

# **GEOLOGÍA DE LA REGIÓN CENTRAL Y SURORIENTAL DE LA PROVINCIA DE GUANTÁNAMO**

**Lic. Jorge Cobiella  
Ing. Félix Quintas  
Ing. Mario Campos  
Ing. María M. Hernández**

EDICIÓN: Esperanza Martén Rivera  
DISEÑO: Marta Mosquera

© María Margarita Hernández, 1984  
© Sobre la presente edición:  
Editorial Oriente, 1984

EDITORIAL ORIENTE  
José A. Saco N° 356  
Santiago de Cuba

7 0059

15 MAR. 1987

## ÍNDICE

Agradecimiento .....	5
Introducción .....	7
Geografía .....	9
Investigaciones anteriores .....	15
Geología regional .....	19
Estratigrafía .....	27
Basamento prepaleogénico .....	30
Anfibolitas Macambo .....	30
Formación La Asunción .....	34
Formación Sierra Verde .....	36
Formación Sierra del Purial .....	40
Formación Santo Domingo .....	44
Formación La Picota .....	46
Formación Cañas .....	49
Complejo eoceno-oligocénico geosinclinal .....	52
Formación El Cobre .....	52
Formación San Ignacio .....	54
Formación Chárco Redondo .....	56
Formación San Luis .....	58
Formación Sabanalamar .....	61
Formación Capiro .....	63
Formación Cabeza de Vaca .....	66
Formación Maquey .....	67
Cobertura post - geosinclinal .....	69
Formación Imías .....	69
Formación Punta de Maisí .....	70

Sedimentos cuaternarios .....	71
Serpentinitas y rocas asociadas .....	72
Tectónica .....	74
Rasgos generales de la tectónica del basamento prepaleo- génico .....	74
Tectónica del autóctono (?) anfibolitas Macambo .....	75
Manto La Tinta .....	77
Manto El Naranjo .....	80
Manto Ovando .....	81
Manto Mayarí .....	85
Manto Sierra Cristal .....	88
Tectónica de la Formación Santo Domingo .....	95
Tectónica de la Formación Cañas .....	95
Tectónica del complejo geosinclinal .....	96
Piso Eoceno Superior-Oligoceno .....	98
Piso estructural Eoceno Medio - Oligoceno .....	99
Piso estructural Mioceno - Cuaternario .....	104
Yacimientos minerales .....	107
Evolución geológica .....	111
Bibliografía .....	121

## AGRADECIMIENTO

*La realización de nuestra investigación hubiera sido imposible sin la gentil y desinteresada cooperación de gran número de personas. En primer lugar, queremos expresar nuestro reconocimiento a los compañeros de la dirección del Partido Comunista de Cuba en los antiguos municipales de La Tinta, Imías, Gran Tierra, Sabana y Puriales de la provincia de Guantánamo, los cuales nos ofrecieron su valiosa ayuda para la solución de muchos problemas.*

*Las determinaciones paleontológicas fueron realizadas por los compañeros del Departamento de Estratigrafía del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) del Ministerio de Minería y Geología. En Especial, queremos expresar nuestro agradecimiento a Gustavo Furrázola, Jorge Sánchez Arango, Gena Fernández, Silvia Blanco, Angel García y Emilio Flores por su valiosa cooperación.*

*La compañera Mireya Pérez, del CIG, cooperó con los autores, posibilitando la determinación radiométrica en las anfibolitas que aparecen reportadas en este trabajo, y Lilavatti Díaz de Villalvilla nos brindó su ayuda en algunas descripciones petrográficas.*

*El alumno Reynaldo Cordovés del ISMM prestó su valiosa ayuda en el dibujo de algunos gráficos.*

*Durante el trabajo de campo realizado a lo largo del período comprendido entre 1972 y 1976 recibimos en múltiples ocasiones la ayuda de gran número de vecinos de toda la amplia zona estudiada por nosotros. A todos ellos va nuestro reconocimiento.*

## INTRODUCCIÓN

*Desde fines de 1972, los autores del presente trabajo han venido realizando investigaciones geológicas en la provincia de Guantánamo con el fin de descifrar la geología de esta extensa región, una de las más desconocidas de Cuba. En un inicio, las investigaciones se localizaron en el flanco sur de la sierra del Purial. Como resultado de esta primera etapa fueron redactados varios informes (7, 13, 17) de los cuales dos fueron expuestos en la primera jornada científico-técnica de la Dirección General de Geología y Geofísica (3,13) en 1974, y el otro (17) fue presentado en la revista La minería en Cuba para su publicación.*

*En 1975, al crearse la rama de geología en el Consejo Nacional de Ciencia y Técnica, uno de los temas asignados a la entonces Escuela de Geología de la Universidad de Oriente, fue la realización del mapeo geológico a escala 1:100 000 de la sierra del Purial. A partir de ese año, nuestras investigaciones se ampliaron hasta el extremo oriental de la sierra del Purial, la meseta de Maisí y el límite oriental de las Cuchillas de Baracoa. En 1976, además de continuarse laborando en estas áreas, nuestro trabajo se extendió hasta el borde noreste de la cuenca de Guantánamo, en la sierra de Yateras, Cuchillas del Toa y el valle de Caujerí.*

*Durante esta etapa de las investigaciones, junto con los trabajos de campo del grupo de autores, prestaron su valioso concurso los alumnos de nuestro centro docente, a través de los trabajos de grado e investigaciones de producción.*

*Como podrá observarse al leer el artículo, no todas las áreas mencionadas están tratadas en igual detalle. Para no hacer demasiado extenso el trabajo, hemos hecho, en general, pocas referencias al área situada entre Imías y Cajobabo, cuya geología fue estudiada con bastante detalle en un artículo anterior (17) y hemos puesto hincapié en aquellas regiones como la sierra de Yateras, valle de Caujerí y extremo oriental de la sierra del Purial, de cuya geología prácticamente no hay referencias en la literatura. Esto puede verse comparando el presente artículo con nuestro trabajo anterior Geología del flanco sur de la sierra del Purial. Sin embargo, a pesar de que hemos modificado algunas de nuestras ideas originales, en su conjunto, el esbozo geológico planteado en aquel trabajo ha resistido la prueba del tiempo, sólo que, al aumentar nuestra información, se ha hecho más complejo.*

*No pretendemos con este trabajo decir la última palabra sobre la geología del sureste y centro de la provincia de Guantánamo. La gran complejidad de la región y la escala del mismo hacen que algunas de las ideas aquí expuestas sean sólo hipotéticas especulaciones, sujetas, por tanto, a ser refutadas al detallarse las investigaciones, aunque creemos también que muchas de nuestras interpretaciones reflejan con bastante fidelidad los rasgos esenciales de la geología de la región oriental de Cuba.*

## **GEOGRAFÍA**

El área objeto de nuestro estudio comprende una franja de ancho variable que se extiende con rumbo este-oeste desde la meseta de Maisí al este, hasta el valle de San Antonio del Sur al oeste. En este último lugar se desvía hacia el noroeste, en dirección del valle de Caujerí y de aquí pasa a la sierra de Yateras y Cuchillas del Toa. La longitud de esta franja es de unos 100 km, el ancho máximo es de 20 km en la parte oriental entre Vertientes y sierra Verde, y el mínimo es de 5 km en Cajobabo; el área mapeada es de unos 700 km<sup>2</sup> y en ella se encuentran incluidas las principales regiones geográficas de la provincia de Guantánamo (Fig. 1). Como quiera que en numerosas ocasiones se hará referencia a estas unidades geográficas, es conveniente hacer un bosquejo de los principales rasgos del relieve de la mitad oriental de la provincia de Guantánamo.

La región de Cuba situada al este de las cuencas de Sagua de Tánamo y Guantánamo, se caracteriza por su relieve montañoso, distinguiéndose varios sistemas de cordilleras, separadas por las mayores arterias fluviales regionales. Entre el río Sagua de Tánamo al oeste y los ríos Jiguani y Jaguaní al sureste y este, se encuentran las Cuchillas de Moa, que alcanzan su mayor altura en El Toldo. Al sur de estas montañas se encuentran las Cuchillas del Toa, situadas entre las cabeceras de los ríos Toa y Jaguaní en el oeste y el río Quiviján al este. Al sur de las Cuchillas del Toa, separada de éstas por el río

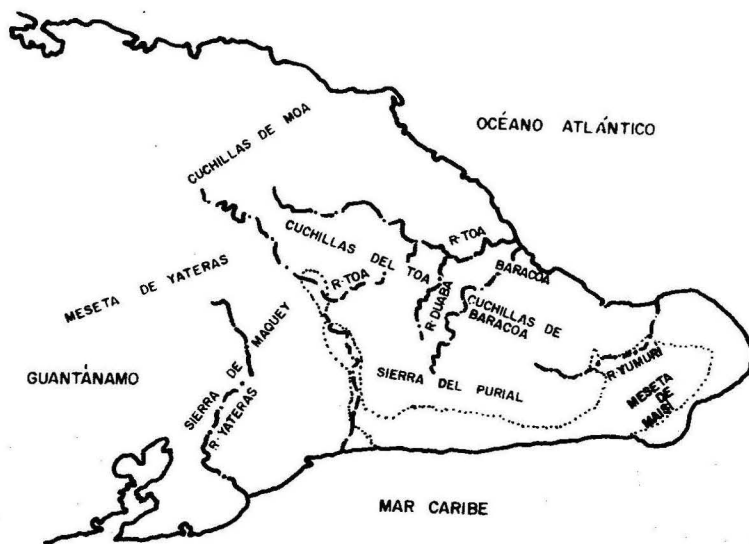


Fig. 1. Principales rasgos geográficos de Cuba oriental.

Toa, se encuentra la meseta de Yateras, la cual alcanza una elevación máxima de unos 900 m, pero que en general presenta un nivel de cimas de unos 750 m. Al sur de la meseta de Yateras, se extiende con una dirección meridional, la sierra de Maquey, limitada por el valle de Guantánamo al oeste y los de Caujerí y San Antonio del Sur al este y sur respectivamente. Las elevaciones situadas entre el valle de Caujerí y la meseta de Maisí son conocidas como la sierra del Purial, con una elevación máxima de casi 1 200 m. Al norte de la sierra del Purial, el área montañosa comprendida entre el río Quijiján al oeste y el río Yumurí al este está ocupada por las Cuchillas de Baracoa, en tanto que al sur de la sierra del Purial se extienden, a lo largo de la costa, una serie de elevaciones que presentan numerosos niveles de terrazas costeras en su ladera dirigida al mar. Las cimas de estas elevaciones van aumentando gradualmente su altura hacia el este, hasta que se funden con la meseta y terrazas de Maisí.

La meseta y terrazas de Maisí son las más orientales de todas las unidades geomorfológicas de Cuba. La meseta en sí ocupa un área

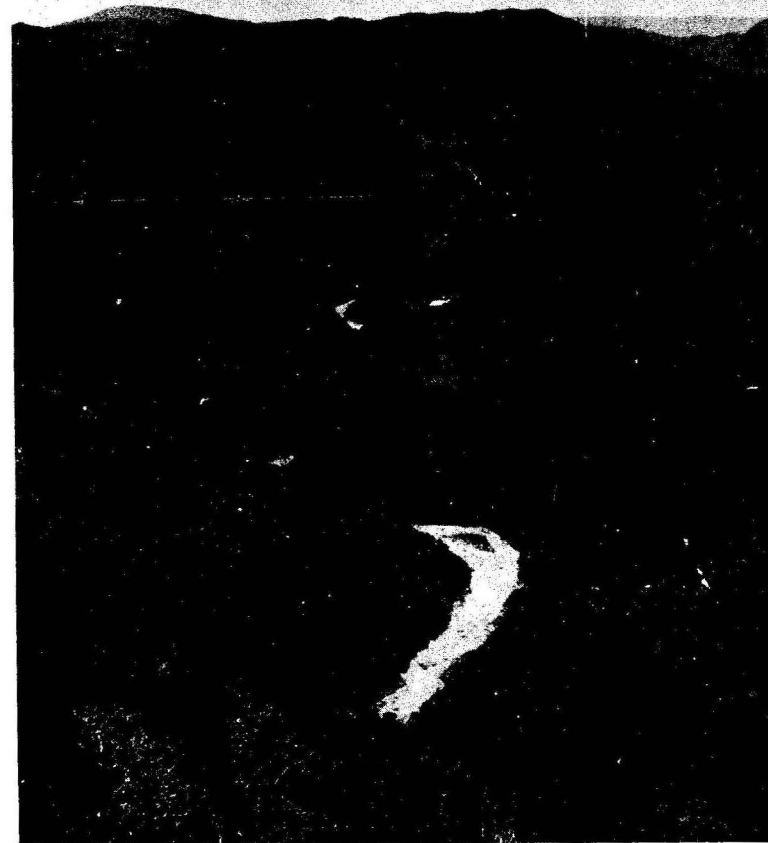


Fig. 2. Vista de las Cuchillas del Toa desde el Alto del Inglés, Caujerí. Obsérvese, al fondo, el nivel muy uniforme de las cimas, testimonio del peniplano levantado de Cuba oriental. En primer plano, el río Toa. (Esquema realizado a partir de foto.)

relativamente pequeña, con una altura media de unos 600 *m* al oeste y se inclina suavemente al norte y este. Hacia el mar la superficie del terreno va descendiendo en amplias terrazas al este, hacia el Paso de los Vientos, en tanto que hacia el norte, en dirección al océano Atlántico y al sur, hacia el Caribe, las terrazas se hacen mucho más estrechas.

Los ríos que drenan estas montañas forman, en la mayoría de los casos, valles estrechos y profundos que mantienen estas características hasta su desembocadura en el mar y presentan un desnivel entre el fondo de los valles y la cima de las elevaciones adyacentes de varios centenares de metros, que alcanzan casi 1 000 *m* en ocasiones. Los ríos que cortan las elevaciones costeras del Caribe forman cañones muy profundos. En el caso del río Jauco, su garganta tiene paredes casi verticales de 400 *m* de altura.



Fig. 3. Valle de Caujerí. Hacia el centro de la foto puede verse la cicatriz de un enorme deslizamiento ocurrido durante los días del ciclón Flora (octubre de 1963).

Cuando en su curso los ríos atraviesan formaciones poco resistentes, se forman valles intramontanos. El más impresionante de ellos es el de Caujerí, con una superficie de unos 95 *km*<sup>2</sup> (Fig. 3), labrado por el río Sabanalamar y sus afluentes. Son notables también por sus dimensiones los valles de Imías y San Antonio del Sur. En ambos casos el fondo del valle está formado de rocas terrigenas blandas y las elevaciones que los flanquean están desarrolladas sobre meta morfitas o rocas calcáreas.

## **INVESTIGACIONES ANTERIORES**

La región objeto del presente estudio, sierra del Purial y áreas adyacentes, ha sido muy poco estudiada y la mayoría de las investigaciones realizadas en ella han sido sólo trabajos de reconocimiento.

Las primeras observaciones geológicas de interés sobre la provincia de Guantánamo provienen de Darton y Meinzer, quienes a principios del segundo cuarto del presente siglo publicaron los resultados de sus investigaciones en la cuenca de Guantánamo, en las que dejaron establecidos algunos rasgos de la geología del área (27).

Poco después, en 1934, S. Taber (44) publicó algunos datos de interés sobre esta región, pero se basó fundamentalmente en los informes de los autores previamente citados. Keijzer (27) realizó itinerarios por las sierras de Yateras y Maquey. Aun cuando el trabajo de Keijzer fue de reconocimiento, significó un notable paso de avance con respecto a los anteriores, en particular, en lo que respecta a la estratigrafía del valle de Guantánamo, pues precisó la edad de las formaciones distinguidas y se correlacionaron éstas con las del centro de la antigua provincia de Oriente. Keijzer también suministró algunos datos someros y obtenidos a partir de la bibliografía, sobre la geología de las montañas del extremo oriental de Cuba.

A mediados de los años 50, Kozary (30) realizó algunas observaciones en el borde oriental y norte de la cuenca de Guantánamo, distinguiendo numerosas formaciones en los diferentes itinerarios por él realizados. Desgraciadamente estas unidades fueron descritas en rasgos muy generales y son de difícil empleo por otros geólogos.



Después del triunfo de la Revolución comienzan a realizarse observaciones en la sierra del Purial, región cuya geología permanecía desconocida casi por completo. En 1964, los geólogos checoslovacos Cech, Mysich y Tylls realizaron un reconocimiento geológico del tramo de la Vía Azul entre Cajobabo y la Farola, en construcción en aquel entonces. En el informe presentado (12) se muestra además un mapa, a escala 1:50 000, del tramo de carretera estudiado y una estrecha franja adyacente.

A mediados de los años 60 A. F. Adamovich y V. D. Chejovich presentaron un informe sobre las observaciones geológicas realizadas por ellos durante el mapeo geológico a escala 1:250 000 de la región de Baracoa. En este excelente trabajo se exponen los rasgos generales de la geología del extremo oriental de la sierra del Purial y las Cuchillas de Baracoa, se estudian las metamorfitas de la sierra del Purial y se ofrecen interesantes sugerencias sobre su edad. Desgraciadamente, este trabajo no fue publicado por lo que los datos en él expuestos son del dominio de un círculo muy reducido de geólogos.

M. Somin y G. Millán visitaron la sierra del Purial y realizaron algunas marchas para estudiar las metamorfitas. Los resultados obtenidos fueron incluidos en un informe dedicado al estudio de los macizos metamórficos cubanos (43).

En 1971, un grupo de especialistas franceses: A. Michard, J. Buterlin y A. Boiteau, acompañados por geólogos de la Universidad de Oriente, realizaron algunas marchas en San Antonio del Sur, Macambo y la Vía Azul. De aquí se recogió el material primario para confeccionar una pequeña nota científica sobre el metamorfismo de alta presión en la sierra del Purial redactada por Boiteau, Michard y Saliot (8). El trabajo está acompañado por un pequeño mapa que revela ya diferencias con los mapas geológicos de Cuba a escala 1:1 000 000 y 1:500 000 publicados a inicio de los años 60.

Desde fines de 1972, hasta principios de 1973, A. Boiteau y M. Campos de la Universidad de Oriente, investigaron el área comprendida entre San Antonio del Sur al oeste y Cajobabo al este. Como resultado de estas observaciones se redactó un informe preliminar (7) acompañado de un mapa geológico a escala 1:100 000.

Durante los años de 1973 y 1974, los geólogos de la Universidad de Oriente, F. Quintas, M. Campos y J. Cobiella realizaron algunas investigaciones para aclarar diversos aspectos de la geología del flanco sur de la sierra del Purial y mapear en detalle algunas áreas. Los

datos reunidos durante estos tres años de investigaciones (1972-1974) fueron sumariados en un informe (17) en el cual, por primera vez para la sierra del Purial, se divide todo el corte estratigráfico en formaciones, proponiéndose algunas nuevas unidades estratigráficas y demostrándose la presencia en la sierra del Purial de unidades estratigráficas características de la región central de Oriente. En el trabajo se exponen, también, algunas nuevas ideas sobre la tectónica regional.

En 1975 y 1976 se continuaron las investigaciones realizadas, tanto por los alumnos, como por el personal docente del actual Instituto Superior Minero Metalúrgico. Durante estos dos últimos años se realizaron investigaciones en los valles de Imías y Cajobabo, en el extremo oriental de la sierra del Purial y las Cuchillas de Baracoa, en el borde norte del valle de Caujerí y el extremo NE de la sierra del Maquey, en la sierra de Yateras y el extremo SE de las Cuchillas del Toa. Parte de los resultados de estas investigaciones fueron elaborados y presentados como trabajos de grado (10, 11, 21, 25, 35, 38, 41, 42, 46, 47).

Como puede apreciarse de la sinopsis anterior, el grado de conocimiento geológico del extremo suroriental de nuestra Isla es muy deficiente y sólo en los últimos años se ha venido trabajando bastante sistemáticamente en el desciframiento de la geología de esta importante región. El presente trabajo constituye un resumen de las investigaciones realizadas por nuestro centro desde 1972 hasta mediados de 1976, en la provincia de Guantánamo.

## **GEOLOGÍA REGIONAL**

Las nociones existentes de la literatura geológica cubana acerca de las características del extremo oriental de la Isla han sido obtenidas basadas, fundamentalmente, en las investigaciones de Taber (44), Keijzer (27), Lewis y Straczek (34), y Adamovich y Chejovich (1, 2, 3), todos sin excepción, excelentes trabajos de reconocimiento geológico, gracias a los cuales se han precisado algunos de los rasgos fundamentales de su estructura geológica, estratigrafía, magmatismo, etcétera. Nunca, sin embargo, se ha intentado realizar un examen de la geología regional del extremo oriental de Cuba como el que más adelante expondremos, en el cual se sintetizan la geología del centro y este de la antigua provincia de Oriente (desde la longitud de Santiago de Cuba hacia el este). Para realizar el mismo, hemos tenido en cuenta, además de los trabajos citados, los resultados de las investigaciones realizadas por alumnos y profesores del Instituto Superior Minero Metalúrgico en diversas localidades de Cuba oriental. Gracias a ellas hemos obtenido nuevos datos que nos permiten evaluar críticamente antiguas concepciones de la geología regional y proponer un esquema geológico que es, en varios aspectos, sustancialmente nuevo.

Desde el punto de vista regional, en Cuba oriental pueden distinguirse cuatro grandes estructuras que se extienden en forma de arco convexo hacia el noroeste (Fig. 4). Estas son, de sur a norte:

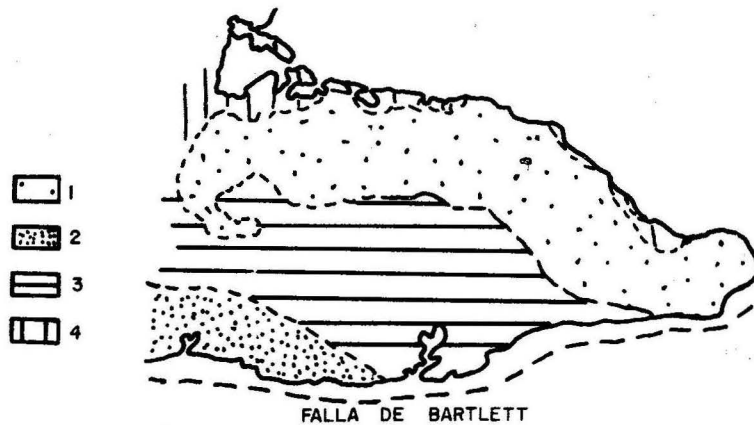


Fig. 4. Esquema tectónico de Cuba oriental

1. Anticlinal oriental
2. Anticlinorium Sierra Maestra
3. Sinclinorium oriental
4. Cuenca Nipe-Baracoa

1. Anticlinorium Sierra Maestra: El cual en gran medida coincide con las montañas del mismo nombre. En realidad, la denominación de anticlinorium no parece adecuada para esta estructura, que es más bien un monoclinal en el cual, como regla, los buzamientos se hacen más pronunciados hacia el sur, se hunden las capas hacia el norte, en la cuenca de Santiago de Cuba y hacia el noreste en la cordillera de la Gran Piedra. Localmente, como sucede en el norte de Santiago de Cuba la yacencia monoclinal está complicada por pliegues lineales, a veces tumbados hacia el norte, fallas inversas y pequeños cabalgamientos. No obstante las objeciones anteriores, mantenemos el nombre de anticlinorium que durante los últimos quince años se ha aplicado a esta estructura, se espera que futuros estudios puedan precisar más su naturaleza.

En la cordillera de la Gran Piedra, el anticlinorium está constituido por las formaciones El Cobre, Charco Redondo y San Luis, pero en la cordillera del Turquino también entran en esta estructura rocas cretácicas (20, 30, 33).

2. Sinclinorium oriental: Está situado inmediatamente al norte del anticlinorium Sierra Maestra, entre éste y el anticlinal oriental, se extiende desde el golfo de Guacanayabo hasta Playitas de Cajobabo en la provincia de Guantánamo. El sinclinorium presenta una estructura sencilla, formada por pliegues suaves (braquipliegues y domos), cortados por algunas fallas y solamente en su extremo oriental, en Cajobabo, hay dislocaciones intensas (sobrecorrimientos).

El sinclinorium oriental se encuentra enclavado en un área con una fuerte tendencia a la subsidencia desde inicios del Paleogeno, por lo que ha recibido un gran espesor de sedimentos, y, aún en la actualidad, su extremo occidental (llanura del Cauto y golfo de Guacanayabo) es una región de intensa sedimentación.

3. Anticlinal oriental: Proponemos este nombre para denominar a la enorme estructura en forma de arco convexo hacia el noreste que se extiende desde la sierra de Nipe al oeste, a través de la sierra Cristal, cuenca del río Sagua de Tánamo, Cuchillas del Toa y sierra del Purial, hasta la meseta de Maisí en el sureste. Así definido, el anticlinal oriental comprende al anticlinorium Mayarí-Baracoa y el *horst* de la sierra del Purial de la clasificación de Puscharovski *et al.* (40) ya que las investigaciones realizadas en los últimos años (13, 17, 29) han demostrado, por un lado, la inexistencia del supuesto *horst* de la sierra del Purial y, por otro, la afinidad de las estructuras de ambas regiones. El anticlinal consta de los niveles estructurales notablemente diferentes. Su núcleo está constituido por rocas, casi siempre intensamente deformadas, que constituyen una serie de mantos tectónicos, mientras que los flancos están formados por rocas cenozoicas, fundamentalmente del Paleogeno, poco dislocadas y de espesor limitado, pues el anticlinal ha mostrado una marcada tendencia al ascenso desde inicios del Paleogeno y aún mantiene este carácter.

4. Cuenca Nipe-Baracoa: Como tal entendemos la estructura situada inmediatamente al norte del anticlinal oriental, formada por rocas eocénicas o más jóvenes, de la cual sólo es visible su flanco sur, pues gran parte de ella está cubierta por el océano Atlántico. Esta estructura ha sido muy poco estudiada y poseemos datos muy limitados sobre sus características, de aquí que proponemos para ella el nombre, un poco vago, de cuenca.

La falla de Bartlett, denominada en ocasiones falla Sierra Maestra (ver Atlas de Cuba de la Academia de Ciencias), corta el anticlinorium Sierra Maestra, el sinclinorium oriental y el anticlinal oriental, separándolos de la fosa de Bartlett, estructura oceánica situada al sur de Cuba oriental.

Las cuatro grandes estructuras mencionadas tienen una historia geológica bastante larga, que en el caso del anticlinal oriental se remonta al Paleoceno. En conjunto, ya a fines del Eoceno, todas se encuentran bien diferenciadas y mantienen su naturaleza hasta la actualidad. En el caso del anticlinorium Sierra Maestra y relacionado posiblemente con la génesis de la fosa de Bartlett, se desarrolló sobre el mismo, a partir del Mioceno, una pequeña estructura superpuesta, la cuenca de Santiago de Cuba.

Las rocas más antiguas de Cuba oriental afloran en el núcleo del anticlinal oriental y están representadas por diferentes secuencias de metamorfitas, rocas vulcanógenas y serpentinitas. Las metamorfitas yacen en la sierra del Purial, en el borde sur de las Cuchillas de Toa y Baracoa y en la sierra Cristal, donde probablemente constituyen una inclusión tectónica en las serpentinitas (29). Por su composición son muy variadas y están representadas en ellas los tres complejos distinguidos en los macizos metamórficos cubanos por Somín y Millán (43). Algunas de ellas parecen alóctonas (metavulcanitas y rocas metasedimentarias, agrupadas por nosotros en varias formaciones), mientras que las otras (anfíbolitas), es posible que sean autóctonas. Las vulcanitas están representadas por lavas, tobas y tuffitas de composición andesítica y basáltica, las cuales constituyen probablemente el equivalente no metamorfozado de las metavulcanitas de sierra del Purial. Afloran en ventanas tectónicas en las Cuchillas de Baracoa y al parecer también en el valle de Caujerí y más ampliamente en las elevaciones de piedemonte de la sierra Cristal. Todas estas rocas están cubiertas por un enorme manto serpentinitico, que se extiende desde la sierra de Nipe hasta cerca de Maisí, por debajo del cual, en muchos lugares yace una *melange* del Maestrichtiano, rica en material serpentinitico [formación La Picota (14, 15, 24)]. En el flanco sur de la sierra Cristal, donde el corte erosional es más profundo y es posible ver en las rocas autóctonas más jóvenes: sedimentos terrígenos, vulcanomícticos, agrupados en la Formación Micara de edad Maestrichtiano-Paleoceno Inferior. Fuera del flanco sur de la sierra Cristal, la naturaleza del autóctono permanece desconocida. En la sierra del Purial consideramos, preliminarmente,

que el mismo está representado por anfíbolitas (Anfíbolitas Macambo), pero esto se encuentra sujeto a comprobación.

El carácter del corte prepaleogénico en las otras unidades es en gran parte objeto de especulación; en lo que respecta a la cuenca Nipe-Baracoa, debe ser al menos en la parte emergida de la misma en líneas generales similar al descrito para el anticlinal oriental. Para las dos estructuras meridionales el problema es de más difícil solución. De acuerdo con los datos de Kozary (31), Lewis (33) y Furrázola *et al.* (20) en el límite occidental de la Sierra Maestra, en la base del corte yacen vulcanitas areniscas y conglomerados tobaceos y calizas de edad Aptiano-Turoniano, sobreyacidas por rocas terrígenas del Campaniano-Maestrichtiano, por arriba de las cuales descansan rocas vulcanógenas y sedimentarias (Formación El Cobre). Al este de la entrada de la bahía de Guantánamo se ha reportado la existencia de esquistos verdes, al parecer similares a los que afloran en gran parte de la sierra del Purial (30). De esta forma, la composición de la secuencia prepaleogénica en el anticlinorium Sierra Maestra y en el sinclinorium oriental podría ser más o menos semejante a la del núcleo del anticlinal oriental, con la importante diferencia de que los primeros están desprovistos de cuerpos de serpentinas muy abundantes en el último.

El corte paleogénico manifiesta marcadas diferencias en las distintas estructuras, es muy potente en general en las dos estructuras meridionales y poco desarrollado en las septentrionales. En el anticlinorium Sierra Maestra y el sinclinorium oriental, el corte del Paleoceno-Eoceno Medio está representado por las capas de la Formación El Cobre que alcanza varios miles de metros de potencia, acunándose hacia el anticlinal oriental, en cuyo flanco sur su espesor no pasa de unos 1 000 *m* y donde en áreas extensas está ausente. Hacia el anticlinal la formación transiciona a unidades calcáreas las formaciones Santa Rita y Raisú (38) sedimentadas en aguas someras. Al sur de la sierra del Purial, las capas de la Formación El Cobre están ausentes (en el autóctono) y son reemplazadas parcialmente, por las brechas de la Formación San Ignacio (Eoceno Medio).

En el centro de Oriente las capas de la Formación El Cobre son cubiertas por los sedimentos calcáreos de la Formación Charco Redondo, la cual se encuentra presente en todas las estructuras, se caracteriza en el anticlinal oriental por estar compuesta en gran medida por calizas arrecifales y en el centro y sur de la antigua provincia

de Oriente está constituida por sedimentos de aguas más profundas; en el sur de la sierra del Purial la formación está ausente.

La Formación San Luis (Eoceno Medio y Superior), terrígena, yace concordante sobre la Formación Charco Redondo y discordante sobre la Formación San Ignacio. La unidad tiene forma de un prisma que se adelgaza de sur a norte y se acuña en el anticlinal oriental, disminuyendo en la misma dirección su granulometría. En el anticlinal oriental es sustituida localmente por calizas arrecifales, las cuales se encuentran también en la cuenca de Nipe-Baracoa.

Los sedimentos de la parte más alta del Eoceno Superior y del Oligoceno son predominantemente terrígenos, a veces de grano muy grueso, y están representados por las formaciones Capiro (cuenca Nipe-Baracoa) Maquey y Sabanalar (flanco sur del anticlinal oriental); el flanco sureste de la sierra Cristal y al sur de la de Yateras (zona de articulación entre el sinclorium y el anticlinal oriental) las rocas de ese intervalo son calizas organógenas, al igual que en la mitad occidental de la cuenca Nipe-Baracoa. El anticlinorium Sierra Maestra carece de sedimentos oligocénicos a excepción, quizás, de los Conglomerados Camarones atribuidos por algunos (4) al Oligoceno (en parte).

Las rocas miocénicas tienen una distribución limitada solamente a las zonas costeras excepto en el extremo oriental de la Isla, donde estos depósitos afloran a varios kilómetros de distancia de la costa. Las rocas del Mioceno y quizás también las pliocénicas, son calcáreas o carbonatada-terrígenas (formaciones punta de Maisí, Imías y La Cruz) y descansan discordantes sobre todas las formaciones más antiguas.

Los sedimentos cuaternarios tienen una distribución aún más limitada que los del Neógeno y solamente en los valles al sur de la sierra del Purial los aluviones alcanzan potencias notables (de hasta varias decenas de metros). Parte de los sedimentos calcáreos de las terrazas marinas son, sin duda, cuaternarios.

En el extremo oriental de Cuba, son muy abundantes las rocas magmáticas, distinguiéndose dos edades principales de actividad ígnea (no se incluyen aquí las metamorfitas provenientes de rocas ígneas). La primera, de carácter medio y básico, está representada por la Formación Santo Domingo, de posible edad Tithoniano (?)-Cretácico Preconiaco. A esta formación parecen asociarse algunos pequeños intrusivos medios.

La segunda época abarca del Paleoceno al Eoceno y aunque también predominan las rocas medias y básicas presenta una composición más variada que la primera, pues en ella se encuentran algunas capas de riolitas y sobre todo dacitas y sus tobas. Con este ciclo magmático se asocian algunos pequeños intrusivos (stocks, sills, diques), que cortan las capas de la Formación El Cobre y los batolitos de la Sierra Maestra. Esta actividad, muy atenuada, se extiende hasta fines del Eoceno, como lo atestiguan algunos diques de basaltos que cortan a la Formación San Luis (34).

Las serpentinas y rocas ultramáficas serpentinizadas tienen una enorme importancia en el noreste y este del extremo oriental de Cuba, pues cubren enormes extensiones y a ellas se asocian importantísimos yacimientos minerales. La naturaleza de estas rocas es objeto de muchas polémicas (19, 29) opinan algunos que son intrusivos, en tanto que otros los suponen fragmentos del manto o de la corteza oceánica original del geosinclinal cubano (29). Las investigaciones realizadas por nosotros, así como los trabajos de Knipper y Cabrera (29) han demostrado claramente la naturaleza tectónica del emplazamiento actual de las serpentinitas. Sin embargo, acerca del origen magmático o no, de los macizos serpentiniticos, los autores no tienen una opinión firme pues, su naturaleza original resulta muy difícil de descifrar.

## ESTRATIGRAFÍA

La columna estratigráfica del extremo oriental de Cuba exhibe un conjunto muy variado de litologías, cuyas edades son también diversas. Esta complejidad del corte estratigráfico se debe a la ubicación de la región objeto del presente estudio en la zona de articulación del anticlinal oriental con el sinclinorium oriental a lo largo de la franja que se extiende desde Bernardo al noreste y Cajobabo al sureste, en tanto que, en el borde noreste, se encuentra la zona de contacto entre el anticlinal oriental y la cuenca Nipe-Baracoa (en Capiro).

No todo el corte ha podido ser estudiado en el mismo detalle y en muchos aspectos aún quedan problemas por resolver.

El corte geológico presente ha sido dividido por nosotros en tres grandes complejos, caracterizados por su edad, litología y estilo tectónico.

Estos complejos son de más antiguo a más joven:

1. Basamento prepaleogénico
2. Complejo Eoceno-Oligocénico Geosinclinal
3. Cobertura post-geosinclinal

El *basamento prepaleogénico* presenta una gran complejidad interna y en él han sido incluidas rocas de muy diversas litologías y edad. Gran parte del mismo está constituido por rocas metamórficas y serpentinitas, pero también se encuentran rocas vulcanógenas y sedimentarias. La edad de la mayor parte de las unidades que lo componen permanece desconocida y, a lo sumo, sólo puede especularse

sobre ella. No debe entender el lector que el término basamento prepaleogénico es sinónimo de basamento del geosinclinal tal como se emplea en la literatura geológica cubana y mundial. Bajo el término basamento prepaleogénico, los autores entienden las rocas que constituían el piso o lecho sobre el cual comenzaron a depositarse las rocas paleogénicas. En él se encuentran incluidas rocas formadas durante el ciclo geosinclinal alpino y, posiblemente, del basamento del geosinclinal.

El basamento prepaleogénico puede dividirse en las cuatro secuencias siguientes:

- |                               |   |
|-------------------------------|---|
| 1. Secuencia anfibolítica     | Anfibolitas Macambo   |
| 2. Secuencia metasedimentaria | Formación La Asunción<br>Formación Sierra Verde                         |
| 3. Ofiolitas                  | Serpentinitas<br>Formación Santo Domingo<br>Formación Sierra del Purial |
| 4. Secuencias sedimentarias   | Formación La Picota<br>Formación Cañas                                  |

No existen elementos firmes para elaborar una columna estratigráfica confiable con las formaciones distinguidas por nosotros, ya que la mayoría de las unidades no han podido ser dotadas paleontológicamente. Hemos supuesto que las anfibolitas, con su grado de metamorfismo mucho más elevado que el resto de las unidades, representan las rocas más antiguas de la región. Las formaciones Santo Domingo y Sierra del Purial, pertenecen, probablemente, al Mesozoico Superior y constituyen junto con las serpentinitas, una típica asociación ofiolítica (8).

Las relaciones estratigráficas de las formaciones Sierra Verde y La Asunción con las ofiolitas y las anfibolitas permanecen oscuras.

Las rocas más jóvenes del basamento prepaleogénico pertenecen a la parte más alta del Cretácico Superior y están representadas por las formaciones La Picota y Cañas.

La estratigrafía de las rocas cenozoicas está considerablemente más elaborada que la del basamento prepaleogénico y puede dividirse en dos grandes complejos: el geosinclinal, constituido por rocas

del Eoceno y Oligoceno, sedimentarias y vulcanógenas y el post-geosinclinal o cobertura formado por los sedimentos del Neógeno y Cuaternario que descansan discordantemente sobre las rocas más antiguas.

El *complejo geosinclinal Eoceno-Oligocénico* ha sido dividido por nosotros en cuatro secuencias de diferentes edades, basándonos en sus características litológicas.

La secuencia inferior es la del Eoceno Inferior y Medio, constituida por las formaciones El Cobre y San Ignacio. La Formación El Cobre, vulcanógeno-sedimentaria presenta marcadas diferencias con la Formación San Ignacio, constituida por brechas con algunas intercalaciones de rocas calcáreas. Como se verá, las formaciones, San Ignacio y El Cobre se depositaron en cuencas separadas por una cresta submarina. Sólo en la actual Sierra de Yateras los sedimentos de ambas se interdigitan.

La secuencia del Eoceno Medio está representada por la Formación Charco Redondo, ampliamente extendida en todo Oriente y que aflora en la Sierra de Yateras. En la Sierra del Purial está ausente y el intervalo de tiempo por ella representado equivale al hiatus estratigráfico existente entre las formaciones San Ignacio y San Luis.

La Formación San Luis representa a la secuencia del Eoceno Medio y Superior. Durante este lapsus ocurrió el paroxismo de la orogénesis cubana en el sureste de Cuba aunque en la mitad oriental de la provincia de Guantánamo estos movimientos no fueron en general de gran intensidad. No obstante, en Cajobabo se conservan restos de un manto tectónico originado durante la orogénesis que, evidentemente, alcanzó su máximo de intensidad en la región situada en la actual fosa de Bartlett.

La secuencia del Eoceno Superior-Oligoceno constituye la molasa acumulada después del cese de los movimientos principales de plegamiento en depresiones situadas entre islas montañosas. Pueden distinguirse tres de estas cuencas; una al norte, en la cual se acumularon en aguas profundas, los sedimentos de la Formación Capiro; una pequeña cuenca central, en que se depositó la Formación Sabanalamar y la suroccidental en que sedimentó la Formación Maquey. Las dos últimas cuencas estaban separadas por una cresta sub-

marina en la que se desarrollaban bancos calcáreos y arrecifes, representados por la Formación Cabeza de Vaca.

Los sedimentos de la cobertura del geosinclinal, a diferencia de las secuencias anteriores, son predominantemente carbonatados. La secuencia del Mioceno Medio y Superior-Plioceno (?) está constituida por las formaciones Punta de Maisi e Imías, la primera compuesta de calizas organógenas, arrecifales, en tanto que la segunda representa probablemente el depósito de talud de los citados arrecifes.

Los sedimentos cuaternarios continentales tienen un espesor considerable en los valles de Imías y San Antonio del Sur donde forman depósitos de abánicos y llanuras aluviales. En otras áreas del sur de la sierra del Purial también son importantes. Los sedimentos marinos cuaternarios no han sido reconocidos aún, pero posiblemente ocupan parte del piso de las terrazas marinas expuestas a lo largo de las costas.

## BASAMENTO PREPALEOGÉNICO

### Anfibolitas Macambo

La base del corte geológico visible en la región estudiada está representada por anfibolitas las cuales han sido mapeadas en Macambo localidad situada entre San Antonio del Sur e Imías y al este, norte y sureste de La Tinta en el extremo oriental de la sierra del Purial.

En una publicación anterior (17) las anfibolitas fueron consideradas un miembro de la Formación sierra del Purial pero la ampliación de los trabajos hacia la zona de La Tinta permitió comprobar su extensión regional y, por otra parte, puso de manifiesto que las mismas por sus características litológicas, grado de metamorfismo y probable autoctonía, se distinguen claramente de las metavulcánicas, de aquí que en este trabajo, propongamos elevarlas al intervalo de formación, pasando así a ser las Anfibolitas Macambo, cuya localidad tipo está ubicada a unos 2 km al NNE de Macambo, caserío situado a 5 km al este de San Antonio del Sur (Fig. 5).

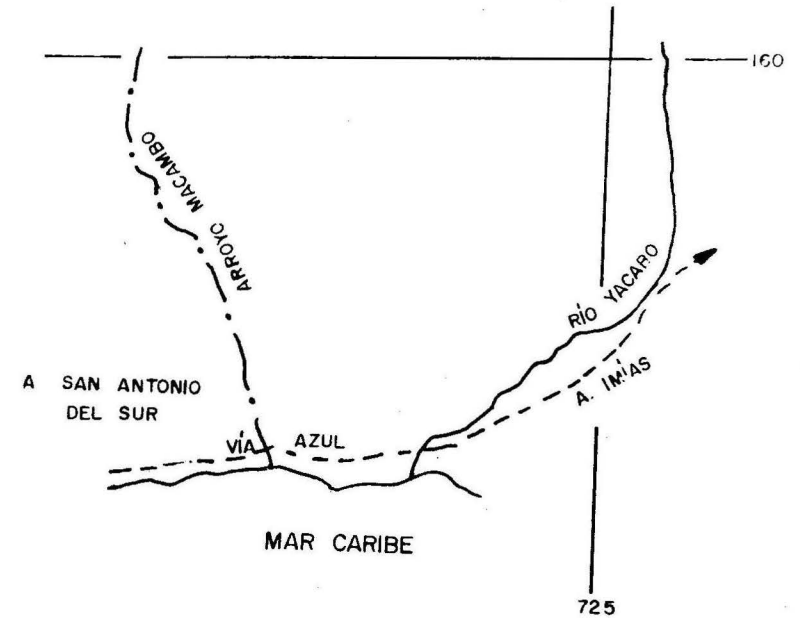


Fig. 5. Mapa esquemático de la localidad tipo de la Formación Anfibolitas Macambo.

En la localidad tipo las anfibolitas son rocas de grano fino, bien foliadas, con pequeñas intercalaciones de anfibolitas de grano grueso. Bajo el microscopio se observa que junto a la hornblenda aparecen, en ocasiones, granate, moscovita, plagioclasas y epidota, indicando que las rocas cristalizaron en la facies de anfibolitas granatíferas, en condiciones de altas presiones y temperaturas.

En La Tinta, las anfibolitas afloran en las localidades de Los Tibes, Los Jamales, el arroyo Caletica y el arroyo Manuel Ortiz, afluente del río Yumurí, y es frecuente en ellas la presencia de abundantes cantidades de cuarzo y feldespatos, que le dan textura gneíscica. En secciones delgadas puede apreciarse que las anfibolitas contienen paragénesis de la facies anfibolitas con albita: hornblenda, cuarzo, plagioclasa (albita-andesina), feldespato potásico, piritita e ilmenita.

El enriquecimiento en minerales félsicos en las anfibolitas de La Tinta está probablemente relacionado con un proceso de migmatiti-



zación del complejo anfibolítico semejante al descrito en el Escambray (9) con la diferencia de que en la sierra del Purial no afloran granitoides que se encuentran espacial o genéticamente asociados a las anfibolitas. Tampoco puede asegurarse en nuestro caso que esta migmatización sea un proceso regional pues no puede ser observado en todos los afloramientos de la formación, aunque esto último quizás dependa de la profundidad del corte erosivo. Así, por ejemplo, aunque en La Tinta el proceso está bastante extendido, en Macambo no es visible, y a lo sumo, pueden estar relacionados con él algunas vetas centimétricas de cuarzo y feldespato a veces discordantes con respecto a la foliación metamórfica. Sin embargo, en el borde norte de afloramiento de las anfibolitas en Macambo, en el valle profundo del río Yacabo, se han observado agmatitas, las cuales son rocas con aspecto brechoide, en las que el material leucocrático ha invadido a la roca original, la cual ha sido reducida así a pequeños relictos en los que se aprecian los cristales de hornblenda típicos de las anfibolitas.

Originalmente, y basándonos en la sustitución de los anfíboles por glaucofana y de ésta por clorita observada en las anfibolitas de Macambo (7, 17) supusimos que las Anfibolitas Macambo habían sufrido un retrometamorfismo a nivel regional, pero la ausencia de estos fenómenos de retrometamorfismo en las anfibolitas de La Tinta nos ha obligado a reinterpretar este hecho y en la actualidad suponemos, que la presencia de glaucofana y clorita en las anfibolitas de Macambo debe estar relacionada con zonas de intensos esfuerzos tectónicos cerca de los contactos con el manto serpentinitico que las sobreyace en esa localidad.

La edad de las Anfibolitas Macambo, al igual que la del resto de las unidades metamórficas, no ha podido ser precisada por nuestros estudios. El elevado grado de metamorfismo mucho mayor que el del resto de las metamorfitas de la sierra del Purial, parece indicar que ellas son las rocas más antiguas de la región, pero este criterio no es en modo alguno definitivo y no dice nada, o dice muy poco, acerca de su edad. Recientemente se han realizado algunas determinaciones de edades absolutas en las Anfibolitas Macambo (39) que arro-

jaron para ellas edades de  $65 \pm 6$  y  $62.10^6$  años. Una muestra recogida por nosotros en Los Jamales, al norte de La Tinta y procesada en la Unión Soviética con el método K-Ar, arrojó una edad de  $58.10^6$  años (con un error del 4%). Estos datos bastante coincidentes todos, dado el margen de error de las determinaciones no parecen indicar la edad de metamorfismo de la formación, el cual habría ocurrido entonces en el Paleoceno, de acuerdo con la mayoría de las escalas de edades absolutas más modernas. Cantos de anfibolitas aparecen en las formaciones San Ignacio y San Luis del Eoceno Medio y muy escasamente, en la Formación La Picota (Maestrichtiano). En Bernardo además, hay bloques de anfibolitas en una brecha situada entre las serpentinitas y las rocas típicas de la Formación La Picota, y la cual (la brecha) es posible que sea en parte sedimentaria (ver descripción del manto sierra Cristal). Cualquiera que sea la génesis de estas brechas, ellas se encuentran por debajo de las serpentinitas emplazadas a inicios del Paleoceno como se verá en el capítulo de tectónica, por tanto, es evidente de todo lo anterior que las anfibolitas han de ser prepaleocénicas y que las determinaciones radiométricas indican, no el metamorfismo, sino otro episodio, el cual debe ser precisamente la orogénesis de fines del Maestrichtiano e inicios del Paleoceno durante la cual, se emplazaron las serpentinitas. En el transcurso de la orogénesis y debido al aumento regional de la temperatura motivado por el calor liberado por la fricción entre las masas, de rocas en desplazamiento, la deformación de la red cristalina de los minerales, y al surgimiento de numerosas grietas microscópicas, el argón retenido hasta el momento en la red de los anfíboles fue liberado, comenzando nuevamente su acumulación al cesar los movimientos orogénicos, es decir, en el Paleoceno.

El espesor de las Anfibolitas Macambo debe ser considerable pero no ha podido ser determinado y es muy difícil que lo sea dada su complejidad y monotonía litológica.

Las Anfibolitas Macambo son cubiertas tectónicamente por diferentes unidades: las formaciones sierra del Purial y sierra Verde y las serpentinas. Estratigráficamente son cubiertas por las formaciones Imías y punta de Maisí del Neógeno.

## Formación La Asunción

En el extremo del área mapeada, en la meseta de Maisí, aflora una potente secuencia metacarbonatada, que proponemos denominar Formación La Asunción, la cual presenta buenos afloramientos en los alrededores del pueblo La Asunción, su localidad tipo.

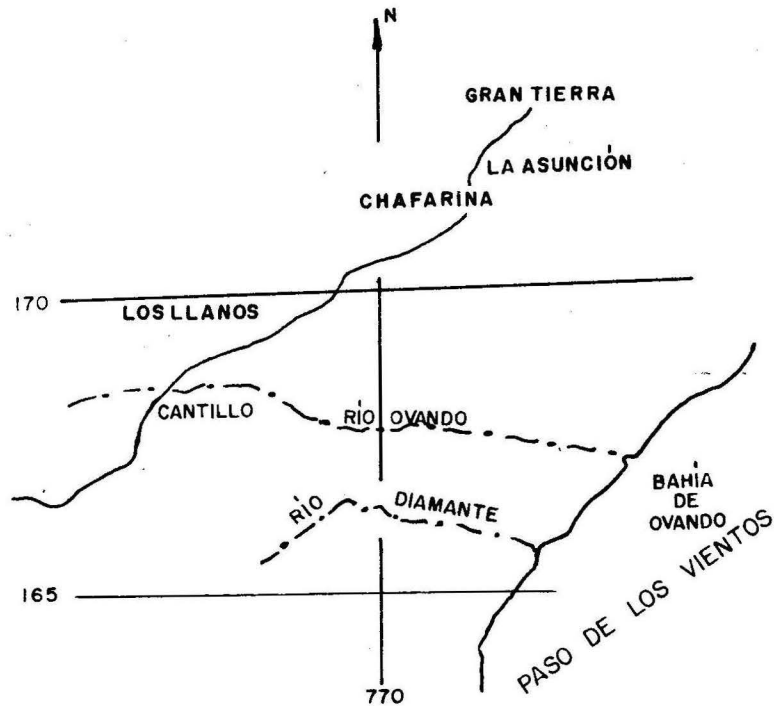


Fig. 6. Mapa esquemático de la localidad tipo de la Formación La Asunción.

El área de afloramiento de la formación se extiende desde las cercanías de El Diamante al sur, hasta el río Maya y el poblado de La Máquina al norte. Buenos afloramientos se encuentran en el curso

medio del río Ovando donde los mármoles forman farallones de hasta más de 100 m de altura. En una gran parte del área, sin embargo, los afloramientos son bastante pobres. Sobre la formación se desarrolla una topografía cársica manifestada en la presencia de abundante diente de perro y dolinas.

La Formación La Asunción, está constituida por mármoles, algunos de ellos dolomíticos, esquistos calcáreos y micaceocalcáreos (Fig. 7) y en cantidades subordinadas, calizas cristalinas. Excepto los esquistos el resto de las rocas son masivas. Las rocas de la formación son granudas con estructuras granoblásticas, a veces, granolepido-



Fig. 7. Afloramiento de la Formación La Asunción. Localidad: La Asunción (camino La Asunción - La Patana).

blásticas, de tonalidades oscuras (cuando están frescas) que varían entre gris oscuro a casi negro. Al golpearlas desprenden un fuerte

olor a sulfhídrico. En los esquistos calcáreos los planos de esquistosidad se encuentran cubiertos por una pátina de grafito o de óxidos de hierro.

La asociación mineral presente es bastante limitada: calcita, cuarzo, mica moscovita, sericita, y mena metálica pirita, hematita, grafito. Esta paragénesis indica un metamorfismo de bajo grado, de la facies esquistos verdes. La Formación La Asunción ha sido tectónicamente emplazada sobre la Formación Sierra Verde y, por tanto, todos sus contactos con ella son de naturaleza tectónica y serán estudiados posteriormente.

Las rocas de la formación son cubiertas, discordantemente por las calizas de la Formación Punta de Maisí. El contacto puede verse en el camino La Asunción-La Patana, en la pendiente de la primera terraza. En la base la Formación Punta de Maisí es brechosa y en ella se encuentran muchos clastos de mármoles y esquistos calcáreos de variadas dimensiones.

No se han encontrado restos de fauna en las rocas de la Formación La Asunción y los datos de Campo sólo indican que es más vieja que la Formación Punta de Maisí. Indirectamente puede afirmarse que es de edad precenozoica pues forma parte del basamento pre-paleogénico.

Es posible que las formaciones Sierra Verde y La Asunción estén íntimamente relacionadas. Ambas provienen del metamorfismo de secuencias sedimentarias, sin mezcla de material vulcanógeno. Aunque una es calcárea y la otra metaterrígena, en la Formación Sierra Verde hay capas de mármoles y en la Formación La Asunción hay granos de cuarzo en los mármoles. En el epígrafe siguiente, al analizar la edad de la Formación Sierra Verde, se discute la posibilidad de que ambas unidades sean pretithonianas.

### Formación Sierra Verde

Los autores de este artículo proponen denominar Formación Sierra Verde a la secuencia de pizarras o filitas que afloran en la localidad del mismo nombre, ubicada cerca del extremo oriental del área estudiada. Las rocas de la formación constituyen una franja con

rumbo submeridional que se extiende desde las cercanías de Sierra Verde, al sur, hasta los alrededores de Vertientes al norte.

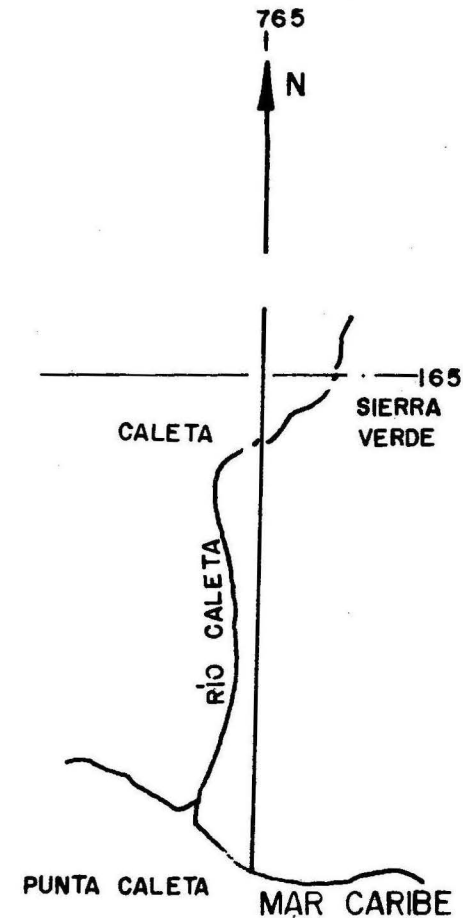


Fig. 8. Mapa esquemático de la localidad tipo de la Formación Sierra Verde.

La Formación está constituida fundamentalmente por filitas o pizarras (Fig. 9), generalmente muy meteorizadas, que presentan escasos afloramientos pues sobre ellos se desarrolla un potente suelo

rojo, probablemente laterítico. Las rocas frescas parecen ser pizarras o filitas de color violáceo oscuro, posiblemente grafiticas, finamente esquistosas las cuales pueden observarse, por ejemplo, en el arroyo La Vieja a 5 km aproximadamente al sureste de Vertientes, o en el curso superior del río Ovando. En muchos afloramientos estas rocas están cortadas por vetas de cuarzo cuyo espesor llega hasta 30 cm o más. Las rocas de la formación se presentan muy fracturadas.



Fig. 9. Afloramiento de la Formación Sierra Verde. Localidad: Sierra Verde.

Al microscopio se observa que las rocas tienen una estructura fibroblástica, a veces, fibrogranoblástica. La asociación paragenética presente es la de sericita y cuarzo. Aparecen también minerales hidromicáceos, pero no fue posible determinar en las secciones delgadas si fueron formados durante el metamorfismo o son producto de la meteorización. Como mineral hipergénico aparece hematita.

En las cercanías del caserío de Caleta, intercaladas entre filitas de color verde grisáceo, hay algunas capas (boudinas) de unas areniscas

cuarcíferas de color gris verdoso compactas, grano fino, bien seleccionadas. Los granos de cuarzo, debido al metamorfismo incipiente que ha sufrido la roca están en algunos casos unidos entre sí, adoptando una estructura blastopsamítica. La matriz originalmente arcillosa, ha recrystalizado a minerales del grupo de la hidrómica o sericita. Como mineral accesorio en cantidades muy escasas (uno o dos granos por sección), aparece turmalina (probablemente chorlita). También se encontraron: magnetita y quizás, moscovita y fragmentos de rocas silíceas.

En la misma localidad aparecen algunas intercalaciones de mármoles negros, de grano medio.

La Formación Sierra Verde yace formando un manto tectónico que descansa sobre las formaciones Santo Domingo, Sierra del Purial y Anfíbolitas Macambo. Esto, unido a la ausencia de fósiles dificulta mucho poder asignar la edad a la formación. Sin embargo, la composición del material dedrítico de la unidad es tan peculiar que permite a nuestro juicio, emitir criterios sobre la posible edad de estas rocas.

La ausencia de fragmentos de rocas volcánicas hace poco probable que los sedimentos de la Formación Sierra Verde pudieran ser rocas terrígenas del Cretácico Superior o Paleógeno Inferior metamorfizadas, ya que en Cuba todas las rocas clásticas de esa edad tienen abundantes fragmentos de vulcanitas, provenientes de la erosión de terrenos volcánicos más antiguos. En la formación tampoco se han hallado intercalaciones de tobas u otro material vulcanógeno primario que pudiera indicar la contemporaneidad de la sedimentación de estas capas con la actividad vulcanógena desarrollada en Cuba desde el Tithoniano (?) al Turoniano según los datos de Mayerhoff (28).

De esta forma, llegamos a la conclusión de que las rocas de la Formación Sierra Verde han de ser de edad pretithoniana.

Es necesario destacar aquí la notable similitud mineralógica y litológica de la Formación Sierra Verde con la Formación San Cayetano, como puede verse comparando los datos ofrecidos en nuestro trabajo sobre la primera con los existentes en la literatura geológica sobre la Formación San Cayetano (28). Sin embargo, aunque existe la posibilidad de que ambas unidades sean correlacionables, se requiere de más datos para llegar a una conclusión sobre esto ya que

se necesita algo más que semejanzas litológicas y mineralógicas para correlacionar, con seguridad, unidades estratigráficas cuyos afloramientos están separados unos 1 000 km.

### Formación Sierra del Purial

En la definición original, como Formación Sierra del Purial fue designada la potente secuencia de rocas metamórficas que aflora en gran parte de la sierra del Purial (17). Las investigaciones realizadas en los últimos años han puesto de manifiesto que no es conveniente agrupar todas las metamorfitas de la sierra del Purial en una sola formación, puesto que existen en ella secuencias de rocas metamórficas con marcadas diferencias en cuanto a litología y posiblemente también, edad. De esta forma, de la definición original hemos excluido en este trabajo a las Anfibolitas Macambo y además son propuestas dos nuevas formaciones constituidas por metamorfitas (Formación Sierra Verde y La Asunción). Por tanto, es necesario redefinir a la Formación Sierra del Purial. Como tal, los autores del presente trabajo consideran la secuencia de rocas vulcanógeno-sedimentarias, generalmente metamorfizadas en las facies esquistos verdes llegando localmente hasta esquistos glaucofánicos en tanto que, también localmente pueden presentarse no metamorfizadas. La formación aflora en gran parte de la Sierra del Purial extendiendo sus afloramientos hasta el borde occidental de las Cuchillas del Toa y el valle de Caujerí.

\* La Formación Sierra del Purial está constituida por una variedad considerable de litologías. Aquellas derivadas de rocas tobaceas presentan, en general, una esquistosidad bastante manifiesta (Fig. 10), en tanto que, las que provienen de las lavas son a menudo rocas masivas, no esquistosas, hecho este señalado con anterioridad por Adamovich y Chejovich (3). A menudo son reconocibles texturas y estructuras relicticas tales como almohadillas, estratificación gradacional, fenocristales relicticos y amígdalas. \*

Las rocas de la facies esquistos verdes están presentadas por las litologías siguientes:



Fig. 10. Afloramiento de esquistos verdes de la Formación Sierra del Purial. Localidad: Loma La Fuente. San Antonio del Sur.

a) esquistos cloríticos: rocas con esquistosidad no muy bien manifiesta de color verde o gris verdoso. Son la litología predominante en la formación. Dentro de ellos se distinguen los esquistos clorítico-albíticos, clorítico-cuarzo-calcáreos y clorítico-actinolíticos. A veces, los esquistos cloríticos parecen provenir del retrometamorfismo de esquistos glaucofánicos como puede apreciarse en Guajacal, al norte de Imías. Las rocas originales parecen ser lavas y tobas básicas.

b) esquistos calcáreos: rocas por lo general finamente esquistosas que aparecen intercaladas en paquetes de poca potencia entre los esquistos cloríticos. Presentan las siguientes paragénesis:

Calcita (95 %) - cuarzo-mena  
Calcita-cuarzo-albita-clorita-mena.

Los esquistos calcáreos han sido observados en Los Gallegos y Arroyo Frío, al oeste de La Tinta y en Loma La Fuente, al norte de San Antonio del Sur.

c) Mármoles: son rocas esquistosas, de grano fino, color gris verdoso a blanco verdoso. Presentan las siguientes paragénesis: calcita, cuarzo, albita, epidota, estilpnomelano y clorita. Han sido observados en loma La Fuente (donde poseen las características enunciadas) y en la Vía Azul, al norte de Cajobabo.

d) Esquistos tremolíticos-actinolíticos: son rocas esquistosas, untuosas al tacto. En ocasiones son visibles los granos constituyentes. Presentan las paragénesis siguientes:

tremolita-epidota-clorita-plagioclasa  
tremolita-epidota-albita-calcita-mena  
actinolita-cuarzo-sericita-epidota.

Las rocas de la facies esquistos glaucofánicos presentan casi siempre una buena esquistosidad. Son de color verde o gris azulado. Los esquistos glaucofánicos han sido observados en áreas aisladas: Guajacal al norte de Imías y en Palenque, al norte de Macambo. Estas rocas presentan las asociaciones siguientes:

glaucofana-clorita-albita-epidota-magnetita-cuarzo-actinolita  
glaucofana-clorita-cuarzo-epidota-pumpellyta?-plagioclasa

Además de las litologías metamórficas mencionadas, en la Formación Sierra del Purial aparecen algunas capas de diabasas. En ellas las plagioclasas están muy alteradas, fracturadas, saussuritizadas, o algo prehnitizadas (?). Los piroxenos, en ocasiones, están sustituidos por anfíboles y estos a su vez por clorita, en tanto que, en otras se conservan frescos. Estas rocas al parecer fueron más resistentes a los procesos metamórficos, que las otras litologías de la Formación Sierra del Purial y en las condiciones de presión y temperatura existentes durante el metamorfismo se conservaron inalteradas. Este hecho fue observado también por Adamovich y Chejovich (3).

La edad de las rocas metamórficas de la Sierra del Purial ha sido bastante discutida, aunque apoyándose en la mayor parte de los casos, en muy pocos argumentos. Por ello, varios de los autores, en un trabajo anterior (17) se mostraron bastante cautelosos en cuanto

a asignarles edad a estas rocas. Las investigaciones realizadas durante los años 1975-76 nos han permitido formarnos un criterio más fundamentado sobre la edad de las rocas de la Formación Sierra del Purial. Creemos sin embargo, que es oportuno hacer un breve recuento de algunas de las opiniones que sobre este aspecto se han sustentado.

Furrazola *et al.* (19) consideraron que todas las rocas metamórficas de Cuba eran rocas jurásicas, correlacionables con el corte jurásico (Formación San Cayetano a Formación Artemisa) expuesto en Pinar del Río. Esta correlación se basaba en la supuesta semejanza litológica de los macizos metamórficos cubanos con el corte de la sierra de los Órganos. Es evidente que la Formación sierra del Purial, cuyas rocas originales eran vulcanógeno-sedimentarias, no es correlacionable litológicamente con ninguna de las unidades terrígeno-calcareas de Pinar del Río y que, por tanto, la correlación propuesta carece de sustentación.

Adamovich y Chejovich (3) señalaron la gran similitud litológica existente entre las rocas vulcanógeno-sedimentarias metamorfizadas (Formación Sierra del Purial) y las rocas vulcanógenas-sedimentarias del norte de Oriente (Formación Santo Domingo en nuestro esquema estratigráfico), supuestamente pertenecientes al Cretácico Inferior, e incluso, mencionan la presencia de transiciones graduales de rocas metamorfizadas o no metamorfizadas. Knipper y Cabrera (29) respaldan las ideas de Adamovich y Chejovich.

Tijomirov (45), considera a las metamorfitas del este de Oriente (refiriéndose, sin duda, a las de la sierra de Purial) como pertenecientes a un complejo espilitico-queratofirico, que supone constituyen las rocas magmáticas más antiguas de Cuba las cuales afloran además, en los otros macizos metamórficos.

Aunque los autores no han obtenido datos definitivos sobre la edad de la Formación Sierra del Purial nuestras observaciones nos inclinan a apoyar las ideas de Adamovich y Chejovich. Las rocas originales de la Formación Sierra del Purial debieron tener composición y características litológicas muy similares a las de la Formación Santo Domingo.

Aunque en algunas localidades ambas formaciones se ponen en contacto (Tres Palmas, Los Indios), estos son siempre de naturaleza

tectónica y parecen implicar desplazamientos horizontales (sobrecorrimientos).

\*Resumiendo, podemos decir, que probablemente las rocas de la Formación Sierra del Purial y las de la Formación Santo Domingo pertenecen a una misma secuencia vulcanógeno-sedimentaria que al aparecer en las partes sureñas de su área de distribución fue metamorfozada y posteriormente cabalgada hacia el norte sobre su equivalente no metamorfozado. Las secuencias con las características mencionadas parecen tener en Cuba una edad Tithoniano (?) - Cretácico preconiaco (28) por lo que asignamos, condicionalmente, a la Formación Sierra del Purial tal edad.

### Formación Santo Domingo

En 1975, Manuel Iturralde (24) propuso denominar como Formación Santo Domingo una secuencia de tobas y tufitas con algunas intercalaciones de andesitas, que afloran en Calabazas y Santo Domingo, en el municipio II Frente, al sur de la sierra Cristal. Cortes con características similares y probablemente de igual edad, aunque con diferentes proporciones de litologías constituyentes, pueden observarse en el valle del río Cabonico al este de Nicaro y al sur de Mayarí Arriba (37, 36). Estas rocas pueden ser incluidas en la Formación Santo Domingo, la cual, como todas las secuencias vulcanógenas, tiene marcadas variaciones faciales.

En la sierra del Purial y el valle de Caujerí afloran, en algunas pequeñas áreas, rocas consideradas por nosotros como pertenecientes a la Formación Santo Domingo.

La localidad donde más extensamente afloran estas rocas (unos 3 km<sup>2</sup>) es en Mameyal y Los Indios, situada a 4 km al oeste del poblado de Puriales de Caujerí (11, 35). En esta área afloran aglomerados, tobas, areniscas, tobaceas y lavas andesíticas. Las rocas clásicas presentan a menudo estratificación gradacional, laminar, etcétera. Las capas presentan yacencias abruptas y es evidente que han sufrido intensas deformaciones, visibles, además, en algunos aglomerados que presentan los bloques aplastados orientados paralelamente. En algunos afloramientos las rocas están cortadas por vetas de cuarzo lechoso similares a las que se observan en la Formación Sierra del Purial.

En distintos puntos Martínez (35) y Casanova (11) reportan la presencia de rocas vulcanógenas metamorfozadas en la Formación Santo Domingo. Este aspecto es sin duda de mucho interés en lo que

respeto a las relaciones de las formaciones Santo Domingo-Sierra del Purial y requiere los estudios posteriores para precisar además, sus vínculos con las vulcanitas no metamorfozadas típicas de la Formación Santo Domingo.

En Tres Palmas al oeste de La Tinta en las cabeceras del arroyo Frio afloran en una pequeña ventana tectónica (o escama) (?) lavas, tobas, tufitas y calizas. No obstante encontrarse este afloramiento situado a una considerable distancia de las áreas de afloramientos conocidas de la Formación Santo Domingo, hemos asignado esta secuencia a dicha formación por sus grandes similitudes litológicas.

La ventana tectónica se encuentra a unos 800 m al sur del contacto entre los esquistos de la Formación Sierra del Purial y las serpentinitas.

En la parte inferior del corte visible de la formación se encuentran capas de aglomerados y tobas gruesas con intercalaciones de mantos basálticos con texturas de almohadillas de hasta 50 m de potencia. Las tobas son de composición media o básico algo calcáreas. En la parte superior al corte predominan las tobas y tufitas bien estratificadas de color negro y gris, en capas finas de hasta 5 cm y laminares, de grano medio a fino. En ellas se observa estratificación gradacional y *ripple marks* de corriente. También hay calizas en las cuales se observa una fisibilidad bastante marcada.

Otro afloramiento de rocas asignadas a la Formación Santo Domingo se encuentra en el curso medio del arroyo Caletica, al sureste de La Tinta. En este caso el corte expuesto está compuesto en su totalidad por andesitas, las cuales presentan a veces almohadas (Fig. 11).

Hasta el momento no han sido hallados fósiles en las rocas de la Formación Santo Domingo. Probablemente, la formación es correlacionable con las secuencias vulcanógenas preconiaco de Cuba central. Recientemente Furrzola *et al.* (20) han descrito varios cortes potentes de rocas probablemente correlacionables con la Formación Santo Domingo en la mitad occidental de la Sierra Maestra. En estos cortes se ha encontrado abundante fauna que permite asignarlos al intervalo Aptiano-Turoniano. Meyerhoff ha suministrado algunas pruebas que permiten suponer que estas secuencias vulcanógenas tienen en Cuba una edad Tithoniano (?) - Cretácico preconiaco (28). Siguiendo a este autor hemos asignado, tentativamente esta edad a la Formación Santo Domingo.

La Formación Santo Domingo es probablemente el equivalente no metamorfozado de la Formación Sierra del Purial.



Fig. 11. Andesitas con texturas en almohada. Las andesitas contienen algunos xenolitos de calizas. Localidad: río Caletica, al SE de La Tinta.

### Formación La Picota

La Formación La Picota fue considerada originalmente por Lewis y Straczek (34) como un miembro (Picote conglomerate Member) de la Formación Habana (?). Estudios posteriores han permitido comprobar su amplia distribución geográfica y reevaluar sus relaciones con las rocas del resto de la antigua Formación Habana (?) por lo que se ha propuesto elevar la unidad a la categoría de formación (15, 24) y como tal es estudiada aquí.

La localidad tipo de la formación se encuentra en el monte La Picota, ubicado en el sur de la sierra de Nipe (34). La unidad ha sido mapeada en el flanco sur de dichas elevaciones, en la sierra Cristal (14, 15, 24, 36) y en el extremo oriental de las Cuchillas de Baracoa (15). Gran parte de los depósitos rudaceos de esta región atribuidos al Maestrichtiano por Adamovich y Chejovich (1, 2, 3), corresponden a la Formación La Picota.

La Formación La Picota es un depósito generalmente brechoso, constituido fundamentalmente por clastos de diabasas y serpentini-

tas y en cantidades subordinadas de calizas arrecifales, rocas efusivas medias o básicas, gabros, dioritas y piroxenitas. El tamaño de los fragmentos varía desde menos de 1 cm a enormes olistolitos de cientos de metros de longitud, estos últimos compuestos casi siempre por serpentinitas o diabasas. La selección de las brechas es muy pobre o inexistente y los clastos flotan en una matriz arenosa o aleurolítica de igual composición, a veces calcárea, la cual está saturada de espejos de fricción. Los clastos están en muchas ocasiones, cubiertos por una pátina de serpentina con espejos de fricción (Fig. 12).



Fig. 12. Alloramiento de la Formación La Picota. Localidad: terraplén Baracoa - La Tinta, al sur del alto de Lebeyé.

En algunas localidades, intercalados en las brechas, hay sedimentos más finos los cuales presentan todas las texturas típicas de las turbiditas. Muy característico de estas turbiditas es que están constituidas casi en un 100 % por granos de serpentinitas.

En la región estudiada en este artículo, la Formación La Picota aflora en dos áreas. La primera es la de Veguita Prieta-Capiro, situada en el curso medio del río Yumurí, cerca del extremo oriental de



las Cuchillas de Baracoa. En esta región la formación se caracteriza por el predominio general de los clastos de serpentinita en tanto que, en otras áreas, los clastos gruesos dominantes son casi siempre los de diabasas y el material serpentínico en la matriz (por ejemplo en sierra Cristal). A veces como puede apreciarse en el lecho del río Yumurí, se presentan brechas que poseen abundantes bloques de serpentinitas ocrizadas cortadas por vetas de calcita, que sirven también de cemento. Es de interés señalar la presencia relativamente abundante en algunas capas, de una roca de apariencia plutónica, constituida por plagioclasas, cuarzo, microclina, con estructura peritítica, alterada a sericita, clorita (producto posiblemente, de la alteración de biotita) y epidota. Se observa en ellas un intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa (mirmequitización). Estas rocas sólo han sido halladas por nosotros en Veguita Prieta y no conocemos de que hayan sido reportadas en otras áreas de afloramiento de la Formación La Picota. En Veguita Prieta, en las brechas, se encontró un canto de anfíbolitas.

Aunque la composición de los clastos de la formación es predominantemente serpentínica, hay algunas capas de areniscas que presentan pocos clastos de ellas. Estos últimos sedimentos posiblemente se derivaron de la erosión de terrenos volcánicos.

En Bernardo de Yateras la formación aflora en una pequeña área, en la cual presenta características litológicas algo diferentes a otras áreas, pues, además de los cantos de diabasas son muy abundantes en ella las de calizas, en tanto que los de serpentinitas son más escasos. También aparecen aquí algunos bloques de piroxenitas y areniscas serpentínicas calcáreas, muy fracturadas y esquistosas. Estas últimas rocas y las calizas contienen una fauna bentónica mal preservada.

En la sierra Cristal las investigaciones realizadas en los últimos años han permitido determinar el carácter alóctono de la Formación La Picota (15, 24). Éste no es tan claro en la región aquí estudiada, puesto que no hemos podido detectar su contacto con las rocas subyacentes. En Bernardo (sierra de Yateras) la formación es cabalgada por serpentinitas y lo mismo parece ocurrir en Veguita Prieta. A pesar de no ser visible su contacto inferior, las intensas deformaciones presentes en la formación indican, sin lugar a dudas que, al igual que en las áreas más occidentales de afloramiento, la Formación La Picota es una *melange* (15, 24) y que debe ser alóctona en toda su área de distribución geográfica.

En sierra Cristal se ha obtenido una fauna relativamente abundante que señala que la Formación La Picota pertenece al Maes-

trichtiano. Las evidencias de campo indican lo mismo. Ni en Bernardo, ni en Veguita Prieta han sido halladas faunas con valor estratigráfico, pero no existen argumentos para pensar que tenga aquí otra edad. En la primera localidad la formación es cubierta discordantemente por las brechas de la Formación San Ignacio (Eoceno Medio), en tanto en Veguita Prieta yace sobre ella, también discordantemente, la Formación Capiro (Eoceno Superior).

El espesor de la formación debe ser como mínimo, de varios centenares de metros pero sus características han impedido hasta el momento realizar mediciones confiables.

La Formación La Picota parece constituir un depósito de aguas profundas formado en el frente de un manto tectónico en avance desde el sur. Este problema será desarrollado más ampliamente al tratar de la tectónica y la evolución geológica de la región. De acuerdo con los datos acumulados estimamos que las opiniones acerca del origen continental de estos depósitos son erróneas (14, 34).

## Formación Cañas

En las elevaciones situadas entre La Tinta, al sur y la confluencia del río Yumurí con el arroyo Manuel Ortiz, al norte se encuentran afloramientos dispersos de calizas arrecifales del Maestrichtiano (Fig. 13). En las provincias de Guantánamo y Santiago de Cuba, así como en la mitad oriental de Holguín, no se conoce una secuencia que posea estas características, por lo que proponemos reunir estas rocas en una nueva unidad, la Formación Cañas, que toma su nombre del río de ese nombre, afluente del Jauco, en cuya cuenca aflora en algunos puntos.

La Formación Cañas está compuesta por calizas masivas de color crema grisáceo blanco o con tonalidades rosadas, compactas a veces fétidas, organógenas, coquinoideas u órgano dendríticas, con abundantes foraminíferos bentónicos, algas, fragmentos de ruditas, etcétera. A veces, las rocas están muy recristalizadas y siempre aparecen cortadas por vetas de calcita en variadas direcciones. Ocasionalmente presentan estilolitos.

Los afloramientos de la formación son muy pobres. Casi siempre donde ella se encuentra es muy difícil hallar afloramientos *in situ* aparecen aglomeraciones bastante numerosas de bloques y, por ello, hasta el momento, no se han podido precisar sus relaciones con otras rocas. En el río Cañas, unos 2,5 km al norte de La Tinta parecen yacer sobre la Formación sierra del Purial en tanto que en el Valle del Yumurí, cerca de Vetele, las calizas yacen sobre rocas tobáceas posiblemente pertenecientes a la Formación Santo Domingo.

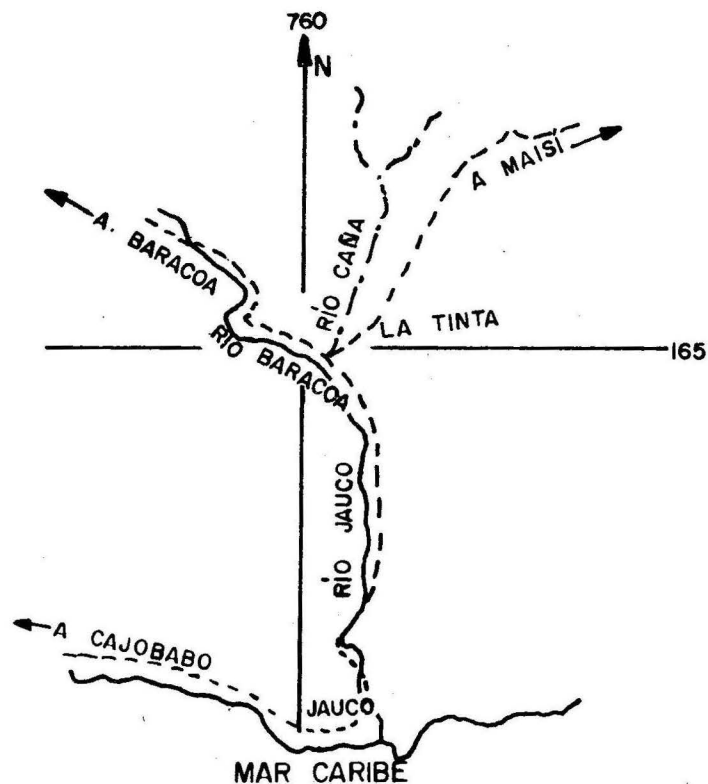


Fig. 13. Mapa esquemático de la localidad tipo de la Formación Cañas.

En la Formación Cañas ha sido encontrada una abundante fauna que permite precisar su edad como Maestrichtiano. La fauna reportada es la siguiente:

*Sulcoperculina globosa*, *Sulcoperculina dickersoni*, *Vaughanina cubensis*, *Vaughanina sp.*, (?), *Sulcoperculina sp.*, *Pseudorbitoides sp.*, *Orbitoides sp.*, *Textularia sp.*, *Sulcorbitoides sp.*, *Pseudotextularia sp.*, *Rugoglobigerna sp.*, *Heterohelix sp.*, foraminíferos arenosos y fragmentos de rudistas y algas.

De acuerdo con estos datos la Formación Cañas debe ser correlacionable con la Formación La Picota. Esto se confirma además,

por la presencia de bloques de calizas arrecifales entre los clastos de la Formación La Picota en muchas áreas. Ambas formaciones se depositaron entonces simultáneamente, en una misma cuenca, la Formación Cañas en aguas muy someras, en tanto que en la Formación La Picota es un sedimento de mayor profundidad.



Fig. 14. Afloramiento de la Formación Cañas en el valle del río Yumurí, al norte de la desembocadura del arroyo Manuel Ortiz.

Aunque en la actualidad el área de afloramiento de la Formación Cañas es muy limitada, originalmente fue, posiblemente, bastante extensa, como lo parecen indicar algunos clastos de calizas con algas de apariencia cretácica en la Formación San Ignacio y un clasto de caliza organodetríticos con fauna del Campaniano-Maestrichtiano encontrado en la Formación San Luis en Imías (17).

La Formación Cañas puede correlacionarse también con las calizas arrecifales del Maestrichtiano estudiadas por Kozary en la Silla de Gibara (32).

## COMPLEJO EOCENO-OLIGOCÉNICO GEOSINCLINAL

### Formación El Cobre

Las rocas de la Formación El Cobre afloran en dos localidades en el borde sur del área estudiada. La formación fue definida por Taber (44). Posteriormente, los equipos de Keijzer (27) Lewis y Straczek (34) y otros demostraron su amplia distribución geográfica en el centro y sur de Oriente. Recientemente ha sido también mapeada al sur de la sierra del Purial (17) y en la sierra de Yateras (10, 38, 41).

✧ La Formación El Cobre está compuesta por un conjunto muy variado de litologías: andesitas, dácitas, basaltos y sus tobas areniscas, aleurolitas y conglomerados tobaceos, tufitas, calizas de diversos tipos, etcétera. A la formación están genéticamente asociados importantes yacimientos de manganeso.

✧ En la región estudiada por nosotros, la formación El Cobre presenta afloramientos en dos localidades: Cajobabo y la sierra de Yateras. En la segunda de estas áreas es autóctona, en tanto que en la primera es alóctona.

En Cajobabo la formación está bastante deformada y su estratigrafía no ha podido ser aún totalmente descifrada. Parte considerable de la unidad está constituida por ritmos de rocas tobaceas conglomerados finos, areniscas y aleurolitas, calcáreas. Las tobas son bastante escasas. Hay algunas capas de calizas tobaceas y cuerpos potentes de andesitas las cuales constituyen probablemente, intrusivos subvolcánicos (Fig. 15)

✧ Debido a la complejidad estructural del área, el espesor de la formación no se ha determinado con precisión, pero es del orden de varios centenares de metros. La fauna encontrada en sus rocas indican que al sur de la sierra del Purial la formación pertenece al Eoceno Inferior.

✧ En Cajobabo, la Formación El Cobre es alóctona está emplazada tectónicamente sobre la Formación San Ignacio y San Luis. Los datos existentes sobre la geología regional del extremo oriental de Cuba indican que las rocas de la formación se acumularon originalmente al sur de su actual ubicación, posiblemente en la región ocupada ahora por la fosa de Bartlett (16).

✧ La Formación El Cobre es cubierta discordantemente en Cajobabo por la Formación Imías o por los aluviones cuaternarios.

En la sierra de Yateras la Formación El Cobre fue mapeada en Bernardo y Arenal. Los afloramientos de la formación se encuentran en las áreas circundantes al río Toa, formando un arco con dirección NW-SSE.

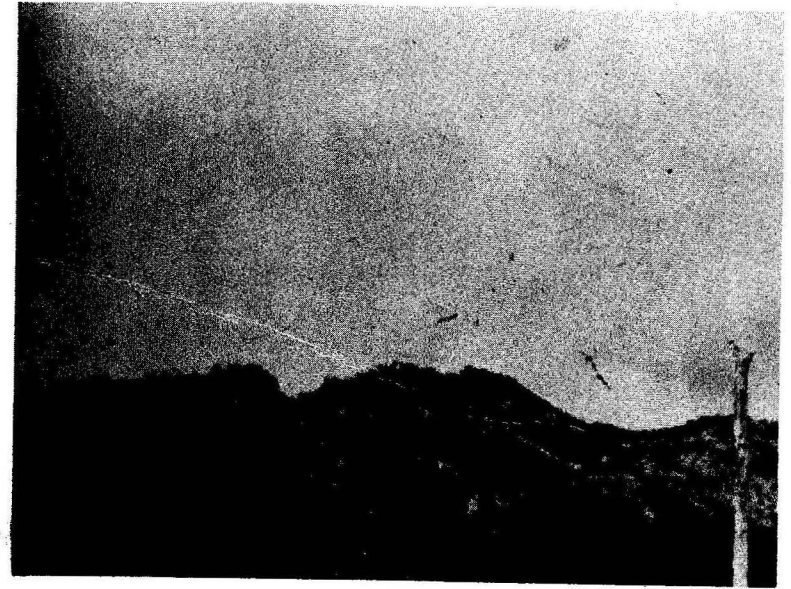


Fig. 15. Andesitas de la Formación El Cobre. Afloramiento situado en la Vía Azul, al norte de Cajobabo.

La Formación El Cobre está constituida fundamentalmente por tobas vítreas zeolitizadas de color crema o verde claro, muy ligeras. Las rocas están formadas en un 80-90 % de zeolitas y el resto con cristaloclastos de cuarzo, plagioclasas medias, pirozeno monoclinico, hornblenda epidota, magnetita, fragmentos de rocas efusivas y algunos foraminíferos recristalizados. En algunos afloramientos se observan concreciones piriticas, parcialmente limonitizadas. Las tobas vitreocristalinas aparecen en cantidades subordinadas. En ellas el vidrio representa del 65 al 90 % de la roca y el resto está formado por fragmentos de minerales.

El resto de la formación está constituida por tufitas y calizas tobaceas, las cuales presentan a veces foraminíferos plantónicos recristalizados.

La potencia de la Formación El Cobre es de unos 575 m, en Bernardo y de 900 m, en Palenque de Yateras, al oeste de la región estudiada.

La Formación El Cobre descansa concordantemente sobre las formaciones San Ignacio y Raisú. En el arroyo El Soldado (Bernardo) puede observarse como las calizas tobaceas y tufitas de la Formación

El Cobre yacen sobre las calizas brechosas de la Formación San Ignacio. Lo mismo puede observarse en el arroyo Bernardo (Fig. 16).



Fig. 16. Afloramiento de brechas de la Formación San Ignacio, en el valle de Imías, al este de la localidad tipo.

En la sierra de Yateras la Formación El Cobre es cubierta en casi todas las localidades por la Formación Charco Redondo (10, 38, 41). El contacto en estos casos es concordante. Sólo en El Cilindro pudo observarse que la Formación Charco Redondo está ausente del corte, cubriendo paraconcordantemente la Formación San Luis las rocas de la Formación El Cobre.

La fauna encontrada en las rocas de la Formación El Cobre en la sierra de Yateras se encuentra muy mal preservada y hasta el momento no se ha encontrado ninguna con valor estratigráfico. Sin embargo, la formación se encuentra entre unidades pertenecientes al Eoceno Medio (Formación San Ignacio y Charco Redondo), por lo que puede afirmarse que su edad debe ser Eoceno Medio.

### Formación San Ignacio

A. Boiteau y M. Campos (7) propusieron denominar como Formación San Ignacio a una potente secuencia de brechas que descansa sobre las rocas metamórficas en los valles de Imías y Cajobabo,

al sur de la sierra del Purial, designando como localidad tipo los cortes situados, norte del caserío de San Ignacio en el valle de Imías. Las investigaciones realizadas durante los años 1973-1976 han permitido determinar la presencia de esta unidad desde la zona de Bernardo en la sierra de Yateras al NW, hasta Cajobabo al SE y, quizás, un poco más al este en el río Caña. De esta forma los afloramientos de la formación puede seguirse intermitentemente a lo largo de unos 66 km.

La formación está constituida, en su localidad tipo, por brechas de clastos de rocas metamórficas y, en menor cantidad, de calizas, serpentinitas y, muy raramente, de bloques de la Formación La Picota. Los clastos carecen de redondeamiento y alcanzan en algunas ocasiones 6-8 m de diámetro. Las rocas carecen de selección. En San Ignacio hay algunas intercalaciones de areniscas y aleurolitas y en la falda oriental de loma La Mesa hay algunas potentes intercalaciones rítmicas de sedimentos margosos.

Al norte de Puriales de Caujerí, en Dos Brazos, la Formación San Ignacio aflora en un área de unos 4 km<sup>2</sup>. Esta área se encuentra separada unos 21 km de los afloramientos más orientales de la formación en Imías. Entre ambas localidades no han sido hallados afloramientos de las brechas. En Dos Brazos, la Formación San Ignacio se caracteriza por poseer muchas intercalaciones de calizas brechosas y calcarenitas, las cuales contienen una abundante fauna bentónica. Debido a estas peculiaridades del corte en la región de Puriales, M. Martínez propone separar esta parte de la formación en el miembro Dos Brazos (35).

Una secuencia similar a la de Dos Brazos se encuentra en la zona de Bernardo. En el arroyo Los Negros, al sur de Bernardo, las calizas brechosas son masivas o de estratos gruesos y están intercaladas con brechas con matriz arenosa o brechosa fina y cemento calcáreo. La parte inferior del corte de la formación está constituida por una brecha masiva, mal seleccionada de metavulcanitas y esquistos calcáreos.

En Bernardo, la Formación San Ignacio presenta bruscas transiciones faciales. Así en el arroyo Frijoles situado unos 0,5 km al NW de la localidad anterior al corte, comienza con calizas brechosas que yacen discordantemente sobre la formación La Picota. En esta área las calizas están bien estratificadas presentando estratificación gradacional y *ripple marks* de corriente.

A diferencia de las áreas de afloramiento situadas más hacia el SE, en Bernardo y sus alrededores se han podido observar algunas intercalaciones de tobas en las rocas de la Formación San Ignacio y en las calizas de la parte superior de la formación hay algún material

vulcanógeno diseminado (cristales de piroxenos, plagioclasas, etcétera).

La Formación San Ignacio yace en todas las áreas discordantemente sobre las rocas de la Formación Sierra del Purial excepto en Bernardo donde además, descansa discordantemente sobre la Formación La Picota y las serpentinitas. En los valles de Imías y Cajobabo es cubierta por la Formación San Luis de la cual la separa una pequeña discordancia angular (17). En Dos Brazos es cubierta, al parecer también discordantemente, por la Formación San Luis y en Bernardo es cubierta concordantemente por la Formación El Cobre (Fig. 16).

La presencia de intercalaciones de tobas zeolitizadas y los datos paleontológicos muestran que la Formación San Ignacio puede correlacionarse con la parte superior de la Formación El Cobre hacia el cual debe transicionar lateralmente cerca de Bernardo.

Hacia el NW, en el área de Palenque, la Formación San Ignacio al parecer transiciona lateralmente a la Formación Raisú (38) del Eoceno Medio, la cual presenta intercalaciones de brechas finas y calizas brechosas tobaceas.

El espesor visible de la Formación San Ignacio es muy variable en cada localidad debido a que es cubierta discordantemente por la Formación San Luis en muchas áreas. Los espesores máximos medios son los siguientes: más de 300 m en Imías, 200 m en Dos Brazos y varía entre 250 m al norte y 1 000 m al sur en Bernardo.

En la Formación San Ignacio se ha encontrado fauna del Eoceno Medio (17, 41). La formación es un depósito de talud, formado en las inmediaciones de un escarpe submarino de probable origen tectónico. En Dos Brazos y Bernardo se acumularon también junto con las brechas sedimentos calcáreos, producto de la erosión de arrecifes y bancos calcáreos y en Palenque, área situada al oeste de Bernardo y fuera ya de la región estudiada por nosotros, la Formación San Ignacio transiciona lateralmente a una secuencia de calcarenitas y calizas brechosas con algunas intercalaciones de brechas, la Formación Raisú (10, 38).

### Formación Charco Redondo

En 1944, Woodring y Daviess (48) propusieron denominar Formación Charco Redondo a las calizas, margas y calizas tobaceas que descansan concordantemente sobre las capas vulcanógeno-sedimentarias de la Formación El Cobre. Originalmente estos autores asignaron la formación al Eoceno Superior pero estudios posteriores permitieron determinar que pertenece al Eoceno Medio.

En la cuenca de Guantánamo Darton propuso, en 1926, denominar Calizas Guaso a una secuencia de calizas masivas del Eoceno que yacían, según él, concordantemente, por debajo de una serie de areniscas, lutitas y calizas finamente estratificadas a las que llamó Lutitas Guantánamo (27). Keijzer consideró que, en realidad, las Lutitas Guantánamo y la Formación San Luis constituyen una sola unidad estratigráfica, adoptando para ella el nombre de la segunda y correlacionó las calizas Guaso con la parte inferior, calcárea, de la Formación San Luis o con el techo de la Formación El Cobre en la región central de la antigua provincia de Oriente, parte ésta del corte que ya había sido separada, un año antes, por Woodring y Daviess como la Formación Charco Redondo, lo cual era desconocido por Keijzer.

En el presente trabajo hemos designado como Formación Charco Redondo a la secuencia calcárea del Eoceno Medio presente entre las formaciones El Cobre y San Luis. Hemos adoptado esta denominación y no la de calizas o Formación Guaso, a pesar de su prioridad, puesto que el término calizas Guaso sólo ha sido utilizado por Darton en tanto que la Formación Charco Redondo es bien conocida en la literatura geológica cubana.

En la región estudiada por los autores la Formación Charco Redondo aflora sólo en la sierra de Yateras, en las inmediaciones del valle del Toa. En la mayor parte del área la formación está constituida por calizas bien estratificadas (Fig. 17), algo arcillosas, sobre las que yacen calizas margosas, muy fosilíferas con estratificación fina y laminar. En Palma de Tiro (10, 38), al norte de Palenque y fuera ya del área mapeada, además de la secuencia antes descrita, afloran calizas arrecifales muy carsificadas.

En el área de Palenque - Arenal la Formación Charco Redondo alcanza un espesor máximo de unos 50 m, aunque, a veces, como sucede en La Alegría (Arenal), llega a acuñarse (41).

La Formación Charco Redondo descansa concordante sobre las capas de la Formación El Cobre y es cubierta, también concordantemente, por las margas y areniscas de la Formación San Luis.

La presencia de una abundante fauna planctónica de foraminíferos, radiolarios y ostrácodos, unido a la estratificación laminar, permite suponer que la facies de calizas arcillosas o margosas, bien estratificadas, constituye un depósito de aguas bastante profundas en tanto que, las calizas arrecifales del norte de Palenque deben indicar una somerización de la cuenca en esa área.

En la formación se ha encontrado una fauna de foraminíferos muy abundante: *Hantkenina Mexicana*, *H. Aragonensis*, *Globorotaria lehneri*, *G. (Turborotalia) centralis*, *G. spinuloinflata*, *G. arago-*



Fig. 17. Afloramiento de la Formación Charco Redondo en Bernardo, sierra de Yateras.

*nensis*, *G. spinulosa*, *Globigerapsis kugleri*, *Globigerina senni*, *Truncotaloides topilensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Orbulinoides beckmanni*. Este es un complejo faunístico típico para el Eoceno Medio. En la parte superior de la formación, en el contacto con la Formación San Luis, junto con ese complejo faunístico característico del Eoceno Medio, comienzan a aparecer ejemplares de una especie típica del Eoceno Superior: *Hantkenina Lumblei*, hecho que también se observa en la base de la Formación San Luis, por lo que es posible que el contacto entre ambas formaciones corresponda aproximadamente al límite entre el Eoceno Medio y el Superior.

Entre los ostrácodos presentes en la formación se encuentran los siguientes: *Krithe intermedia*, *Pontocyprilla obscura*, *Argillacia sp.* y *Cythereis (?) sp.*

### Formación San Luis

En 1934, Taber (44) propuso denominar Formación San Luis a la secuencia predominantemente terrígena (areniscas, lutitas, conglomerados) del Eoceno Superior que descansaba en el centro de Orien-

te sobre la Formación El Cobre, también definida por él. Años después Keijzer (27) precisó algunas características de la formación y Woodring y Daviess (48) separaron su parte inferior, calcárea, en la Formación Charco Redondo. Más tarde, Lewis y Straczek (34) demostraron que la base de la unidad pertenece al Eoceno Medio.

En la región centro-norte y suroriental de la provincia de Guantánamo, la Formación San Luis aflora en Cajobabo e Imías, al sur de la sierra del Purial, en las cabeceras del río Sabanalamar (Dos Brazos) y en la sierra de Yateras.



Fig. 18. Corte de la Formación San Luis en la Via Azul, al oeste de Imías.

En Imías y Cajobabo, la formación contiene una gran cantidad de capas de areniscas y conglomerados (Fig. 18) y manifiesta una marcada ciclicidad, distinguiéndose ciclos de dos magnitudes: menores con potencia de hasta 4-5 m aunque generalmente no pasan de 1 m y mayores con varias decenas de metros de potencia. En ambos casos los ciclos comienzan con sedimentos gruesos y terminan con finos (17, 21).

En Dos Brazos (35) la Formación San Luis aflora en una pequeña área y está constituida por margas.

En Imías, Cajobabo y Dos Brazos, la Formación San Luis yace sobre la Formación San Ignacio. En las dos primeras áreas es bien marcado un cambio de la composición de los clastos de la Formación San Luis con respecto a los de la Formación San Ignacio ya que en la primera predominan los de rocas vulcanógenas, derivadas de la erosión de los terrenos en los que afloraban las capas de la Formación El Cobre (17) mientras que en la segunda no hay clastos de esta litología.

En la sierra de Yateras, la Formación San Luis presenta abundantes afloramientos (41). En la parte inferior del corte yacen margas con intercalaciones de areniscas calcáreas con estratificación laminar y calcarenitas. Las capas presentan a menudo estratificación gradacional y pequeños pliegues, los cuales pueden estar relacionados con deslizamientos submarinos de los sedimentos aún no consolidados. La parte alta del corte está constituida por calcarenitas finas y medias, bien estratificadas con intercalaciones de conglomerados polimícticos y margas. Las areniscas contienen abundantes foraminíferos bentónicos y presentan estratificación gradacional. Los clastos de los conglomerados son de calizas, porfiritas y tobas de hasta 10 cm de diámetro. En el contacto inferior de los conglomerados con las areniscas se observan moldes de presión.

En gran parte de Arenal y Palenque, la Formación San Luis yace concordantemente sobre la Formación Charco Redondo, en tanto que en El Cilindro, al NW de Arenal, yace sobre la Formación El Cobre. La naturaleza del contacto entre las formaciones San Luis y Maquey no está suficientemente clara. H. Rodríguez *et al.* (41) plantean que el contacto es gradual pero en nuestra opinión se requieren estudios destinados a precisar esta cuestión.

El espesor de la Formación San Luis es de unos 600-700 m (incompleto) en Imías-Cajobabo, en Dos Brazos es de unos 100 m y en la sierra de Yateras, 150 m.

En Imías y Cajobabo, la formación pertenece al Eoceno Medio y Superior (17, 21, 25), corresponde la mayor parte del corte al Eoceno Medio. En Dos Brazos sólo se encontró fauna en una muestra. En ella se encuentra una mezcla de fauna del Eoceno Medio: *Globorotalia lehneri*, *G. spinulosa* y *Hantkenina mexicana*, junto con formas del Eoceno Superior o más jóvenes: *Globorotalia cf. cerroazulensis*, *G. cf. dumblei* y *Globigerina sp.* En la muestra aparecen también *Globigerinatheka barri*, forma índice del Eoceno Medio y Superior así como *Cytherella sp. n.* (ostracado). Probablemente redepositada se encuentra también aquí: *Acarinina pseudotopilensis*, forma característica del Eoceno Inferior.

En la sierra de Yateras, la Formación San Luis está bien caracterizada desde el punto de vista paleontológico (10, 38, 41). La fauna

hallada en la base de la formación es similar a la del techo de la Formación Charco Redondo: *Globorotalia lehneri*, *G. Spinulosa*, *G. broedermanni*, *G. cf. spinulo inflata*, *Globigerinoides higginsi*, *Globigerinita dissimilis*, *Jruncorotaloides topilensis*, *Globigerapsis kugleri*, *Hantkenina mexicana*, *H. dumblei*, *Globigerina sp.* Este complejo parece ser transicional entre el Eoceno Medio y el Superior. Hacia la parte media de la Formación aparece una *tanatocenosis planctónica* característica del Eoceno Superior; *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cerroazulensis*, *G. centralis*, *Hantkenina inflata*, mezclada con fauna bentónica: *Amphistegina cubensis*, *Lepidocyclina spp.*, *Asterocyclina spp.* En la parte más alta del corte, cerca del contacto con la formación Maquey, se halló la siguiente fauna de foraminíferos del Eoceno Superior: *Globorotalia cerroazulensis*, *G. increbescens*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina pseudoampliapertura*, *Globigerina spp.*, *Uvigerina sp.*, *Siphonina sp.*, *Quinqueloculina sp.*, *Planulina cf. mexicana (?)*, *Cibicides sp.*, *Valvulinera sp.* En la misma muestra se encontraron los ostrácodos: *Cythereis aff. scutulata*, *Hemicythere aff. punctata*, *H. sp.*, *Bairdia arrecta*, *B. sp.*

La asociación de fósiles hallada en la Formación San Luis en Caujerí presenta características transicionales entre el Eoceno Medio y el Superior y probablemente corresponde a la base de este último.

Un hecho notable de la Formación San Luis es el elevado contenido de fósiles redepositados presentes. La fauna redepositada va desde el Campaniano-Maestrichtiano al Eoceno Medio y, aunque a menudo se encuentra mezclada en la fauna autóctona de la formación, en algunas ocasiones esta última está ausente y ello puede dar lugar a interpretaciones erróneas si no se tiene en cuenta el fenómeno.

## Formación Sabanalamar

M. Martínez (35) y E. Casanova (11) en 1976 propusieron denominar Formación Sabanalamar a las rocas brechosas del Eoceno Superior y Oligoceno que cubren gran parte del valle de Caujerí. La formación toma el nombre del río Sabanalamar, que nace al norte del poblado de Puriales de Caujerí y desemboca en el Mar Caribe, cerca de San Antonio del Sur. A lo largo del curso superior del río hay muy buenos afloramientos de estas rocas.

La litología predominante en la formación son brechas constituidas por clastos de rocas metamórficas y calizas, predominando casi siempre las primeras. A menudo, los clastos son angulosos pero a veces se presentan capas con cantos subredondeados. En algunas áreas, como por ejemplo al norte de Pozo Azul, abundan las capas de areniscas calcáreas y calcarenitas.

Es muy característico de esta formación la presencia de grandes olistolitos de calizas unas veces organógenas, masivas, otras estratificadas, en las cuales se ha encontrado en algunos casos fauna del Eoceno Medio, y en otros, del Eoceno Medio-Superior. Es posible que también estén presentes olistolitos de rocas de la Formación Sierra del Purial, pero ello está pendiente de comprobación.

En muchos aspectos, la Formación Sabanalamar es bastante similar a la Formación San Ignacio y en las áreas en que entran en contacto es difícil situar éste con precisión. Se diferencian por la presencia en la Formación San Ignacio de calcarenitas compactas, organógenas, con estratificación gradacional, la ausencia de grandes olistolitos en la Formación San Ignacio y la presencia de capas con cantos subredondeados en la Formación Sabanalamar que no se han observado en la Formación San Ignacio. En la Formación Sabanalamar pueden verse a menudo capas de clastos con sus ejes mayores paralelos a la estratificación (Fig. 19) la cual, en algunos casos, se puede así reconocer que está contorsionada.



Fig. 19. Afloramiento de la Formación Sabanalamar al norte de Puriales de Caujeri. Obsérvese la orientación bastante marcada de los clastos de la brecha que tienden a disponerse con sus ejes mayores paralelos a la estratificación.

La Formación Sabanalamar descansa discordantemente sobre diferentes unidades: La Formación Sierra del Purial, la Formación de San Ignacio y la Formación San Luis. Hacia el oeste, en dirección a la sierra de Maquey, probablemente transiciona lateralmente a la Formación Cabeza de Vaça, pero precisar esto requiere de investigaciones posteriores.

En la base de la Formación Sabanalamar se ha encontrado la siguiente fauna característica del Eoceno Superior: *Globorotalia cerrozulensis*, *G. cf. increbescens*, *Cribohantkenina inflata*, *Globigerina sp.*, *Siphonina sp.*, *Robulus sp.* Esta parte del corte probablemente se correlaciona con la Formación Capiro. El Oligoceno, que constituye la mayor parte del corte, presenta los siguientes fósiles: *Bulimina socialis*, *Globigerina tripartita*, *G. prasaepis*, *G. galavisi*, *G. cf. G. ampliapertura*, *G. pseudovenezuelana*, *G. sellii*, *G. spp. Rotalia byramensis*, *Uvigerina woodringi*, *Lenticulina sp.*

## Formación Capiro

En el área del Capiro, situada al sureste de Baracoa, provincia de Guantánamo, la Formación La Picota está cubierta discordantemente por una secuencia de aleurolitas y margas con algunas intercalaciones de areniscas y conglomerados finos, olistostromas y olistolitos de calizas arrecifales, serpentinitas y quizás, de rocas volcánicas. A esta secuencia la hemos denominado en un informe preliminar Formación Capiro (15), nombre que proponemos aquí oficialmente para ella. La localidad tipo (Fig. 20) se encuentra en los alrededores del caserío de Capiro, situado en el terraplén que comunica Baracoa con el poblado de La Tinta. Las rocas de esta formación sólo han sido estudiadas por nosotros en el área antes mencionada, pero, de acuerdo con los datos de Adamovich y Chejovich (3), estas capas parecen extenderse hacia el norte y oeste a lo largo del litoral del Atlántico desde Arroyo del Medio hasta bahía de Taco. La formación también aflora a lo largo de la Vía Azul, al sur de Baracoa.

Las rocas de la formación son muy deleznable y generalmente se encuentran muy meteorizadas por lo que sus afloramientos son muy escasos. En su localidad tipo están bien estratificadas, en capas delgadas de varios centímetros de espesor. Las capas de areniscas y conglomerados finos presentan estratificación gradacional. Esto, unido a la presencia de capas con estratificación contorsionada, con bloques de serpentinitas, brechas de la Formación La Picota, areniscas y diabasas, etcétera. las cuales son, sin duda, típicas olistostromas



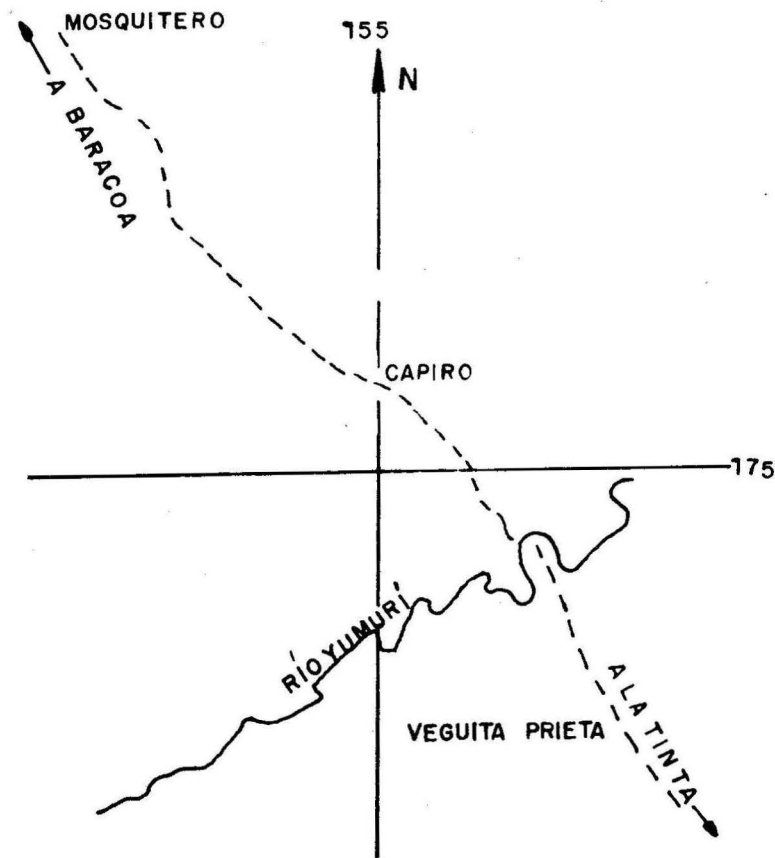


Fig. 20. Mapa esquemático de la localidad tipo de la Formación Capiro.

(Fig. 21), permite suponer que las capas con estratificación gradacional son turbiditas. En Mosquitero incluso, es visible la transición vertical de olistostromas a turbiditas.

No todas las capas de la formación son turbiditas u olistostromas. En Veguita Prieta, situada 4,5 km al SE de la localidad tipo, en un corte en el terraplén Baracoa-La Tinta, afloran unos conglomerados y areniscas gruesas formados por clastos de serpentinitas. Las areniscas están bien estratificadas. Parece existir, aunque poco marca-



Fig. 21. Afloramiento de la Formación Capiro. Areniscas y conglomerados con estratificación gradacional y otras características típicas de depósitos turbidíticos. En el mismo afloramiento pueden verse olistostromas y un gran olistolito de serpentinitas esquistosas. Localidad: corte en el terraplén Baracoa-Maisi, en Mosquitero.

da, una transición gradacional vertical de conglomerados a areniscas. En estas últimas es visible, en un punto, estratificación cruzada. Estos sedimentos, aunque pertenecientes probablemente a la Formación Capiro, no parecen ser depósitos de aguas profundas.

El material terrígeno fino presente son clastos de serpentinitas, esquistos verdes, cuarzo, esquistos con cuarzo y estilpnomelano (?) piroxenos. Las rocas clásticas contienen frecuentemente fragmentos de foraminíferos bentónicos, algas, etcétera.

En la formación se presentan algunos olistolitos de calizas y serpentinitas. Las calizas son organodedríticos y contienen muchos fragmentos de otras litologías reconociéndose a simple vista los de serpentinitas. También presentan granos de cuarzo y de mena metálica. Las calizas se acumularon en arrecifes o bancos calcáreos y contienen una fauna que indica para ellas una edad Eoceno Medio o Superior y son, por tanto, de la misma edad o algo más antiguas, que las capas de margas y aleurolitas entre las que se encuentran incluidas. Las serpentinitas de los olistolitos son muy brechosas. Estos

olistolitos alcanzan grandes dimensiones por lo que pueden confundirse fácilmente con serpentinitas *in situ*.

El espesor de la Formación Capiro debe ser de varios centenares de metros (como mínimo) aunque sus pobres afloramientos e incompleto estudio no permiten presentar datos precisos. Hasta el momento no se ha podido estudiar su contacto con las secuencias más jóvenes suprayacentes. La Formación Capiro presenta una abundante fauna del Eoceno Superior. Cerca de la base del corte se encontró la fauna siguiente: *Globorotalia cerroazulensis*, *Cribohantkenina bermudezi*, *Globigerinatheka barri*, *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cf. increbescens*, *Globigerina cf. pseudoampliapertura*, *Globorotalia centralis*, *Globorotalia cf. yaguaensis*.

En el afloramiento que parece hallarse en una posición estratigráfica más elevada de todos los estudiados en la localidad tipo, se encontró la fauna siguiente: *Globigerinatheka barri*, *Globorotalia cerroazulensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerinita dissimilis*, *Globorotalia aff. increbescens*, *Globigerina spp.*

La Formación Capiro está separada a una distancia considerable de las otras unidades del Eoceno Superior de Cuba oriental por lo que no se puede en el campo determinar sus relaciones estratigráficas con ellas. Sin embargo, la fauna contenida en ella permite suponer que es más joven que la Formación San Luis y que es correlacionable con la base de la Formación Sabanalamar.

## Formación Cabeza de Vaca

Martínez (35) y Casanova (11), en el levantamiento geológico realizado en el valle de Caujerí, separaron a la secuencia calcárea que aflora en farallones en las elevaciones del noroeste del valle como la Formación Cabeza de Vaca.

La formación está constituida en gran parte por calizas masivas de color gris o crema, compactas, organógenas u organodedríticas, con una rica fauna bentónica. A veces son brechosas y contienen entonces, además de los clastos calcáreos, fragmentos angulares de rocas metamórficas. Otras rocas características son las calizas margosas y margas. El espesor (incompleto) de la formación es de unos 230 m (11,35).

La Formación Cabeza de Vaca, yace discordantemente sobre la Formación San Ignacio y, probablemente también con discordancia, sobre la Formación San Luis. A pesar de que las rocas de la formación son muy fosilíferas, la fauna recolectada tiene en general una

amplia distribución estratigráfica. Cerca de la base se encontró la siguiente asociación: *Nummulites floridensis*, *Lepidocyclina sp.*, *Discocyclinidae* y *Fabiania cubensis* (fragmentos). Esto, unido a la posición por sobre la Formación San Luis, parece indicar que esta parte del corte pertenece al Eoceno Superior. Más arriba la fauna encontrada tiene una distribución estratigráfica amplia (Eoceno Medio-Mioceno Inferior): *Lepidocyclina spp. milioides*, etcétera.

Litológicamente la Formación Cabeza de Vaca guarda bastante similitudes con la Formación Majimiana, descrita por M. Iturralde, en la parte media de la cual se encontró fauna del Oligoceno. La Formación Majimiana (24) ocupa la misma posición en el corte estratigráfico que la Formación Cabeza de Vaca y parecen ser correlacionables.

Por otra parte, en la loma La Mesa, elevación que separa los valles de Imías y San Antonio del Sur, Boiteau y Campos, reportan la presencia de calizas organógenas del Eoceno, las cuales es posible que puedan correlacionarse con la parte inferior de la Formación Cabeza de Vaca, pues yacen sobre la Formación San Luis.

Como puede apreciarse, la edad de la Formación Cabeza de Vaca no está determinada con precisión. Los datos arriba expuestos nos inclinan a pensar que pertenece a la parte más alta del Eoceno Superior y al Oligoceno, quizás incluso al Mioceno Inferior, o sea, puede ser correlacionable, hacia el este, con la Formación Sabanalamar, en tanto que el oeste, en el valle de Guantánamo y la sierra de Maquey, su equivalente cronoestratigráfico quizás sea la Formación Maquey. Sin embargo, no se han encontrado hasta el momento áreas donde se pueda observar la transición facial aquí supuesta.

## Formación Maquey

N. H. Darton en 1926 denominó Formación Maquay a una serie de areniscas y margas que afloran en el este del valle de Guantánamo y que descansan sobre las Lutitas Guantánamo (Formación San Luis). El nombre dado a esta secuencia era erróneo, ya que el área de afloramiento de la misma es la sierra Maquey y no Maquay como escribió Darton. Este error fue mantenido por Keijzer y finalmente corregido por Lewis y Stracek (34) quienes denominaron a la unidad como Formación Maquey.

Nosotros solamente hemos mapeado la Formación Maquey al sur de Arenal de Yateras y, además, hemos estudiado algunos afloramientos en la carretera de Felicidad de Yateras a Palenque.

En Arenal de Yateras (41) la Formación Maquey alcanza una potencia (incompleta) de 840 m. En la base de la formación yace un

conglomerado con cantos de piroxenitas de matriz arenosa y cemento hematítico, que se extiende por el sur de Arenal desde Quebrachacha hasta el sur de El Cilindro. Más arriba yacen conglomerados finos, areniscas y margas bien estratificadas, muy deleznales. Las areniscas son algo calcáreas, con cemento hematítico y contienen granos de cuarzo, epidota, talco, fragmentos de ultramafitas, piroxenos y asbesto.

Al sur de Arenal, en las cabeceras del arroyo de ese nombre, entre las areniscas hay algunas capas de carbón (41).

En la parte superior del corte la estratificación se hace más gruesa y el corte es coronado con calizas arrecifales masivas que forman los farallones de la mesa de Falcón y que quizás pueden correlacionarse con la Formación Cabeza de Vaca.

En la carretera de Guantánamo a Bernardo hay algunos afloramientos de la Formación Maquey. Subiendo desde Yateras hacia La Clarita afloran margas de color amarillo, estratificación gruesa, intercaladas con areniscas arcillosas calcáreas, de grano medio a grueso, con fragmentos de gabros y serpentinitas, bien estratificadas. Algunas capas son ricas en foraminíferos orbitoidales. Cerca de la cima de una meseta al NE de Yateras están expuestas calizas arrecifales masivas (*km* 38 de la carretera) sobre las que yacen conglomerados compuestos por clastos de calizas, serpentinitas y gabros, bien seleccionados y orientados con una matriz arenosa que contiene restos de bivalvos, erizos de mar, foraminíferos orbitoidales y dientes de peces. Cubriendo estas rocas yace un conglomerado compuesto por clastos de serpentinitas que ocupan una gran área en la meseta.

De La Clarita a Carolina se repite la misma secuencia descrita anteriormente, pero con la diferencia de presentar numerosos pliegues con amplitudes que van desde unos metros hasta decenas de metros y muchas fallas de pequeño desplazamiento.

De acuerdo con los datos de Keijzer (27) y a nuestra propia experiencia, es difícil diferenciar en el campo las formaciones San Luis y Maquey ya que, en muchas zonas, presentan características litológicas y texturales similares, aunque la presencia de clastos de serpentinitas y gabros en las areniscas gruesas y conglomerados pueden servir de criterio para diagnosticar la Formación Maquey, puesto que en la Formación San Luis, en esta área, sólo se observan clastos de rocas volcánicas. Precisar un límite entre ambas formaciones debe ser uno de los objetivos de las investigaciones futuras en la región de Guantánamo.

La edad de la Formación Maquey no está totalmente aclarada. Bermúdez (6) estima que la formación pertenece al Oligoceno y considera posible que las capas más altas pudieran extenderse hasta el Mioceno Inferior, correlacionando a la Formación Maquey con las formaciones Tinguaro, Jaruco y Cojímar de Cuba occidental y las series Nipe del norte de Oriente. Keijzer (27) limitó la formación al Oligoceno. Nosotros no poseemos datos paleontológicos que nos permitan argumentar por cuenta propia la edad de la formación. La Formación San Luis subyacente pertenece (en el techo) al Eoceno Superior, y si la Formación Maquey yace concordante con ella y es correlacionable con la Formación Sabanalamar (también terrígena), es posible entonces que la Formación Maquey se extienda al Eoceno Superior en su base. Lógicamente, el problema de la edad de la Formación Maquey está en dependencia de precisar su contacto con la Formación San Luis, y de la fauna que sea encontrada en la misma.

## **COBERTURA POST-GEOSINCLINAL**

### **Formación Imías**

La denominación de Formación Imías a las capas calcáreas con estratificación cruzada a gran escala en el litoral del Caribe en la costa sur de la provincia de Guantánamo, fue propuesta por Cobiella *et al.* en 1975 (17). La formación aflora al sur de la Sierra del Purial a lo largo de la costa, en una franja que alcanza un ancho de varios kilómetros, pero que localmente se reduce a menos de 1 *km*, llegando incluso a faltar en algunas áreas, se extiende desde San Antonio del Sur, al oeste, hasta más al este de Boca de Jauco.

Aunque en la base hay bastante sedimentos terrígenos, la mayor parte del corte de la formación está constituida por sedimentos calcáreos clásticos (calcarenitas, conglomerados calcáreos) y margas en los que se encuentran dispersos guijarros provenientes de todas las rocas premiocénicas de la sierra del Purial.

El rasgo más característico de la formación es la estratificación cruzada a gran escala presente en ella. Las capas con estratificación cruzada buzan en general al sur, en dirección al Mar Caribe. Excelentes cortes donde esto es visible se encuentran en Yacabo Abajo, en la desembocadura del arroyo Macambo, en el extremo suroriental del valle de San Antonio del Sur y en el cañón del río Jauco, al sur de La Tinta (Fig. 22).

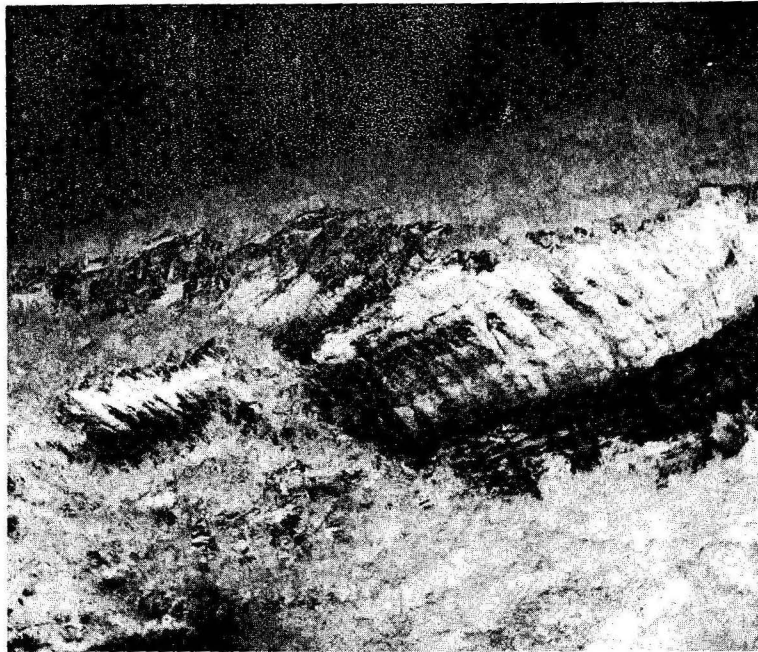


Fig. 22. Formación Imías en el cañón del río Jauco, al sur de La Tinta.

La Formación Imías es un depósito de talud arrecifal sedimentado en el frente de arrecifes (probablemente de barrera), situado en el flanco norte de la fosa de Bartlett. La grandiosidad de la estratificación cruzada presente se debe a las grandes profundidades existentes en el frente de los arrecifes, situación esta que favorablemente en ciertos aspectos, continúa vigente. Parte de aquellos arrecifes están representados, posiblemente, por las calizas orgánicas y masivas de la Formación Punta de Maisí.

La edad de la Formación Imías es Mioceno Medio y Superior-Plioceno (?). Su espesor, incompleto, es de unos 400 m.

### Formación Punta de Maisí

En 1934, Taber propuso denominar a las calizas organógenas, dedríticas, margas, etcétera, que afloran en las cercanías de Maisí y sobre las cuales se desarrollan las famosas terrazas de esa localidad como Formación Punta de Maisí, la cual atribuyó al Mioceno (44).

La Formación Punta de Maisí aflora en el extremo oriental de la región estudiada observándose buenos afloramientos en el camino entre La Máquina y punta de Maisí. Aflora también en Cantillo unos 8 km el sureste de La Asunción. La formación está constituida por calizas a menudo organógenas, masivas de color crema o blanco, a veces con tonalidades rojizas (debido a la presencia de óxidos de hierro). A veces la superficie de las calizas es de tipo diente de perro.

Bajo el microscopio las calizas se presentan como criptocristalinas, organógenas o dedríticas. Los restos de foraminíferos, ostrácados, etcétera, generalmente están mal preservados. Las rocas contienen además, pequeños clastos de cuarzo, mena metálica y más raramente, de esquistos calcáreos.

El contacto entre la Formación Punta de Maisí y las rocas subyacentes sólo pudo ser estudiada en La Patana, localidad situada a unos 5 km al sureste de La Asunción, donde la Formación Punta de Maisí descansa discordantemente sobre la Formación La Asunción. En la base de la primera se encuentra una brecha o conglomerado basal, constituida por fragmentos angulosos o subangulosos de mármoles, esquistos calcáreo-sericíticos, calizas y otras litologías, cementados por materiales calcáreos. El contacto, al parecer sigue el contorno de las más elevadas de las terrazas.

Sólo poseemos una determinación paleontológica en las rocas de la Formación Punta de Maisí que presenta la siguiente fauna: *Archaias compressus* y *Archaias sp.*, que poseen una distribución estratigráfica bastante amplia: Mioceno Medio-Cuaternario. Junto a ésta se encuentra una abundante fauna redepositada del Paleogeno Inferior representada por *Amphistegina cubensis*, *Amphistegina sp.*, *Eoconuloides sp.* y *Distichoplax sp.*

### Sedimentos cuaternarios

Debido a que los ríos que drenan las montañas del este de la provincia de Guantánamo forman valles estrechos y profundos, sus depósitos aluviales son casi siempre de pequeña potencia y extensión. Solamente en los grandes valles intramontanos de Caujeri, San Antonio del Sur, Imías y Cajobabo, los sedimentos aluviales alcanzan un espesor notable en especial en los tres primeros (11, 17, 35). En todos estos lugares los aluviones forman varios niveles de terrazas, de las cuales las superiores se encuentran a veces muy erosionadas. Son particularmente impresionantes los aluviones depositados por el río Sabanalamar, en forma de abanico aluvial en el valle de San Antonio del Sur. Este abanico ha sido bastante erosionado y en la

actualidad el río corre varias decenas de metros por debajo de su superficie. En los valles de Imías y Cajobabo se presenta un fenómeno parecido, pero de dimensiones menores. Mas, no sólo los ríos de los valles intramontanos presentan varios niveles de terrazas. Esto también se observa en los ríos pequeños como el Cañas, en La Tinta.



Fig. 23. Terrazas costeras en el tramo litoral comprendido entre el valle de San Antonio del Sur y Yateritas.

Aunque las terrazas costeras (Fig. 23) no han sido estudiadas por nosotros en especial, es evidente, por los rasgos geomorfológicos marinos sumamente frescos en ellas, que son muy jóvenes y que las rocas calcáreas de las terrazas inferiores deben ser muy recientes, del Cuaternario.

### Serpentinitas y rocas asociadas

Las serpentinitas constituyen, junto a las rocas de la Formación Sierra del Purial, una de las litologías más extendidas en la región estudiada por nosotros (ver mapa geológico) y no cabe duda que su extensión original era mucho más considerable que la actual, cubriendo probablemente como un inmenso manto todo el extremo

oriental de la provincia de Guantánamo y más hacia el noroeste. Los procesos erosivos transcurridos en diferentes épocas del cenozoico han reducido el volumen del manto serpentinitico a sus dimensiones actuales, las cuales son aún considerables.

Relacionadas con las serpentinitas se encuentran en forma de inclusiones tectónicas, diferentes variedades de rocas ultramáficas y máficas, las cuales posiblemente, se encuentren genéticamente relacionadas con ellas. Además, en las serpentinitas se encuentran también inclusiones tectónicas de vulcanitas, y sobre todo, de metamorfitas arrancadas por ellas durante su emplazamiento.

En afloramiento las serpentinitas están comúnmente bastante frescas y son casi siempre muy brechosas o esquistasas. Más raramente, como el caso de la sierra del Convento (17), predominan las serpentinitas masivas. Son rocas de tonalidades generalmente verdosas, a veces algo azulosas, en las cuales, en ocasiones se observan fenocristales de piroxenos totalmente bastitizados.

Al microscopio se aprecia que generalmente las ultramafitas están totalmente serpentinizadas, con estructura reticular. En ocasiones la roca está atravesada por vetillas de crisotilo. Además de los minerales del grupo de la serpentina aparecen como producto de la serpentización, magnetita y como minerales primarios, cromita y picotita. Los piroxenos originales casi siempre están totalmente bastitizados.

Generalmente las rocas originales, de las cuales provienen las serpentinitas, resultan difíciles de determinar por lo intenso del proceso de serpentización. Sin embargo, hay áreas donde este proceso fue de menor intensidad y las rocas primarias se conservan bastante frescas. Tal es el caso del arroyo La Hoya en Vertientes donde las rocas originales son peridotitas y quizás, dunitas. La presencia de numerosos piroxenos bastitizados en muchos afloramientos permite suponer que, como regla, las rocas madres de las serpentinitas fueron peridotitas.

Asociados con las serpentinitas, en forma de inclusiones tectónicas, se encuentran diabasas y piroxenitas. Dada la asociación genética de estas rocas con las peridotitas y dunitas en muchas regiones del planeta, es posible que aquí ocurra el mismo caso y que los contactos tectónicos observados entre ellas y las serpentinitas se deban a diferencias en el comportamiento ante las deformaciones tectónicas.

Las diabasas, a veces brechosas, cloritizadas y saussuritizadas aparecen con relativa frecuencia entre las serpentinitas como bloques que flotan en ellas. Las piroxenitas han sido halladas también en varias localidades como en los arroyos La Vaca (Vertientes), Frijoles y Viento Frio (Bernardo). En todos estos puntos las piroxenitas

son rocas de cristales grandes y color oscuro. Además de las piroxenitas y diabasas quizás se encuentren también genéticamente relacionadas con las serpentinitas las anortositas que aparecen incluidas en ellas en Bernardo.

## TECTÓNICA

### Rasgos generales de la tectónica del basamento prepaleogénico

La estructura del basamento prepaleogénico se diferencia marcadamente de la de las capas cenozoicas que lo sobreyacen. Mientras en estas últimas las dislocaciones plicativas son suaves, formando pliegues amplios y monoclinales y las disyuntivas están representadas por algunas fallas verticales (excepto en Cajobabo donde la estructura de las capas eocénicas es bastante compleja), en el basamento están presentes varios mantos tectónicos, cada uno de los cuales posee una complejísima estructura interna. Este conjunto alóctono descansa sobre las anfibolitas, que constituyen posiblemente el autóctono, en tanto, que la posición de las formaciones Santo Domingo y Cañas no ha podido ser bien aclarada aún.

Los mantos se caracterizan por su uniformidad litológica, estando integrado cada uno por una formación o conjunto de litologías que le son propios y que no se encuentran en los otros. Siguiendo la forma de nomenclatura usada comúnmente por los geólogos alpinos, hemos dado nombre a cada uno de los mantos distinguidos. Por sus características litológicas y posible edad, hemos agrupado las diferentes estructuras de la siguiente forma:

1. Autóctono (?) - Anfibolitas Macambo
2. Mantos metasedimentarios {
  - Ovando
  - El Naranjo
  - La Tinta
3. Mantos ofiolíticos
  - Sierra Cristal
4. Manto Mayari

Una posición indefinida la ocupan en este esquema, la Formación Santo Domingo (autéctona) (?) y la Formación Cañas.

Las Anfibolitas Macambo parecen constituir el autóctono. El Manto Ovando está compuesto únicamente por la Formación La Asunción y el Manto El Naranjo por la Formación Sierra Verde. El Manto La Tinta está constituido por la Formación Sierra del Purial, en tanto que el Sierra Cristal lo forman las serpentinitas y rocas asociadas. Estas dos últimas unidades son parte de una clásica asociación ofiolítica, típica de los eugeosinclinales. El Manto Mayari está compuesto por la *melange* La Picota.

Como se verá más adelante, al estudiar en detalle las diferentes unidades tectónicas del basamento, no siempre hemos podido hallar pruebas concluyentes para demostrar su emplazamiento tectónico. Consideramos que no cabe lugar a dudas sobre la aloctonía de los mantos Sierra Cristal y Ovando y son bastante firmes los datos con respecto al Manto Mayari. La existencia de los mantos El Naranjo y La Tinta no ha podido ser definitivamente demostrada, aunque hay algunos datos a favor de ella.

Cada una de las unidades distinguidas por nosotros tiene una estructura interna muy compleja. La mayoría, sino todos, parecen estar divididos en escamas menores y todos presentan una tectónica plicativa muy complicada, de la cual sólo conocemos algunos aspectos.

A pesar de que en el basamento prepaleogénico se han distinguido cinco mantos tectónicos en ningún punto se encuentran todos, es decir, que estos no se extienden continuamente por toda el área, sino que cada manto sufre acuñaamientos en distintas localidades, de forma tal, que el espesor total del paquete de mantos tectónicos se mantiene bastante constante. En el extremo oriental del área mapeada, que es donde el corte erosional es más profundo, la potencia total de los mantos no parece superar 1 km. Posiblemente hacia el interior de la Sierra del Purial, en áreas no mapeadas aún, aumente el espesor total del paquete tectónico.

### Tectónica del autóctono (?) Anfibolitas Macambo

Las anfibolitas, de acuerdo con los datos que hemos obtenido de nuestras investigaciones, constituyen la unidad más baja del basamento prepaleogénico. Estas rocas presentan una gran complejidad estructural, pero desgraciadamente este problema ha sido poco estudiado por nosotros, en parte debido a los imperativos de la escala de nuestro trabajo, en parte, porque no en todos los afloramientos son manifiestas las deformaciones, sino sólo en los de anfibolitas neísicas.

Las anfibolitas presentan estructuras plicativas de varias generaciones. Son visibles pliegues centimétricos de estilo similar cuyos flancos están replegados por pliegues concéntricos más abiertos. Las vetas cuarzo-feldespáticas que cortan las anfibolitas están comprimidas en pequeños pliegues muy disarmónicos en cuanto a la forma y espesor de los flancos (pliegues ptigmáticos) (Fig. 24).



Fig. 24. Pliegues ptigmáticos en anfibolitas. Localidad: Arroyo Caletica, al SE de La Tinta.

Próximos a los contactos con los mantos sobreyacentes las anfibolitas están muy agrietadas, orientándose las grietas paralelas a la foliación. Más lejos, las anfibolitas son masivas y sólo esporádicamente, presentan algunas grietas rellenas por cuarzo y feldespatos.

Las Anfibolitas Macambo son cubiertas por distintos mantos tectónicos. En el extremo oriental de la sierra del Purial y de las Cuchillas de Baracoa están cubiertas por los mantos El Naranja, sierra Cristal y La Tinta, en tanto que en Macambo la sobreyace sólo el Manto sierra Cristal.

## Manto La Tinta

En la región estudiada, las rocas de la Formación Sierra del Purial están probablemente emplazadas tectónicamente y forman un extenso manto tectónico. La existencia de este manto está bastante probada en su área oriental de afloramiento, en los alrededores de La Tinta, en tanto que existen menos evidencias para probar su presencia en el área occidental. Suponiendo que las rocas de la Formación Sierra del Purial son alóctonas, el manto afloraría continuamente desde las Cuchillas del Toa, en el noroeste, hasta las inmediaciones de La Tinta en el este. Para esta unidad tectónica proponemos la denominación de Manto La Tinta.

La probable naturaleza alóctona de la Formación Sierra del Purial es bastante visible en los alrededores de la Tinta. En el valle del arroyo Frío, unos 2 km al NE de Tres Palmas y unos 9 km al oeste de La Tinta, afloran en el fondo del valle, rocas asignadas a la Formación Santo Domingo (ver descripción de ellas en estratigrafía) las cuales están rodeadas en todas las partes por rocas de la Formación Sierra del Purial. Al norte de esta posible ventana tectónica se encuentra una zona de brecha compuesta por bloques de esquistos calcáreos y actinolíticos, así como serpentinitas, más al norte de la cual afloran las serpentinitas del Manto Sierra Cristal.

Aunque el fenómeno antes descrito puede ser interpretado como una ventana tectónica, dada la extensión relativamente grande (varios cientos de metros), en que a lo largo del fondo del valle del arroyo Frío pudieron mapearse las rocas de la Formación Santo Domingo, no puede excluirse el hecho de que éstas sean un bloque escama arrastrado por debajo del Manto Sierra Cristal (Fig. 25), ya que en otras localidades, se han podido observar bloques de tobas no metamorfizadas en la zona de contacto serpentinitas-Formación Sierra del Purial.

En el valle del arroyo Manuel Ortiz, unos 2 km al suroeste de Vertientes y unos 9,5 km al noroeste de La Tinta, en la zona del contacto entre las Anfibolitas Macambo y la Formación Sierra del Purial, aparece una brecha compuesta por fragmentos de esquistos verdes, serpentinitas y ultramafitas no serpentinizadas, sobreyacidas por los esquistos de la Formación Sierra del Purial. Este hecho, unido al brusco cambio en el grado de metamorfismo, de facies esquistos verdes en la Formación Sierra del Purial, a facies anfibolitas en las Anfibolitas Macambo, hacen muy posible que el contacto sea tectónico y horizontal, puesto que el mismo es sinuoso y se puede seguir casi a una misma altura por el arroyo Manuel Ortiz (Fig. 26).

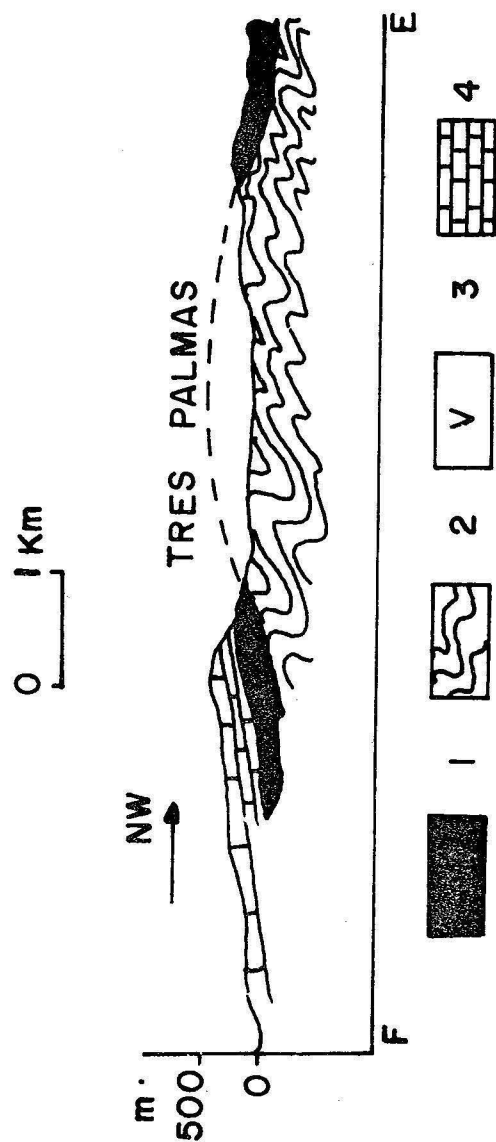


Fig. 25. Perfil geológico a lo largo de la línea E-F (ver mapa geológico). (1) Formación Sierra del Purial (2) Formación Santo Domingo (3) Serpentinitas (4) Formación Imías.

En las localidades occidentales, la aloctonía de la Formación Sierra del Purial no ha podido ser demostrada con más o menos seguridad. En la zona de Bernardo, en las Cuchillas del Toa, el corte erosional en la Formación Sierra del Purial es muy poco profundo y no hay allí evidencia alguna de su emplazamiento tectónico, en tanto que en el valle de Caujerí, unos 10 km al SE de Bernardo, sí hay algunos indicios en favor de esto. En este valle, en la localidad de Sao de los Indios, 4-5 km al oeste de Puriales de Caujerí, afloran rocas vulcanógeno-sedimentarias, asignadas a la Formación Santo Domingo (11, 35), las cuales están en contacto con los esquistos verdes de la Formación Sierra del Purial. Aunque no se encontró evidencia directa en el campo del contacto tectónico entre ambas unidades, su existencia es muy probable si ambas formaciones son de la misma edad, como se ha supuesto antes, aunque no puede determinarse cuál de las dos es aloctona, en caso de que alguna lo sea, con sólo estos datos.

A favor de la existencia del Manto de La Tinta testimonia también la presencia de posibles escamas tectónicas en su interior. Tal es el caso de la loma La Fuente, situada entre San Antonio del Sur y el valle de Caujerí, donde los mármoles intercalados en la Formación Sierra del Purial (Miembro loma La Fuente) parecen acuñarse tectónicamente (17). Este hecho también ha sido observado en las intercalaciones de mármoles en Yacabo, al noroeste de Imías. Además, en algunos puntos, como en el Alto de Inglés, al norte de Puriales de Caujerí y en la Güirita, unos 2,5 km al norte de La Tinta, aparecen serpentinitas brechosas y esquistosas intercaladas entre las rocas de la Formación Sierra del Purial, las cuales posiblemente están asociadas a planos de sobrecorrimientos internos en la formación, que dividen a ésta en escamas.

Como puede apreciarse, hay evidencias de diferente naturaleza que apuntan hacia la existencia del Manto La Tinta, pero todavía no son definitivas y se requiere de más investigaciones para poderlas probar.

En casi toda su extensión, el Manto La Tinta es sobreyacido por las serpentinitas del Manto Sierra Cristal. Esto puede observarse en numerosos afloramientos en las zonas de La Tinta y Bernardo. Las características de algunos de estos contactos serán descritos al estudiar el Manto sierra Cristal. En el valle del arroyo Manuel Ortiz, el manto es cubierto, también tectónicamente, por las rocas de la Formación Sierra Verde (Manto El Naranjo).

La estructura interna del Manto La Tinta es muy compleja, (Fig. 10), quedando en este aspecto muchos problemas por resolver en investigaciones posteriores. En cuanto a las estructuras plicativas, en



varias zonas se registra, a escala mesoscópica, la existencia de por lo menos tres fases superpuestas, aunque no es posible generalizar esto a todo el Manto La Tinta, puesto que como vimos, el mismo posiblemente está dividido en varias escamas, en las cuales la diversidad de los esfuerzos tectónicos y las diferencias litológicas pueden haber originado distintas deformaciones. En una publicación anterior (17) pudo determinarse la existencia de las tres fases de deformación antes mencionadas en la localidad de loma La Fuente. La primera es de estilo isoclinal, en tanto que la segunda está representada por pliegues similares y la más tardía la forman pliegues concéntricos, generalmente relacionada con una tectónica tangencial. En las restantes localidades estudiadas, la fase más visible es la tercera, aunque localmente se pueden observar pliegues de estilo similar en aquellos lugares en que se rompe la monotonía litológica de las metavulcanitas.

### **Manto El Naranjo**

Las rocas de la Formación Sierra Verde son probablemente alóctonas y constituyen un manto para el cual proponemos el nombre de El Naranjo por las elevaciones de ese nombre situadas al este y norte de La Tinta. El manto se extiende en dirección submeridional (SSW - NNE) desde las cercanías de Sierra Verde al sur, hasta las proximidades de Vertientes al norte con una longitud total de 11 km y un ancho variable entre 2,5 y 3 km, llegando por el este hasta las cercanías de Cantillo y Cupey, en tanto que su límite occidental es la cresta que se extiende desde El Naranjo a Vertientes (ver mapa geológico).

En su borde occidental el contacto con las unidades infrayacentes, Anfibolitas Macambo y la Formación Sierra del Purial, no ha podido ser estudiado en afloramientos, dado el alto grado de meteorización de las rocas de la Formación Sierra Verde. En algunas áreas, como por ejemplo el camino de El Naranjo a Vertientes, entre los afloramientos de las formaciones Sierra Verde y Sierra del Purial aparecen lentes de serpentinitas y aumenta, además, la esquistosidad. Cerca de Caleta entre la formación Sierra Verde y las anfibolitas yace un cuerpo de serpentinitas brechosas y esquistosas de unos 10-15 m de potencia. Estos hechos sugieren que el contacto con ambas unidades es tectónico.

En la cabecera del río Caletica, la Formación Sierra Verde entra en contacto con andesitas o basaltos pertenecientes a la Formación Santo Domingo. Los afloramientos de esta última están limitados al fondo del valle, en tanto que en las laderas aflora la Formación

Sierra Verde. De esta forma las rocas de la Formación Sierra Verde parecen descansar sobre la Formación Santo Domingo, aunque no pudo estudiarse el contacto entre ellas.

Por el este, el Manto El Naranjo está recubierto tectónicamente por el Manto Ovando, constituido por la Formación La Asunción. Este contacto es descrito en el epígrafe dedicado al Manto Ovando (Fig. 26).

La naturaleza alóctona de las rocas de la Formación Sierra Verde puede deducirse del hecho que se encuentra emparedada entre la Formación Sierra del Purial, posiblemente alóctona y el Manto Ovando. Si las unidades sub y suprayacentes son alóctonas, hay fuertes motivos para suponer que también lo sea la Formación Sierra Verde.

La estructura interna del Manto El Naranjo no se ha podido precisar debido a la intensa meteorización de sus rocas lo que dificulta mucho las mediciones estructurales. No obstante ello en el campo es evidente una yacencia predominante de la esquistosidad hacia el NW, de bajo ángulo, en la porción sureste de afloramientos del manto y más abrupto hacia el norte y este. Las pizarras y filitas están muy microplegadas, con pliegues de diferentes estilos y posiblemente, en el manto existen estructuras plicativas mayores, muy complejas, las cuales aún no han sido descifradas. Las intercalaciones más rígidas de areniscas forman boudinas de varios decímetros de longitud.

Posiblemente el manto se encuentra dividido en escamas, como puede deducirse del cuerpo lenticular de serpentinitas hallado en el camino de El Naranjo a Vertientes 2 km al NNE del primero (Fig. 27), el cual ha sido emplazado tectónicamente. Sin embargo, la estructura en escamas es difícil de probar dada la monotonía litológica de la Formación Sierra Verde.

### **Manto Ovando**

El Manto Ovando está constituido por las rocas de la Formación La Asunción y aflora en el borde occidental de la meseta de Maisí. Su nombre lo toma del río de igual nombre. El manto se extiende con una dirección submeridional (SSW-NNE) a lo largo de unos 9,5 km, desde las cercanías de El Diamante, al sur, hasta el río Maya y el poblado de La Máquina, al norte. Aproximadamente 1 km al este de La Asunción, el manto es cubierto por la Formación Punta de Maisí, la cual lo limita en superficie por el este. Más allá del límite

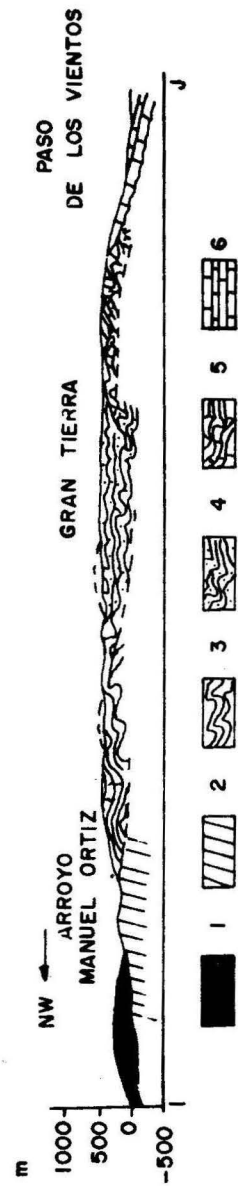


Fig. 26. Perfil geológico a lo largo de la línea I-J (ver mapa geológico). (1) Anfífolitas Macambo (2) Formación Sierra del Puntal (3) Formación Sierra Verde (4) Formación La Asunción (5) Serpentinitas (6) Formación Punta de Maisí.

occidental del manto, en Los Planitos, Rubiero y entre Caleta y sierra Verde se observan *klippes* de mármoles que coronan varias elevaciones en cuya parte inferior yacen las rocas de la Formación Sierra Verde (ver mapa geológico).

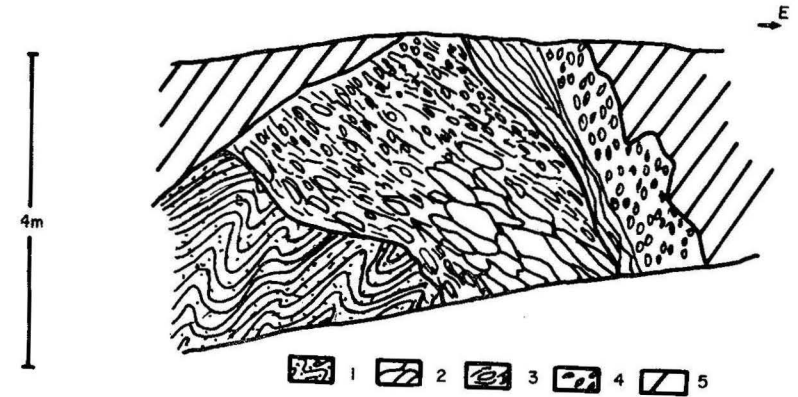


Fig. 27. Cuerpo de serpentinitas esquistosas inyectado a lo largo de un contacto tectónico en la Formación Sierra Verde. (1) Formación Sierra Verde (2) Serpentinitas con boudinas (3) Serpentinitas esquistosas con boudinas (4) Brechas tectónicas (5) Rocas muy meteorizadas.

En el curso medio del río Ovando se pudo observar la yacencia muy suave, con ligera inclinación al ESE, de las rocas del Manto Ovando sobre las filitas y pizarras del Manto El Naranjo. En el curso inferior del río Ovando se observan en el fondo del valle, brechas de dos tipos; el primero está formado por bloques de mármol dolomítico con cemento hematítico. El segundo contiene, además de los mármoles dolomíticos, fragmentos pequeños de filitas y pizarras. Estas brechas yacen posiblemente en la base del manto (Fig. 28). Los mármoles de las *klippes* antes mencionados están muy fracturados y en algunos cortes puede apreciarse como éstos se encuentran flotando sobre las rocas del Manto El Naranjo que los rodean. Todos los hechos anteriores, unidos a la sinuosidad del contacto con las pizarras y filitas, permiten suponer con confiabilidad, que los mármoles de la Formación La Asunción han sido emplazados tectónicamente y constituyen un manto de cabalgamiento con yacencia cercana a la horizontal (Fig. 26).



Fig. 28. Brechas en la base del Manto Ovando. Localidad: río Ovando.

Internamente el Manto Ovando es muy complejo, se observan en el mismo deformaciones plicativas superpuestas (Fig. 29), difíciles de estudiar por la intensa carsificación de sus rocas.

Durante los trabajos de campo se detectó la presencia de por lo menos dos generaciones de pliegues, la más antigua representada por pliegues similares y la más joven, también más visible, representada por pliegues concéntricos muy abiertos, cuya amplitud alcanza las decenas de metros. En algunos afloramientos pudo apreciarse que los pliegues más tardíos presentan sus planos axiales inclinados hacia el NW.

Las mediciones de la yacencia de la esquistosidad y de los ejes de los pequeños pliegues revelan una dirección submeridional (NNE-SSW) de los mismos.

Las relaciones de los mantos metasedimentarios (Ovando y El Naranjo) con el Manto Sierra Cristal no han podido ser aclarados en el campo, pues en ningún área mapeada entran en contacto. Este problema se discute en el epígrafe dedicado al Manto Sierra Cristal.



Fig. 29. Pliegues en la Formación La Asunción. Localidad: río Ovando.

### **Manto Mayarí**

El Manto Mayarí, al igual que los anteriormente examinados, está constituido por una sola unidad estratigráfica, en este caso de la Formación La Picota. La citada estructura ha sido estudiada en detalle por uno de los autores en sierra Cristal (14, 15) donde pueden observarse muy bien sus relaciones con las rocas infra y suprayacentes. En las montañas del este de la provincia de Guantánamo, el manto ha sido mapeado en la sierra de Yateras y en el curso medio del río Yumurí (Vegueta Prieta, Capiro, Aguacate). Aunque en ninguna de estas localidades aflora la base del manto, suponemos su existencia por las intensas deformaciones presentes en las rocas de la Formación La Picota y mantener las mismas relaciones con las serpentinitas que en la sierra Cristal. Además, existe una continuidad de los afloramientos de las serpentinitas y la Formación La Picota desde la sierra Cristal, donde ambas son claramente alóctonas, hasta las

Cuchillas del Toa y Baracoa, lo cual, unido a los hechos anteriores, permite suponer la aloctonía de la Formación La Picota en el extremo oriental de Cuba. A diferencia de los ya examinados, el Manto Mayarí no parece formar un cuerpo único, sino más bien constituye una serie de enormes lentes o escamas situados por debajo de las serpentinitas. De esta forma, el Manto Mayarí en forma discontinua se extiende desde la sierra de Nipe, al oeste, hasta el curso medio del río Yumurí, en el este.

El Manto Mayarí toma este nombre de la loma de Mayarí situada a 2 km al noroeste de Mayarí Arriba, municipio II Frente, provincia de Santiago de Cuba, donde es cubierto tectónicamente por las serpentinitas (Manto Sierra Cristal) y yace con contacto tectónico horizontal, sobre la Formación Mícará (Maestrichtiano-Paleoceno Inferior), que constituye el autóctono en esa área.

Las rocas del Manto Mayarí presentan deformaciones sumamente intensas, lo que unido a su peculiar litología facilita su reconocimiento. En los sistemas montañosos del este de Guantánamo, al igual que en su localidad tipo, las brechas de la Formación La Picota han sido intensamente cizalladas (Fig. 12). A menudo los bloques de serpentinitas, diabasas y otras litologías se encuentran rodeados de una película de serpentina afanítica, con espejos de fricción y la matriz serpentinitica, arenosa o aleurolítica que está cortada por numerosos espejos de fricción los cuales pueden llegar a ser tan abundantes que destruyen casi completamente las tecturas y estructuras originales, y en ocasiones muy difícil o incluso imposible definir si nos encontramos ante una serpentinita formada a partir de rocas ultramáficas o si se trata, por el contrario, de un sedimento serpentinitico muy alterado. Este grado extremo de deformación se manifiesta en los casos en que la roca original estaba compuesta principalmente por fragmentos de serpentinitas pues las presiones ejercidas sobre ella pueden llegar a deformar plásticamente sus clastos componentes comenzando a fluir, fundiéndose íntimamente sus bordes. Si la roca es de grano fino puede de esta forma retomar un aspecto serpentinitico, es decir, semejar por completo una serpentinita proveniente de una roca magmática cuya verdadera génesis no puede ser descifrada ni aún bajo el microscopio. En el caso de rocas de grano grueso, a pesar del proceso descrito que compacta mucho la roca, su naturaleza sedimentaria original puede ser definida, en muchas ocasiones, por su aspecto brechoso, más o menos heterogéneo. En los alrededores de Veguita Prieta, la Formación La Picota es muy rica en material serpentinitico, por lo que el fenómeno descrito está muy extendido.

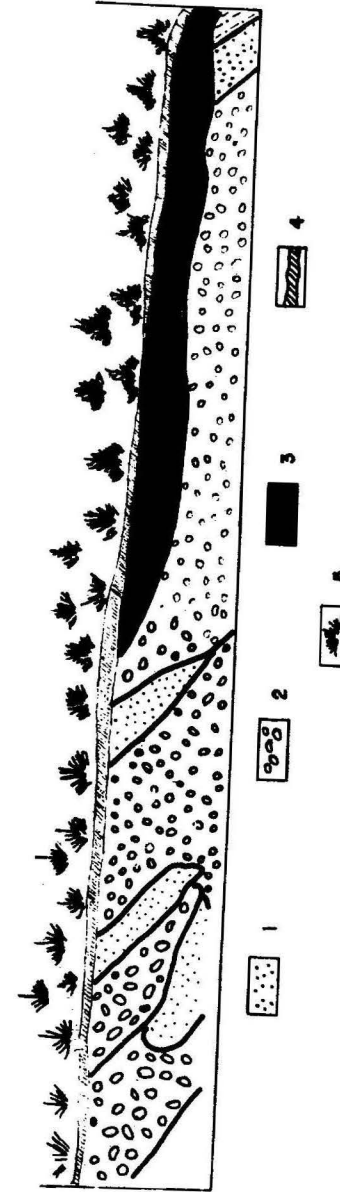


Fig. 30. Lentes tectónicos en las rocas de la Formación La Picota, que ilustran las intensas deformaciones sufridas por esas rocas. (1) Areniscas (2) Conglomerados (3) Serpentinitas (4) Suelo (5) Cobertura vegetal. Localidad alto de Lebeyé (terraplén Capiro-La Tinta).

Los sedimentos de la Formación La Picota con un pobre contenido de granos de serpentinita, por otra parte, están relativamente poco deformados. En general nuestras observaciones, tanto en la región objeto del presente estudio como en la sierra Cristal, nos permiten llegar a la conclusión de que el grado de deformación presente en los sedimentos del Manto Mayarí es proporcional, como regla, a la cantidad de material serpentinitico contenida en ellos.

En algunos afloramientos puede observarse que las diferentes litologías presentes en la Formación La Picota forman lentes limitados por zonas de 2-3 cm de espesor de rocas trituradas, en forma de milonitas, con espejos de fricción desarrollándose a veces entre los bloques vetillas de calcita. Este fenómeno se observa bien en el Alto de Lebeyé y en el curso medio del río Yumuri. En Veguita Prieta y sus alrededores, en algunos buenos afloramientos, es visible como estos lentes forman boudinas bien orientadas (Fig. 30). Un estudio de la orientación de estas boudinas pudieron ser de utilidad para el desciframiento de la estructura interna del manto, la cual es, sin lugar a dudas, sumamente compleja.

Como se ve de la descripción anterior, el Manto Mayarí constituye una *melange*, la cual se originó durante el emplazamiento de los mantos ofiolíticos, aspecto este que se tratará al discutir el desarrollo geológico regional.

Las relaciones del Manto Mayarí con las otras unidades tectónicas del basamento prepaleogénico, salvo las serpentinitas, están oscuras, puesto que en ningún punto de los estudiados contacta con ellas (Fig. 31).

En la provincia de Guantánamo, el Manto Mayarí está cubierto discordantemente por rocas del Eoceno. En la zona de Capiro por las rocas de la Formación Capiro (Eoceno Superior), en tanto que en Bernardo lo cubre la Formación San Ignacio (Eoceno Medio).

### Manto Sierra Cristal

Las serpentinitas, junto con las rocas asociadas en forma de inclusiones tectónicas, constituyen, al parecer, el más elevado de todos los mantos originados por los movimientos orogénicos del Maestrichtiano-Paleoceno Inicial. Knipper y Cabrera (29) fueron los primeros en reconocer el emplazamiento tectónico de las serpentinitas en Cuba oriental. El Manto Sierra Cristal es también el que posee

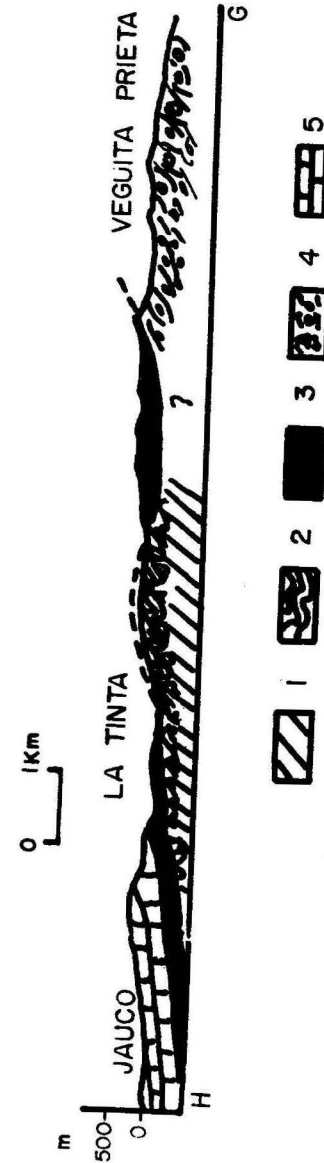


Fig. 31. Perfil geológico a lo largo de la línea G-H (ver mapa geológico). (1) Anfibolitas Macumbo (2) Formación Sierra del Punial (3) Formación La Picota (4) Serpentinitas (5) Formación Jaucó.

más amplios afloramientos de todos los distinguidos por nosotros, aflora en la mayor parte de las sierras de Nipe y Cristal, Cuchillas del Toa y Baracoa, presentándose además, en el flanco sur y el borde oriental de la sierra del Purial. El manto toma su nombre de la sierra Cristal, que es donde está mejor expuesto y donde sus relaciones con las rocas infra y suprayacentes se muestran más claramente, aunque también en la sierra de Yateras y la sierra del Purial es bien visible la naturaleza tectónica del emplazamiento de las serpentinitas.

El Manto Sierra Cristal ha sido estudiado por los autores con cierto detalle en tres áreas: en los alrededores de La Tinta, sierra del Convento (al norte de San Antonio del Sur) y Bernardo. Las características del manto en la sierra del Convento fueron analizadas en un trabajo anterior (17) al que remitimos al lector.

Al igual que en muchas áreas de Cuba, las serpentinitas de la mitad oriental de la provincia de Guantánamo están muy tectonizadas (Fig 32). Frecuentemente las rocas son muy brechosas presentando bloques de serpentinita maciza rodeados por una matriz brechosa



Fig. 32. Serpentinitas brechosas en la Güirita, al NW de La Tinta.

más fina o por serpentinitas esquistosas. Todas las rocas presentan numerosos espejos de fricción que contornean los bloques de serpentinitas masivas u otras litologías incluidas en ellas,

Frecuentemente, en especial en las cercanías del contacto, las serpentinitas son esquistosas. En algunos afloramientos pudo comprobarse que la esquistosidad es paralela al contacto con las rocas subyacentes. Esto, por ejemplo, puede observarse muy bien en el contacto serpentinitas-Formación Sierra del Purial en la Güirita, unos 2,5 km al norte de La Tinta.

En algunas áreas las serpentinitas contienen numerosas inclusiones tectónicas. En la citada localidad de la Güirita, en las cercanías de la desembocadura del arroyo Los Tibes (al sur de La Tinta), o en el camino La Tinta-Tres Palmas (en Caimoní) en una zona de varios metros de espesor a partir del contacto (posiblemente no mayor de 20-30 m) pueden observarse inclusiones de rocas de la Formación Sierra del Purial. Ocasionalmente aparecen bloques de litologías no características de dicha formación en el área de La Tinta. Así, en la Güirita hay mármoles y en Caimoní, esquistos calcáreos-cuarzosos. Además de las metamorfitas aparecen en esta área inclusiones de rocas feldespáticas-moscovíticas (en Caletica), de diabasas, a veces brechosas y cloritizadas (Fig. 33) y de tobas debilmente metamorfizadas (en El Bejuco al NE de La Tinta). Debemos señalar aquí que, no incluidas dentro de las serpentinitas, pero si en el contacto entre ellas y la Formación Sierra del Purial, se han observado en La Hoya, al norte de La Tinta, afloramientos de tobas sin metamorfizar, las cuales posiblemente constituyen pequeñas escamas arrastrada por las serpentinitas.

La zona más impresionante por el volumen de inclusiones en las serpentinitas es la de Bernardo. En esta área las serpentinitas afloran en el núcleo de un anticlinal que se extiende desde Teniente Ramírez en el oeste hasta el pico Galán formando un arco que se orienta EW en Teniente Ramírez y gira al SE en pico Galán. Las serpentinitas afloran también en el núcleo de un anticlinal en El Aji de la Caldera. En Bernardo, en la base del manto yace una brecha de serpentinitas, piroxenitas, anfíbolitas y anortositas (?) de gran potencia.

Desde el punto de vista de su yacencia, al menos para el borde oriental de la región estudiada, la base de las serpentinitas está suavemente ondulada, formando allí dos antiformes con una sinforma intermedia. En La Tinta (ver mapa geológico) las serpentinitas afloran en dos bandas, una al sur, en la ladera norte de las mesetas costeras situada entre La Tinta y Boca de Jauco y la otra al norte, entre



Fig. 33. Inclusión de diabasas en serpentinitas, cerca de la base del manto Sierra Cristal. Terraplén La Tinta-Tres Palmas, en Caimoní.

las cabeceras del río Cañas al este y el río Seco al oeste. En El Naranjo ambas bandas de afloramientos casi llegan a unirse. La más sureña de las antiformas citadas se extiende con rumbo EW entre río Seco y La Tinta, donde aflora en su núcleo la Formación Sierra del Purial, girando hacia el NNE en las cabeceras del río Cañas dirigiéndose hacia el valle del arroyo Manuel Ortiz. En esta área el núcleo de la antiforma está constituido por la Formación Sierra del Purial y las Anfíbolitas Macambo, en tanto que las serpentinitas sólo afloran en su flanco occidental estando el oriental ocupado por los mantos El Naranjo y Ovando (Figs. 25, 26, 31).

Al norte y oeste de la antiforma descrita, la base del manto se encuentra suavemente arqueada hacia abajo formando una sinforma paralela a la estructura anterior, mapeada por nosotros desde la confluencia de los arroyos La Hoya y Manuel Ortiz con el río Yumurí, en el norte, hasta Lagunitas, en el sur, curvándose hacia el oeste en la cuenca superior del río Baracoa.

Entre las cabeceras del río Baracoa y la confluencia del arroyo Yarey con el río Yumurí, la base de las serpentinitas comienza nuevamente a ganar en altura hacia el noroeste pasando en la zona de Veguita Prieta y Capiro a una antiforma en cuyo núcleo aflora la Formación La Picota.

La yacencia del contacto entre las serpentinitas y las rocas subyacentes fue observado en varios afloramientos presentando tanto buzamientos abruptos (hasta  $60^\circ - 70^\circ$ ), así como poco inclinados. Sin embargo, lo sinuoso del contacto de las serpentinitas (ver mapa geológico), no deja lugar a dudas de que, a escala regional, las serpentinitas tienen una yacencia suave, formando su base pliegues poco marcados.

A pesar de que las serpentinitas son subyacentes por diversas unidades litológicas, con ninguna de ellas estos contactos presentan características algunas de ser magmáticos y sí, en todos los casos, sin excepción, son claramente tectónicos, como ya hemos demostrado antes (Fig. 34).

Como puede apreciarse en el mapa geológico, las serpentinitas no han sido mapeadas en contacto con las rocas de los mantos El Naranjo y Ovando, por lo que sus relaciones con ellos permanecen oscuras. Tanto las serpentinitas como los citados mantos metasedimentarios sobreyacen a las rocas de la Formación Sierra del Purial. Sobre este problema puede, por tanto, especularse un poco. La presencia de inclusiones de mármoles en la base de las serpentinitas permite suponer que ellos son escamas arrastradas por las serpentinitas al deslizarse sobre el Manto Ovando. Por otro lado, en el arroyo Caleta las serpentinitas y la Formación sierra Verde (Manto El Naranjo) entran en contacto (aunque éste no ha sido estudiado por nosotros) y es posible que aquí las filitas y pizarras de la Formación Sierra Verde hayan sido emplazadas sobre las serpentinitas. Desgraciadamente, estos datos fueron recogidos durante una marcha de reconocimiento por dicho arroyo y, aunque no caben dudas acerca de la naturaleza tectónica del contacto entre ambas unidades, su yacencia no pudo precisarse.

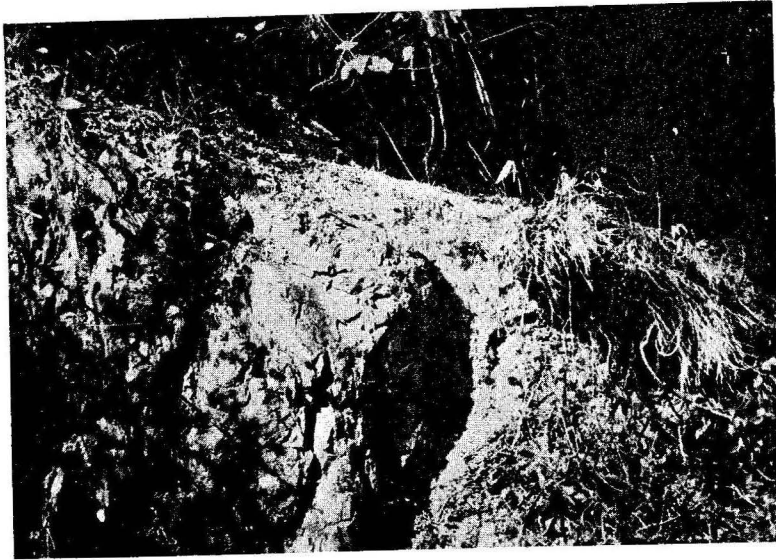


Fig. 34. Contacto entre las serpentinitas (sp) y diabasas (d), asignadas, las últimas, a la Formación sierra del Purial. Localidad La Güira, al NW de La Tinta.

Tampoco han podido aclararse las relaciones serpentinitas Formación Cañas, dada la pobreza de afloramientos de la última, pudiendo, por tanto, expresarse las más diversas opiniones sobre este problema. Por ejemplo, es posible que la Formación Cañas descansa discordantemente sobre las serpentinitas y que ella se acumulara a fines del Cretácico sobre los mantos en avance hacia el norte. La existencia de bloques de calizas arrecifales en la Formación La Picota habla en favor de esto, pero, los escasos afloramientos de la Formación Cañas pudieran interpretarse también como inclusiones tectónicas en serpentinitas. El Manto Sierra Cristal, al igual que el Manto Mayarí, constituye, como ya señalaron Knipper y Cabrera (29) una inmensa *melange*. Esto debe ser tenido en cuenta en especial por los geólogos de búsqueda, puesto que los yacimientos minerales asociados a las ultramafitas serpentinizadas (cromitas, platino, etcétera) deben estar también muy deformados, complicándose considerablemente su delimitación y evaluación.

## Tectónica de la Formación Santo Domingo

Son muy pocos los datos de que disponemos sobre las deformaciones presentes en la Formación Santo Domingo. En el valle de Caujerí estas rocas fueron estudiadas por M. Martínez (25) y E. Casanova (11) pero estos geólogos no presentan prácticamente ninguna información sobre su estilo tectónico. En un recorrido realizado por esta área de afloramiento, uno de los autores pudo observar que ellas presentan yacencias muy abruptas, verticales o cercanas a los  $90^\circ$  y, sin duda, su estilo tectónico ha de ser bastante complejo.

Otra área de afloramiento de la Formación Santo Domingo en la región se encuentra en Tres Palmas, en las cabeceras del arroyo Frio, donde son cubiertas tectónicamente por un pequeño espesor de la Formación Sierra del Purial, como ya se descubrió al estudiar el manto La Tinta. Debido a las pequeñas dimensiones del afloramiento y a la ausencia de cortes de la Formación Santo Domingo en zonas adyacentes, es difícil decidir si la unidad es aquí autóctona o, si por el contrario, constituye una escama arrastrada bajo el Manto Sierra Cristal que aflora poco más al norte.

En las lavas presentes en la Formación Santo Domingo se observan en ocasiones zonas brechosas de origen tectónico. En Tres Palmas las rocas de la formación parecen yacer monoclinamente, buzando hacia el NNE bajo un ángulo promedio de  $40^\circ$  a  $45^\circ$ .

La tercera zona de afloramiento de estas rocas es el río Caletica, al SE de La Tinta. Aquí la formación está constituida sólo por andesitas cuya masividad no permite descifrar las estructuras presentes. En esta localidad la formación aflora en una probable ventana tectónica en el fondo del valle del río Caletica (ver mapa geológico).

## Tectónica de la Formación Cañas

Debido a la escasez de afloramientos de la Formación Cañas y a su masividad es muy problemático, a la escala trabajada por nosotros, poder hacer evaluaciones sobre su estructura. A juzgar por lo observado en varios afloramientos, las rocas están bastante fracturadas y contienen muchas vetas de calcita. No poseemos dato alguno sobre la yacencia de las capas de la Formación Cañas, ni están claras sus relaciones con las otras rocas del área (Fig. 14). La presencia en la Formación La Picota de bloques de calizas muy parecidas a las de la Formación Cañas y la pertenencia de ambas unidades al Maestrictiano ha llevado a los autores a suponer que la Formación Cañas constituye un depósito arrecifal, originado sobre los mantos



tectónicos cuando estos se movían hacia el norte, pero son posibles, como ya vimos, otras explicaciones. Consideradas así las rocas de la formación son alóctonas.

### Tectónica del complejo geosinclinal

A partir por lo menos del Eoceno la región del noreste de Oriente (mitad este del anticlinal oriental) ha tendido a mantenerse emergida, suministrando a menudo gran cantidad de sedimentos terrígenos a las cuencas desarrolladas al sur donde se depositaron las formaciones San Ignacio, Sabanalamar y Maquey y al norte, donde sedimentó la Formación Capiro. Las porciones de las cuencas adyacentes a este gran anticlinal eran afectadas por los movimientos de ascenso del mismo, emergiendo en ocasiones por períodos más o menos prolongados. Este fenómeno originó la presencia de algunas discordancias en el corte en la periferia de las cuencas que no se observan en la columna estratigráfica de las áreas más internas, las cuales sufrieron una subsidencia continua desde el Eoceno hasta el Oligoceno. Puesto que durante los citados movimientos se originaron algunas estructuras plicativas y disyuntivas, en las rocas paleogénicas afectadas por ellos, las discordancias presentes separan capas con estructuras diferentes y son, por tanto, angulares, permitiendo dividir el corte en pisos estructurales.

Las áreas ocupadas por los valles de Cajobabo e Imías, Caujerí y Capiro eran adyacentes al anticlinal oriental y en ellas hemos distinguido dos pisos estructurales durante el desarrollo geosinclinal:

1. Piso Eoceno Inferior - Eoceno Superior
2. Piso Eoceno Superior - Oligoceno.

A diferencias de estas regiones, en la sierra de Yateras se observa un solo piso estructural: Eoceno Medio-Oligoceno.

Piso estructural Eoceno Inferior - Superior

El piso estructural Eoceno Inferior-Superior está representado por las deformaciones de esa edad presentes en las rocas de las formaciones El Cobre, San Ignacio y San Luis en el valle de Caujerí y en el flanco suroccidental de la sierra del Purial. Al incluir estas tres unidades en un mismo piso estructural nos apartamos un poco del concepto de piso estructural tal como éste habitualmente se entiende en la literatura (5) puesto que entre las formaciones San Ignacio y San Luis existe una discordancia angular. Debido al carácter generalmente masivo de la Formación San Ignacio, las estructuras presentes en ella no han podido ser bien estudiadas, aunque, lo que

sabemos nos permite suponer que las características e intensidad de las deformaciones de ambas formaciones es bastante similar, de aquí que se incluyan en un mismo piso.

En la zona de Imías-Cajobabo el piso estructural Eoceno Inferior-Superior se divide en una secuencia autóctona integrada por las formaciones San Ignacio y San Luis y un alóctono, representado por la Formación El Cobre y una escama (o escamas)(?) de serpentinitas situada entre ésta y el autóctono. Las capas del autóctono presentan una estructura monoclinial, con buzamiento hacia el sur o sureste con pliegues menores. En Cajobabo, la estructura del autóctono se complica y las capas de la Formación San Luis tienen yacencias abruptas como consecuencias del arrastre de las rocas alóctonas.

La aloctonía de la Formación El Cobre en el valle de Cajobabo ya fue discutida ampliamente en una publicación anterior (17) y no entraremos en detalles sobre esto, remitiendo al lector al trabajo citado. Las rocas de la Formación El Cobre están intensamente tectonizadas y presentan una estructura muy compleja, la cual aún no ha podido ser del todo descifrada, debido a la presencia de posibles dislocaciones disyuntivas internas (escamas). Las rocas de la formación presentan muchos espejos de fricción, estrías de deslizamientos y brechas tectónicas (Fig. 35).

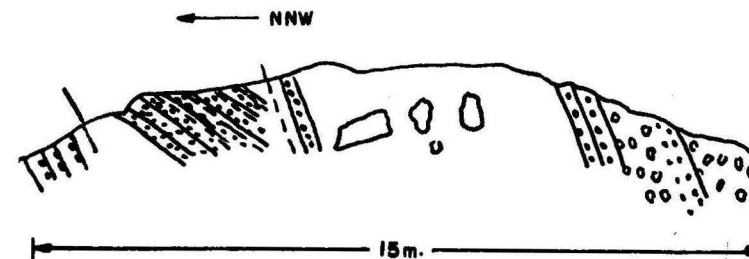


Fig. 35. Esquema de afloramiento de la Formación El Cobre en Cajobabo, donde pueden observarse las numerosas fallas que cortan a la formación en esa localidad, las cuales están genéticamente relacionadas con el emplazamiento del manto tectónico de Cajobabo. Localidad: Vía Azul, algo al norte del entronque con el camino a Playitas.

En el valle de Caujerí, las dislocaciones del piso estructural Eoceno Inferior-Superior pueden estudiarse en la pequeña área, de sólo unos 6 km<sup>2</sup> en la cuál afloran las rocas de las formaciones San Ignacio

y San Luis en las cabeceras del río Sabanalamar. Aquí las deformaciones presentes son menores que en Imías y sobre todo, que en Cajobabo todas las rocas son autóctonas (11, 35). En el curso del arroyo Dos Brazos, las rocas de la Formación San Ignacio forman una serie de anticlinales muy suaves, aflorando en el núcleo de los primeros las rocas de la Formación Sierra del Purial. Debido a los escasos afloramientos de la Formación San Luis en esta área y a su monotonía litológica, no se han descifrado estructuras plicativas o disyuntivas en ella, pero la yacencia suave que presentan sus capas en afloramientos indica que su estilo tectónico es aquí también muy parecido al de la Formación San Ignacio.

En casi toda la región, excepto en el área del Mameyal Sao del Indio, unos 3 km al oeste de Puriales de Caujerí, las capas del piso estructural Eoceno Inferior-Superior yacen con una fuerte discordancia angular sobre la Formación Sierra del Purial. En la localidad antes citada, la Formación San Luis descansa sobre la Formación Santo Domingo. En Imías y Cajobabo sobre el Piso Eoceno Inferior-Superior descansan, con discordancia angular, las capas del Piso Mioceño-Cuaternario, en tanto que en Caujerí yace sobre él, también discordantemente, el piso Eoceno Superior-Oligoceno.

### **Piso Eoceno Superior - Oligoceno**

Las estructuras de este piso pueden estudiarse en Capiro al SE de Baracoa y en valle de Caujerí. En general, el carácter de las dislocaciones presentes en él es poco conocido, debido a la pobreza de afloramientos y al carácter masivo o muy homogéneo de las formaciones que lo constituyen.

La Formación Capiro presenta afloramientos muy pobres. En las pocas localidades en que pudo medirse, las capas presentaban una yacencia suave, no superior en general a los 20°, no pudo comprobarse la existencia de pliegues, aunque éstos probablemente estén presentes. Las rocas de la formación no parecen estar cortadas por fallas de importancia. En Vegueta Prieta, en unas areniscas y conglomerados asignados con duda a la formación, se observan algunas pequeñas fallas, con planos abruptos (unos 60°) buzando aproximadamente al sur. Los desplazamientos a lo largo de estas fallas no deben rebasar algunos metros y posiblemente son sedimentarias.

Las rocas de Caujerí pertenecientes al piso estructural Eoceno Superior-Oligoceno han sido mejor estudiadas, aunque nuestro conocimiento de su estructura es aún incompleto. En el área, las rocas de este piso descansan discordantemente sobre las formaciones Sierra del Purial, Santo Domingo y San Luis.

Las discordancias presentes por debajo de las formaciones Sabanalamar y Cabeza de Vaca testimonian, sin duda alguna, la existencia de una intensa erosión durante parte del Eoceno Tardío, debido a la cual fueron denudadas de la mayor parte del área las capas de la Formación San Ignacio y de la recién depositada Formación San Luis.

Las capas de la Formación Sabanalamar constituyen un gran sinclinal, que se extiende en una dirección aproximada norte-sur entre Puriales de Caujerí y Pozo Azul. Al este del sinclinal existe un área entre Mameyal y Los Letreros en la cual afloran las rocas de las formaciones Santo Domingo y Sierra del Purial. Aunque no se pudo determinar su carácter en el campo, la distribución de las diferentes formaciones en esta área, indica que en la misma está presente un anticlinal, probablemente un braquianticlinal, suave (ver mapa geológico).

### **Piso estructural Eoceno Medio - Oligoceno**

El estilo tectónico de las capas paleogénicas de la sierra de Yateras presenta características peculiares que lo diferencian marcadamente del existente en las regiones más orientales ya examinadas. En primer lugar, el corte estratigráfico no presenta discordancias, salvo, quizás, entre las formaciones San Luis y Maquey, como ya se señalaba en el capítulo de estratigrafía y aún en el caso de existir ésta no será una discordancia angular bien marcada. Por tanto, todo el corte desde la Formación San Ignacio a la Formación Maquey pertenece a un solo piso estructural.

En segundo lugar, en la sierra de Yateras está desarrollada una estructura plicativa más compleja que en las otras áreas, excepto Cajobabo, donde los fenómenos de cabalgamiento han determinado un estilo tectónico muy complejo en las rocas alóctonas de la Formación El Cobre. Como veremos más tarde, la génesis de estos pliegues en la zona de Bernardo-Arenal parece estar íntimamente relacionada en las peculiaridades de su evolución geológica durante el Paleógeno.

Las capas del piso estructural Eoceno Medio-Oligoceno forman varios anticlinales y sinclinales suaves (Figs. 36, 27 a,b) cuyos ejes se extienden en una dirección general WNW-ESE. El más norteño de los anticlinales se distingue bien desde Teniente Ramírez al oeste, hasta más allá del arroyo El Pinar, al este, más al oriente del cual la estructura se ensancha rápidamente. Entre Teniente Ramírez y El Pinar el eje de la estructura tiene una dirección WNW, en tanto que entre este último y pico Galán el eje parece tomar una dirección

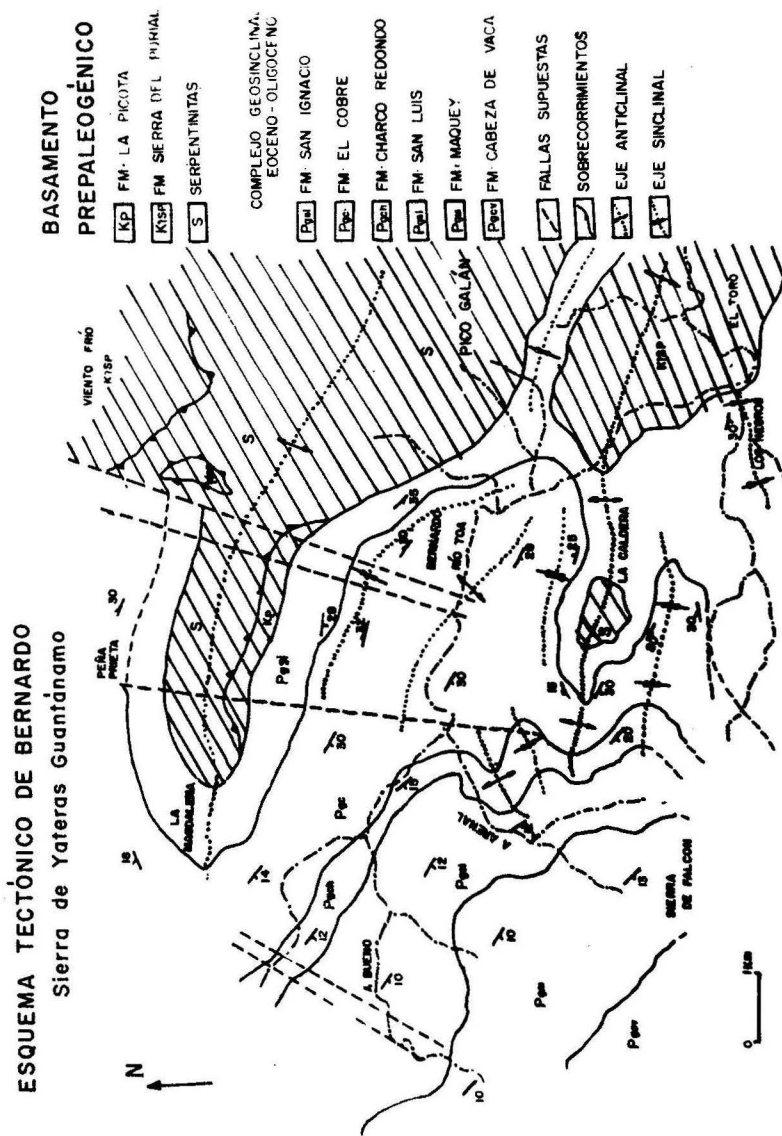


Fig. 36. Mapa tectónico de Bernardo (en el curso superior del río Toa).

NNW-SSE. En el núcleo del anticlinal afloran las serpentinitas y la Formación La Picota, en tanto que los flancos lo forman las formaciones San Ignacio y El Cobre, cuyos buzamientos fluctúan en esta estructura entre  $25^\circ$  y  $50^\circ$ . En Teniente Ramírez, el eje del anticlinal se hunde hacia el oeste, formándose un periclinal.

El segundo anticlinal (La Caldera) se extiende desde las cabeceras del arroyo El Aji de la Caldera al oeste, hasta más allá de Paulino y El Toro al este (Fig. 36). El eje del anticlinal tiene una dirección WNW-ESE hundiéndose, como el caso anterior, hacia el oeste. En la confluencia del arroyo El Aji de la Caldera con el río Toa, el eje del pliegue forma una pequeña silla estructural. En el núcleo de la mitad occidental del anticlinal afloran las serpentinitas del Manto Sierra Cristal, en tanto, que en su parte más oriental al núcleo lo constituye la Formación Sierra del Purial. En los flancos del pliegue afloran las formaciones San Ignacio, El Cobre, Charco Redondo y San Luis. La yacencia de los flancos del anticlinal fluctúa entre  $15^\circ$  y  $35^\circ$ .

Al norte del anticlinal de La Caldera, en el oeste, se encuentra el sinclorium del Toa el cual se distingue desde Tribilín, al este, hasta la zona de Arenal-Quebrahacha, en el oeste. El sinclorium está constituido por un anticlinal central flanqueado por dos estrechos sinclinales. El anticlinal se extiende con rumbo NW-SE a lo largo de 8 km, desde Arenal hasta cerca de Tribilín a 15 km al sur de Bernardo donde su eje se hunde y la estructura se extingue. El sinclinal norte forma una estrecha faja de unos 14 km de longitud con rumbo NW - SE. El sinclinal meridional se sigue a lo largo de 9 km desde cerca de Tribilín hasta La Alegría. Esta estructura tiene una dirección EW. El sinclorium del Toa hacia el este se cierra, formando un centriclinal, en tanto que hacia el NW, en dirección a Palenque, transiciona lateralmente a un monoclinal con buzamiento al sureste (Fig. 36).

En la estructura visible del sinclorium entran todas las formaciones paleogénicas, excepto la Formación Maquey.

Entre Tribilín y las cabeceras del arroyo El Toro se extiende un estrecho sinclinal, flanqueado por los anticlinales El Pinar y La Caldera. En el núcleo del sinclinal, que tiene una dirección WNW-ESE, aflora la Formación San Ignacio.

El más sureño de los sinclinales es El Pinar, situado al sur del anticlinal Las Calderas, constituido por capas de las formaciones San Ignacio, El Cobre, Charco Redondo y San Luis, fluctuando los buzamientos entre  $10^\circ$  y  $35^\circ$ .

Hacia el sureste de Bernardo, en Arenal, la estructura se hace monoclinal, buzando las capas de las formaciones San Luis y Maquey

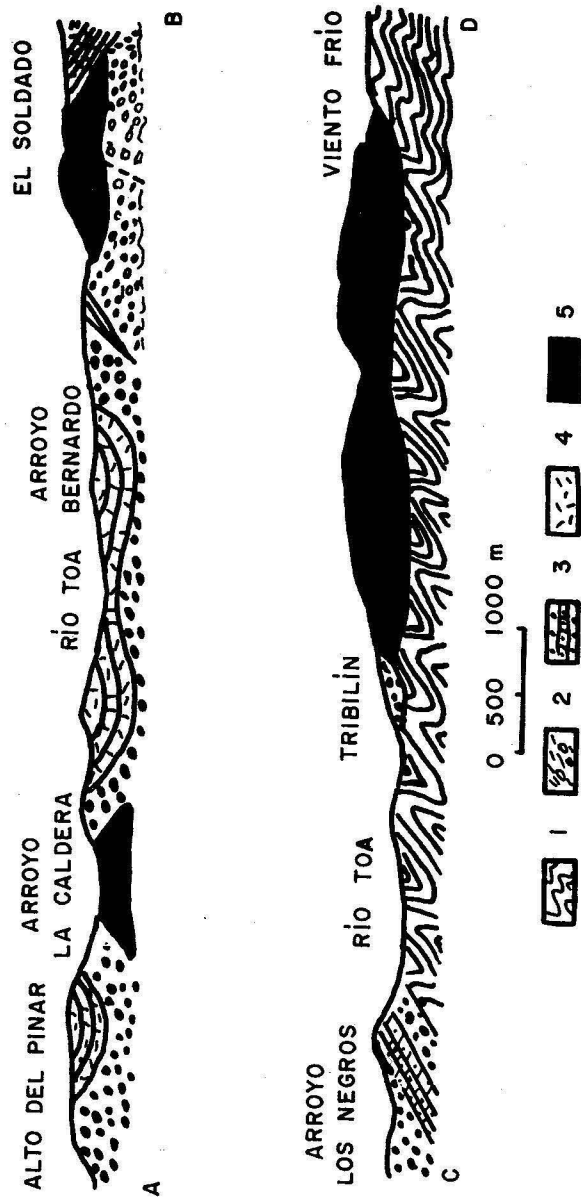


Fig. 37. Perfiles geológicos en el área de Bernardo (1) Formación Sierra del Purrial (2) Formación La Picota (3) Serpentinitas (4) Formación San Ignacio (5) Formación El Cobre.

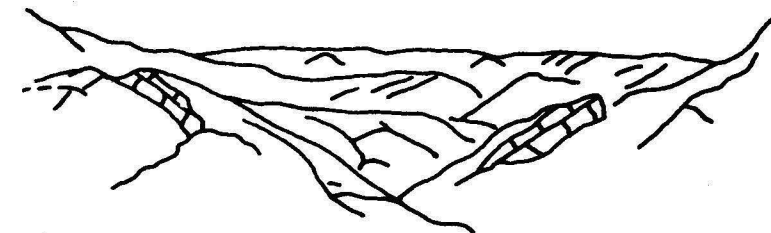


Fig. 38. Vista panorámica del valle del arroyo Los Negros, donde se observa muy bien, debido al paisaje de cuevas y a los farallones de calizas, la presencia de un sinclinal en las capas de la Formación San Ignacio. (Esquema realizado a partir de foto.)

hacia el SW, con yacencias entre  $18^\circ$  y  $15^\circ$ . Lo mismo ocurre en dirección a Palenque (10, 38), donde, según parece, desaparecen los pliegues y la yacencia de las capas es también monocliñal al suroeste.

Las fallas tienen poca importancia, en general, en el estilo tectónico del piso Eoceno Medio-Oligoceno. Las mismas se localizan por los saltos estratigráficos, brechas y espejos de fricción a ellas asociados. Todas estas fallas son de pequeño desplazamiento, excepto, quizás la situada al norte de El Pinar, que pone en contacto las serpentinitas y la Formación El Cobre.

En Bernardo y Palenque pueden distinguirse dos sistemas de fallas, uno con orientación NNE-SSW y el segundo con dirección aproximada NE-SW (Fig. 36).

El estilo tectónico presente en las capas paleogénicas (Fig. 38) de Bernardo y Arenal parece corresponder genéticamente a los pliegues reflejados según la clasificación de Jaín (26). En la génesis de estos pliegues, que no son más que el reflejo en la cobertura de los movimientos de bloques del basamento, debió influir el marcado contraste de los movimientos durante el Eoceno y Oligoceno en la zona de articulación del anticlinal y sinclinarium oriental, mucho más señalados en Bernardo y Arenal que en las demás regiones (el espesor total de sedimentos acumulados durante ese lapso es de unos 1 800 a 2 600 m). Es probable que estos movimientos se produjeran a lo largo de fallas en el basamento, cuyo reflejo en la cobertura, menos rígida, son los pliegues estudiados.

## Piso estructural Mioceno - Cuaternario

Las rocas de este piso estructural descansan discordantemente sobre todas las formaciones premiocénicas. Es evidente que probablemente a inicios del Mioceno ocurrió un ascenso general en todo el este de Oriente, seguido poco después por una transgresión marina limitada.

En las capas del piso estructural no se observan dislocaciones plicativas de pequeñas o medianas dimensiones.

Adamovich y Chejovich (3) señalan la presencia de un anticlinal en desarrollo en el extremo oriental de Cuba. (Fig. 39). Estos autores apuntan que las calizas del Mioceno-Cuaternario (Formación punta Maisí en este artículo) yacen con buzamientos de 3° a 5°, llegando hasta 8°, formando un periclinal.

Aunque los autores no han dedicado especial atención a este interesante problema, los datos del mapeo geológico revelan para todas las áreas donde el fenómeno se manifiesta, que las formaciones miocénicas buzaban suavemente con dirección al mar. Así, por ejemplo, en el área de La Tinta es visible cómo la base de la Formación Imías aumenta progresivamente de altura y si en el cañón del río Jauco, al sur de La Tinta y a unos 2 km de la costa, la base de la formación se encuentra a unos 40 m de altura en el alto de Caimoní, a unos 5,5 km de la costa, la base de la unidad yace a unos 570 m de altura.

Este movimiento ascensional reciente está magníficamente reflejado en las terrazas marinas que se elevan hasta alturas de 500 m, en las terrazas fluviales visibles en los valles de los ríos más importantes como el Imías, Sabanalar, etcétera, y en los peniplanos levantados visibles en Gran Tierra, Cuchillas del Toa y sierra de Yateras, entre otras localidades.

La estructura disyuntiva más importante correspondiente a este piso estructural es la falla norte de la fosa de Bartlett, la cual separa la sierra del Purial de la mencionada depresión. Esta enorme estructura, que se extiende a lo largo de todo el borde norte de la fosa, desde el golfo de Honduras hasta el Paso de los Vientos, se manifiesta muy bien en los mapas batimétricos. En el mapa de escala 1:500 000 editado por el IGGG en 1968, la isobata de los 1 000 m desde Cabo Cruz hasta la punta de Maisí rara vez se encuentra a más de 5 km de la costa y en muchas ocasiones esta distancia es mucho menor. Es difícil explicar este escarpe rectilíneo o ligeramente ondulado, a lo largo de más de 250 km por otro fenómeno que no sea una falla regional.

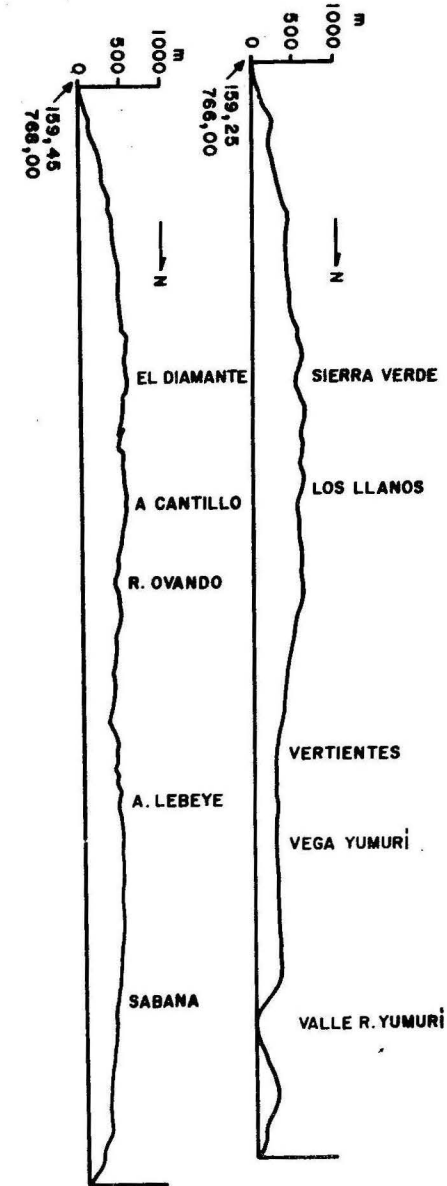


Fig. 39 Perfiles topográficos de la meseta de Maisí, siguiendo una línea N-S. Puede observarse el arqueamiento de la superficie peniplanizada, que forma una boveda suave, asimétrica.

La falla norte de la fosa de Bartlett se originó en el Mioceno (16), como se verá más adelante, y continúa activa.

Posiblemente, con el arqueamiento anticlinal del extremo oriental de Cuba deben estar relacionadas fallas que lo dividan en bloques, sin embargo, éstas no han podido ser detectadas hasta el momento.

El problema de las estructuras jóvenes tiene un amplio campo de estudio y desarrollo en el extremo oriental de la Isla. Es de esperar que en el futuro, investigaciones especialmente dirigidas hacia este tema, arrojen resultados de gran interés para la geología de Cuba.

## YACIMIENTOS MINERALES

En el curso de nuestras investigaciones han sido detectados una serie de yacimientos minerales y manifestaciones de mineralización que pueden ser de interés para el desarrollo futuro de la provincia de Guantánamo.

Sin duda el más importante de estos hallazgos es el de las rocas zeolitizadas de la Formación El Cobre. En los últimos años, en nuestro país ha surgido un creciente interés por las zeolitas (18, 24) motivada por su gran utilización en diferentes ramas de la economía (22). En Bernardo, casi todo el corte, alrededor de un 90 % o más de los casi 600 m de espesor de la Formación El Cobre, está constituido por tobas zeolitizadas. En la mayor parte de estas rocas la zeolitización es muy intensa, entre un 80 y un 90 %. Como puede apreciarse el volumen de las rocas zeolitizadas, solamente en la zona de Bernardo, es enorme, pero ellas no se encuentran limitadas, sólo a esta localidad, sino se extienden más hacia el oeste en la sierra de Yateras (han sido mapeadas en Palenque). Rocas similares han sido estudiadas por G. Orozco (37) y M. Iturralde (24) en las estribaciones surorientales de la sierra Cristal (Fig. 40) y por G. Orozco (37) y J. Cobiella (14) en Sabanilla, Mayarí Arriba. En estas áreas, al igual que en Bernardo, las tobas de la Formación El Cobre, que constituyen la litología predominante en la formación, están zeolitizadas. Aún no ha podido ser explicada por nosotros la causa de esa zeolitización regional de las tobas de la Formación El Cobre en esta franja de más de 85 km de longitud (que según parece se extiende más hacia el oeste, al sur de la sierra de Nipe), pero es de interés señalar que el fenómeno observado está limitado sólo a la zona de articulación del

sinclinatorium oriental y el anticlinal oriental, pues ni en la Sierra Maestra, ni en los pequeños afloramientos de la cuenca del río Cauto, las tobas de la Formación El Cobre están zeolitizadas.



Fig. 40. Tobas zeolitizadas en Sabaneta en las estribaciones del sur de la Sierra Cristal. Corte en el terraplén Guantánamo-Sagua de Tánamo.

Los mármoles de la Formación La Asunción pueden presentar interés en un futuro como material de construcción o piedras ornamentales. En el río Ovando se presentan afloramientos de mármoles macizos, que pueden ser de interés económico.

En los valles de Caujerí, Imías y Cajobabo existen acumulaciones de gravas y arenas de considerable extensión y espesor relativamente grande (11, 12, 25, 35), que pudieran ser también utilizadas como materiales de construcción.

En las Anfibolitas Macambo y en los esquistos verdes de la Formación Sierra del Purial se han encontrado algunas concentraciones apreciables de minerales de titanio, tales como la ilmenita ( $\text{Fe Ti O}_3$ ), esfena ( $\text{CaTiO}_3$ ) y leucoxeno, como producto de alteración de los dos primeros. La ilmenita y el leucoxeno aparecen en abundancia, en tanto que la esfena es más rara. En las anfibolitas, la ilmenita apa-

rece en forma de cristales esqueléticos, distribuidos generalmente en forma de bandas o líneas, en tanto que la esfena aparece como pequeños agregados de formas irregulares (23).

El contenido de  $\text{Ti O}_2$  encontrado en las muestras de anfibolitas recolectadas en Los Jmales, unos 5 km al NE de La Tinta, fluctúa entre 0,26 y 1,57%. Los esquistos verdes de la Formación Sierra del Purial en la localidad de Posanco, al NW de Imías, contienen hasta un 6-7 % de ilmenita (23).

En las areniscas y conglomerados del contacto entre las formaciones San Luis y Maquey, al SSW de Arenal aparecen en una faja de 50 a 200 m de ancho y unos 5 km de longitud, numerosas manifestaciones de epsomita, la cual rellena las grietas y los poros de conglomerados y areniscas (41, 42). La epsomita tiene múltiples usos en la medicina, la industria azucarera, agricultura, etcétera, por lo que estas manifestaciones en Arenal pudieran tener, además de su rareza mineralógico, interés industrial.

En las rocas de la Formación Sierra del Purial han sido encontradas varias manifestaciones de mineralización metálica. Una de ellas está relacionada con una probable zona de fracturación en el camino de Los Calderos, unos 4 km al norte de Imías, a la cual se asocia pirita diseminada.

En Yacabo Arriba, al norte de Imías, se observó una zona de mineralización de manganeso y hierro en las rocas de la Formación Sierra del Purial. Igual tipo de mineralización fue observada también en Caletica Arriba, al SE de La Tinta, en la Formación Sierra Verde.

En las cabeceras del arroyo La Hoya existe un área de mineralización con pirita y calcopirita en serpentinitas, la cual ha sido explorada anteriormente, existiendo en el lugar numerosos socavones.

## EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

El esbozo del desarrollo geológico regional que poco más adelante se presenta no está elaborado con igual detalle para todas sus etapas. Mientras que nuestras ideas sobre la evolución regional a partir del Maestrichtiano están bastante claras y el esquema que podemos ofrecer es más o menos coherente, la historia premaestrichtiana permanece en su mayor parte en la oscuridad y sólo pueden ofrecerse algunas vagas conjeturas sobre ella.

En lo posible, hemos tratado de encajar y relacionar la evolución geológica de la provincia de Guantánamo con lo que sabemos de esa evolución en Cuba oriental y regiones adyacentes.

En nuestro esquema hemos considerado a las Anfibolitas Macambo como el basamento autóctono cosa que, como vimos, no está aún firmemente comprobada. Hemos supuesto también, autóctona a la Formación Santo Domingo, al menos en la porción occidental (valle de Caujerí), donde esto parece más probable. Por tanto, podemos considerar que la región estudiada formó parte del eugeosinclinal antillano, como habitualmente se supone en los esquemas regionales. Esto se confirma, además, por la presencia de la Formación El Cobre (Paleoceno-Eoceno Medio), de típicas características eugeosinclinales.

Posiblemente, a partir del Tithoniano o inicios del Cretácico, en el extremo oriental de Cuba, al igual que en el resto del eugeosinclinal y sobre un basamento anfibolítico, comenzó la acumulación de un potente espesor de rocas vulcanógenas y sedimentarias (28). El vulcanismo de carácter medio o básico, era de tipo submarino como lo permiten suponer las *pillow lavas* y areniscas tobaceas con



texturas turbidíticas presentes en la Formación Santo Domingo. La acumulación de esta secuencia debió extenderse probablemente, igual que en el resto de Cuba, hasta el Cenomaniano o inicios del Turoniano, en que comenzaron a desarrollarse los movimientos de la orogénesis subherciniana. Durante ella, posiblemente, ocurrió el metamorfismo de parte de la secuencia vulcanógeno-sedimentaria en la facies esquistos verdes, originándose así la Formación Sierra del Purial.

Este proceso, debió tener lugar en las partes más internas del eugeosinclinal, al sur del territorio estudiado. Posiblemente, durante esta época intruyen algunos *stocks* de dioritas como los observados por nosotros en el yacimiento Elección, que penetra en la Formación Sierra del Purial, o los observados al sur de Sierra Cristal, que cortan a la Formación Santo Domingo (15).

La ausencia de las rocas de edad Coniaciano (o Turoniano) Campaniano tanto en el área estudiada, como en general para toda Cuba oriental, permite suponer que durante todo el intervalo, en que en parte debió desarrollarse la orogénesis subherciniana, la región permaneció emergida y sujeta a la erosión.

En el Maestrichtiano comenzó una nueva subsidencia en Cuba oriental (al este de Santiago de Cuba). En el extremo occidental del actual anticlinal oriental (sierra de Nipe y Cristal) se acumulaba una potente secuencia terrígena, en parte, quizás, continental (Formación Mícará), derivada de la erosión de terrenos volcánicos de posición incierta. La extensión de esta cuenca resulta imposible de determinar con los datos a nuestra disposición. Probablemente al sur de ella y separada tal vez por una barrera paleogeográfica, se encontraba una depresión más profunda, marina, en la cual sedimentaban, a grandes velocidades, los productos de la erosión de un manto serpentinitico en avance desde el sur (Formación La Picota).

Este enorme manto serpentinitico se originó por los movimientos orogénicos de gran intensidad que en el Maestrichtiano comenzaron a afectar a Cuba oriental, los cuales posiblemente movilizaron (y, quizás, inicialmente serpentinizaron) a las ultramafitas yacientes en profundidad, que así comenzaron a moverse hacia niveles más elevados de la corteza, llegando hasta la superficie del planeta y derramándose lentamente con un flujo plástico similar al observado en las sierras costeras de California, pero a una escala enormemente mayor, en dirección a una cuenca situada al norte, donde rápidamente se acumulaban los productos de su erosión en forma de olistostrómas y turbiditas (Formación La Picota). Posiblemente, en el frente de los mantos se desarrollaban arrecifes (Formación Cañas) de los cuales las olas arrancaban fragmentos que, al deslizarse al fon-

do, debido a avalanchas submarinas, se mezclaban en los clastos de serpentinitas y otras litologías provenientes de los mantos en movimiento. A medida que las serpentinitas avanzaban hacia el norte cabalgaban sobre los sedimentos de la cuenca, triturándolos considerablemente y arrastrándolos por debajo de ellas. De ésta forma, fueron emplazados los mantos Mayarí y Sierra Cristal en su posición actual desde una región al sur de Oriente. La edad de estos movimientos puede precisarse bien al sur de sierra Cristal donde, en Boca de Mícará, al oeste de Mayarí Arriba, los sedimentos de la parte superior de la Formación Mícará (Paleoceno Inferior) cubren a la Formación La Picota (Maestrichtiano) y a las serpentinitas.

Posiblemente los mantos La Tinta, El Naranjo y Ovando fueron emplazados también durante estos movimientos como lo hace sospechar la presencia en ellos de bloques y lentes de serpentinitas a lo largo de algunos contactos tectónicos y en su interior.

El Manto La Tinta está compuesto por rocas típicas eugeosinclinales, por lo que suponer su proveniencia desde el sur, de las partes más internas del eugeosinclinal, no plantea dificultades. Más problemática es explicar la presencia en la zona de Maisí de las formaciones sierra Verde y La Asunción, puesto que ninguna de las dos contiene material vulcanógeno.

Ni la Formación La Asunción, ni la Formación Sierra Verde parecen pertenecer, por sus características litológicas, al eugeosinclinal, que a partir probablemente del Tithoniano (28) comenzó a desarrollarse en la zona de las actuales Grandes Antillas. Más ambas bien parecen secuencias miogeosinclinales con bajo grado de metamorfismo, de posible edad pretithoniana. Es posible, que estas unidades, sean parte del basamento del geosinclinal emplazadas en su posición actual durante los movimientos del Maestrichtiano-Paleoceno Inicial.

Desde el punto de vista de la geología regional del Caribe, la Formación Sierra Verde tiene un gran interés, pues la composición mineralógica de sus sedimentos, muy ricos en cuarzo, unido a la presencia de minerales accesorios tales como la turmalina (chorlita), magnetita y, probablemente también, moscovita y rocas silíceas, permite suponer la existencia de terrenos de rocas plutónicas ácidas y/o metamórficas en la región norcentral del Caribe, lo cual serviría de apoyo a las concepciones existentes sobre la existencia de una antigua masa continental en el área actualmente ocupada por el mar Caribe.

Después de emplazados los mantos tectónicos de Cuba oriental y terminada la orogénesis del Maestrichtiano-Paleoceno Inicial, comenzó a elevarse el anticlinal oriental, manteniendo, a partir de ese instante (Paleoceno Inicial), una fuerte tendencia a emerger o a sub-

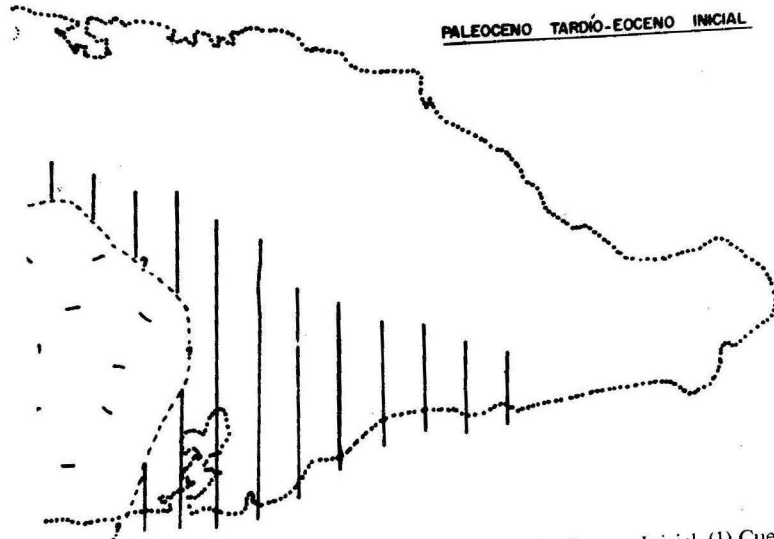


Fig. 41. Esquema paleogeográfico del Paleoceno Tardío-Eoceno Inicial. (1) Cuenca marina profunda, volcánica (2) Mar Profundo con sedimentación clástica predominante (3) Mar profundo con sedimentación carbonatada predominante (4) Mares muy someros (incluso deltas) con sedimentación clástica (5) Mares someros con sedimentos calcáreos (6) Arrecifes organógenos y bancos calcáreos (7) Fosa oceánica (8) Elevaciones (crestas) submarinas (9) Montañas. (10) Áreas poco elevadas (llanuras).

sidir con menor intensidad que las regiones adyacentes. Simultáneamente, en la región situada inmediatamente al sur del anticlinal, comenzó una fuerte subsidencia, acompañada de una intensa actividad volcánica de carácter submarino (Fig. 41), iniciándose la acumulación de potentes espesores de lavas y, fundamentalmente, tobas, de composición variada, aunque, en general, predominan las variedades medias o básicas (Formación El Cobre). Esta cuenca se extendía por todo el sur y centro de la antigua provincia de Oriente hasta, probablemente, la margen occidental de la bahía de Guantánamo. A inicios del Eoceno y, principalmente, en el Eoceno Medio, las dimensiones de la cuenca aumentaron considerablemente, extendiéndose hacia el norte e invadiendo las regiones sureñas del anticlinal oriental. Esta última estructura durante el intervalo Paleoceno-Eoceno Medio (inicios), se comportó como una cresta subma-

rina que impidió eficazmente que el material tobaceo de las erupciones submarinas pudiera propagarse en gran cantidad hacia el norte, desarrollándose ocasionalmente sobre ella algunos arrecifes o bancos calcáreos. A inicios del Eoceno Medio, en el sureste del anticlinal se originó una cuenca estrecha y profunda limitada posiblemente al norte por fallas, formándose en ese flanco un talud muy escarpado. Probablemente, a lo largo de este talud ocurrían con frecuencia terremotos que, debido al fracturamiento de las rocas en las zonas de falla, originaban numerosos aludes y avalanchas, que depositaban sus sedimentos mal seleccionados en el fondo de la cuenca (Formación San Ignacio).

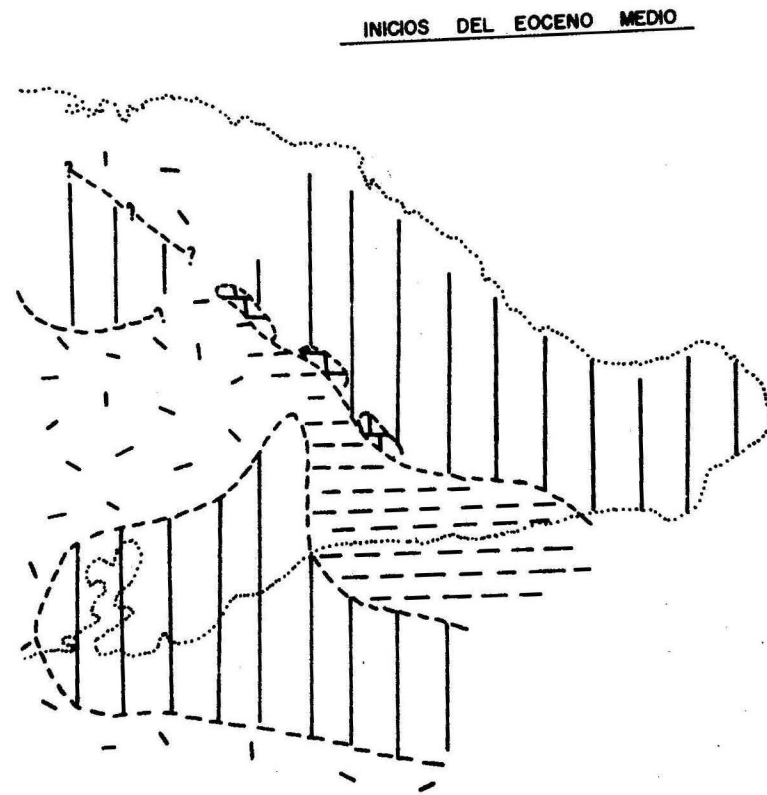


Fig. 42. Esquema paleogeográfico de inicios del Eoceno Medio. Leyenda en la figura 41.

Una cresta submarina flanqueaba a esta estrecha cuenca por el sur y oeste e impidió la contaminación del material clástico en el tobaceo proveniente de la actividad volcánica contemporánea (Fig. 42). Sólo en el extremo noroeste en la actual sierra de Yateras, debido a la inexistencia allí de la citada cresta, pudieron interdigitarse las litologías características de las formaciones El Cobre y San Ignacio. En algunos lugares de esta cresta crecieron arrecifes en cuyos flancos se originaban corrientes turbias de sedimentos calcáreos que se depositaron en el fondo de la cuenca junto a las brechas.

Durante el Eoceno Medio cesó, bruscamente, la actividad volcánica en la cuenca del sur de Oriente. A la vez fue este el momento en que la sedimentación calcárea se extendió uniformemente sobre toda la cuenca. En la mitad occidental del anticlinal oriental florecieron abundantemente los bancos calcáreos y arrecifales, que se habían desarrollado limitadamente antes.

Al sur de la cresta, coronada por arrecifes, sedimentaban fangos calcáreos organógenos en aguas bastante profundas (Formación Charco Redondo). Mientras tanto, en la mitad este del anticlinal (sierra del Purial) se desarrollaron movimientos ascendentes que provocaron su emersión, en forma de una tierra baja, erosionándose parcialmente la Formación San Ignacio, recién depositada.

Hacia finales del Eoceno Medio, en la región situada al sur de Oriente, comenzaron los movimientos de la orogénesis cubana, que alcanzaron su culminación entre fines del Eoceno Medio y el Eoceno Tardío. Como consecuencia de ellos, al sur de Oriente comenzó a levantarse un macizo montañoso el cual era intensamente erosionado y los productos de su erosión depositados en la cuenca situada entre él y el anticlinal oriental. Como puede verse en la figura 43, esta depresión se extendía por todo centro y sur de Oriente y como consecuencia de la transgresión marina de fines del Eoceno Medio, también ocupaba la mayor parte de la actual sierra del Purial. De esta forma, las dimensiones del anticlinal oriental se redujeron considerablemente, al subsidir rápidamente su flanco sur, pero, continuó actuando como una barrera paleogeográfica, impidiendo que las corrientes turbias que se originaban en las inmediaciones del macizo montañoso meridional se extendieran hacia el norte. Debido a la profundización de las aguas sobre el anticlinal, las dimensiones de los arrecifes y bancos calcáreos se redujeron considerablemente.

La orogénesis que se desarrolla en el macizo montañoso al sur de Oriente, al que Keijzer (27) bautizó como tierra de Bartlett, provocó la afluencia de una enorme cantidad de material terrígeno (Formación San Luis) a la cuenca, hasta mediados o finales del Eoceno Tardío. Los movimientos orogénicos fueron, al parecer, emigrando

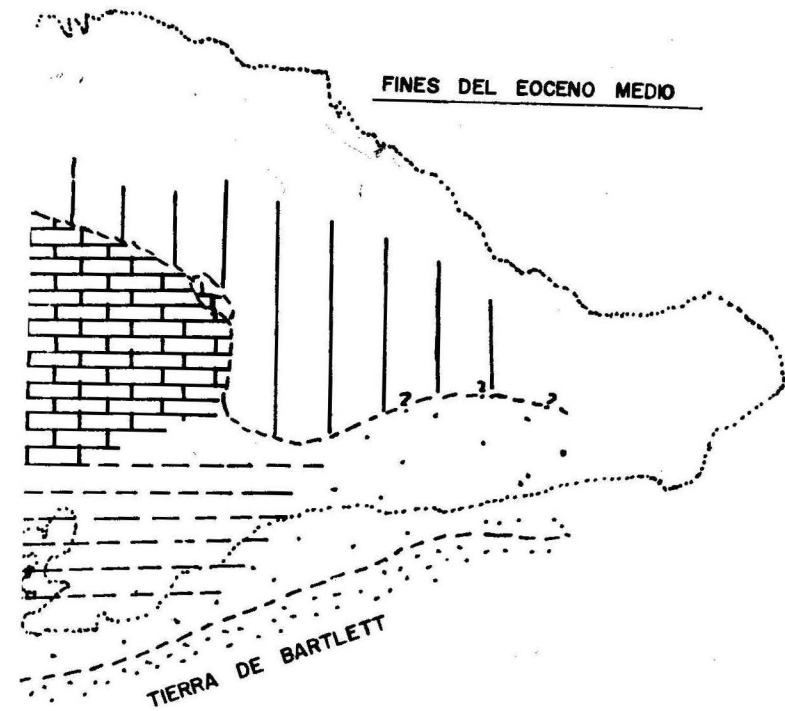


Fig. 43. Esquema paleogeográfico de fines del Eoceno Medio (al inicio de la sedimentación de la Formación San Luis).

progresivamente hacia el norte, afectando ya en el Eoceno Tardío el flanco sur de la cuenca, plegando sus rocas con bastante intensidad en algunas regiones, llegando, incluso, a producirse un manto tectónico, formado por las rocas de la Formación El Cobre en el borde oriental de la tierra de Bartlett (Cajobabo), el cual en su avance desde el sur, arrancó una escama de serpentinitas. Este manto tectónico es el único conocido que se haya originado por la orogénesis cubana en Cuba oriental.

A fines del Eoceno Tardío el anticlinal oriental vuelve nuevamente a sufrir movimientos de ascenso, emergiendo sobre el nivel del mar un macizo montañoso desde la sierra de Yateras hacia el este, el cual disminuía considerablemente de altura hacia el oeste (sierra Cristal, sierra de Nipe). De esta forma, la paleogeografía de

Cuba oriental desde fines del Eoceno al Oligoceno (Fig. 44) presentaba dos macizos montañosos: la tierra de Bartlett y el anticlinal oriental con una gran cuenca marina entre ellas en tanto, que otra se extendía al norte del anticlinal. Una estrecha cresta submarina corría paralela al borde sur del anticlinal oriental, sirviendo como barrera paleogeográfica que posiblemente impidió, con notable eficacia, la mezcla del material terrígeno proveniente de los dos macizos montañosos en la cuenca. En estas cuencas se depositaron las formaciones terrígenas tipo molasa (formaciones Maquey y Sabanalar) o tlyschoides (Formación Capiro) con las cuales termina el desarrollo geosinclinal de la región, en tanto que a lo largo de la estrecha cresta antes mencionada se desarrollaron algunos bancos calcáreos (formaciones Majimiana y Cabeza de Vaca).

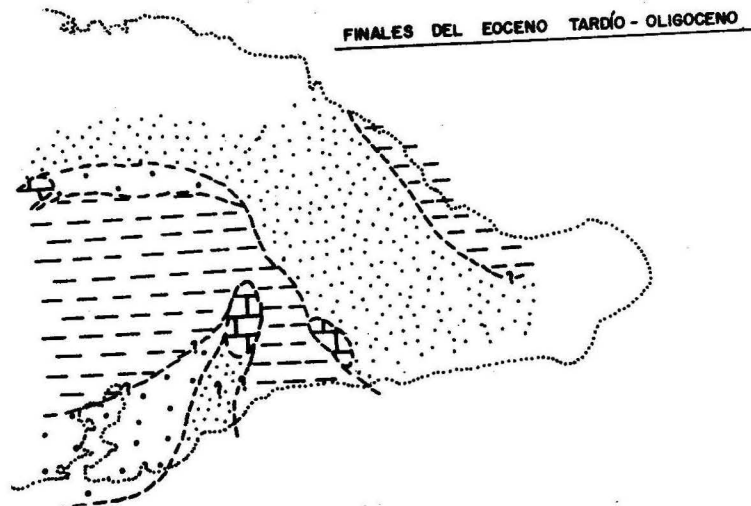


Fig. 44. Esquema paleogeográfico de fines del Eoceno Tardío al Oligoceno. Leyenda en la figura 41.

A inicios del Mioceno, toda la región oriental de Cuba emergió sobre el nivel del mar, siguiendo poco después una subsidencia limitada en general, a las actuales zonas costeras, excepto en el extremo más oriental de la Isla, en Maisí, donde esta zona del anticlinal oriental volvió a subsidir y cubierto por un mar poco profundo (Fig. 45). El acontecimiento más importante de esta nueva etapa del desarrollo geológico regional es la génesis de la fosa de Bartlett, la cual co-

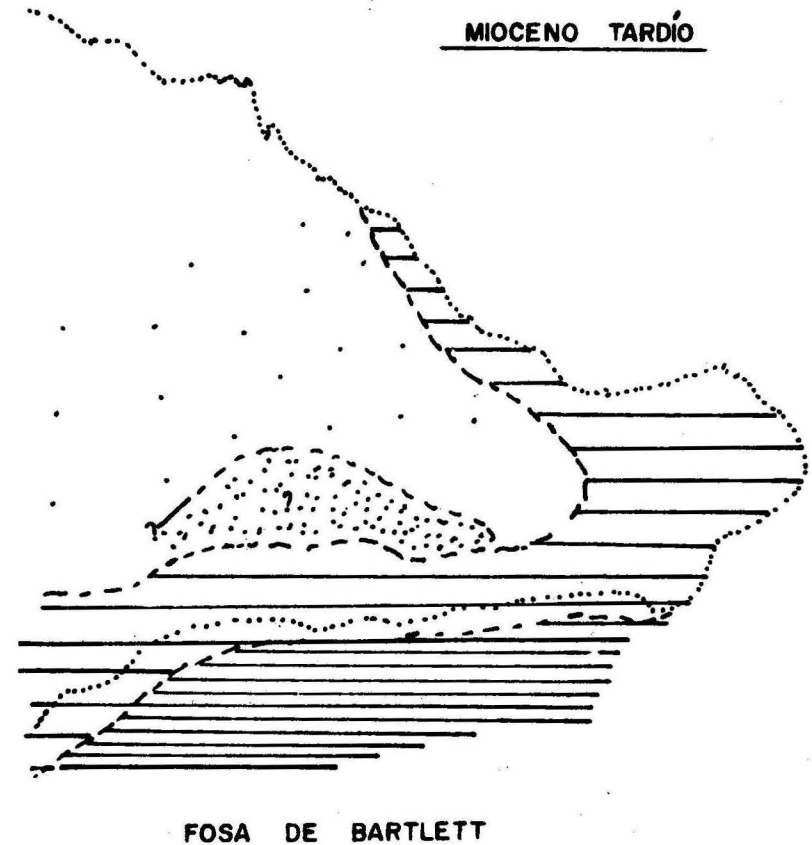


Fig. 45. Esquema paleogeográfico del Mioceno Medio-Plioceno. Leyenda en la figura 41.

menzó a formarse en el Mioceno y continúa aún probablemente en este proceso. Argumentar y mostrar las condiciones en que se originó esta enorme estructura es una tarea que, por sus dimensiones, es imposible emprender aquí, so pena de alargar enormemente la monografía. Por ello, se ha preparado un artículo especial donde este tema se discute con amplitud (16). Brevemente, este proceso fue el siguiente: la tierra de Bartlett, que se había mantenido elevada, suministrando considerables cantidades de sedimentos hasta fines del Oligoceno o los mismos inicios del Mioceno, comenzó, posiblemente en el Mioceno Inicial, a dividirse en grandes bloques, a lo largo

de una enorme falla de desplazamiento lateral izquierdo, la falla de Bartlett. Según parece, el bloque situado al norte de la falla Cuba oriental, permaneció estacionario en tanto que el bloque meridional, representado parcialmente por Haití, comenzó a desplazarse, con bastante rapidez, unos 0,8 cm/año (promedio) hacia el este a este-sureste. A medida que el bloque haitiano se movía, entre él y Cuba oriental se iba formando una enorme fisura, la cual atravesó toda la corteza terrestre llegando hasta el manto. Una vez que esto ocurrió, el material del manto comenzó a penetrar, en forma de un enorme diapiro, a lo largo de la fisura, rellenándola parcialmente y provocando, por tanto, un cambio total de la composición de la corteza terrestre al sur de Oriente, de continental, antes del Mioceno, a oceánica del Mioceno en adelante. De esta forma, la fosa de Bartlett y su corteza oceánica son muy jóvenes.

Posiblemente durante el Plioceno o inicios del Cuaternario, ocurrió un proceso de peniplanización de alcance regional en Cuba oriental, quedando todo el territorio reducido a un llano sobre el cual se levantaban algunas lomas. La edad de este proceso se puede evaluar por el hecho de que el peniplano se encuentra desarrollado entre otras sobre las rocas de las formaciones Imías y punta de Maisí. Posteriormente, comenzó el levantamiento general en forma de bóveda del este y nordeste de Oriente y el peniplano fue levantado a alturas variables, conservándose restos del mismo, con diverso grado de preservación, en todos los macizos montañosos de la región. Esta preservación es muy buena en el caso de las Cuchillas de Moa, donde se presenta una superficie peniplanizada de unos 900 m de altura y en la meseta de Maisí, donde alcanza unos 600 m de elevación en un borde occidental y disminuye gradualmente hasta los 380 m en su límite oriental. Algo menos preservado se encuentra en la sierra de Yateras donde existen algunas pequeñas mesetas elevadas sobre 700 m de altura, en tanto la mayoría de las crestas de las divisorias principales de las aguas tienen también una altura semejante. En la sierra del Purial este nivel de peniplanización está muy erosionado en su porción occidental (si alguna vez aquí existió) en tanto que en la oriental, se conserva algo mejor, pudiendo distinguirse bastante bien un nivel de las crestas principales situado entre los 500 y 560 m en los alrededores de La Tinta. La naturaleza intermitente del movimiento regional de ascenso está claramente demostrada por las numerosas terrazas marinas que flanquean la región. Conjuntamente con este movimiento de ascenso los ríos erosionaron rápidamente en profundidad, transportando grandes volúmenes de sedimentos que depositaron en sus cursos inferiores o junto a la costa, tomando su forma el relieve actual.

## BIBLIOGRAFÍA

1. ADAMOVICH, A. F., V. D. CHEJOVICH, D. Y. TRUBINO, V. M. SHIROKOV, y A. N. PAULOV: "Estructura geológica y los minerales útiles de los macizos montañosos de sierra de Nipe y Cristal provincia de Oriente". Informe geológico. Fondo geológico del Ministerio de Minería y Geología. 1963.
2. ADAMOVICH, A. F., V. D. CHEJOVICH y otros: "Estructura geológica y minerales útiles de la zona de Moa, provincia de Oriente". Informe geológico. Fondo geológico del Ministerio de la Minería y Geología. 1963.
3. ADAMOVICH, A. F. y V. D. CHEJOVICH: "Nuevos datos sobre la geología de la región de Baracoa (provincia de Oriente Cuba)". Informe geológico. Fondo geológico. Ministerio de la Minería y Geología.
4. BASOV, V. y M. DILLA: "Estratigrafía de los sedimentos terciarios de la cuenca del Cauto y golfo de Guacanayabo". Informe presentado en la Primera Jornada Científico-Técnica de la DGGG.
5. BELOUSOV, V. V.: *Geología estructural*. Editorial Mir, Moscú .
6. BERMÚDEZ, P. J.: *Las formaciones geológicas de Cuba*. Ministerio de Industrias ICRM, La Habana, 1961.

7. BOITEAU A. y M. CAMPOS: "Datos preliminares sobre la Geología de la parte sur de la sierra del Purial. Oriente Cuba". Informe presentado en la Primera Jornada Científico-Técnica de la DGGG 1974.
8. BOITEAU, A., A. MICHARD y P. SALIOT: *Metamorphisme de haute pression dans le complexe ophiolitique du Purial (Oriente, Cuba)*. C.R. Acad. Sc. París, 1972.
9. BOYANOV, I., G. GORANOV y R. CABRERA: *Algunos nuevos datos sobre la geología de los complejos de anfibolitas y grc nitoides en la parte sur de Las Villas*. Serie geológica no. 19. Academia de Ciencias de Cuba. 1972.
10. CARRALERO, N.: *Levantamiento geológico de la región de Palenque*. Trabajo de Grado. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa, 1976.
11. CASANOVA, E.: *Geología de Puriales de Caujerí*. Trabajo de Grado. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa. 1976.
12. CECH, F., M. MYSICH y V. TYLLS: "Informe sobre la investigación de un tramo de la carretera Cajobabo". Informe Geológico. Dpto. de Geología. Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa, 1964.
13. COBIELLA, J.: "Estratigrafía de los valles de Imías y Cajobabo". Informe presentado en la Primera Jornada Científico-Técnica de la DGGG, 1974.
14. COBIELLA, J.: "Los Macizos serpentiniticos de Sabanilla Mayarí Arriba", en *Revista tecnológica*, vol. XII, no. 4, 1974.
15. COBIELLA, J.: "Sierra Cristal". Informe. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1975.
16. COBIELLA, J.: *Sobre el origen del extremo oriental de la fosa de Bartlett*. Ed. Oriente. Cuba.
17. COBIELLA, J., A. BOITEAU, M. CAMPOS y F. QUINTAS: "Geología del flanco sur de la sierra del Purial". Informe. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1975.
8. COUTIN, D. y A. BRITO: *Características de la zeolitización en rocas sedimentarias de origen volcánico en Cuba oriental*. Serie geológica no. 20. Academia de Ciencias de Cuba, 1975.
19. FURRAZOLA BERMÚDEZ, G., C. JUDOLEY, M. MIJAILOVSKAYA, YU MIROLIUBOV, I. NOVOJATSKY, A. NÚÑEZ JIMÉNEZ y J. SOLSÓNA: *Geología de Cuba*. Editorial del Consejo Nacional de Universidades, 1976.
20. FURRAZOLA BERMÚDEZ, G., V. BASSOV, G. KUZOVKOV, V. ALIOSHIN y V. BUROV: "Nuevos datos de la estratigrafía del Cretácico Superior de la Sierra Maestra occidental", en *Revista La Minería en Cuba*, Año 2, no. 3, 1976.
21. GALLARDO, F.: *Estratigrafía del valle de Imías*. Trabajo de Grado, Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1975.
22. GONZÁLEZ, G.: "La Zeolita, sus propiedades y usos". *Revista La Minería en Cuba*. Vol. 2, no. 2, 1976.
23. HERNÁNDEZ, M.: "Sobre la presencia de ilmenita en las rocas metamórficas de la sierra del Purial". Informe Geológico. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1976.
24. ITURRALDE, M.: *Geología del cuadrante Calabazas Sur, Mayarí Arriba, Oriente*. Trabajo de Grado. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1975.
25. IVONETT, H.: *Geología del valle de Imías*. Trabajo de Grado. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1975.
26. JAIN, V.: *Geotectónica general* (en ruso). 2da. edición. Editorial Nedra, Moscú, 1973.
27. KEIJZER, F. G.: "Outline of the geology of the Eastern part of the province of Oriente Cuba (E. of 76 WL)", en *Utrecht geog. en geol., Medideel. physiogr. Geol. recks. ser. 2*, no. 6. Guitgeverij "De Vliegende Hollander", Utrecht, 1945.

28. KHUDDOLEY, K. M. y A.A. MEYERHOFF: "Paleogeography and Geological History of Greater Antilles". The Geological Society of America, Memoir 129, 1971.
29. 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*. Publicación especial no. 2. Contribución a la Geología de Cuba. Instituto de Geología, Academia de Ciencias de Cuba, 1974.
30. KOZARY, M.: "Geological reconnaissance of the Guantánamo basin area". Informe Geológico. Fondo Geológico del Ministerio de Minería y Geología, 1955.
31. KOZARY, M.: "Geological reconnaissance of the Western Sierra Maestra." Informe Geológico. Fondo Geológico del Ministerio de Minería y Geología, 1956.
32. KOZARY, M.: "Ultramafic Rocks in Thrust Zones of Northwestern Oriente Province Cuba", en *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Volumen 52, pp. 2298-2317, 1968.
33. LEWIS, P. D.: "Surface Reconnaissance of the Western Sierra Maestra Area". Informe Geológico. Fondo Geológico. Ministerio de Minería y Geología, 1956.
34. LEWIS, G. E. y J.A. STRACZEK: "Geology of South Central Oriente, Cuba", en *U. S. Geological Survey Bulletin* 975-D, 1955.
35. MARTÍNEZ, M.: *Estratigrafía de Puriales de Caujerí*. Trabajo de Grado. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1976.
36. MUÑOZ, N. J. y A. DÍAZ: *Geología de Mayarí Arriba, Oriente*. Trabajo de Grado. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1974.
37. OROZCO, G.: *Estudio petrográfico y mineralógico de las rocas dedríticas del Paleógeno del flanco sur de la Sierra Cristal*. Trabajo de Grado. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1975.
38. ORTIZ, M.: *Estudio petrográfico de las rocas de la región de Palenque*. Trabajo de Grado. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1976.
39. PÉREZ PACAREU, L.: *Geología de Cuba para ingenieros geofísicos*. Universidad de La Habana. Facultad de Tecnología, 1975.
40. PUSCHAROVSKI YU., A.L. KHIPPER y M. PUIG-RIFÀ: Mapa tectónico de Cuba del libro *Geología y minerales útiles de Cuba* (en ruso). Editorial Nauka, Moscú, 1976.
41. RODRÍGUEZ, H., R. CORDOVÉS y J. SOSA: "Geología de la zona de Arenal de Yateras, Guantánamo, Oriente". Informe geológico. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1976.
42. RODRÍGUEZ, H. y R. CORDOVÉS: "Acerca de la existencia de epsomita en la zona de Arenal de Yateras al Noroeste de Guantánamo, Oriente". Informe geológico. Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico. 1976.
43. SOMIN, M. L. y G. MILLÁN: "Algunos rasgos de las estructuras de las secuencias metamórficas mesozoicas de Cuba", en *Geotectónica* (en ruso), no. 5, pp. 19-30, 1974.
44. TABER, S.: "Sierra Maestra of Cuba part of the Northern rim of the Bartlett Trough", en *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 45 pp. 567-619, 1934.
45. TIJOMIROV, N. I.: "Formaciones magmáticas de Cuba y algunas particularidades de su metalogenia", en *Revista Tecnológica*, V. 5 no. 4, 1968.
46. THOMPSON, O.: *Geología del valle de Cajobabo y sus alrededores*. Trabajo de Grado. Centro de Información. Instituto Superior Minero Metalúrgico, 1976.
47. WOODRING, W. P. y S.N. DAVIES: "Geology and manganese deposits of Guisa Los Negros area, Oriente Province. Cuba", en *U.S. Geol. Survey Bull.* 935, pp. 367-374, 1944.

Impreso por el Combinado Poligráfico de Guantánamo "Juan Marinello"  
en el mes de Agosto de 1984 "Año del XXV Aniversario del Triunfo de la Revolución"