (varios miles de kilómetros cúbicos) se debió acumular en buena medida en los sedimentos clásticos de las cuencas periféricas del Escambray. Ahora bien, los sedimentos clásticos del Cretácico Superior alto y del Paleoceno tienen espesores modestos alre-

dedor del macizo y queda como un enigma el paradero del ingente volumen de rocas clásticas que se debió acumular en la periferia del Escambray, de acuerdo con la hipótesis de Somin y Millán.

2. El sobrecorrimiento eugeosinclinal sobre las capas del Escambray, supone un desplazamiento horizontal del primero de más de 100 km hacia el norte, y que se debió ubicar originalmente donde hoy se encuentra la porción septentrional de la cuenca de Yucatán. Puesto que la parte calcárea es la más elevada del corte del Escambray y tiene, de acuerdo con Somin y Millán, una edad Jurásico Superior-Cretácico, es inevitable asignar las rocas calcáreas del Escambray al miogeosinclinal, que contrario a lo planteado hasta el momento por la mayoría de los geólogos, se debería extender hacia el sur alcanzando la costa meridional de Cuba central. Esto entra en contradicción con el esquema paleotectónico planteado con argumentos en el capítulo de Estratigrafía.

3. Las rocas de la zona metamórfica 1 del Escambray se encuentran muy poco metamorfiizadas; a pesar de que según la hipótesis se debieron ubicar durante el sobrecorrimiento a mucho más de 10 km de profundidad. Es poco probable que si esto hubiera ocurrido así, las rocas estuvieran tan poco afectadas por los procesos metamórficos.

Como se puede ver, la hipótesis de Somin y Millán, aunque es satisfactoria para explicar algunos fenómenos, deja varias importantes incógnitas sin solucionar. A pesar de estas deficiencias, sus autores tienen el mérito de haber propuesto, por vez primera en Cuba, un mecanismo para explicar el origen del metamorfismo de uno de nuestros macizos.

Piso estructural Jurásico-Cretácico Superior (Santoniano)

A pesar de ser indiscutible la existencia de una discordancia por debajo de las capas del Campaniano, las estructuras originadas por los movimientos que culminaron a mediados del Cretácico Tardío, están muy mal estudiadas, ya que a ellas se han superpuesto las deformaciones de la orogénesis laramídica, siendo a menudo muy difícil asignar una defor-

mación determinada a uno u otro movimiento.

Tanto en el eugeosinclinal como en el miogeosinclinal la orogénesis debió producir pliegues, ya que las capas sobreyacentes presentan siempre contactos angulares. Las deformaciones más intensas probablemente se desarrollan en el eugeosinclinal. En Cuba central el plegamiento originado por esta orogénesis puede llegar a ser localmente isoclinal (en el eugeosinclinal), con vergencia hacia el norte y noroeste. En la cuenca del río Toa, en Cuba oriental, y en partes de la sierra de Cristal las capas de vulcanitas se han deformado mucho con el surgimiento de esquistosidad incipiente y el aplastamiento de algunas texturas, fenómenos que no se aprecian en las capas más jóvenes del Cretácico.

Durante la orogénesis subherciniana ocurrió la intrusión de grandes macizos de granitoides en el eugeosinclinal. Esto es evidente por el hecho de que los granitoides cortan a las vulcanitas, cuyo límite superior de edad es Turoniano a la vez que sus clastos aparecen en los sedimentos más jóvenes del Cretácico.

Es discutible si ocurrió o no el emplazamiento de mantos de cabalgamiento durante la orogénesis subherciniana.

Piso estructural Cretácico Superior (Campaniano)-Eoceno

El intervalo comprendido entre el Campaniano y el Eoceno (ambos incluidos) es de una extrema inestabilidad tectónica, no solo en Cuba sino en toda la región caribeña, y a todo el largo de tal intervalo se producen grandes episodios de deformación que abarcaron considerables volúmenes de rocas.

La inestabilidad tectónica existente desde el Campaniano hasta bien entrado el Eoceno, está magníficamente reflejada en la acumulación de grandes espesores de flysch en numerosas regiones a través de todo este intervalo, como ya se estudió en el capítulo de Estratigrafía.

La composición mineralógica de los sedimentos del flysch indica claramente que estos se derivaron de la erosión de terrenos volcánicos eugeosinclinales. A la vez el flysch se acumuló especialmente sobre las rocas del antiguo eugeosinclinal y, en menor grado, y en muchas áreas solo a partir del Cenozoico, se

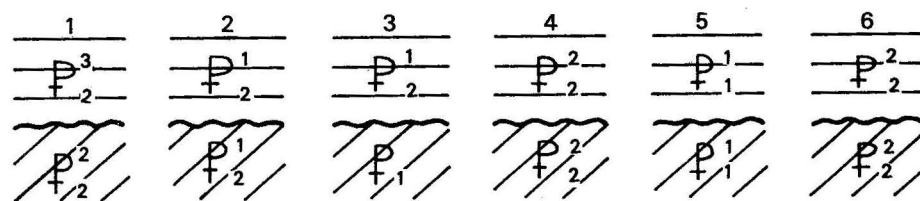


Fig. 4.7 Edad de los principales movimientos de la orogénesis laramídica en distintas regiones de Cuba: 1- norte de Pinar del Río; 2- norte de las provincias habaneras; 3- norte de Matanzas; 4- Cuba central; 5- montañas del noreste de Cuba oriental; 6- Sierra Maestra

comenzó a depositar en la depresión marginal. Este fenómeno se ilustra muy bien en Cuba central con la sedimentación de la Formación Zaza.

No en todas las regiones sedimentaron los depósitos turbidíticos del flysch. Así, por ejemplo, en la cuenca del Cauto, desde el Paleoceno al Eoceno Medio, se acumularon grandes espesores de rocas volcánicas y vulcanógeno-sedimentarias (Formación El Cobre) pero, aún en esta secuencia no perteneciente al flysch, hay evidencias de inestabilidad cortical, testimoniada por los abundantes depósitos olistostrómicos, así como por algunas intercalaciones de turbiditas terrígenas.

La sedimentación del flysch es un claro indicador de inestabilidad tectónica en las fuentes de suministro. A su vez el flysch está intensamente plegado, ha participado en movimientos de sobrecorrimento y es cubierto discordantemente por secuencias de distintas edades en diferentes partes de Cuba. Todos estos hechos testimonian claramente que la deformación de las rocas del piso estructural Campaniano-Eoceno abarcó un largo lapso de tiempo y no fue originada por un movimiento tectónico único de corta duración. Este largo período de deformaciones tectónicas es conocido como orogénesis laramídica, cuyo paroxismo fue alcanzado durante el Eoceno en la mayor parte de Cuba, pero que se prolonga más allá en el tiempo.

La existencia de distintos climas orogénicos durante el intervalo Campaniano-Eoceno se hace evidente al hacer un recorrido a lo largo de la isla (fig. 4.7).

En la región de Guaniguanico y al norte de esta (zona de Bahía Honda), todas las capas de edad Eoceno Medio o más antiguas, están intensamente deformadas y cubiertas

discordantemente por un corte poco dislocado que se inicia en el Eoceno Superior.

En el norte de las provincias habaneras, las capas de la formación Capdevila y el flysch infrayacente, así como las rocas eugeosinclinales y miogeosinclinales están plegadas y sobrecorridas, siendo cubiertas discordantemente por un corte que se inicia con las capas más altas del Eoceno Inferior (Formación Universidad). En el norte de la provincia de Matanzas, de acuerdo con los datos de perforación, las rocas del Paleoceno, o más antiguas se encuentran intensamente plegadas y sobrecorridas, y son cubiertas por un corte poco dislocado cuya base pertenece al Eoceno Inferior.

En el norte de las provincias centrales las deformaciones intensas se encuentran en las rocas del Eoceno Medio o más antiguas, y existe una gran discordancia estructural entre estas y el corte que se inicia con las partes más elevadas del Eoceno Medio. Aquí, evidentemente, la culminación o paroxismo de la orogénesis transcurrió durante el Eoceno Medio. Algo similar parece haber ocurrido en el norte de Camagüey en la provincia de Las Tunas y el oeste de Holguín.

En el extremo oriental de Cuba existe en los grupos montañosos, que se extienden desde la sierra de Nipe a la sierra del Purial, un gran sistema de mantos tectónicos, sobrecorridos sobre un autóctono cuyas rocas más jóvenes datan de la misma base del Paleoceno. Este sistema de mantos es cubierto por sedimentos que pertenecen al Paleoceno Inferior y se encuentran relativamente poco deformados. En este último caso los movimientos culminantes de la orogénesis laramídica concluyeron a inicios del Paleoceno, es decir, mucho antes que en los anteriores.

Por último en la región meridional de la antigua provincia de Oriente, los movimientos de plegamiento se iniciaron en la última mitad del Eoceno Medio y parece que se extendieron hasta el Eoceno Tardío (como mínimo); en este caso estuvieron acompañados por la intrusión, en las capas de la Formación El Cobre y quizás en rocas más antiguas, de volúmenes considerables de magma de composición media a ácida. La naturaleza de las deformaciones tectónicas también fue en esta región distinta a las de los casos anteriores, puesto que no se registran aquí grandes sobrecorrimentos y el plegamiento no tiene la misma intensidad que el de las otras áreas.

Ahora, se estudiará con cierto detalle, las estructuras originadas en diferentes áreas por los movimientos ocurridos a finales del Cretácico y la primera mitad del Paleógeno, comenzando, en este caso, por Cuba oriental.

TECTÓNICA DEL NORESTE DE CUBA ORIENTAL

En las montañas del noreste de Cuba oriental, está expuesto uno de los más grandes ejemplos en el área caribeña de estructura de escamas tectónicas, si bien este fenómeno solo se ha reconocido en los últimos años y aún quedan muchas incógnitas y polémicas referentes a estas estructuras.

Los mantos tectónicos que forman este complejo constituyen, en realidad, enormes y delgados lentes como se puede apreciar en las cercanías de Nicaro (fig. 4.8); el espesor de tales lentes fluctúa entre decenas y centenares de metros, alcanzando, en algunos casos, más de 1 km de grosor. Salvo las serpentinitas, que constituyen el manto más elevado de to-

da la estructura, el resto de las unidades sufre acunamientos que provocan que el corte del paquete de mantos tectónicos varíe de composición en las distintas áreas.

En la sierra de Nipe, en la parte occidental del área en superficie solo se pueden distinguir dos mantos, las serpentinitas en el techo y el melange de rocas de la Formación La Picota más abajo. En la sierra de Cristal se observan estos dos mantos pero, además, en la porción central de la sierra hay un enorme melange de metamorfitas y, por último, aquí es posible que se encuentre sobrecorrida la secuencia vulcanógena de la Formación Santo Domingo. De ser así, el número de mantos tectónicos llegaría a cuatro. En la porción occidental de la sierra del Purial y las cuchillas del Toa, el paquete tectónico está formado de arriba hacia abajo por serpentinitas, melange de la Formación La Picota y el manto de la Formación Sierra del Purial. Por último en el extremo oriental de la sierra del Purial y áreas adyacentes el corte tectónico es el siguiente (comenzando por las unidades más elevadas): serpentinitas, melange de la Formación La Picota, manto de la Formación La Asunción, manto de la Formación Sierra Verde, manto de la Formación Sierra del Purial, manto (?) de la Formación Santo Domingo, manto (?) de las anfibolitas Macambo, o sea, un total de seis. En la tabla 4.1 se ofrece una "correlación tectónica" entre las distintas áreas.

Esta comparación entre las diferentes porciones de la estructura, realizada solo con los datos de la geología de superficie, evidencia que la complejidad tectónica no es homogénea.

En todos los casos, las yacencias de cada

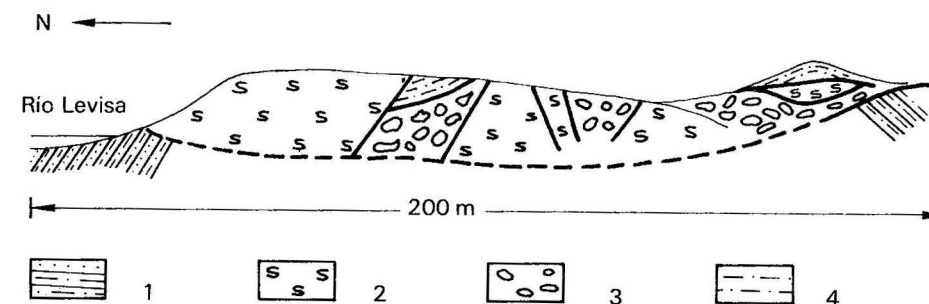


Fig. 4.8 Perfil geológico en el yacimiento Martí (Nicaro), al sur del puente sobre el río Levisa: 1- Formación Micara; 2- serpentinitas; 3- brechas; 4- inclusiones tectónicas de aleurolitas

Tabla 4.1
MANTOS TECTÓNICOS DEL NORESTE DE CUBA ORIENTAL

Sierra de Nipe	Sierra de Cristal	Cuchillas del Toa y Porción occidental de la sierra del Purial	Porción oriental de la sierra del Purial
Serpentinitas	Serpentinitas	Serpentinitas	Serpentinitas
Melange La Picota	Melange La Picota	Melange La Picota	Melange La Picota
	Escama metamórfica	Manto (?) de la Formación Sierra del Purial	Manto de la Formación La Asunción
	Manto (?) de la Formación Santo Domingo		Manto de la Formación Sierra Verde
			Manto de la Formación Sierra del Purial
			Manto (?) de la Formación Santo Domingo
			Manto (?) de las anfibolitas

manto parece ser bastante suave, con ondulaciones en su base debido a movimientos posteriores a su emplazamiento.

Con los movimientos ocurridos a finales del Cretácico se pueden relacionar los fenómenos de retrometamorfismo en las formaciones sierra del Purial y Anfibolitas Macambo y la génesis del melange de la Formación La Picota y de numerosas estructuras disyuntivas en las serpentinitas, pero las deformaciones plicativas que se debieron originar en el alóctono no están, hasta el momento, detectadas, ya que no se pueden delimitar con confiabilidad, de las que debió crear la orogénesis subherciniana.

El autóctono sobre el cual cabalgó el paquete de mantos tectónicos parece estar formado, en todas las localidades, por las capas de la Formación Micara. A su vez, al menos en la región de la sierra Cristal, las capas más elevadas de dicha formación descansan sobre las serpentinitas y el melange de la Formación La Picota. Esta aparente contradicción se puede explicar satisfactoriamente si aceptamos que las serpentinitas (y probablemente también los demás mantos) fueron emplazados gravitacionalmente y se movieron hacia

la cuenca donde se depositaban los sedimentos de la Formación Micara. La llegada de los mantos tectónicos, aunque perturbó la sedimentación de la cuenca, no la interrumpió por completo y, por este motivo, al llegar los mantos a las partes más profundas de las cuencas en subsidencia a finales del Maestrichtiano e inicios del Paleoceno, sus partes más bajas fueron cubiertas por las capas más jóvenes del flysch de la Formación Micara. Sobre este proceso se hablará más en detalle posteriormente, al estudiar el emplazamiento de las serpentinitas.

A diferencia de las rocas alóctonas, que están intensamente deformadas, los sedimentos de la Formación Micara presentan pliegues suaves y, solo en las inmediaciones del contacto con los mantos tectónicos aparecen pliegues muy comprimidos, cortados por fallas y otras dislocaciones intensas. Este hecho también es un argumento a favor del emplazamiento gravitacional de los mantos, puesto que en estos casos las rocas autóctonas no son afectadas en todo su volumen por las deformaciones tectónicas, sino casi exclusivamente, en sus contactos con las rocas que las cabalgan.

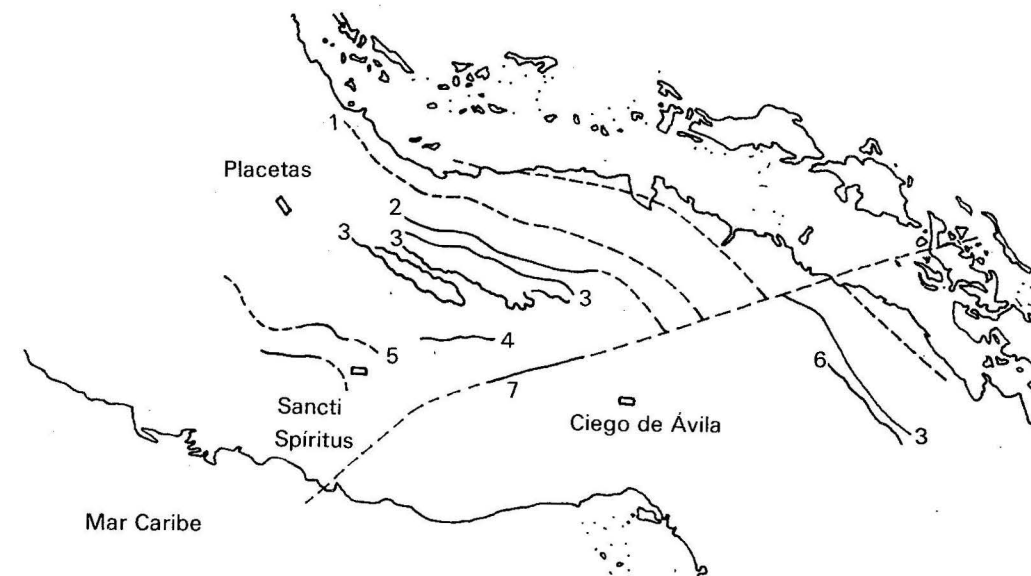


Fig. 4.9 Principales fallas de Cuba central (Ciego de Ávila, Sancti Spiritus y este de Villaclara). 1- falla Caibarién; 2- falla Jatibonico; 3- falla Las Villas; 4- falla Arroyo Blanco; 5- falla Tuinicú; 6- falla Esmeralda; 7- falla La Trocha

Los movimientos de traslación horizontal que provocaron el emplazamiento de los mantos tectónicos de Cuba oriental fueron de gran magnitud. Al menos para las serpentinitas, que forman la principal unidad tectónica alóctona, estos desplazamientos probablemente alcanzan las siguientes magnitudes mínimas en distintas áreas:

Sierras de Nipe y Cristal: 25 km

Sierra del Purial y Cuchillas de Baracoa: 60 km

Es notable que, a pesar de estas grandes traslaciones, el espesor total del paquete de mantos es reducido y, en la actualidad, su potencia máxima sea del orden de 1,5 km, la cual no debe ser muy inferior a su espesor original, previo a la erosión cenozoica.

Concluidos los grandes sobrecoimientos de finales del Cretácico e inicio del Paleoceno, la región donde se emplazaron los mantos tectónicos comenzó a manifestar, posiblemente desde el Paleoceno y, con más seguridad, a partir del Eoceno, una marcada tendencia al ascenso que se mantiene actualmente. A diferencia de otras áreas, en ella no se experimentaron fuertes deformaciones tectónicas en el Eoceno Inicial o Medio ya que las capas de esas edades yacen tranquilamente, sin grandes dislocaciones. Atendiendo a que

esta es un tipo de estructura muy característica en Cuba en las rocas del piso estructural Eoceno-Cuaternario dejaremos para después su estudio.

CUBA CENTRAL

En la región central del país, el intervalo comprendido entre el Campaniano y el Eoceno fue de gran inestabilidad tectónica, magníficamente reflejada en los sedimentos sintectónicos acumulados (Brechas Tuinicú, flysch, Formación Sagua) y las deformaciones presentes en ellos, que indican una prolongada y compleja historia de dislocaciones. Desgraciadamente, en la literatura geológica no abunda la información estructural sobre esta región por lo que aquí solo esbozaremos algunas cuestiones generales.

Cuba central está cortada por un gran número de fallas (fig. 4.9), según datos de Hatten y otros (1958); muchas de estas se disponen casi paralelas a las estructuras plicativas. Buena parte de ellas han tenido un desarrollo geológico prolongado que se inicia en tiempos precampanianos, y limitan zonas con contrastantes estilos tectónicos.

Estas fallas nos servirán para describir las deformaciones del piso Campaniano-Eoceno en las diferentes regiones.

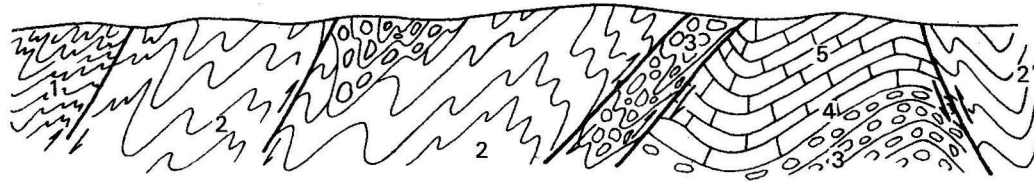


Fig. 4.10 Perfil geológico a través de la sierra Jatibonico, cerca de Mayajigua: 1- metamórficos Perea; 2- Formación Alunado; 3- Formación Sagua; 4- Formación Jumagua; 5- Formación Gonzal

Las fallas que separan el macizo metamórfico del Escambray del complejo anfibolítico y a este del corte de la zona Zaza y el flysch sobreyacente (falla Tuinicú) pertenecen a este piso estructural, aunque las rocas que componen estos bloques son más antiguas.

La falla Las Villas forma el frente de un enorme sobrecorrimiento de las rocas de la zona Zaza y el flysch sobreyacente sobre la depresión marginal. De acuerdo con los escasos datos existentes al respecto, la secuencia de flysch se encuentra intensamente plegada en algunas localidades. Así, cerca de Guayos, las capas del Eoceno Inferior y Medio están fuertemente comprimidas en pliegues lineales, a veces invertidos hacia el norte. En otras áreas, sin embargo, el grado de dislocación de las capas es mucho menor, como ocurre al suroeste de Santa Clara, donde los ángulos de buzamiento raramente pasan de 20°. Según parece la magnitud de las deformaciones es máxima en las cercanías de la falla Las Villas y otras fallas importantes y relativamente poco significativa en otras áreas. Algo similar se puede observar en Camagüey, de acuerdo con el testimonio de algunos geólogos.

La falla Las Villas constituye el límite septentrional de un enorme manto tectónico. La falla se puede seguir a lo largo del norte de la isla en superficie o perforaciones a través de centenares de kilómetros. En Camagüey, al este de la falla La Trocha que la desplaza, recibe el nombre de falla Cubitas. El frente del manto viene dado, en casi toda su extensión, por los cuerpos de serpentinitas que se extienden por el norte de Cuba central. Uno de los puntos en que es más evidente la existencia del manto tectónico Las Villas, es en el fensher de Jarahueca donde las serpentinitas, que forman la base del alóctono, sobrecorren a las rocas del Eoceno o más antiguas. El manto tectónico Las Villas es una estructura de tan grandes dimensiones que es difícil probar su

existencia solamente con criterios de campo. Existen, sin embargo, otras evidencias, aparte de la citada superposición tectónica en Jarahueca. Algunas de estas pruebas se enumeran a continuación:

1. Cizallamiento y milonitización extrema en la base de las serpentinitas.
2. Grandes variaciones litológicas en rocas de una misma edad a través de la falla, sin transiciones graduales.
3. Contorno sinuoso del frente de las serpentinitas, lo cual indica un contacto de bajo ángulo.

Durante su movimiento hacia el norte-noroeste, el manto Las Villas actuó como un enorme bulldózer, que arrastraba bajo sí y depositaba en su frente, fragmentos (astillas) de las formaciones sobre las que se deslizó. El desplazamiento horizontal mínimo es calculado por Hatten y otros, entre 9 y 15 km. Posteriormente a su emplazamiento el manto fue afectado por deformaciones plicativas y el plano de sobrecorrimiento se plegó isoclinalmente en algunas áreas.

El manto Las Villas cabalga el borde sur de la depresión marginal y el corte miogeosinclinal subyacente.

Las capas del flanco meridional de la depresión marginal se encuentran muy complejamente dislocadas, como se ve en la figura 4.10, según datos de Hatten (1958), formando pliegues cerrados hacia el norte y cortados por fallas inversas de gran ángulo que parecen formar imbricaciones. Las fallas inversas buzan al sur. Un ejemplo típico de estructuras de esta porción es el llamado anticlinorium Calabazar, que se puede seguir a lo largo de 18 km. El anticlinorium consiste en varios anticlinales y sinclinales muy apretados, cortados longitudinalmente por fallas inversas. Es característico aquí que las forma-

ciones más jóvenes son las más dislocadas. Esto es interpretado por los geólogos Pardo y Macaully como debido probablemente a la influencia de un manto tectónico sobreyacente ya erosionado (manto Las Villas).

Más hacia el norte las deformaciones del piso Campaniano-Eoceno decrecen en intensidad, y se presentan pliegues suaves cortados por algunas fallas. Posiblemente los domos salinos existentes en esta zona estuvieron en movimiento mientras transcurrían las deformaciones del piso que estudiamos, pero tocaremos este tema más tarde, al describir el piso Eoceno-Cuaternario.

Un aspecto de gran interés del piso estructural Campaniano-Eoceno en Cuba central, es el comportamiento durante los movimientos del Eoceno Medio de algunas de las grandes fallas regionales que, como ya hemos visto, parecen haber tenido un desarrollo muy prolongado que se extiende hasta inicios del Cretácico, ya que sirvieron de límite a las zonas estructurales miogeosinclinales. Un ejemplo de esto es la falla Jatibonico (fig. 4.9), la cual Hatten y sus colegas (1958) suponen que sirvió de límite sur a la sedimentación de bancos calcáreos de la zona Remedios en el Aptiano-Albiano. Más tarde entre finales del Cretácico y el Eoceno, sirvió de límite norte al graben donde se depositó el grueso de la Formación Sagua y en el Eoceno Medio y Tardío se comportó como una falla de desplazamiento horizontal.

Aunque los principales movimientos de plegamiento (paroxismo) de la orogénesis larámida transcurren en Cuba central, en el Eoceno Medio hay evidencias indiscutibles de movimientos plicativos anteriores, como se puede observar entre Santa Clara y Manicaragua, donde existe una discordancia angular en el Maestrichtiano, de acuerdo con los datos del geólogo G. Favré.

Características bastantes similares a las aquí expuestas para Cuba central tiene el piso estructural Campaniano-Eoceno en la región comprendida entre las provincias de La Habana y Las Tunas.

Es preciso destacar que a lo largo de toda esta extensa área se puede comprobar, como ya se ha señalado por varios geólogos, que la máxima intensidad de las deformaciones se encuentra localizada en las inmediaciones del frente del manto Las Villas o sus equivalentes

y que las dislocaciones se hacen mucho más suaves hacia norte y sur de esa franja.

CORDILLERAS DE GUANIGUANICO

Bajo el término cordilleras de Guaniguanico se conocen las elevaciones de variado carácter que se extienden por el norte de la provincia de Pinar del Río y comprende las sierras de los Órganos y Rosario, así como las alturas pizarrosas del Norte y Sur. El gran interés de esta región ya lo hemos señalado al estudiar la estratigrafía de Cuba. La importancia del área, desde el punto de vista de la interpretación tectónica regional es también enorme.

La tectónica de la cordillera de Guaniguanico, en especial la sierra de los Órganos, ha sido tema de candentes polémicas. Desde 1945, diversos geólogos venían sosteniendo que en la región se desarrollaban varios mantos tectónicos. Estas fueron las conclusiones de Palmer (1945), Hatten (1957), Rigassi (1958). Tales interpretaciones fueron rechazadas de plano en la década del sesenta planteándose por varios investigadores que en la región la tectónica disyuntiva era de tipo de bloques limitados por fallas de alto ángulo (normales e inversas). Los resultados más recientes, y en especial, el levantamiento geológico realizado a escala 1:250 000 por la brigada cubana polaca del Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias, han determinado el renacimiento de la interpretación del estilo tectónico de las cordilleras de Guaniguanico basada en la existencia de mantos tectónicos combinados con pliegues muy intensos en las secuencias poco competentes, tal como se observa en el caso de la Formación San Cayetano.

En las cordilleras de Guaniguanico no se puede hablar propiamente de un piso estructural Campaniano-Eoceno, ya que aquí en el corte, desde el Jurásico hasta entrado el Paleógeno, no se observa ninguna discordancia angular significativa.

Estudiamos dentro del citado piso la tectónica de Guaniguanico, ya que en el intervalo que este comprende se originaron las principales dislocaciones tectónicas presentes, aunque, propiamente hablando, aquí se encuentra un piso estructural Jurásico-Paleógeno inferior.

En la parte occidental de la cordillera, correspondiente a la sierra de los Órganos y las

alturas pizarrosas, K. Piotrowska distingue cuatro mantos de grandes dimensiones, los cuales internamente se dividen en numerosas escamas o mantos menores. El manto más bajo es el que la citada geóloga denomina el "nappe de unidades calcáreas del cinturón de mogotes" que aflora en la porción central de la sierra de los Órganos. El nappe está subdividido en nueve escamas menores y está formado por todas las unidades del corte estratigráfico, desde la Formación San Cayetano a la Formación Manacas, complejamente plegadas.

Por el sur el nappe del cinturón de mogotes es sobreyacido por el nappe de las Alturas Pizarrosas del sur y por el norte por el de las Alturas Pizarrosas del Norte, ambos formados exclusivamente por rocas de la Formación San Cayetano.

El manto más elevado está formado por las capas metamorizadas del cinturón Canigre, que sobreyace tectónicamente al manto de la Alturas Pizarrosas del Sur.

Existen diversos criterios acerca de las relaciones tectónicas existentes entre la sierra de los Órganos y la del Rosario. En 1957, por ejemplo, Hatten sustentaba que las rocas de la sierra del Rosario eran autóctonas y que los mantos de la sierra de los Órganos la sobrecorrián. En opinión de los geólogos de la brigada cubano-polaca de la Academia de Ciencias de Cuba, la situación es inversa ya que consideran que en la sierra del Rosario están presentes mantos tectónicos y que estos, además, cubren tectónicamente a los de los Órganos.

Al igual que en la región más al oeste, cada manto tectónico en la sierra del Rosario se caracteriza por presentar sus propias características estratigráficas. Se distinguen dos grandes grupos de mantos, del norte y del sur.

Los mantos del sur ocupan la posición estructural más baja y están constituidos por rocas que van en edad desde la Formación San Cayetano hasta la Formación Cacarajicara, del Eoceno Medio. Los mantos del sur presentan planos de cabalgamiento con ángulos entre 10 y 40°.

Los mantos del norte están constituidos por rocas cretácicas y yacen con plano de sobrecorrimiento relativamente abruptos sobre los mantos meridionales. El elevado ángulo de yacencia de los planos de sobrecorrimiento parece deberse a su posterior plegamiento ya que inicialmente eran rupturas de bajo ángulo.

Frecuentemente en los planos de cabalgamiento ocurren cuerpos de serpentinitas muy brechosas y boudinadas, así como rocas caóticas tipo melange, de la Formación Manacas.

No existe un acuerdo sobre las relaciones de las capas de la sierra del Rosario con las de la llamada zona de Bahía Honda, ubicada inmediatamente al norte. Muchos aspectos de la geología de dicha zona permanecen oscuros pero se sabe está constituida por rocas cretácicas, con abundante material vulcanógeno, sobre las que yacen discordantemente sedimentos tipo flysch del Eoceno Inferior y Medio. Su corte estratigráfico es marcadamente diferente al de igual edad de la sierra del Rosario y presenta las características de las secuencias eugeosinclinales. Según Pszczolkowski y Albear en la zona Bahía Honda se distinguen dos grandes nappes. El que ocupa la posición más meridional está constituido por rocas vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico Superior, en tanto que en el septentrional, que ocupa la posición estructural más alta, participan en el corte las formaciones Chirino, Vía Blanca y Peñalver del Cretácico (ver capítulo de Estratigrafía) y Capdevila del Paleógeno.

El límite entre las capas de la sierra del Rosario y la zona de Bahía Honda es tectónico y esto no es puesto en duda por ningún geólogo. La polémica radica en que unidad tectónica ocupa la posición más alta. Algunos geólogos consideran que el corte cretácico tipo eugeosinclinal de Bahía Honda cabalgó sobre las capas miogeosinclinales de la sierra del Rosario, es decir, lo mismo que se cumple para el resto de Cuba. Otros geólogos, en cambio, sostienen que las unidades de la sierra del Rosario yacen sobre las de Bahía Honda.

La inmensa mayoría de los geólogos que han investigado la tectónica de las cordilleras de Guaniguanico están de acuerdo en que las evidencias de campo indican que los mantos tectónicos se movieron del sur al norte en la sierra del Rosario y de sureste al noroeste más hacia el oeste.

De acuerdo con los estudios de K. Piotrowska (1978) realizados en la sierra de los Órganos, la estructura de mantos de esas montañas fue lograda durante el sucesivo fraccionamiento en escamas de un gran manto tectónico primario, debido a la diferente velocidad con la que se movían sus partes. Este hecho está recogido en la figura 4.11.

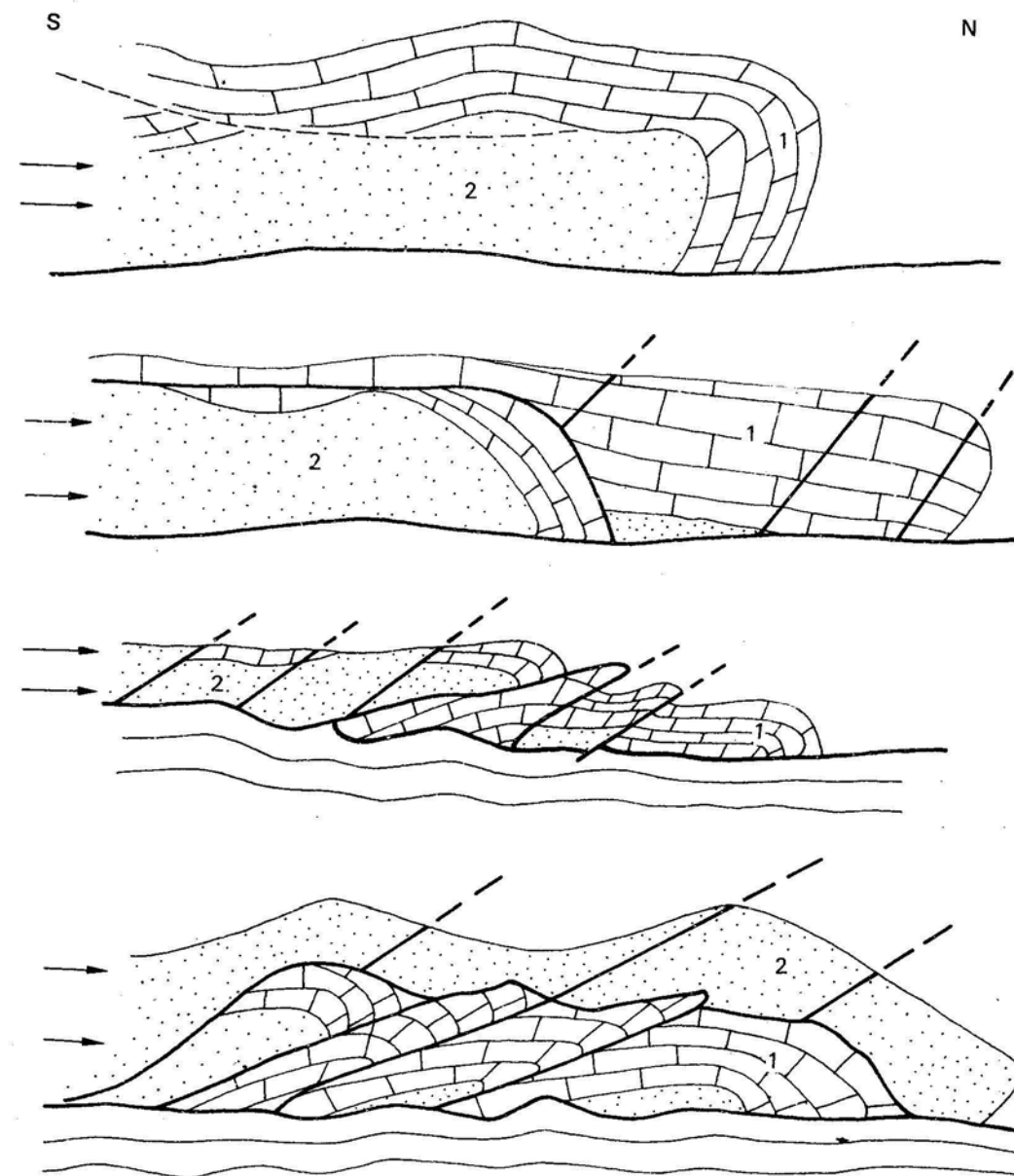


Fig. 4.11 Proceso de formación de la estructura de mantos tectónicos en la sierra de los Órganos y las Alturas Pizarrosas del norte y del sur: 1- sección predominantemente carbonatada que incluye desde la Formación Azúcar a la Formación Manacas; 2- Formación San Cayetano

Piso estructural Eoceno-Cuaternario

En Cuba, la mayor parte de las investigaciones tectónicas se han dirigido al estudio de las deformaciones y estilo tectónico de las ca-

pas situadas por debajo de la llamada discordancia cubana, que separa las capas más o menos fuertemente dislocadas de su cobertura de estilo más sencillo. Por esto, al estudiar el piso Eoceno-Cuaternario, tropezamos con una deficiencia informativa bastante aguda.

Generalmente, al tratar sobre la tectónica de las capas del Paleógeno Superior, Neógeno y Cuaternario, se señala que tales capas están débilmente plegadas u horizontales y cortadas por fallas normales. En ocasiones, algunos geólogos señalan la existencia de grandes fallas de desplazamiento horizontal cortando estas capas pero, como regla, el tratamiento que ha recibido la tectónica más reciente de Cuba es bastante esquemático.

Antes de continuar debemos dejar aclarado un hecho. Aunque en nuestro texto tratamos el corte situado por encima de la discordancia principal del Eoceno como un sólo piso estructural, en esta secuencia se encuentran algunas discordancias de mayor o menor extensión, si bien ninguna de ellas se puede seguir por toda Cuba. Las más importantes son las del Eoceno Medio-Eoceno Superior, Eoceno Superior-Oligoceno, Mioceno Medio-Mioceno Superior y Plioceno-Cuaternario. Sin embargo, las diferencias en los estilos tectónicos en las rocas situadas por arriba y abajo de estas discordancias es pequeño y, por ello, las agrupamos en un solo piso estructural.

El territorio de Cuba, desde finales del Eoceno (en algunas áreas antes), hasta la actualidad se encuentra dividido en una serie de bloques ascendentes o descendentes que han tenido la tendencia de mantener sus características a lo largo de este intervalo (fig. 4.12). Puesto que los bloques ascendentes tienden a estar elevados sobre el nivel del mar son terrenos propicios para la erosión y tienden a carecer de sedimentos del Eoceno Superior o más jóvenes o, cuando los presentan, estos son de poca potencia y depositados

en aguas someras (arrecifales o de bancos calcáreos). Por el contrario, los bloques descendentes acumulan sedimentos del Eoceno-Cuaternario que pueden alcanzar espesores de miles de metros, aunque habitualmente el carácter de la subsidencia es más limitado. En los bloques descendentes, una gran parte de los sedimentos, en especial los del intervalo Eoceno-Mioceno Medio, se acumularon en aguas profundas. El corte sedimentario de estas estructuras se caracteriza por ser bastante continuo, con pocas discordancias.

Los límites entre bloques pueden ser en algunos casos fallas, constituyendo así horsts y grabens en tanto que en otros casos no existen fallas y se trata de grandes sinclinales y anticlinales.

A continuación pasaremos a estudiar las estructuras del piso Eoceno-Cuaternario, señalando los rasgos generales de cada una. La clasificación aquí propuesta tiene como objetivo mostrar una panorámica de las principales estructuras en existencia desde mediados de la era Cenozoica. Estudios más detallados seguramente refinarán considerablemente este esquema.

Las estructuras más claramente definidas, con respecto a sus límites, son los ascendentes, por lo que comenzaremos nuestro estudio con ellas. En nuestro examen nos iremos trasladando desde oriente hasta occidente.

La más oriental de todas las estructuras es el anticlinal oriental o bloque Babiney-Maisí; 2- bloque Sierra Maestra; 3- bloque Camagüey-Holguín; 4- bloque central; 5- bloque Guaniguanico; 6- bloque isla de la Juventud; 7- cuenca Nipe-Baracoa; 8- cuenca San Luis-Guantánamo; 9- cuenca Cauto-Guacanayabo; 10- cuenca central; 11- cuenca occidental; 12- depresión marginal



Fig. 4.12 Estructuras del piso Eoceno-Cuaternario: 1- anticlinal oriental o bloque Babiney-Maisí; 2- bloque Sierra Maestra; 3- bloque Camagüey-Holguín; 4- bloque central; 5- bloque Guaniguanico; 6- bloque isla de la Juventud; 7- cuenca Nipe-Baracoa; 8- cuenca San Luis-Guantánamo; 9- cuenca Cauto-Guacanayabo; 10- cuenca central; 11- cuenca occidental; 12- depresión marginal

oeste la estructura parece estar cubierta por un espesor relativamente delgado de sedimentos, pudiendo seguirse hasta Babiney, al NE de Bayamo. El núcleo del anticlinal oriental está formado por serpentinitas, metamorfitas y vulcanitas mesozoicas, junto con el flysch autóctono de la Formación Micara, y presenta un complicado sistema de mantos tectónicos, que ya fue estudiado previamente en este capítulo.

En los flancos del anticlinal oriental aflora un complejo de rocas cuya edad va desde el Paleoceno Inferior al Cuaternario. Es en este corte donde se refleja la estructura anticlinal, buzando las capas con ángulos no mayores de 20-30° a partir de sus partes centrales. En estas capas se pueden observar numerosas discordancias y se puede decir que, en la mayoría de los casos, se acumularon en aguas más someras, que en las estructuras descendentes aledañas. En las porciones orientales del anticlinal oriental, en Maisí y áreas aledañas, se levantan numerosas terrazas marinas las más elevadas de las cuales alcanzan unos 500 m de altura. Las terrazas son de edad Plioceno(?) Cuaternario y ponen en evidencia el ascenso muy rápido de la región en la última parte de su historia geológica.

El bloque Sierra Maestra (también conocido como anticlinorium o monoclinial Sierra Maestra) comprende las montañas del mismo nombre, entre las que se encuentran las mayores de Cuba. La estructura prácticamente carece de una cobertura de sedimentos del Eoceno-Cuaternario y está formada principalmente por capas de la Formación El Cobre y rocas vulcanógena-sedimentarias cretácicas. Al menos las de la Formación El Cobre, que forman el grueso de la estructura, buzando localmente cortadas por fallas que a veces forman imbricaciones. Por el sur el bloque es cortado por la falla norte de la fosa de Bartlett. El bloque Sierra Maestra se originó a mediados del Eoceno. En la actualidad se levanta intensamente en casi toda su área lo cual se refleja no solo en el abrupto relieve montañoso, sino también en la formación de terrazas marinas en la región de Cabo Cruz y otras zonas. Algunas porciones costeras del bloque tienen tendencia a subsidir desde el Mioceno, como la cuenca de Santiago de Cuba.

El bloque Camagüey-Holguín es uno de los más extensos, con una longitud de unos

300 km y un ancho máximo superior a los 100 km. El núcleo de la estructura tiene una elevada complejidad, participando en él rocas eugeosinclinales, miogeosinclinales, así como del flysch Campaniano-Eoceno, granitoides y serpentinitas. La estructura parece tener su origen en el Eoceno. Su relieve es suave no sobrepasando los puntos más elevados varios cientos de metros sobre el nivel del mar.

El siguiente bloque ascendente es el central, el mayor de todos, que abarca desde la falla La Trocha, que lo separa de la cuenca central, hasta la falla Pinar, que hace lo mismo con respecto a la cordillera de Guaniguanico. La complejidad geológica del núcleo de la estructura es similar a la del caso anterior. Como se puede ver en los mapas geológicos; sobre áreas extensas el núcleo de la estructura es cubierto por capas del Eoceno o más jóvenes, pero estas tienen poca potencia, evidenciando la tendencia ascendente de la unidad tectónica. El bloque central parece ser bastante heterógeno respecto a la intensidad de los movimientos ascendentes actuales, los cuales son muy intensos en el Escambray y de poca importancia en su borde norte. Esta heterogeneidad se manifiesta a una escala relativamente pequeña en las provincias de La Habana y Matanzas donde se encuentra dividido en numerosos bloques menores con movimientos contrastantes. El más occidental de los bloques ascendentes es el de Guaniguanico, cuyo núcleo lo compone la estructura de mantos estudiada unas páginas atrás en esas montañas. Por el sur el bloque está limitado por la falla Pinar, la cual es probablemente una falla de deslizamiento por el rumbo, en tanto por el norte su cobertura parece iniciarse en el Eoceno Superior. El extremo occidental del bloque (península de Guanahacabibes) ha experimentado movimientos descendentes de alguna consideración desde el Mioceno.

El sexto y último bloque ascendente de nuestra clasificación es de la Isla de la Juventud, compuesto en su núcleo por las rocas del macizo metamórfico de igual nombre, con una pequeña área de vulcanitas atribuidas a la zona Zaza en su borde noroccidental. Por el sur hay una cobertura que se inicia en el Neógeno. El de la isla de la Juventud es el más pequeño de los bloques ascendentes distinguidos.

Los bloques descendentes forman varias cuencas en las cuales se han acumulado espe-

sores más o menos considerables de sedimentos debido a su subsidencia, que en algunos casos ha sido tan continua que casi no se registran discordancias. Los contornos no se pueden limitar con precisión.

El bloque descendente situado más al oriente es la cuenca Nipe-Baracoa, la cual se destaca como tal ya desde inicios del Eoceno o quizás algo antes, al levantarse el anticlinal oriental y dividirse en dos la antigua cuenca oriental (ver capítulo Estratigrafía). Gran parte de la estructura está sepultada por las aguas del Atlántico. En su borde occidental, el espesor de sedimentos acumulados desde el Eoceno, es de unos 1 200 m.

Al sur del anticlinal oriental y al norte del bloque Sierra Maestra se dispone la cuenca San Luis-Guantánamo, en la cual, el espesor de sedimentos es del orden de 1 500-2 000 m. En esta no se distingue ninguna discordancia durante el Eoceno.

Hacia el oeste, al desaparecer el anticlinal oriental, las dos depresiones que lo flanquean se unen para dar lugar a la cuenca Cauto-Guacanayabo que ha experimentado una considerable subsidencia y en la cual tampoco se distingue una discordancia angular bien marcada en el Eoceno, indicando que, tanto aquí como en la cuenca San Luis-Guantánamo, los llamados movimientos cubanos no se presentaron. De esta forma en ambas cuencas hay probablemente un corte casi ininterrumpido que se extiende desde el Cretácico Superior alto hasta el Neógeno o Cuaternario. Gran parte de la cuenca Cauto-Guacanayabo se encuentra bajo el mar.

La cuenca central se estudió ampliamente en el capítulo de Estratigrafía por lo que aquí no abundaremos en ella. Sus dimensiones actuales, limitada aproximadamente hacia el oeste por la falla La Trocha, parecen datar del Eoceno Medio, después de concluido el paroxismo orogénico en Cuba central, aunque en esta depresión también incluimos los depósitos de edad Eoceno-Cuaternario de la cuenca del río Agabama, ubicados al oeste de la falla.

La cuenca occidental también se estudió en el capítulo de Estratigrafía. Las dimensiones que presenta en nuestro esquema datan aproximadamente de mediados del Eoceno. Según datos de M. Iturralde-Vinent, el espesor de sedimentos del Eoceno Superior al Cuaternario puede alcanzar en esta cuenca 3 000 m.

La depresión marginal fue otra estructura de larga duración estudiada en el capítulo de Estratigrafía. Esta unidad tectónica que flanquea por el norte al territorio cubano, solo se presenta en tierra intermitentemente, desde Gibara, al este, hasta el norte de Villaclara, al oeste, continuando más al oeste bajo las aguas del Golfo de México. Lo más notable de esta unidad tectónica, desde el punto de vista estructural, es la presencia de tres domos salinos, Cunagua, Turiguanó y Punta Alegre ubicados en Ciego de Ávila, que provocan deformaciones apreciables en las capas aledañas a los mismos. Así, por ejemplo, en las inmediaciones del domo Cunagua, las capas del Mioceno presentan buzamiento de 25 a 35°, los cuales son totalmente anómalos para Cuba. Las dimensiones de estos diapíros son considerables. El de Punta Alegre tiene de superficie un área de 33 km².

Las dislocaciones plicativas presentes en las capas del piso Eoceno-Cuaternario son bastante sencillas respecto a su morfología, formando pliegues discontinuos e intermedios, de acuerdo con la clasificación de Belousov. Como los diferentes bloques ascendentes y descendentes han tenido un prolongado desarrollo, de muchos millones de años, las capas más antiguas, que han experimentado durante más tiempo la acción de las fuerzas plicativas, presentan, como regla, buzamientos mayores que los sedimentos jóvenes. Así, por ejemplo, las capas del Eoceno generalmente presentan buzamientos marcados que pueden llegar a varias decenas de grados, en tanto que las oligocénicas poseen yacencias menores, que frecuentemente no sobrepasan los 15 a 20° y las miocénicas muchas veces yacen casi horizontales y su inclinación, salvo alteraciones cerca de las fallas, no es mayor de 10 a 15°.

Las dislocaciones disyuntivas asociadas a las capas del piso Eoceno-Cuaternario abundan pero en su inmensa mayoría son de poca magnitud, y provocan desplazamientos del orden de las unidades o decenas de metros. Hay, sin embargo, algunas grandes fallas de enorme importancia regional, que cortan el piso que estudiamos. El movimiento a lo largo de estas fallas parece ser de deslizamiento por el rumbo. Se distinguen tres de estas grandes fallas, todas activas. Son estas, de occidente a oriente, las fallas: Pinar, La Trocha y Bartlett (fig. 4.13).

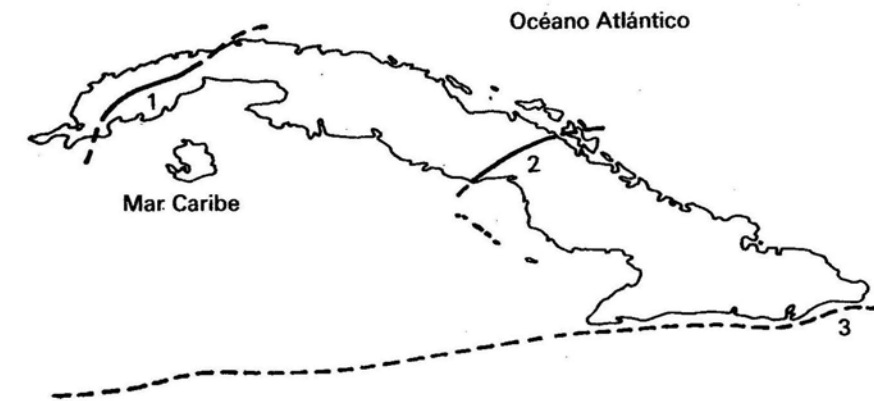


Fig. 4.13 Grandes fallas de desplazamiento horizontal: 1- falla Pinar; 2- falla La Trocha; 3- falla de Bartlett

La falla Pinar se extiende, como mínimo, a lo largo de 150 km aproximadamente, desde el sureste de Guane hasta el noreste de Candelaria, donde parece que se extiende más hacia el este, cortando la costa norte al oeste de Ciudad de La Habana. La falla separa el bloque Guaniguanico de la cuenca occidental, que se encuentra rellena por un espesor considerable de sedimentos, derivados, en gran medida, de la estructura situada al norte, lo cual indica un considerable desplazamiento vertical a lo largo de la falla relacionado con el ascenso del bloque Guaniguanico. Sin embargo, hay fuertes evidencias de desplazamientos horizontales de consideración a lo largo de la falla Pinar. El principal argumento en tal sentido es la gran diferencia en la composición del corte cretácico a un lado y otro de la falla. Las capas cretácicas precampanianas en las sierras de los Órganos y Rosario son predominantemente calcáreas, con intercalaciones de pedernales y rocas terrígenas, con muy pocas intercalaciones de rocas con componentes vulcanógeno. En cambio, el corte precampaniano al sur de la falla es muy rico en material vulcanógeno. La distancia entre ambos tipos de cortes es muy pequeña y es muy poco probable que un gran espesor de rocas volcánicas se pueda acumular inmediatamente al lado de otro carente prácticamente de vulcanitas. La explicación más plausible a este hecho es que ambos cortes se acumularon originalmente a distancias considerables y que los movimientos horizontales a lo largo de la falla Pinar los acercaron hasta yuxtapo-

nerlos. A lo anterior debemos agregar que la falla Pinar tiene un trazo muy recto, lo cual es característico de las fallas horizontales.

Es arriesgado hacer estimados sobre la cuantía del desplazamiento de esta falla. Algunos geólogos opinan que tal desplazamiento es de 50 a 200 km, aproximadamente. La falla Pinar es claramente posterior al Eoceno Medio, ya que corta estructuras de esa edad.

La falla de La Trocha atraviesa diagonalmente a Cuba con un rumbo suroeste-noreste, al oeste de Ciego de Ávila. Esta falla corta las estructuras plicativas y disyuntivas del Eoceno Medio y más antiguas y la cuantía del desplazamiento a lo largo de ella se estima con un aproximado de 30 km, con desplazamiento lateral izquierdo. En opinión de Hatten y otros esta falla existía ya desde finales del Cretácico, pero hasta el Eoceno Medio no presentó movimientos horizontales.

La falla de Bartlett es una enorme fractura que limita por el norte a la fosa homónima. La existencia de esta falla es inobjetable, ya que a través de ella hay un brusco cambio en la composición de la corteza terrestre, de oceánica en la fosa, a continental en el sur de Oriente. Más discutible es la naturaleza de los movimientos que transcurren a lo largo de ella, aunque en los últimos años hay una aceptación casi unánime, de que se trata de una falla de deslizamiento por el rumbo. Esto es indiscutible si tenemos en cuenta el brusco cambio en la composición de la corteza terrestre ocurrido posterior al Eoceno en el sur de Cuba oriental que fue estudiado en el capítulo

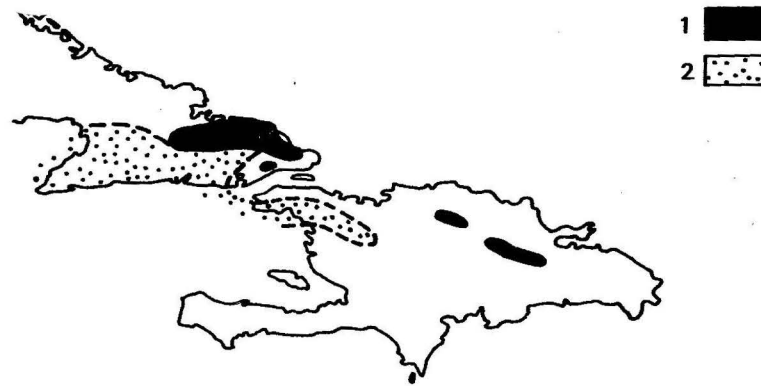


Fig. 4.14 Reconstrucción paleogeográfica que muestra las supuestas posiciones de Cuba y Santo Domingo en tiempos premiocénicos: 1- macizos serpentiniticos; 2- cuenca volcánica submarina del Paleógeno inicial

de Estratigrafía. Mucho se ha especulado sobre la magnitud del desplazamiento horizontal en la falla. Haití y Cuba oriental están ubicados a uno y otro lado del extremo oriental de la fosa de Bartlett, presentando ambas regiones notables similitudes en su composición geológica. Si trasladamos la isla de Santo Domingo (Haití y República Dominicana) hacia el oeste, de forma tal que el extremo de la península del Noroeste de Haití quede colocado algo al sureste de la bahía de Guantánamo, se obtiene la coincidencia de importantes rasgos geológicos. En primer término, los macizos de serpentinitas de Santo Domingo, que forman cuerpos alargados, van al encuentro de las serpentinitas en Cuba oriental. En su actual ubicación la prolongación imaginaria hacia el noroeste de las serpentinitas dominicanas pasa considerablemente al norte de Cuba oriental (fig. 4.14).

En segundo lugar, en la reubicación propuesta, las metamorfitas de la isla de Tortuga (mármoles) y las vulcanitas cretácicas a menudo metamorfizadas, de la península del Noroeste y el macizo del Norte de Haití se localizan al sur de la sierra del Purial, que tiene una composición similar. La tercera coincidencia radica en que la cuenca volcánica, donde se acumuló el grueso de la Formación El Cobre, encuentra su continuación en la secuencia de vulcanitas de igual edad del sur de la península del Noroeste y las Montañas Negras de Haití. Por último, las estructuras del piso Eoceno-Cuaternario de Cuba oriental, parecen que continúan en el norte de Haití.

Esto es particularmente evidente en el caso del anticlinal oriental (fig. 4.14).

Sobre la base a datos regionales se puede estimar que la apertura de la fosa de Bartlett comenzó a partir del Mioceno. Si el esquema paleotectónico propuesto es cierto, la magnitud del desplazamiento horizontal sería del orden de 200 km y la falla sería de desplazamiento lateral izquierdo.

A menudo se ha planteado que la llamada falla del Cauto, que atraviesa diagonalmente la isla del golfo de Guacanayabo hasta la bahía de Nipe, es de naturaleza horizontal. Sin embargo, investigaciones regionales más recientes, incluido el levantamiento geológico 1: 250 000 de la brigada cubano-húngara del Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de Cuba, no han detectado desplazamientos horizontales de consideración a lo largo de esta supuesta falla.

Como se puede apreciar, las grandes fallas mencionadas dividen a Cuba en tres enormes bloques, los cuales se desplazan horizontalmente a distintas velocidades.

Tectónica de los macizos serpentiniticos

La rocas ultramáficas serpentinizadas cubren extensas áreas en Cuba y tienen una enorme importancia en su desarrollo geológico, por lo que el estudio de su tectónica merece un epígrafe por separado.

Hasta la década del sesenta existían numerosos partidarios del emplazamiento mag-

mático de las serpentinitas. Según ellos, las serpentinitas intruyeron en sus posiciones actuales durante el Cretácico o Paleógeno. En la actualidad, prácticamente todos los geólogos que han dedicado su atención al emplazamiento de las serpentinitas cubanas, están de acuerdo en aceptar que estas fueron transportadas tectónicamente a distancias considerables. (No se incluyen aquí las que participan como olistolitos en las secuencias terrígenas del Campaniano-Eoceno.)

Existen dos hechos que demuestran claramente el emplazamiento tectónico de las serpentinitas:

1. Todos los cuerpos de serpentinitas, cualquiera que sea su dimensión, desde los pequeños cuerpos lenticulares de centenares de metros de longitud, hasta los enormes macizos de Camagüey y Cuba oriental, presentan huellas de intensas deformaciones de todo su volumen, en especial en sus contactos.

2. No se ha mapeado, ni estudiado, ningún contacto magmático indiscutible entre las serpentinitas y sus rocas de caja.

En los macizos de ultramafitas es posible distinguir varios tipos de serpentinitas.

SERPENTINITAS ESQUISTOSAS O FOLIADAS

Las rocas se dividen en láminas o lenticillos paralelos, que le dan aspecto esquistoso. La esquistosidad es paralela o casi paralela a los contactos y contornos a los bloques de rocas rígidas incluidas. A menudo se presentan boudinas cuyos ejes largos se orientan paralelos a la esquistosidad.

SERPENTINITAS MACIZAS

Aparecen como rocas granuladas finas, compactas, a menudo no totalmente serpentinizadas. Los bloques de serpentinitas masivas aparecen bordeados por una capa de serpentinita afanítica, que puede alcanzar varios milímetros de grosor, en cuyo exterior se aprecian espejos de fricción. Las serpentinitas macizas aparecen como bloques de dimensiones variables en las serpentinitas brechosas o esquistosas.

SERPENTINITAS BRECHOSAS

Como la indica su denominación, tienen textura brechosa. En el interior de los macizos

las brechas solo están formadas por clastos de serpentinitas y diabasas. Hacia la periferia se hacen más variadas, presentando numerosas inclusiones tectónicas cuya superficie se cubre con una película de serpentinita afanítica con espejos de fricción.

En sus contactos con las rocas en las que se emplazaron, las serpentinitas son brechosas o esquistosas, en tanto las macizas se localizan hacia el interior.

Las serpentinitas han desempeñado un papel de primer orden en las deformaciones tectónicas de Cuba, debido a que son rocas que se tornan muy plásticas bajo deformaciones de poca intensidad en las que la mayor parte de las litologías se comportan rígidamente. Por ello son susceptibles de ser puestas rápidamente en movimiento y la edad de su emplazamiento varía en función de las particularidades geológicas de cada región.

Las investigaciones geológicas de los últimos veinte años han demostrado que existe una íntima vinculación entre los movimientos de la orogénesis laramídica y el emplazamiento de las serpentinitas; de esta forma se pueden distinguir varias edades de emplazamiento. La más antigua data de finales del Cretácico. En este intervalo las serpentinitas que yacían en profundidad se debieron poner en movimiento, llegando a la superficie en el Maestrichtiano, puesto que los sedimentos de dicha edad contienen, por primera vez, clastos abundantes de serpentinitas.

En Cuba oriental se conoce que las serpentinitas se derramaron como un gran manto sobre el flysch de la cuenca oriental (Formación Mícar), cabalgándolo durante el Maestrichtiano e inicios del Paleoceno.

La segunda edad de emplazamiento transcurrió durante el Eoceno Inicial y Medio en que ocurrió el clímax orogénico en Cuba occidental y central.

La siguiente edad es, probablemente, el Eoceno Tardío donde hay cuerpos lenticulares de serpentinitas asociados a los sobrecoimientos observados en el área de Cajobabo, provincia de Guantánamo. Aquí un autóctono formado por las formaciones San Ignacio (Eoceno Medio) y San Luis (Eoceno Medio y Superior) es sobrecochado por un alóctono formado por rocas de la Formación El Cobre. Las serpentinitas aparecen como lentes aislados por debajo de las rocas de la Formación El Cobre, como se observa en la figura 4.15, se-

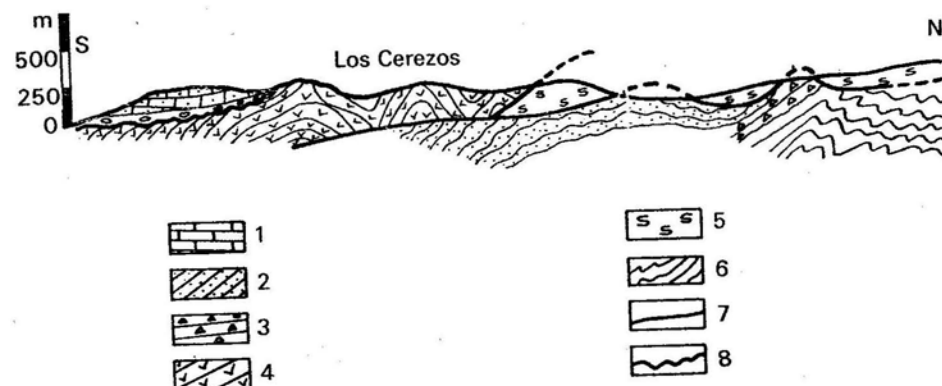


Fig. 4.15 Perfil geológico de Cajobabo: 1- Formación Imías; 2- Formación San Luis; 3- Formación San Ignacio; 4- Formación El Cobre; 5- serpentinitas; 6- Formación Sierra del Purial; 7- plano de sobrecorrimiento; 8- contacto discordante

gún datos de Cobiella y otros (1977).

Quizás los cuerpos de serpentinitas de emplazamiento más reciente sean los ubicados adyacentes a la falla Pinar, donde, de acuerdo con los autores del libro *Geología de Cuba*, se localizan seis pequeños macizos serpentiniticos. Si la falla Pinar es posterior al Eoceno Medio y se ha mantenido activa hasta el Cuaternario, estos cuerpos serpentiniticos serían los de emplazamiento más joven. Sin embargo, aquí se debe tener en cuenta que espacialmente la mayoría de estas serpentinitas están relacionadas con sedimentos del Eoceno que

en esta región contiene muchos olistolitos de esa composición. Por esto las serpentinitas también pudieran admitir esa explicación de su emplazamiento. Nada se ha publicado en los últimos años al respecto.

El estudio de la tectónica de las serpentinitas, aunque se ha anotado éxitos de consideración en los últimos veinticinco años, apenas se ha comenzado en Cuba. Este es un tema de investigaciones futuras que, al profundizarse, arrojará una visión mucho más completa de la geología de nuestro territorio y de la región caribeña en su conjunto.

CAPÍTULO 5

Magmatismo

Si observamos con cierto detenimiento un mapa geológico de Cuba, podemos comprobar que un área considerable del territorio nacional está constituida por afloramientos de rocas ígneas de variada composición, origen y edad. A pesar de este hecho, el conocimiento de las rocas ígneas cubanas es muy deficiente y son hasta el momento muy contados los estudios dedicados en especial a ellas. En general, la mayor parte de la información existente sobre las rocas ígneas cubanas proviene de los datos reunidos en los trabajos de levantamiento geológico en diversas escalas. Solo en los últimos años han recibido una mayor atención las ultramafitas por su gran distribución y enorme importancia para interpretar la geología de Cuba, aunque en estos estudios se ha dado una importancia mucho mayor a los problemas relacionados con la tectónica de las ultramafitas que a su composición y a los problemas petrológicos vinculados con ellas.

Más lamentable aún es el caso de los intrusivos granitoides, que cubren grandes extensiones en algunas provincias. Estos solo recientemente han comenzado a ser estudiados más profundamente y en la literatura geológica la información sobre ellos deja mucho que desear en lo que a cantidad y, a veces, calidad, se refiere.

Como hemos visto, una buena parte del corte estratigráfico está compuesto por rocas vulcanógenas y la actividad volcánica ha dejado una clara huella en gran parte de las capas acumuladas antes del Eoceno Medio. Sin embargo, las secuencias vulcanógenas cubanas no han recibido la atención de investigaciones particulares, especializadas, dedicadas a esclarecer algunas de las incógnitas que plantean.

Los resultados más interesantes en el estudio de las rocas ígneas logrados en el período prerrevolucionario corresponden a las investigaciones de los geólogos holandeses de la universidad de Utrecht (Keljzer, Rutten, Vermunt, Thiadens, etc.), así como de algunos geólogos norteamericanos como Hatten, Pardo, Flint, Kozary, Lewis y Stracek, entre otros. Posterior al triunfo de la Revolución merecen ser citadas las investigaciones de Semionov, Tijomirov y Knipper.

Las rocas ígneas cubanas tienen una amplia distribución pero, en lo que a rocas del ciclo geosinclinal se refiere, se observa una clara regularidad; toda la actividad magmática está concentrada en el eugeosinclinal o en las estructuras superpuestas sobre este, en tanto que en el miogeosinclinal y en la depresión marginal superpuesta no hay evidencia alguna de magmatismo.

De acuerdo con su origen, composición y edad, las rocas magmáticas de Cuba se pueden clasificar de la siguiente forma:

A) Rocas intrusivas

1. Rocas ácidas y medias (granitoides)

- a) del basamento,
- b) de los macizos metamórficos,
- c) del Cretácico Superior,
- d) del Paleógeno.

2. Rocas de composición máfica (gabroides) y medias

- a) del basamento del geosinclinal,
- b) intrusivos subvolcánicos del Paleógeno,
- c) asociados a las rocas ultramáficas.

3. Ultramafitas (ultrabásitas)

B) Rocas vulcanógenas (vulcanitas)

1. Del basamento del geosinclinal
2. De los macizos metamórficos
3. Del Tithoniano-Turoniano
4. Del Coniaciano-Santoniano
5. Del Campaniano-Maestrichtiano
6. Del Paleógeno Inferior

A continuación pasaremos a estudiar los aspectos más importantes relacionados con cada uno de estos grupos. Comenzaremos este estudio por las rocas intrusivas.

Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas de composición ácida-media de un lado y las ultramafitas, por otro, forman cinturones separados, disponiéndose, en líneas generales, las primeras al sur, en tanto que las segundas se ubican, como regla, más al norte. Los cuerpos de composición máfica se representan, bien como posibles diferenciados de magmas de granitoides o ultramáfico o forman con las rocas medias pequeños intrusivos independientes. En cada caso, como se puede ver en la clasificación anterior, existen cuerpos intrusivos de diferentes edades.

Rocas ácidas y medias (granitoides)

GRANITOIDES DEL BASAMENTO

Tanto en el basamento de la elevación media como en el complejo anfibolítico que probablemente constituye el basamento del eugeosinclinal se ha reportado la presencia de granitoides.

Como ya estudiamos en el capítulo de Estratigrafía, en el fenster de Jarahueca y en otras localidades atribuibles a la elevación media (como mínimo cinco de acuerdo con el libro *Geología de Cuba* de Furrázola, Bermúdez y otros) se encuentran diversos cuerpos de granitoides, asignados por los geólogos que han trabajado en Cuba central al basamento pretithoniano de esta zona estructuro-facial. Los mayores de estos cuerpos intrusivos, que alcanzan dimensiones de 15×3 km, se encuentran al sur de Calabazar de Sagua, al norte de Placetas y en Tres Guanios (al noreste de Guayos). La información geológica sobre es-

tas rocas es muy escasa. La más abundante proviene del cuerpo de Tres Guanios situado en el fenster de Jarahueca, donde los granitoides se encuentran en las partes bajas del relieve y sus afloramientos son muy escasos. Por su composición las rocas son cuarzo-monzonitas y se encuentran muy cataclastizadas, como lo demuestran la extinción ondulatoria de algunos minerales y la curvatura de los cristales de biotita. Los granitoides de El Socorro (Sierra Morena) presentan, también, una intensa catáclasis y son de composición más ácida (granitos, a veces pegmatíticos).

Las determinaciones radiométricas realizadas en los granitos de El Socorro aportan edades radiométricas de 139 a 150 millones de años, por el método de K-Ar. Dado lo cataclastizado de estas rocas y la yacencia de la Formación Veloz sobre ellos, tales datos parecen indicar, más bien, el fin de una deformación tectónica intensa que los afectó, que la edad de las intrusiones. Por otra parte, en Tres Guanios, donde las cuarzo-monzonitas parecen intruir el basamento y provocar fenómenos de metamorfismo de contacto, ellas son cubiertas discordantemente por la Formación Quemadito, atribuible al Tithoniano.

Los datos anteriormente expuestos evidencian la edad pretithoniana de estas rocas, pero queda aún por determinar cuan antiguas pueden ser.

En las anfibolitas que bordean el Escambray hay numerosos cuerpos de granitoides inyectados. Donde estos granitoides se han estudiado mejor en la zona de Manicaragua, de la cual tomamos la mayor parte de los datos que a continuación se exponen. Estas rocas presentan aquí variada composición que fluctúa entre granitos y dioritas, presentándose incluso sienitas, que son rocas muy raras en Cuba. En general predominan las granodioritas y dioritas, aunque ninguna forma macizos bien definidos y los límites entre las litologías son borrosas. En los granitos y sus alrededores hay muchos diques pegmáticos y de aplitas ricas en moscovita. Los granitoides forman macizos concordantes con las estructuras del complejo anfibolítico. A su vez ellos se encuentran cortados por pequeños diques de lamprófidos, diabasas, etcétera.

Boyanov y otros geólogos de la brigada cubano-búlgara del Instituto de Geología de la Academia de Ciencias, que han realizado los estudios más detallados sobre estas rocas, no

tienen un criterio bien definido acerca de su edad, aunque presentan la hipótesis de trabajo de que en esta zona se pueden encontrar dos generaciones de granitoides. La más antigua forma los grandes cuerpos concordantes con las anfibolitas, en los cuales se pueden observar fenómenos de metasomatismo en estas y cuyo origen está estrechamente vinculado al metamorfismo de las anfibolitas. Estos formarían junto con el complejo anfibolítico, parte del basamento. La generación más joven, también parece cortar las rocas geosinclinales de la zona Zaza y está representada por rocas con feldespato potásico que forman pequeños cuerpos, los cuales, en opinión de los citados geólogos, pudieran ser las partes apicales de un gran macizo que yace en profundidad y que aún la erosión no ha destapado.

GRANITOIDES DE LOS MACIZOS METAMÓRFICOS

Las intrusiones de composición ácida y media son muy escasas en los macizos metamórficos cubanos. Así, por ejemplo, en el macizo del Escambray son desconocidas, no obstante alcanzar algunas de sus rocas un elevado grado de metamorfismo.

En el macizo de Isla de la Juventud, en la localidad de Mc Kinley aparecen granitos masivos, que cortan las secuencias esquistosas, y que son, por tanto, postmetamórficas, en opinión de G. Millán. Sin embargo, en perforaciones realizadas en áreas cercanas aparecen cuerpos graníticos que, evidentemente, están

relacionados con el metamorfismo del macizo. Estos granitos forman venas inyectadas en las rocas gneissicas, dando lugar a rocas, con textura *lit par lit*, a veces con una estructura interna muy orientada, apareciendo en ocasiones gneisses graníticos muy contorsionados.

Los granitos aparecen en las áreas donde el metamorfismo alcanza su máxima expresión y posiblemente provienen del ultramorfismo de las rocas, con procesos de migmatización y granitización asociados.

La edad de los granitos del norte de la Isla de la Juventud no está bien definida. Si como parece, ellos están relacionados con el metamorfismo, su edad puede ser de mediados del Cretácico Tardío (coincidiendo con la orogénesis subherciniana). De ser así, son contemporáneos con los granitoides inyectados en las rocas eugeosinclinales.

En el occidente del macizo de sierra del Purial hay algunos pequeños cuerpos de dioritas con los cuales está asociada una mineralización polimetálica, de alguna importancia. Estos intrusivos posiblemente también sean subhercinianos.

GRANITOIDES DEL CRETÁCICO SUPERIOR

Los más extensos afloramientos de granitoides en Cuba corresponden a aquellos inyectados en las secuencias eugeosinclinales de la zona Zaza, los cuales forman varios macizos de considerables dimensiones, en las provincias de Ciego de Ávila, Camagüey y



Fig. 5.1 Afloramientos de granitoides en la mitad oriental de Cuba: 1- intrusiones del Cretácico superior; 2- intrusiones del Paleógeno

Las Tunas, que se disponen como eslabones de una cadena a lo largo del eje de la isla, con ramificaciones menores hacia el este y el oeste (fig. 5.1).

Los mayores de estos cuerpos se encuentran dispuestos entre las ciudades de Camagüey y Las Tunas. Así, por ejemplo, el enorme macizo cuyo centro se dispone al norte de Guáimaro tiene una longitud aproximada de 120 a 130 km, y su ancho llega a 20 km. El contorno del contacto de estos batolitos de granitoides con las secuencias eugeosinclinales es sinuoso, lo cual permite suponer que su techo es bastante horizontal. En opinión de los autores del libro *Geología de Cuba*, los datos geofísicos parecen indicar que estos cuerpos se unen en profundidad, formando un macizo único.

Las dioritas cuarcíferas son las rocas más abundantes en los intrusivos de esta edad. Generalmente se presentan como rocas holocristalinas de color gris verdoso, siendo los principales minerales el feldespato, cuarzo, hornblenda y a veces, la biotita.

Recientemente, en el cuerpo intrusivo, localizado entre Camagüey y Las Tunas, se han descubierto sienitas y es de esperar que, al continuar las investigaciones de estos grandes intrusivos, se ponga más de manifiesto su heterogeneidad.

Los granitoides del Cretácico Superior están acompañados de numerosos diques de aplitas, pegmatitas, lamprófidos, diabasas, etcétera.

Los granitoides que inyectan a las rocas de la zona Zaza contienen en algunas localidades, xenolitos de vulcanitas, más o menos alterados y provocan, además fenómenos de metamorfismo de contactos en ellas, por lo que es evidente su origen más tardío. A su vez clastos de estos granitoides comienzan a aparecer a partir del Maestrichtiano en los sedimentos. De esta forma la edad Cretácico Superior post-Turoniano y premaestrichtiano de estas rocas queda bien establecida.

Puesto que las rocas de caja del eugeosinclinal no presentan deformaciones complejas ni hay una gran aureola de alteración de las rocas alrededor de los intrusivos, se puede suponer que su inyección transcurrió a pequeñas profundidades, contrario a lo ocurrido, por ejemplo, con los granitos de Isla de la Juventud que se originaron y consolidaron en la catazona.

Como ya pudimos ver, parte de los granitoides asociados a las anfibolitas que bordean el Escambray pueden pertenecer a las intrusiones del Cretácico Superior, pero su volumen es pequeño en comparación con los más antiguos, diferenciándose por su contenido de feldespato potásico.

Además de estos grandes cuerpos, en Cuba oriental se conocen algunos intrusivos menores (stocks ?) de composición diorítica que inyectan a las rocas de la Formación Santo Domingo. Estos cuerpos tienen posiblemente un origen subvolcánico y, por tanto, su edad debe ser más antigua que las de los intrusivos mayores.

Probablemente el volumen de granitoides del Cretácico Superior presente en Cuba, debe ser considerablemente mayor que lo que se puede suponer tomando solo en cuenta sus afloramientos, puesto que en Cuba oriental y occidental hay clastos de granitoides en los sedimentos a partir del Campaniano o Maestrichtiano, aunque en esas regiones prácticamente no existen afloramientos de granitoides subhercinianos.

GRANITOIDES DEL PALEÓGENO

Los grandes intrusivos del Paleógeno están en Cuba limitados a la región de la Sierra Maestra, donde en su flanco sur se puede observar un rosario de pequeños batolitos y stocks que cortan a las secuencias volcánicas paleogénicas. En la porción oriental de la Sierra Maestra se encuentran los macizos de Daiquirí (Gran Piedra) y Nima-Nima, que parecen ser los de mayores dimensiones; en tanto que en la porción occidental del macizo montañoso se encuentran los complejos intrusivos de Yara, Sexta, Turquino, Guamá Sur-Bayamita, Uvitas y Peladero (fig. 5.1).

La mayor parte de estos intrusivos parecen estar constituidos por dioritas cuarcíferas y dioritas. Sólo el macizo Guamá Sur-Bayamita pudiera estar formado principalmente por plagiogranitos que hacia la periferia transiciona a diorita cuarcífera. En general, para estos macizos se observa una basificación en la composición de sus rocas hacia los bordes, donde pueden llegar a gabro-dioritas. Las variedades más ácidas están representadas por tonalitas, plagiogranitos y aplitas.

En los macizos se representan, también, algunos diques de porfiritas dioríticas y pla-

giograníticas que los cortan y que, en ocasiones, también inyectan las secuencias vulcanógena-sedimentarias.

Los granitoides de la Sierra Maestra inyectan a las rocas de la Formación El Cobre, cuya edad es Paleoceno-Eoceno Medio. A la vez, clastos de granitoides aparecen en abundancia en las partes media y superior de los Conglomerados Camarones, pertenecientes al Eoceno Superior, de aquí que la mayor parte de los geólogos piense que estas rocas fueron inyectadas en el Eoceno Medio, coincidiendo con los movimientos orogénicos de esa edad. Sin embargo, las determinaciones radiométricas (3) realizadas en los granitoides dan valores entre 46 ± 6 y 58 ± 8 millones de años, lo cual parece indicar que algunos podrían llegar a pertenecer al Paleoceno, que no sería de extrañar dada la relación paragenética que probablemente existe entre el complejo intrusivo y las rocas de la Formación El Cobre.

Rocas de composición máfica (gabroides) y medias

Las intrusiones básicas tienen una amplia distribución en Cuba, aunque más limitada en área que los granitoides. Como éstos, los gabroides poseen diversas edades y composición. Estudiaremos aquí también los pequeños intrusivos medios asociados, generalmente, a cuerpos básicos.

GABROIDES DEL BASAMENTO DEL GEOSINCLINAL

En el basamento de la elevación media y en el del eugeosinclinal se conocen algunos intrusivos de composición máfica. En el fens-ter de Jarahueca, perteneciente a la elevación media, los metamórficos del basamento pudieran estar cortados por las troctolitas San Marcos. Estos gabroides se presentan muy cataclastizados, con los plagioclasas saussuritizadas y el olivino alterado a serpentina o talco. Las troctolitas tienen una edad pretithoniana si, como suponen Hatten y otros, son cubiertas por las capas de la Formación Quemadito (volvemos a recalcar aquí que dada la complejidad geológica de esta región, la posición de las troctolitas es dudosa).

En el basamento del eugeosinclinal, los gabroides que originalmente formaban parte de él han sufrido los procesos del metamorfis-

mo regional, transformándose en anfibolitas. Posiblemente las anfibolitas masivas del basamento constituyeran originalmente cuerpos de gabroides inyectados en las secuencias vulcanógeno-sedimentarias pretithonianas, posteriormente metamorfozadas.

INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS DEL PALEÓGENO

Asociados con las capas de la Formación El Cobre existe una gran variedad de cuerpos intrusivos formados por rocas de grano fino que, evidentemente, se originaron a pequeñas profundidades. Algunos de ellos cortan también a las capas de la Formación San Luis. Las dimensiones de estos cuerpos son reducidas, tratándose generalmente de diques y sills similares en su composición a las rocas volcánicas de la Formación El Cobre que ellos intruyen. También aparecen algunos stocks y cuellos volcánicos.

La composición de los cuerpos intrusivos subvolcánicos del Paleógeno va desde basaltos hasta dacitas. Las últimas forman algunos pequeños stocks de centenas de metros de diámetro. Las andesitas forman diques, sills y cuellos. En el contacto con los mayores cuerpos intrusivos, las rocas de caja están silicificadas y, en ocasiones, las tobas pasan a corneanas. Los basaltos forman cuellos, sills, y diques, los cuales frecuentemente presentan diaclasas columnares, originadas durante el enfriamiento del magma. Magníficos ejemplos de este fenómeno se observan en Puerto Moya y en la cantera Warren, localidades situadas cerca de Santiago de Cuba. Las diaclasas columnares también aparecen en los intrusivos andesíticos.

Aunque el grueso de las intrusiones básicas y medias paleogénicas están relacionadas con las capas de la Formación El Cobre, se conoce, en algunas localidades, que ellas pueden intruir los estratos de la Formación San Luis. Esto puede observarse, por ejemplo, en el río Contramestre, al este del pueblo homónimo, donde diques de basalto cortan las capas terrígenas del Eoceno Superior. Estos cuerpos intrusivos alojados en la Formación San Luis posiblemente datan de finales del Eoceno Tardío como puede verse en el caso del cuerpo basáltico de la loma del Yarey, en Jiguaní, el cual intruye la Formación San Luis y es cubierto discordantemente por la Forma-

ción Bitirí del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. No se conoce ninguna localidad en que rocas del Oligoceno o más jóvenes sean cortadas por cuerpos intrusivos.

GABROIDES ASOCIADOS A LAS ROCAS ULTRAMÁFICAS

Los mayores cuerpos intrusivos máficos están relacionados con las serpentinitas. En esos cuerpos se pueden distinguir las siguientes variedades: gabro normal, gabro olivínico, troctolitas y anortositas. Estas rocas están relacionadas entre sí y frecuentemente presentan transiciones, siendo las más abundantes el gabro olivínico, las troctolitas y el gabro normal.

Las principales áreas de afloramiento de estos gabroides están localizadas en los macizos ultramáficos de Moa-Baracoa, Mayarí-Sierra de Cristal, Camagüey y Villaclara, donde cubren áreas que pueden llegar a varias decenas de kilómetros cuadrados.

En ocasiones ha podido comprobarse que las rocas del grupo gabro forman cuerpos bandeados en los que los diferentes tipos litológicos se alternan según capas caracterizadas por diferencias en el porcentaje y composición de los minerales constituyentes. Así, por ejemplo, en el macizo Moa-Baracoa se puede apreciar bandas alternas de 25 a 50 cm de potencia

de gabro normal y gabro olivínico (la diferencia entre ambas estriba en que el gabro olivínico contiene más del 5 % de olivino).

En algunos afloramientos excepcionales se ponen de manifiesto los vínculos entre las rocas del grupo gabro y los grandes macizos ultrabásicos con los cuales se relacionan espacialmente. Por ejemplo, en el río Cayo Guam, en el macizo Moa-Baracoa, Semionov describe las siguientes relaciones: en la base de la pendiente yacen serpentinitas apoharzburgíticas (formadas a partir de harzburgitas), apareciendo unos 10 o 15 m más arriba, plagioclásicas en las serpentinitas y, más arriba aún, las rocas pasan a serpentinitas plagioclásicas, siguiendo después bandas alternas de 15 a 20 m de potencia de lherzolitas, plagioclásicas y troctolitas. Hacia arriba en el corte continúa aumentando la cantidad de material félsico, y aparecen bandas alternas de troctolitas y gabros olivínicos. Junto a este bandeamiento a gran escala se puede observar uno más fino, compuesto por capas de 5 a 20 cm de espesor que se diferencian por su contenido de máficos. El bandeamiento de los gabroides es paralelo al contacto con las serpentinitas (fig. 5.2).

Relaciones similares a las aquí descritas se han reportado por diferentes geólogos, por ejemplo, Semionov y otros (1968) en los grandes macizos de Holguín, Camagüey y Villaclara, entre otros (fig. 5.2).

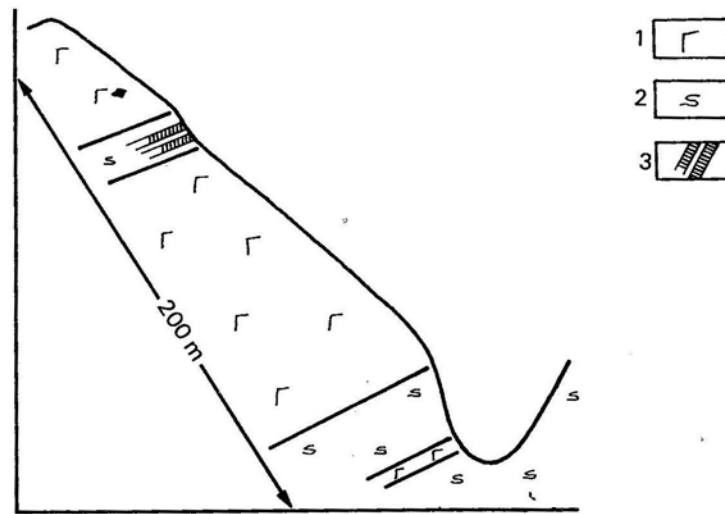


Fig. 5.2 Perfil geológico en Guanál, al oeste de Minas, en Camagüey donde se muestran las relaciones entre los gabroides y las serpentinitas: 1- gabroides; 2- serpentinitas; 3- cromitas

En la literatura geológica cubana se ha polemizado mucho sobre las relaciones de los gabros y las ultramafitas. Algunos geólogos, como Adamovich y Chejovich, plantean que los gabros son rocas que intruyeron a las ultramafitas en las zonas de falla, durante el Cretácico Tardío.

Otros geólogos (Knipper y Cabrera) por el contrario, señalan que siempre el contacto de los gabroides con las serpentinitas es de naturaleza tectónica, donde se observa una zona de serpentinitas esquistosas y brechosas entre ambas rocas. Por último, geólogos como Kozary, Semionov y otros, sustentan que las ultramafitas y las rocas del grupo gabro forman parte de un mismo complejo magmático, es decir, forman cuerpos diferenciados.

Como pudimos ver al estudiar la tectónica de las serpentinitas, estas presentan numerosas deformaciones en su seno y, en especial, en sus contactos. Por otra parte, es evidente de lo observable en las localidades con contactos transicionales gabro-ultramafitas, que ambas forman parte de macizos diferenciados, tal y como sucede en muchas otras regiones del planeta, donde esta asociación de litologías, que también incluyen vulcanitas básicas recibe el nombre de asociación ofiolítica, o simplemente ofiolitas. El hecho de que en la actualidad los contactos serpentinitas-gabros sean casi universalmente tectónicos se puede explicar teniendo en cuenta las diferentes propiedades mecánicas de estas litologías. Los gabroides se comportan muy rigidamente, aún bajo esfuerzos considerables, en tanto que las serpentinitas fluyen fácilmente bajo presiones pequeñas, por lo que la zona de contacto entre ambos se convierte en superficie de intensas deformaciones, borrándose, en la mayoría de los casos, las relaciones originales. Dado que el volumen de gabroides en los macizos es considerablemente menor, estos fueron arrastrados por las serpentinitas, las cuales se inyectaron a través de las grietas, englobando los bloques de gabroides y separándolos poco a poco, hasta formar en los contactos potentes zonas de brechas y esquistosis (fig. 5.3).

El grupo del gabro-diabasa y diabasa tiene una importancia menor, formando cuerpos de reducidas dimensiones en las ultramafitas. Algunos geólogos han opinado que tales cuerpos constituyen diques que intruyen a las serpentinitas, aunque otros señalen la presencia

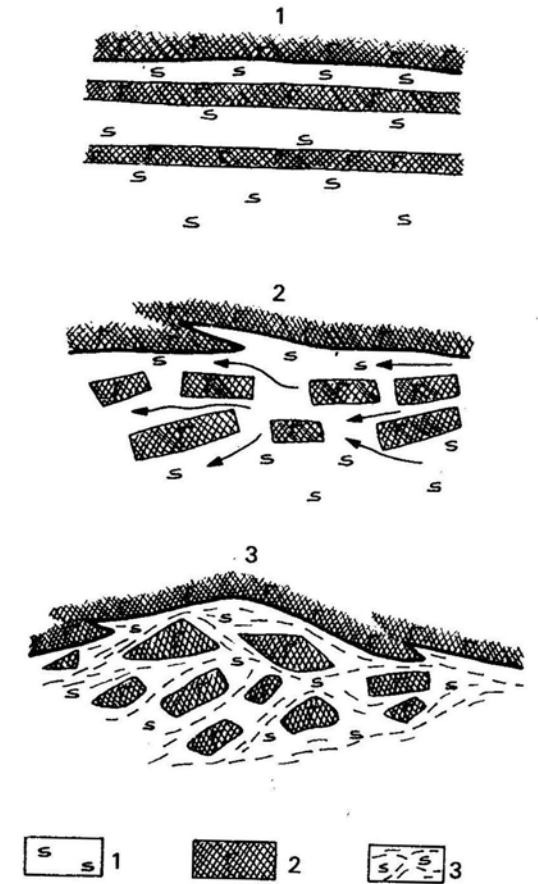


Fig. 5.3 Esquema explicativo de la formación de brechas tectónicas en los contactos gabroides-serpentinitas: 1- ultramafitas; 2- gabroides; 3- serpentinitas esquistosas

de contactos tectónicos entre ellos y los consideran inclusiones tectónicas.

Ultramafitas (ultrabásitas)

Las ultramafitas, más o menos serpentinizadas, cubren enormes áreas en Cuba. Estimados de distintas fuentes sitúan su superficie entre 5 000 y 6 500 km², es decir, entre 5 y 6 % del territorio de Cuba aproximadamente. Si tenemos en cuenta que muchos de estos cuerpos de serpentinitas están parcialmente cubiertos por capas cenozoicas, podemos concluir que las ultramafitas forman el grupo más importante de rocas plutónicas en Cuba (fig. 5.4).

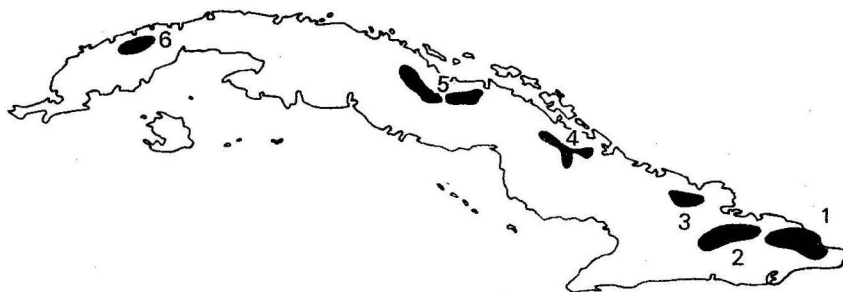


Fig. 5.4 Principales macizos de ultramafitas de Cuba: 1- Moa-Baracoa; 2- Nipe-Cristal; 3- Holguín; 4- Camagüey; 5- Villaclara; 6- Cajalbana

Las ultramafitas cubanas están asociadas a diferentes secuencias de rocas. En todos los macizos metamórficos aparecen pequeños cuerpos lenticulares de serpentinitas, ligados siempre a dislocaciones tectónicas. Aparecen, también, asociados a las rocas jurásicas y cretácicas de la cordillera de Guaniguanico, relacionadas a planos de sobrecorrimiento, en forma de pequeños lentes. Los mayores macizos de ultrabasitas aparecen asociados en Cuba (como el resto del planeta) a las secuencias eugeosinclinales (zona Zaza), donde sus contactos con estas rocas son también de naturaleza tectónica. Estas últimas ultramafitas constituyen el miembro principal de la asociación ofiolítica. Además, las serpentinitas cubanas aparecen en cantidades considerables como grandes bloques (olistolitos), en los sedimentos caóticos del flysch acumulados entre el Maestrichtiano y el Eoceno Medio en diversos puntos. En adelante, estudiaremos las ultramafitas ligadas a la zona Zaza (ofiolitas), por su volumen muy superior al de los demás tipos juntos.

Los cuerpos de ultramafitas que aparecen en las ofiolitas asociados a las rocas eugeosinclinales se distinguen por sus dimensiones, que los hacen figurar entre los mayores del planeta. De este a oeste pueden distinguirse en Cuba los grandes macizos de rocas ultramáficas siguientes:

1. Macizo de Moa-Baracoa.
2. Macizo de sierra de Cristal-sierra de Nipe.
3. Macizo de Holguín.
4. Macizo de Camagüey.

5. Macizo de Villaclara.

6. Macizo de Cajalbana (al norte de la sierra del Rosario).

Además entre el oeste de Villaclara y La Habana se destacan grandes cantidades de cuerpos menores de serpentinitas.

Algunos de estos grandes macizos alcanzan 100 km de longitud con un ancho de hasta algunas decenas de kilómetros, comprendiendo volúmenes de rocas del orden de los miles de kilómetros cúbicos. Puesto que todos los macizos fueron más o menos intensamente erosionados, sus dimensiones actuales deben ser, en muchos casos, considerablemente menores que los originales. Así, por ejemplo, el macizo Moa-Baracoa, debió cubrir inicialmente todas las metamorfitas de la sierra del Purial y el volumen de sus rocas debió ser el doble, aproximadamente, del actual a inicios del Paleógeno. Todo lo anterior pone en evidencia los ingentes volúmenes de material ultramáfico movilizizado hacia los sectores más elevados de la corteza terrestre de Cuba, durante su evolución geosinclinal.

Una porción considerable de las ultramafitas cubanas ha sufrido una intensa serpentinitización la cual hace a menudo muy difícil determinar la composición original de las rocas. A pesar de esto, todos los especialistas que se han dedicado a su estudio coinciden en que la mayor parte de las rocas ultramáficas son peridotíticas, predominando ampliamente dentro de estas las harzburgitas. Otros tipos de peridotitas que se presentan, de forma subordinada, son las lherzolitas y wherlitas. Aparecen, también, dunitas y, mucho más ra-

ramente, piroxenitas. Según algunos geólogos existen transiciones entre las distintas variedades de peridotitas y las dunitas, y se distinguen en su opinión, una determinada zonación en los grandes macizos ultramáficos. Como ya vimos, asimismo se han comprobado zonas de transición entre las ultramafitas y los gabroides. Este conjunto de hechos, plantean algunos geólogos como Semionov y Tijomirov, evidencia que los gabroides y ultramafitas constituyen grandes macizos bandeados diferenciados.

Los macizos ultramáficos cubanos presentan un elevado grado de serpentinitización, como ya se expresó más arriba. Este fenómeno ha recibido distintas explicaciones. A principio de la década del sesenta, un grupo de geólogos que trabaja en regiones de grandes afloramientos de serpentinitas consideró a estas rocas como macizos *in situ* y trataron de explicar la serpentinitización por un proceso de autometamorfismo originado por el agua que contenía el magma original. Contra esta explicación se encuentra el hecho que la serpentinitización está siempre asociada con las deformaciones tectónicas y es particularmente intensa en sus contactos, los cuales son invariablemente de naturaleza tectónica (aquellos contactos no estratigráficos). Además, datos experimentales indican que el magma ultramáfico es muy pobre en agua, invalidando así también la argumentación teórica. En la actualidad es bastante aceptado el hecho que la serpentinitización, en lo fundamental, es muy posterior a la consolidación de la roca ultramáfica y se originó durante los movimientos tectónicos, los cuales, a su vez, se debieron acelerar por esta causa, dada la gran plasticidad de las serpentinitas.

Existe una estrecha vinculación entre las dimensiones de los macizos ultramáficos y el grado de serpentinitización. En general, los pequeños cuerpos lenticulares aparecen casi siempre totalmente serpentinizados, en tanto que en los grandes macizos, la serpentinitización es total en los contactos pero disminuye hacia el interior donde se pueden presentar grandes bloques de peridotitas y dunitas poco serpentinizadas.

El origen de las ultramafitas cubanas es un tema de candentes polémicas en la literatura geológica. Aún hasta la década del sesenta se mantenía por muchos geólogos que las ultramafitas constituían cuerpos magmáticos

in situ, explicándose la presencia universal de contactos tectónicos a la existencia de fallas verticales que limitaban los macizos. Algunos geólogos hacían responsables a la serpentinitización por autometamorfismo de la existencia de estas fallas, al expandirse las peridotitas durante su transformación a serpentinitas. Según estas ideas, las ultramafitas de los grandes macizos forman cuerpos de tipos lopolito o lacolito, con un espesor de varios kilómetros (en el caso de los grandes macizos de Cuba oriental hasta 10 a 12 km). Estas intrusiones se originarían al penetrar el magma ultramáfico, las secuencias eugeosinclinales.

La presencia de inclusiones de rocas con alto grado de metamorfismo era explicada suponiendo que la intrusión penetró a través del contacto eugeosinclinal-basamento durante el Cretácico Tardío.

En el presente muy pocos geólogos sostienen un emplazamiento puramente magmático para las serpentinitas cubanas, debido a la ausencia total de fenómenos indicadores de actividad intrusiva en sus contactos y a la existencia generalizada de contactos tectónicos e intensas dislocaciones en el interior de las serpentinitas, como ya se vio en el capítulo de Tectónica.

Aunque ahora la mayor parte de los geólogos opinan que la posición actual de las serpentinitas cubanas se debe a su activa participación en movimientos tectónicos, en los que ellas han desempeñado un papel primordial, el origen de los cuerpos de ultramafitas es tema de agudas polémicas. Geólogos como Kozary, Knipper, Cabrera, Shein, entre otros, sostienen que las ultramafitas serpentinizadas constituyen bloques del manto que han ascendido en forma de protusiones es decir, como enormes masas diapíricas de material ultramáfico «frio» que se elevan desde el manto y penetran en la corteza terrestre, pudiendo llegar hasta la superficie. A favor de esta hipótesis están, entre otros, los siguientes hechos:

1. Ausencia de contactos magmáticos de las ultramafitas con otras rocas, incluso aquellas que aparecen como inclusiones.

2. Presencia, como inclusiones, de rocas con alto grado de metamorfismo como las eclogitas, características del manto superior, de acuerdo con la mayoría de las hipótesis sobre

la composición petrográfica del manto superior.

Otros grupos de geólogos como Vuagnat, Hatten, etc., suponen que las ultramafitas fueron inyectadas en las rocas eugeosinclinales durante el Cretácico y posteriormente desplazadas horizontalmente al ocurrir los movimientos orogénicos a finales del Cretácico y Paleógeno. A favor de este origen está la diferenciación magmática observada en los macizos de ultramafitas y gabroides. Algunos investigadores han planteado incluso que la secuencia vulcanógena de Zaza constituye el diferenciado más elevado de estos macizos.

Como se puede ambas hipótesis tienen datos a su favor y su contra. Hasta el momento el problema no ha podido solucionarse y, evidentemente, se requieren estudios petrológicos más profundos que los hasta aquí realizados para resolver este importante problema de la geología de Cuba.

Rocas vulcanógenas (vulcanitas)

Como hemos visto en el capítulo de Estratigrafía, las secuencias vulcanógenas están considerablemente extendidas en Cuba, donde también aparecen secuencias de distintas edades. Puesto que muchas de las características de estas rocas se han ofrecido en el citado capítulo, aquí solo se puntualizarán algunos asuntos de interés. El estudio de estas secuencias lo realizaremos de acuerdo con su edad.

Vulcanitas del basamento del geosinclinal

Tanto el basamento de la elevación media, como el del eugeosinclinal contienen secuencias volcánicas, más o menos metamorfizadas.

Los Metamórficos Perea, formados por corneanas, esquistos de actinolita-cordierita, anfibolitas y metagrauvacas, originadas a partir de andesitas, basaltos y grauvacas, constituyen la base del corte del basamento en la zona Las Villas, de acuerdo con los datos de Hatten y sus colegas (1959).

Todos los geólogos que han estudiado el complejo anfibolítico del basamento eugeosinclinal, coinciden en que estas rocas provienen principalmente del metamorfismo de se-

cuencias vulcanógenas máficas inyectadas por intrusivos de similar composición, intercalándose en el corte original algún material sedimentario clástico. Los resultados de varios análisis químicos realizados a las anfibolitas de la región de La Tinta evidencian que estas provienen del metamorfismo de basaltos toleíticos y, en menor medida, de andesitas (ver tabla 3.1).

Algunos geólogos también consideran las inclusiones de eclogitas, anfibolitas epidóticas y eclogíticas presentes en las serpentinitas, como provenientes de rocas vulcanógenas metamorfizadas del basamento, arrastradas por las serpentinitas.

Vulcanitas de los macizos metamórficos

En los macizos metamórficos cubanos se pueden distinguir dos secuencias de metavulcanitas. La más antigua de ellas está asociada a las capas del complejo carbonatado-terrigeno del Escambray y el cinturón Cangre. La segunda, más joven, constituye la mayor parte del corte visible en la sierra del Purial.

En el cinturón Cangre hay capas de tobas y porfiritas de composición máfica, metamorfizadas en la facies de esquistos glaucofánicos, que aparecen intercaladas entre capas muy similares a las de la Formación San Cayetano, pero con un metamorfismo más elevado.

En el macizo del Escambray se distinguen dos secuencias formadas en gran parte por metavulcanitas. Una de ellas es el llamado Grupo Felicidad, cuyas rocas originales eran principalmente tobas, que aparecen como intercalaciones en el Grupo Naranjo y, en menor escala, en los mármoles del Grupo San Juan. El metamorfismo de estas rocas varía desde la facies de esquistos verdes a la de esquistos glaucofánicos. La segunda secuencia de metavulcanitas pertenece a las capas del Grupo Yayabo el cual pudo derivarse de rocas volcánicas máficas.

Gran parte del macizo de la sierra del Purial está formado por vulcanitas metamorfizadas en la facies de esquistos verdes, pero que localmente alcanzan la de esquistos glaucofánicos. Las características internas del corte estratigráfico de estas secuencias aún son desconocidos.

Las capas de la Formación Sierra del Purial se derivaron del metamorfismo de una secuencia de rocas de composición máfica y media. La presencia de pillow lavas y estratificación gradacional, así como las intercalaciones de mármoles permiten suponer que el vulcanismo se desarrolló en condiciones submarinas.

La Formación Sierra del Purial, de acuerdo con lo estudiado en el capítulo de Estratigrafía, constituye el equivalente metamórfico de las vulcanitas del Tithoniano-Turoniano, ampliamente extendidas en Cuba.

Si, como sostienen Millán y Somín, las secuencias metamórficas expuestas en el Escambray y el cinturón Cangre son mayormente jurásicas, las metavulcanitas de estas localidades son, en conjunto, más antiguas que las de la sierra del Purial. Un problema interesante a investigar respecto a las metavulcanitas del Escambray y el cinturón Cangre son sus relaciones con las secuencias de la zona Zaza, donde la actividad volcánica se pudiera haber iniciado a fines del Jurásico.

Vulcanitas del Tithoniano-Turoniano

Las vulcanitas del Tithoniano-Turoniano comprenden la más importante secuencia vulcanógena de Cuba, y en conjunto, de las Antillas Mayores. En todas las áreas donde están presentes sus cortes registran espesores de miles de metros, por lo que el volumen de material del manto derramado sobre la superficie o intruido a pequeña profundidad en la corteza entre el Tithoniano y el Turoniano debió ser solo en Cuba, del orden de las varias decenas de miles de kilómetros cúbicos, como mínimo.

En realidad, en esta secuencia se observa una discordancia hacia su parte superior, que permite suponer la probable existencia de dos ciclos volcánicos que se sucedieron en el tiempo. En Cuba central se registra una posible discordancia prealbiana que separa a los Volcánicos Fomento de la Formación Cabalgán. En La Habana y la Sierra Maestra parece existir una discordancia entre los pisos Albiano y Cenomaniano aproximadamente. Más arriba de estas discordancias aumenta la cantidad de material sedimentario, en gran parte derivado de la erosión de las propias secuen-

cias volcánicas. En muchas localidades, el volumen de material sedimentario llega a sobrepasar el volcánico. Esta regularidad está claramente establecida en todos los puntos en que la sucesión estratigráfica fue aclarada (Cuba central, provincias habaneras, Sierra Maestra). De esta forma, en las partes altas del corte, desde el Albiano o Cenomaniano en adelante, predomina, en general el componente sedimentario y las vulcanitas (lavas y piroclástitas) desempeñan un papel subordinado.

En Cuba central y en las provincias habaneras, se registra una disminución en la basicidad del material vulcanógeno hacia las partes altas del corte. Esto se observa muy bien en Cuba central, donde la secuencia tiene el siguiente orden de abajo hacia arriba: Diabasas Zurrupandilla, Volcánicos Fomento (basaltos con intercalaciones de andesitas) y Formación Cabalgán (tobas andesíticas).

Vulcanitas del Coniaciano-Santoniano

Como vimos en el capítulo de Estratigrafía, la existencia de depósitos de este intervalo en Cuba son discutibles. La actividad volcánica, si se desarrolló, fue mucho más limitada que en el intervalo Tithoniano-Turoniano. En la provincia de Matanzas se reportan tobas y tufitas de esta edad. Algunos geólogos han asignado la Formación La Rana al Coniaciano o Santoniano, aunque la posición de esta unidad parece indicar más su pertenencia al Campaniano o Maestrichtiano.

Es de esperar que en un futuro cercano se pueda resolver el problema de las capas atribuibles al Coniaciano y Santoniano.

Vulcanitas del Campaniano-Maestrichtiano

A finales del Cretácico Tardío, se desarrollaba en el geosinclinal antillano una actividad volcánica de modestas proporciones en relación con el vulcanismo precedente. Solo en algunas porciones de Santo Domingo y Puerto Rico se conservan espesores considerables de rocas volcánicas. En Cuba la única manifestación de actividad volcánica en este intervalo, se registra en el norte de la cuenca central, representada por las formaciones La Rana y Dagamal cuyas descripciones se en-

cuentran en el capítulo de Estratigrafía. En la literatura geológica de los años cincuenta y sesenta es frecuente encontrar aseveraciones acerca de una supuesta edad maestrichtiana de la base de la Formación El Cobre. Como ya vimos en el capítulo de Estratigrafía, la edad de la base de esta formación es Paleoceno. Sobre este tema se profundizará algo en el siguiente epígrafe.

De esta forma, el territorio de Cuba entre el Coniaciano y el Maestrichtiano estuvo casi libre de actividad volcánica. El próximo y último, gran ciclo de vulcanismo comenzará en el Paleoceno.

Vulcanitas del Paleógeno Inferior

Las rocas volcánicas del Paleógeno Inferior (Paleoceno-Eoceno Medio) son las más extendidas en Cuba, después de los del ciclo Tithoniano-Turoniano. Estas capas aparecen en superficie y perforaciones en las provincias orientales y el sur de Camagüey. Se conocen por perforaciones en el golfo de Guacanayabo. Capas correlacionables aparecen en la cresta de Caimán y en Haití. La actividad volcánica probablemente influyó en la sedimentación en Cuba central, donde hay algunas capas de tobas intercaladas en los cortes sedimentarios.

Debido a que las rocas de la Formación El Cobre están distribuidas en buena medida en regiones con relieve abrupto, por ejemplo, la Sierra Maestra y que sus capas generalmente no están muy dislocadas, en ellas son factibles de estudiar, en condiciones muy favorables, muchos fenómenos característicos del vulcanismo que son difíciles de distinguir en otras secuencias en Cuba, por su complejidad estructural y afloramientos generalmente pobres.

La Formación El Cobre está compuesta por rocas vulcanógenas (lavas y rocas piroclásticas), sedimentos tobáceos de distinta granulometría, calizas, y margas. En las zonas septentrionales de afloramiento (sierra de Cristal, macizo Moa-Baracoa) aparecen intercalaciones de areniscas y en las partes superior del corte en la cuenca San Luis-Guantánamo y Cauto-Guacanayabo hay menas de óxido de manganeso. Aquí solo nos dedicaremos al estudio de las rocas volcánicas de la formación.

Las lavas están concentradas habitualmente hacia la parte inferior de la unidad, en

tanto que hacia la parte media y superior son habitualmente muy escasas. Los mayores espesores de lavas reportadas en la Formación El Cobre se encuentran en la loma del Gato, al noroeste de Santiago de Cuba, donde un corte de 3 500 m de espesor, aproximadamente está constituido por estas rocas, principalmente. Espesores considerables de lavas se encuentran en el valle medio e inferior del río Baconao. Es característico de los flujos de lava de la Formación El Cobre su rápido acunamiento.

La composición de las lavas abarca un amplio espectro desde riolitas hasta basaltos. Generalmente se considera que las predominantes son de composición andesítica y en menor medidas, basáltica, aunque hay geólogos, como Lewis y Straczek, que opinan que las dácitas son probablemente los efusivos más abundantes de la formación. Aún se carece de un estudio sobre este tema que abarque toda el área cubierta por la formación.

Los aglomerados tienen una amplia distribución, asociándose a menudo a las lavas, con las cuales transicionan facialmente. A veces los aglomerados alcanzan espesores considerables del orden de varios cientos de metros. Sus clastos, que pueden alcanzar hasta varios metros de diámetro, son generalmente de lavas, y aparecen más raramente clastos de tobas, calizas, etcétera.

La variedad más frecuente de rocas volcánicas son las tobas, las cuales componen la mayor parte de la formación en muchos cortes. Las tobas son habitualmente de composición andesítica o basáltica. Las tobas de grano medio a grueso son generalmente litoclásticas, en tanto las cineríticas son vitroclásticas.

Un fenómeno muy curioso presente en las tobas vitroclásticas de la Formación El Cobre es su alteración a bentonitas (transformación del vidrio en minerales arcillosos del grupo de la montmorillonita) o tobas zeolíticas (transformación del vidrio a zeolitas) en la región del anticlinal oriental y zonas periféricas.

Como el resto de las secuencias volcánicas de Cuba, la Formación El Cobre se acumuló totalmente en condiciones submarinas, como lo demuestran las capas fosilíferas intercaladas en ella, las texturas turbidíticas de muchas tobas y areniscas tobáceas, las lavas en almohadillas, etcétera.

Algunos geólogos han supuesto que en Cuba oriental, en la región de la Sierra

Maestra desde el Cretácico al Eoceno Medio se desarrolló, con algunos cortos intervalos de atenuación, un ciclo volcánico único ininterrumpido. En realidad, entre las capas vulcanógenas del Tithoniano-Turoniano y las de la Formación El Cobre es posible ver en varias áreas rocas del Maestrichtiano (formaciones La Picota, Manacal y Mícará) y Paleoceno Inferior (Formación Gran Tierra) sin material vulcanógeno primario, que destruyen esta suposición, y claramente demuestran la ausencia de un ciclo volcánico a finales del Cretácico Tardío en la región de la Sierra Maestra.

En el caso de la Formación El Cobre las favorables condiciones de afloramiento y bajo grado de deformaciones ya señalados permite establecer, con bastante confiabilidad, la presencia de varios paleofocos volcánicos, localizados en las áreas con los mayores espesores de lavas y aglomerados cortados por numerosos diques e incluso, cuellos volcánicos. Algunos de los principales paleofocos volcánicos se pueden localizar en los siguientes lugares:

1. Macizo de la Gran Piedra.
2. Loma del Gato, al oeste de Santiago de Cuba.
3. Sierra de Boniato, al norte de El Cobre.
4. Sabanilla (Mayarí Arriba).

Todos ellos se encuentran en la provincia de Santiago de Cuba. En la parte occidental de la Sierra Maestra se debieron localizar otros focos de actividad volcánica.

ALGUNAS CONCLUSIONES ACERCA DE LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA EN CUBA

Del estudio del magmatismo desarrollado en este capítulo, podemos extraer algunas conclusiones:

1. Como mínimo se pueden establecer (a grandes rasgos) tres edades para los granitoides presentes en Cuba:

- a) granitoides pretithonianos, inyectados en las rocas del basamento,
- b) granitoides subhercinianos, inyectados en las secuencias vulcanógeno-sedimentarias de la zona Zaza (aquí pudieran pertenecer los granitoides del norte de la Isla de la Juventud),

- c) granitoides paleogénicos intruidos en las rocas de la Formación El Cobre.

2. Los granitoides intruidos en el basamento del eugeosinclinal y los de la Isla de la Juventud, fueron inyectados a grandes profundidades y están relacionados con el metamorfismo de las secuencias que encajan. Posiblemente lo mismo suceda con los cuerpos de la elevación media.

3. Los granitoides que inyectan a la zona Zaza y los de la Sierra Maestra fueron emplazados a profundidades relativamente someras.

4. Los granitoides asociados al basamento y los de Isla de la Juventud, es decir, aquellos cuyo emplazamiento es simultáneo con el metamorfismo de las rocas de caja, son más ácidos, como regla, que los asociados a la zona Zaza y a las vulcanitas paleogénicas.

5. Excepto los granitos de la Isla de la Juventud, el resto de los granitoides inyecta secuencias de vulcanitas o metavulcanitas.

6. Los intrusivos de composición mediamáfica tienen, como mínimo, tres edades:

- a) intrusivos pretithonianos que pueden aparecer cortando las rocas del basamento (Troctolitas San Marcos) y formando parte del propio basamento (anfibolitas),
- b) intrusivos subvolcánicos del Paleógeno, que inyectan a las formaciones El Cobre y San Luis,
- c) grandes intrusivos máficos asociados a las ultramafitas (asociación ofiolítica), cuya edad es tema no resuelto.

7. Parece existir una vinculación genética entre los grandes cuerpos de gabroides y las ultramafitas, dada por las zonas de transición entre ambos grupos de rocas observadas en algunos grandes macizos. De ser así, formarían enorme cuerpos de intrusivos bandeados o estratificados.

8. La serpentización de las ultramafitas no parece ser un proceso autometamórfico, sino que está estrechamente vinculada a las deformaciones tectónicas.

9. La roca original de la mayor parte de las serpentinitas cubanas es la harzburgita.

10. No se ha descrito ningún contacto magmático convincente de las ultramafitas ser-

pentinizadas de Cuba con otra roca. Todos los contactos (excluyendo los de índole estratigráfica) de las serpentinitas son tectónicos. Las serpentinitas fueron emplazadas tectónicamente en sus actuales ubicaciones.

11. Se pueden distinguir las siguientes secuencias de vulcanitas (matamorfizadas o no) en Cuba:

- a) rocas vulcanógenas pertenecientes al basamento,
- b) rocas vulcanógenas asociadas al complejo carbonatado-terrágeno,

- c) rocas vulcanógenas del Tithoniano-Turoniano,
- d) rocas vulcanógenas del Coniaciano-Santoniano,
- e) rocas vulcanógenas del Maestrichtiano,
- f) rocas vulcanógenas del Paleógeno inferior.

12. En todos los casos reportados en la literatura geológica en que se conservan las texturas de las rocas y los fósiles asociados a ellas, se puede comprobar que todas las rocas vulcanógenas de Cuba se acumularon en condiciones submarinas.

CAPÍTULO 6

Evolución geológica de Cuba

A todo lo largo del texto hemos estudiado diferentes temas de la geología de Cuba. La geología es, entre otras cosas, una ciencia histórica; es decir, una ciencia en la cual la sucesión de hechos en el tiempo tiene una importancia capital. Sin un ordenamiento de los fenómenos en el tiempo carece de sentido tratar de estudiar y comprender la geología de un sector cualquiera de la corteza terrestre. En los sucesivos capítulos del curso hemos seguido ese principio para los asuntos fundamentales de la geología de Cuba: estratigrafía, tectónica y magmatismo. En este capítulo trataremos de integrar todos esos hechos para explicar la evolución del sector de la corteza terrestre que ocupa nuestro territorio.

Hay varios hechos, ya señalados antes, que conspiran para poder ofrecer siempre un cuadro suficientemente coherente de todos los aspectos de la historia geológica de Cuba. El primero es el estudio insuficiente de extensas regiones de Cuba y áreas adyacentes. A esto se agrega la extrema complejidad de muchos fenómenos geológicos en el territorio cubano y la escasez de buenos afloramientos en gran parte de él.

En los últimos años se han realizado diversas investigaciones geológicas regionales por diferentes organismos. Gran parte de los resultados obtenidos está por publicarse o se encuentran en estado de procesamiento. Todas estas investigaciones contienen un enorme caudal de información nueva, por lo que es de esperar que, en los próximos años, una vez publicadas y conocidas, cambien algunas concepciones en auge.

En este capítulo nos limitaremos a ofrecer una exposición de los hechos observados en la parte superficial de la corteza o a poca profun-

dididad por debajo de la superficie de la litosfera, es decir, que no nos adentraremos en el estudio de los procesos geológicos que debieron transcurrir en profundidad. En la década del setenta se ha tratado de hacer algo en la dirección antes mencionada, con la aplicación de la teoría de las placas y otras concepciones para explicar la geología de Cuba, pero en todos los casos los datos utilizados son muy esquemáticos y manipulados subjetivamente, desechando un gran cúmulo de información.

La historia prejurásica de Cuba no se puede esbozar, ni aún en sus rasgos más generales, puesto que existen grandes incertidumbres con respecto a la edad de las rocas del basamento. Aquí solo se puede suponer, con cierta confianza, que el basamento de la elevación media y el miogeosinclinal probablemente pertenezcan al cinturón plegado de los Apalaches, desarrollado durante el Paleozoico en la porción oriental de la América del Norte.

Jurásico pretithoniano

La existencia de rocas jurásicas pretithonianas paleontológicamente datadas, es conocida en la cordillera de Guaniguanico (Pinar del Río) y en los macizos metamórficos de la Isla de la Juventud y Escambray. También es posible que las formaciones Sierra Verde y La Asunción, del macizo de la Sierra del Purial sean también unidades jurásicas pretithonianas, según vimos. Además de este corte carbonatado-terrágeno, se supone que las evaporitas y rocas terrígenas de la Formación Punta Alegre son jurásicas pretithonianas. Si aceptamos (con las objeciones ya discutidas) las ideas de Somin y Millán sobre la

correlación del complejo carbonatado-terígeno de los macizos con el de Guaniguanico, podemos visualizar la evolución jurásica pretithoniana de la forma que más abajo se expone.

En tiempos del Jurásico pretithoniano debieron existir dos cuencas en el actual territorio cubano, una ubicada al sur, en la que se acumuló el corte carbonatado-terígeno, y la otra situada al norte, en que se sedimentaron las evaporitas y rocas asociadas. Lógicamente esta es una generalización muy amplia, ya que se pueden subdividir las citadas cuencas en depresiones menores. Podemos juzgar de las condiciones prevaletientes en la cuenca meridional por los resultados de los estudios sedimentológicos realizados en Pinar del Río.

La Formación San Cayetano proviene de la erosión de terrenos que estaban ubicados al sur de la cuenca, compuestos por rocas metamórficas y sedimentarias, como lo indica la composición mineralógica de los sedimentos. La Formación San Cayetano constituye un depósito complejo, acumulado en condiciones muy variables que van desde aluviales hasta batiales, formando en su conjunto, un depósito deltaico. En el fondo de la cuenca, en algunas áreas, se desarrolló una actividad volcánica de carácter máfico de cierta intensidad, que dio lugar a las intercalaciones de tobas y lavas en las rocas del cinturón Cangre, en Guaniguanico, y a las del grupo Felicidad, en el Escambray. En la Isla de la Juventud y sierra del Purial no hubo vulcanismo pretithoniano.

Antes de proseguir debemos señalar que una de las grandes incógnitas de la geología de Cuba es explicar que se ha hecho de la fuente de sedimentos de la Formación San Cayetano y capas correlacionables en los macizos metamórficos, puesto que las áreas donde se debieron localizar estos terrenos yacen las aguas del mar Caribe y la composición de su corteza no se corresponde con la supuesta para la citada fuente.

La situación descrita debió continuar hasta el Oxfordiano medio en la sierra de los Órganos, cuando comenzó a decrecer la influencia de la sedimentación terrígena, acumulándose las calizas organodetríticas de la Formación Azúcar, en un mar de aguas someras, seguida por los depósitos terrígeno-calcáreos de la Formación Jagua. En la sierra del Rosario, la influencia de la sedimentación terrígena

continuó, aunque en el corte aparecen sedimentos calcáreos con frecuencia (Formación Francisco).

Hacia finales del Oxfordiano, la fuente de suministro terrígeno del sur se debió hundir bajo el mar o peniplanizarse, puesto que en toda la región de la cordillera de Guaniguanico la sedimentación asume un carácter calcáreo, de aguas someras en la sierra de los Órganos (Formación Viñales) y profundo en la sierra del Rosario (Formación Artemisa). No está precisado si este cambio en el carácter de la sedimentación ocurrió a este mismo nivel estratigráfico en los macizos de toda la Isla de la Juventud y Escambray, pero el curso de los acontecimientos debió ser similar.

Mientras esto sucede en la cuenca meridional, en la septentrional, en condiciones de comunicación parcial con el mar abierto, debió ocurrir desde inicios o mediados del Jurásico, la acumulación de sedimentos evaporíticos, fundamentalmente halita y yeso. Las intercalaciones de lutitas y aleurolitas, muy parecidas a las de la Formación San Cayetano, parecen indicar que debió existir alguna comunicación entre las dos cuencas para que sedimentos de este tipo se intercalaran en las evaporitas. La cuenca evaporítica del norte de Cuba parece ser la prolongación de una enorme depresión en la cual se acumularon grandes espesores de evaporitas que se extendía como un cinturón, bordeando el golfo de México y comprendía vastas áreas del este de México, sur de Estados Unidos y Las Bahamas. Las cuencas evaporíticas comenzaron su desarrollo probablemente a finales del Triásico (al menos en Estados Unidos) y se extendieron hasta finales del Cretácico Inicial. En Cuba su duración parece ser Jurásico-Cretácico Inicial (Neoconiano).

Jurásico Tardío (Tithoniano)-Cretácico Tardío (Santoniano)

La actividad volcánica, que fue muy limitada hasta el Tithoniano, se comienza a desarrollar con gran intensidad a partir de este, originándose una clara zonación en la porción del geosinclinal, antillano correspondiente a Cuba, y se formó el eugeosinclinal, al sur, con grandes acumulaciones de

material vulcanógeno y el miogeosinclinal con sedimentación predominantemente calcárea al norte. Entre ambos se ubicaba una meseta o cresta submarina, la elevación media.

La composición y característica de las secuencias acumuladas en el eugeosinclinal, indican un proceso de evolución del vulcanismo bien expresado en Cuba central. Inicialmente este parece haber sido de tipo fisural, dando lugar a la acumulación de las Diabasas Zurrupandilla, que pasaron posteriormente a volcanes de tipo central, como lo reflejan las formaciones Fomento y Chirino. Toda esta actividad volcánica transcurrió en condiciones submarinas, aunque ocasionalmente algunos conos volcánicos pudieron emerger por corto tiempo sobre el nivel del mar. La erosión de los materiales vulcanógenos parece haber transcurrido en condiciones submarinas, por procesos tales como deslizamientos subacuáticos y corrientes turbias originadas durante los terremotos que acompañaban las erupciones. Las corrientes que circulaban por el fondo también pudieron originar la reposición de materiales tobáceos; así se explican las intercalaciones de areniscas y lutitas tobáceas.

Los geólogos que suponen a las ultramafitas como rocas emplazadas originalmente como magma sostienen que este fenómeno tuvo lugar simultáneamente con la acumulación de las rocas de la zona Zaza. Algunos opinan que el fenómeno ocurrió como una enorme intrusión en la base del corte eugeosinclinal, encima del basamento, en tanto otros han sostenido que el magma se derramó como un enorme manto de lava en el fondo del eugeosinclinal y que a partir de su diferenciación, surgieron las ultramafitas y las vulcanitas de la zona Zaza que la sobreyacen.

Hacia finales del Cretácico Inicial comienza un proceso de inestabilidad tectónica en el eugeosinclinal puesto que los sedimentos del Albiano o Cenomaniano (dependiendo de la localidad), están separados por una discordancia de las capas adyacentes. Desde el Cenomaniano al Turoniano se observa una disminución en el contenido de material volcánico primario en los cortes (lavas y piroclastitas) y el aumento de rocas terrígenas derivadas de la erosión de materiales volcánicos, lo cual evidencia una atenuación general de la actividad volcánica y la emersión de varias islas forma-

das por terrenos volcánicos en el eugeosinclinal.

En el intervalo Tithoniano-Turoniano el miogeosinclinal fue una región de acumulación de sedimentos calcáreos. Al menos en Cuba central el miogeosinclinal se dividió en dos cuencas alargadas y paralelas con rumbo noroeste-sureste. La cuenca meridional fue una zona de sedimentación profunda desde inicios del Cretácico hasta el Turoniano. Por el sur estaba separada del eugeosinclinal por una cresta o meseta submarina, la elevación media. Posiblemente en el Tithoniano parte de la elevación media debió permanecer emergida y al erosionarse dio lugar a las secuencias terrígena de esa edad acumuladas sobre ella (Formación Quemadito) o en la zona Zulueta (Formación Constancia). Desde inicios del Cretácico, la elevación media se hundió a grandes profundidades, convirtiéndose en una meseta submarina; tanto en ella como en la zona Zulueta se acumularon sedimentos calcáreos y pedernales, con algunas intercalaciones de sedimentos terrígenos finos. La elevación media, por encontrarse adyacente al eugeosinclinal, recibió la influencia de este, y se acumularon intercalaciones de tobas e interestratificándose en el corte basaltos espiliticos, que debieron ascender a la superficie a lo largo de fallas ubicadas en la propia zona Las Villas.

Por el norte, la cuenca de la zona Zulueta estaba en contacto con una región de aguas someras, en las que, a partir del Aptiano, como mínimo, florecieron los bancos calcáreos, habitados por innumerables organismos bentónicos. Esta era una zona de sedimentación compensada, donde hasta el Cenomaniano se acumularon 2 600 m de sedimentos aproximadamente, que constituyen la Formación Palenque de la zona Remedios.

La cuenca septentrional debió ser de aguas menos profundas que las de la zona Zulueta. Desde el Tithoniano hasta mediados del Cretácico Inicial se mantuvieron las condiciones evaporíticas que existían antes. Más tarde la sedimentación continuó con rocas carbonatadas con algunas intercalaciones de pedernal. Al norte de esta zona (Cayo Coco), en la plataforma de Bahamas, la acumulación de evaporitas continuó hasta finales del Cretácico Inicial.

Las diferentes unidades paleogeográficas del miogeosinclinal posiblemente estuvieron

limitadas, durante todo su desarrollo, por fallas.

OROGÉNESIS SUBHERCINIANA

En toda Cuba se registra una gran discordancia separando las rocas del Turoniano Inferior o más antiguas de las capas sobreyacentes. Entonces es evidente que después de la primera mitad del Turoniano existió un período de gran inestabilidad tectónica que condujo a la emersión de Cuba y plegamiento de sus rocas. Fue durante el intervalo Turoniano Tardío-Santoniano, que debió ocurrir la penetración de los grandes macizos de granitoides que inyectan a las rocas de la zona Zaza desde Cuba central hasta Holguín. Algunos geólogos sostienen que fue durante este intervalo cuando se llevó a cabo el metamorfismo de las rocas de los macizos metamórficos y un primer cabalgamiento del corte eugeosinclinal sobre el miogeosinclinal. Este intervalo de acentuadas deformaciones recibe el nombre de orogénesis subherciniana.

Hace algunos años se suponía que durante el Cretácico Tardío habían existido dos grandes episodios tectónicos en Cuba: los movimientos subhercinianos, durante el Turoniano Tardío y los movimientos laramídicos, iniciados en el Maestrichtiano. Las últimas investigaciones prueban que es cada vez más difícil separar estos dos períodos de deformaciones. En realidad, se ha podido comprobar que desde el Albiano en adelante ha existido una gran inestabilidad tectónica en Cuba y que, en diferentes lugares, los movimientos principales de plegamiento tienen distintas edades, aunque se presentaron algunos intervalos en que la inestabilidad tectónica alcanzó máximos, uno de los cuales ocurrió en el Turoniano Tardío.

Durante el Coniaciano y Santoniano gran parte del territorio cubano permaneció emergido y solo en algunas áreas del eugeosinclinal continuó la acumulación de rocas volcánogeno-sedimentarias. En el Santoniano podemos considerar termina su evolución el par eu-miogeosinclinal.

Cretácico Tardío (Campaniano)-Cuaternario

A partir del Campaniano, en algunos lugares, y del Maestrichtiano, en otros, sobre el antiguo eugeosinclinal se originaron cuencas

superpuestas de flysch. Se pueden distinguir tres grandes depresiones: occidental, central y oriental, separadas por islas en las que continuaban los movimientos orogénicos y que suministraban enormes volúmenes de sedimentos. Durante el Maestrichtiano las deformaciones en la cuenca oriental alcanzaron gran intensidad (fig. 6.1). En esta época al parecer ascendieron a la superficie grandes protusiones de serpentinitas (estadio 1) las cuales se derramaron desde el sur sobre la cuenca oriental cabalgándola y rellenándola (estadio 2). En el frente de las serpentinitas en desplazamiento se acumularon olistostromas y turbiditas ricas en clastos de serpentinitas (Formación La Picota) que eran cabalgados inmediatamente por las ultramafitas y transformadas en un melange. En su movimiento el enorme manto arrastró bajo sí escamas de metamorfitas y vulcanitas. Al llegar a la cuenca donde sedimentaba la Formación Mícar, las serpentinitas se detuvieron después de avanzar una cierta distancia dentro de ella (estadios 3 y 4).

Poco después del emplazamiento de los mantos, parte de la cuenca se comenzó a levantar y se originó una enorme estructura anticlinal desde la actual sierra de Nipe (o más al oeste) a Maisí, que dividió a la antigua cuenca oriental en dos.

Después de concluir el emplazamiento de las serpentinitas y otras rocas, en Cuba oriental se inició un nuevo ciclo volcánico, que afectó, no solo al territorio de la antigua cuenca oriental sino también a áreas cercanas. Los principales focos volcánicos submarinos radicaron en el área de la actual Sierra Maestra y más al sur.

En las cuencas occidental y central la inestabilidad tectónica era grande desde el Maestrichtiano y continuó así durante el Paleoceno y la primera parte del Eoceno. Distintos geólogos que han estudiado estas secuencias suponen que mantos tectónicos, formados por serpentinitas, vulcanitas, avanzaron desde el sur sobre estas cuencas a finales del Maestrichtiano, aunque sin alcanzar la intensidad del proceso en Cuba oriental. En estas dos cuencas la acumulación del flysch se extendió hasta el Eoceno.

Sobre el antiguo miogeosinclinal se superpuso otra cuenca, la depresión marginal. A partir del Maestrichtiano esta fue una región de gran inestabilidad, y se fracturó en bloques

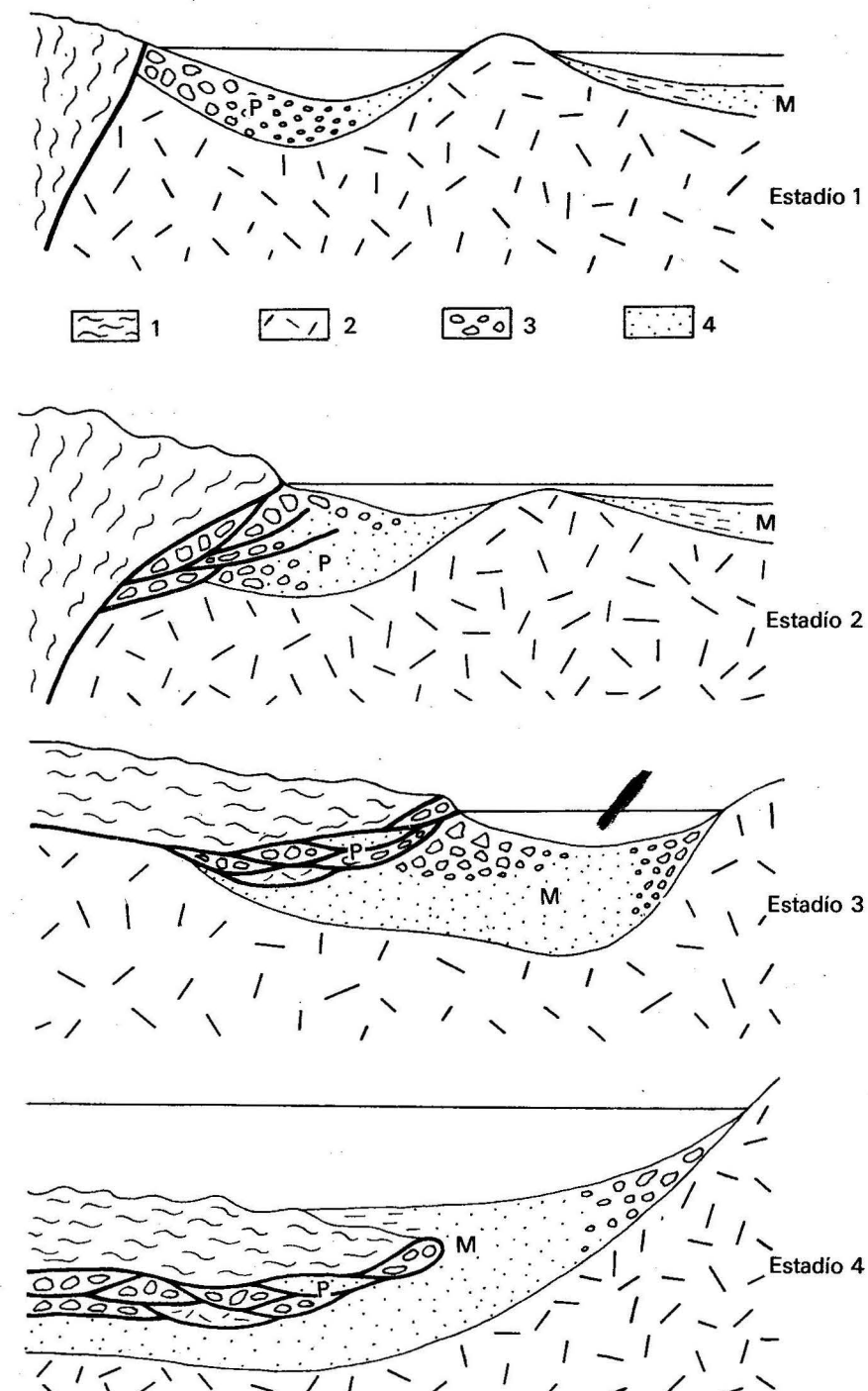


Fig. 6.1 Emplazamiento de las serpentinitas en Cuba oriental. En los esquemas se recogen diferentes estadios del proceso de cabalgamiento sobre las cuencas sedimentarias de finales del Cretácico: 1- serpentinitas; 2- vulcanitas y metamorfitas; 3- Formación La Picota; 4- Formación Mícar

a lo largo de las antiguas fallas que limitaban las zonas miogeosinclinales, donde se acumularon grandes espesores de brechas (Formación Sagua) en los grabens hasta inicios del Eoceno Medio.

Hasta recientemente se estimaba que durante el Eoceno Medio habían ocurrido los principales movimientos tectónicos en Cuba, a los que se les denominó movimientos cubanos o fase cubana de la orogénesis laramídica. Las investigaciones de los últimos años han puesto en claro que no puede en propiedad hablarse de un período de deformaciones limitado al Eoceno Medio, sino que estas se desarrollaron con diferente intensidad y en diferentes tiempos en distintas regiones, tal como estudiamos en el capítulo de tectónica. La inestabilidad tectónica y las deformaciones fueron ininterrumpidas desde el Maestrichtiano y culminaron en distintas regiones durante el Eoceno, pero se extendieron atenuadas, hasta el Oligoceno, e incluso, inicios del Mioceno en diferentes áreas.

Es fundamentalmente durante el Eoceno que ocurre una nueva reestructuración del plan tectónico de Cuba; se crearon las estructuras ascendentes estudiadas en el piso Eoceno-Cuaternario, así como las grandes fallas de desplazamiento horizontal Pinar y La Trocha.

Hacia finales del Oligoceno y primera parte del Mioceno las tierras originadas durante los movimientos del Paleógeno se habían reducido y peniplanizado considerablemente. En casi toda Cuba una discordancia separa los sedimentos del Mioceno Medio de los del superior, indicando que hacia finales del Mioceno Medio debió ocurrir un ascenso bastante generalizado, seguido poco después por una transgresión de limitadas dimensiones.

Es posiblemente a inicios del Mioceno que comienza el movimiento a lo largo de la falla de Bartlett, y se abrió la fosa homónima. La fosa de Bartlett se originó en un área que, hasta finales del Oligoceno o principios del Mioceno, tuvo un relieve de montañas y colinas, que constituyeron fuentes para los sedimentos de las formaciones San Luis y Maquey. La fosa se originó al separarse dos bloques corticales, migrando hacia el este el bloque meridional y ascendiendo a lo largo de la zona de tensión creada el material del manto como un enorme diapiro.

Los sedimentos del Mioceno Superior, de-

bido a lo limitado de la transgresión, tienen poca distribución geográfica y se localizan en cuencas pequeñas, como por ejemplo, la de Santiago de Cuba. En general, ocurre una reducción muy marcada desde el Mioceno Tardío, de las cuencas sedimentarias.

A partir del Plioceno parece aumentar la intensidad de los movimientos ascendentes, que comprende aún a las cuencas preexistentes. A lo largo de su eje (bloque Guaniguani-co, central y Camagüey-Holguín) la isla se levanta en forma de bóveda, aunque este movimiento no es homogéneo y algunas regiones se elevan considerablemente, en tanto otras lo hacen más discretamente. Los mayores ascensos lo experimentan los bloques de Cuba oriental (Sierra Maestra y anticlinal oriental). En algunos de los macizos montañosos cubanos se observan superficies de planación ubicadas a alturas notables, como ocurre, por ejemplo, en las montañas de Sagua-Baracoa, donde alcanzan 800 m de altura. En aquellos lugares en que las montañas están junto al mar se pueden observar, si las condiciones han sido favorables, terrazas marinas, como aparece en la figura 6.2, según datos de Ducloz 3 (1963). Por ejemplo, en Maisí, las terrazas se pueden elevar a varios cientos de metros de altura.

Los movimientos descendentes durante el Plioceno y Cuaternario se limitaron a porciones de las estructuras descendentes, si bien el carácter de la sedimentación es predominante continental o costero, y tienen un gran peso los sedimentos fluviales y palustres.

Algunos geólogos han planteado que Cuba culminó su desarrollo geosinclinal durante el Eoceno Medio en que ocurrieron las últimas deformaciones tectónicas intensas, estimando que, a partir de ese momento, se ha iniciado un estadio evolutivo de plataforma o semiplataforma. Este es un problema discutible. Como vimos en el capítulo de Estratigrafía, el corte Eoceno-Mioceno tiene características molásicas y se acumuló bajo una considerable inestabilidad tectónica, en tanto que a partir del Mioceno Tardío, los movimientos tectónicos verticales han sido bastante intensos y diferenciados, lo mismo que en el resto de las Antillas Mayores, donde tienen, incluso mayor amplitud. Además en esta última parte de su desarrollo tienen gran importancia las fallas de desplazamiento horizontal. Ninguna de las características antes enumeradas son

típicas de las plataformas y si de los estadios finales de la evolución geosinclinal, caracterizados por un ascenso generalizado de la estructura y su fragmentación en bloques.

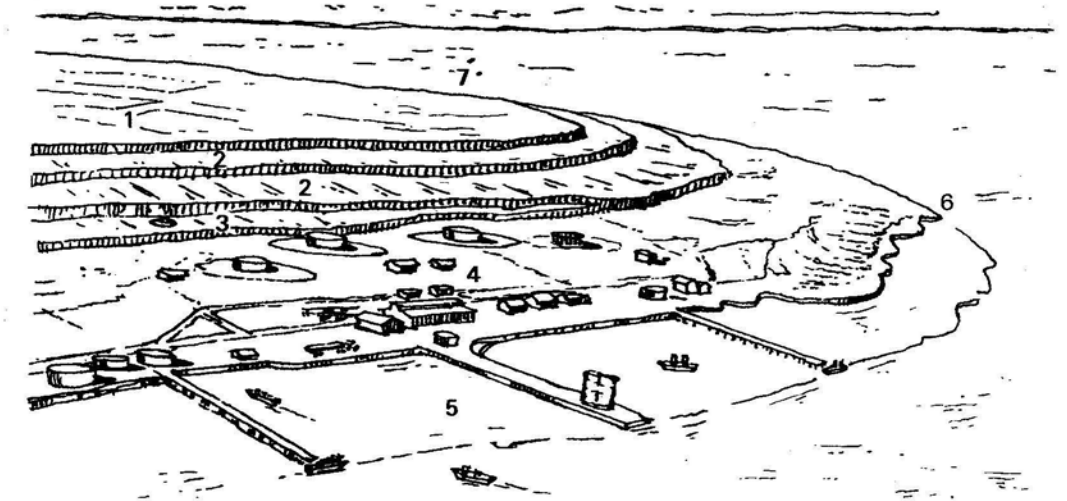


Fig. 6.2 Terrazas marinas en la bahía de Matanzas: 1- terraza de la Rayonera; 2- terraza de Yucayo (principal); 3- terraza de Yucayo (secundaria); 4- terraza de Seboruco; 5- terraza submarina; 6- Punta Sabanilla; 7- Punta Uvero Alto

Simbología de las columnas estratigráficas

	Brechas		Margas
	Conglomerados		Dolomitas
	Areniscas conglomeráticas		Pedernales
	Areniscas		Diabasas
	Aleurolitas y lutitas		Basaltos y andesitas
	Lutitas		Areniscas tobáceas
	Calizas		Lutitas tobáceas
	Calizas con estratificación gruesa		Tobas
	Calizas organógenas masivas		Aglomerados y brechas volcánicas
	Calizas brechosas		Olistostromas
	Calizas arcillosas		Melanges

Columna geocronológica del eon Fanerozoico*

Período	Época	Edad	Inicio (en millones de años)	Duración (en millones de años)
Cuaternario			1,5 - 2	1,5 - 2
Neógeno	Plioceno		9	7 - 7,5
	Mioceno		25	16
	Oligoceno		37	12
Paleógeno	Eoceno		58	21
	Paleoceno		65	7
		Maestrichtiano	70	5
		Campaniano	78	8
		Santoniano	82	4
		Coniaciano	86	4
		Turoniano	92	6
Cretácico		Cenomaniano	100	8
		Albiano	108	8
		Aptiano	115	7
		Barremiano	121	6
		Hauteriviano	126	5
		Valanginiano	131	5
		Berriasiano	135	4
		Tithoniano	141	6
		Kimeridgiano	143	2
		Oxfordiano	149	6
Jurásico		Calloviano	156	7
	Medio		174	18
	Inicial		192	18
Triásico			235	43
Pérmico			280	45
Carbonífero			345	65
Devónico			400	55
Silúrico			435	35
Ordovícico			490	55
Cámbrico			570	80

*Datos tomados de Afanasiev y Zikov (1975) excepto para el Jurásico y Cretácico que provienen de Van Hinte (1976).

BIBLIOGRAFÍA

ADAMOVICH, A. y Y. CHEJOVICH: «Principales características de la geología y los minerales útiles de la región nordeste de la provincia de Oriente.» En *Revista Tecnológica*, vol. 2, No. 1, pp. 14-20, 1964.

BERMÚDEZ, P.: «Las formaciones geológicas de Cuba.» En *Geología cubana*, No. 1, Instituto Cubano de Recursos Minerales, 1961.

BOWIN, C.: «Geophysical study of the Cayman Trough.» En *Journal of Geophysical Research*, vol. 73, No. 16, pp. 5159-5173, 1968.

BOYANOV, I., G. GORANOV y R. CABRERA: «Algunos nuevos datos sobre la geología de los complejos de anfibolitas y granitoides en la parte sur de Las Villas.» En *Serie Geológica*, No. 19, Instituto de Geología y Paleontología, 1975.

BRESZSNYANSKY, K. y M. ITURRALDE VINENT: «Paleogeografía del Paleógeno en Cuba oriental.» En *Geologie en Mijnbouw*, vol. 57, No. 2, pp. 123-133, 1978.

BRONNIMANN, P. y D. RIGASSI: Contribution to the geology and paleontology of the city of La Habana, Cuba, and its surroundings.» En *Eclogae Geologiae Helveticae*, vol. 56, No. 1, pp. 193-480, 1963.

BUTERLIN, J.: *La constitution géologique et la structure des Antilles*. Centre Nationale de la Recherche Scientifique, París, 1956.

COBIELLA, J.: «Una melange en Cuba oriental.» En *La Minería en Cuba*, vol. 4, No. 4, pp. 46-51, 1978.

—: «La Formación El Cobre.» En *La Minería en Cuba*, vol. 5, No. 3, pp. 17-22, 1979.

—: *Sobre el origen del extremo oriental de la fosa de Bartlett*. Editorial Oriente, Santiago de Cuba (en imprenta).

COBIELLA, J. y J. RODRÍGUEZ: «Algunos rasgos de la geología de Cuba oriental.» En *Ciencias Técnicas*, Serie Geodesia y Geofísica, vol. 3, pp. 8-20, 1978.

EDGAR, N., J. EWING y J. HENNION: «Seismic refraction and reflection in Caribbean sea.» En *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 55, No. 6, pp. 833-870, 1971.

FLINT, D., J. ALBEAR, y P. GUILD: «Geology and chromite deposits of the Camagüey, district, Cuba.» En *U.S. Geological Survey Bulletin*, 954 P, pp. 39-63.

FURRAZOLA BERMÚDEZ, G. y otros: *Geología de Cuba*. Ministerio de Industrias, La Habana, 1964.

FURRAZOLA BERMÚDEZ, G. y otros: «Sierra Maestra occidental. Nuevos datos de la estratigrafía del Cretácico Superior.» En *La Minería en Cuba*, vol. 2, No. 3, pp. 50-61, 1976.

—: «Estratigrafía de los depósitos mesocenoicos de la costa norte del occidente de Cuba.» En *La Minería en Cuba*, vol. 5, No. 1, pp. 2-13, 1979.

HACZEWSKI, G.: «Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation: an accumulative continental margin in the Jurassic of western Cuba.» En *Acta Geologica Polonica*, vol. 26, No. 2, 1976.

HATTEN, Ch.: *Geologic report on Sierra de los Órganos*. Fondo Geológico. Ministerio de la Industria Básica (inédito).

HATTEN, Ch. y otros: *Geology of central Cuba*. Fondo Geológico. Ministerio de la Industria Básica (inédito).

HILL, P.: «Geology and structure of the northwest Trinidad mountains, Las Villas province, Cuba.» En *Geological Society of American Bulletin*, vol. 70, No. 11, pp. 1459-1478, 1959.

ITURRALDE VINENT, M.: «Principal characteristics of the Cuban neogene stratigraphy.» En *American Association of Petroleum Geologists*, vol. 53, No. 9, pp. 1938-1955, 1969.

—: «Principal characteristics of oligocene and lower miocene stratigraphy of Cuba.» En *American Association of Petroleum Geologists*, vol. 56, No. 12, pp. 2369-2379, 1972.

—: *Los movimientos tectónicos en la etapa de desarrollo platáformico de Cuba*. Informe Científico Técnico No. 20, Academia de Ciencias de Cuba, 1977.

JAIN, V.: *Regionalnaya Geotektonika*. Editorial Nedra, Moscú, 1971.

JUDOLEY, K. y A. MEYERHOFF: «Paleogeography and geological history of Greater Antilles.» En *American Association of Petroleum Geologists*, memoir 12 g, Tulsa, 1971.

KING, PH.: «The tectonics of North America.» En *Geological Survey Professional Paper* 628, Washington, 1969.

KNIPPER, A. y R. CABRERA: «Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio- y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico de Cuba.» En *Contribución a la geología de Cuba*, Publicación especial No. 2, Instituto de Geología y Paleontología, pp. 14-77, 1974.

KNIPPER, A. y M. PUIG: «Protusiones de las serpentinitas en el noroeste de Oriente.» En *Revista de Geología*, año 1, No. 1, pp. 122-137, 1967.

KNIPPER, A., Y. PUSCHAROVSKI y M. PUIG: «Estructura tectónica de las montañas de la sierra de los Órganos en la zona del pueblo de Viñales y situación en ellas de los cuerpos de serpentinitas.» En *Revista de Geología*, año 1, No. 1, pp. 138-146, 1967.

KOZARY, M.: «Ultramafic rocks in the thrust zones of northwestern Oriente province, Cuba.» En *American Association of Petroleum Geologists*, vol. 52, No. 12, pp. 2298-2317, 1968.

KUMAN, V. y R. GAVILÁN: «Geología de Isla de Pinos.» En *Revista Tecnológica*, vol. 3, No. 4, pp. 20-38, 1956.

LEWIS, G. y J. STRACZEK: «Geology of South-central Oriente, Cuba.» En *U.S. Geological Survey Bulletin* 975 D, pp. 171-336, 1955.

MEYERHOFF, A. y Ch. HATTEN: «Diapiric structures in central Cuba.» En *American Association of Petroleum Geologists*, memoir 8, pp. 315-357, 1968.

MEYERHOFF, A., K. JUDOLEY y Ch. HATTEN: «Geologic significance of radiometric dates from Cuba.» En *American Association of Petroleum Geologist*, vol. 53, No. 12, pp. 2494-2500, 1969.

MILLÁN, G.: «Nuevos datos sobre la geología del complejo metamórfico de Isla de Pinos, Cuba.» En *Contribución a la Geología de Cuba*, Publicación especial No. 2, Instituto de Geología y Paleontología, pp. 105-115, 1974.

—: *El complejo cristalino Mesozoico de Isla de Pinos. Su metamorfismo*. Serie Geológica No. 23, Instituto de Geología y Paleontología, 1975.

MILLÁN, G. y R. MYCZYNSKY: *Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas de Cuba*. Informe científico-técnico No. 80, Academia de Ciencias de Cuba, 1978.

- MILLÁN, G. y M. SOMIN: *Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas*. Serie Geológica No. 27, Instituto de Geología y Paleontología, 1976.
- MOSSAKOVSKI, A. y J. ALBEAR: «Estructura de cabalgamiento de Cuba occidental y norte, e historia de su formación a la luz del estudio de las olistostromas y las molasas». En *Ciencias de la Tierra y del Espacio*; No. 1, pp. 3-31, 1979.
- PALMER, R.: «Outline of the geology of Cuba». En *Journal of Geology*, vol. 53, No. 1, pp. 1-34, 1945.
- PERFIT, M. y B. HEEZEN: «The geology and evolution of the Cayman Trench.» En *Geological Society of America Bulletin*, vol. 89, No. 8, pp. 1155-1174, 1978.
- PSZCZOLKOWSKI, A.: «Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba, their lithostratigraphy, facies development, and paleogeography.» En *Acta Geologica Polonica*, vol. 28, No. 1, pp. 1-99, 1978.
- PIOTROWSKA, K.: «Nappe structures in the Sierra de los Órganos, western Cuba.» En *Acta Geologica Polonica*, vol. 28, No. 1, pp. 100-170, 1978.
- SOLOVIEV, O. y otros: «Comentarios sobre el mapa gravimétrico de la isla de Cuba.» En *Revista Tecnológica*, vol. 2, No. 2, pp. 8-19, 1964.
- : «Comentario sobre el mapa magnetométrico de la isla de Cuba.» En *Revista Tecnológica*, vol. 2, No. 4, pp. 5-23, 1964.
- SHEIN, V. y otros: «Tektonika Kubi i leyo schelfa.» En *Sovetskaya Geologiya*, No. 2, pp. 104-119, 1978.
- SOMIN M., y G. MILLÁN: «Nekotorie cherti structuri mezozoiskij metamorficheskij tolsch Kubi.» En *Geotektonika*, No. 5, pp. 10-30, 1974.
- : *Sobre la edad de las rocas metamórficas cubanas*. Informe científico-técnico No. 80, Academia de Ciencias de Cuba, 1977.
- TABER, S.: «Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett Trough.» En *Geological Society of America Bulletin*, vol. 45, No. 4, pp. 567-619, 1934.
- VACHRAMEV, V.: «Primer descubrimiento de flora del Jurásico en Cuba.» En *Revista Tecnológica*, vol. 4, No. 2, pp. 22-25, 1966.