

# GEOLOGIA DEL FLANCO SUR DE LA SIERRA DEL PURIAL

J. Cobiella\* M. Campos\*\*

A. Boitesu\*\*\* F. Quintas\*\*\*\*



\*Licenciado en Geología, instructor graduado, Universidad de Oriente

\*\*Doctora en Geología, Centre Nationale de la Recherche Scien-

tifique, Francia

\*\*\*Ingeniero geólogo, instructor graduado, Universidad de Oriente

\*\*\*\*Ingeniero geólogo, instructor graduado, Universidad de Oriente



## RESUMEN

Se exponen los principales resultados de las investigaciones realizadas por el Departamento de Geología de la Universidad de Oriente sobre la geología del flanco Sur de la Sierra del Purial, Provincia de Oriente.

Las rocas más antiguas expuestas en esta región son esquistos, mármoles y anfibolitas de edad desconocida (Pre-Paleoceno). En primera instancia, esta secuencia se ha nombrado Formación Sierra del Purial. Dichas rocas están metamorfizadas en las facies de esquistos verdes, esquistos glaucofánicos y anfibolitas, con tres fases de deformación en los mármoles. Un nappe serpentinitico descansa sobre las rocas de la Formación Sierra el Purial, en la Sierra del Convento. Tales serpentinitas, es probable que originalmente tuvieran continuidad con las serpentinitas del Norte de Oriente. El emplazamiento tectónico de estas rocas ocurrió, probablemente, en el Paleoceno.

La Formación Sierra del Purial y las serpentinitas están cubiertas discordantemente por la Formación San Ignacio, del Eoceno Medio, nombrada por primera vez en este trabajo.

La Formación San Ignacio está cubierta por la Formación San Luis del Eoceno Medio y Superior. En el área de Cajobabo estas rocas están cubiertas por un nappe de la Formación El Cobre (Eoceno Inferior).

La Formación Imías del Mioceno Medio y Superior y ¿Plioceno?, descansa con discordancia sobre todas las rocas antiguas.

Se describe también, en forma breve, el estilo tectónico de la cobertura sedimentaria, con especial énfasis en las deformaciones asociadas con el nappe de la Formación El Cobre.

Se concluye que el movimiento del alóctono fue dirigido desde el Sur al Norte, y que esto ocurrió durante el Eoceno Medio o Superior.

## INTRODUCCION

El extremo oriental de Cuba es sin dudas la región menos conocida del país desde el punto de vista geológico. Esto se debe al difícil acceso a esta zona montañosa hasta hace sólo algunos años.

En este artículo los autores presentan los resultados de los trabajos realizados durante varios años por el Departamento de Geología en el flanco sur de la Sierra del Purial. (Ver mapa geológico anexo). Estos estudios fueron iniciados por A. Boiteau y M. Campos (diciembre 1972 - febrero 1973) y en un principio estuvieron dedicados al estudio de la tectónica y petrografía de las rocas metamórficas de Sierra del Purial. Más tarde las observaciones fueron extendidas a las secuencias estratificadas del Paleógeno y Neógeno.

Como resultado de estos trabajos fueron aclarados los rasgos generales de la geología de la zona, en particular de la tectónica de las rocas metamórficas y confeccionado el mapa geológico a escala 1:100 000 del área comprendida entre San Antonio del Sur al W y Cajobabo al E.

En octubre y noviembre de 1973 M. Campos y J. Cobiella continuaron los trabajos de campo en los valles de Imías y Cajobabo, prosiguiendo el primero los estudios sobre la tectónica de las rocas metamórficas, en tanto el segundo se dedicó a la investigación detallada de la estratigrafía de la secuencia del Paleógeno.

En noviembre de 1974, M. Campos y F. Quintas, en unión de los estudiantes de la carrera de Geología O. Thompson y E. Casanova, realizaron observaciones para descifrar las complejas relaciones geológicas observadas anteriormente en Cajobabo.

Los datos aquí presentados son un resumen de todas las investigaciones realizadas hasta 1974 en Sierra del Purial por los miembros del Departamento de Geología de la Filial Minero-Metalúrgica de la Universidad de Oriente. En el momento de redactarse este artículo continuaban estas investigaciones cuyos resultados se darán a conocer en publicaciones posteriores.

## GEOLOGIA REGIONAL

La Sierra del Purial presenta una geología mucho más compleja que la reflejada en los mapas geológicos de Cuba a escala 1:1 000 000 y 1:500 000 publicados en 1962 y 1963 respectivamente.

Por el W, la Sierra del Purial limita con la cuenca de Guantánamo, la cual posee una potente secuencia de sedimentos y rocas volcánicas del Paleógeno. Por el N, las rocas metamórficas del macizo de Sierra del Purial son cubiertas por el manto de rocas ultrabásicas serpentinizadas de las montañas de Sagua-Baracoa (1), en tanto que hacia el E, el área está limitada por las terrazas marinas de Maisí.



# MAPA GEOLOGICO DE LA PARTE SUR DE LA SIERRA DEL PURIAL ORIENTE

## LEYENDA



Cuaternario

### FORMACION IMIAS



Mioceno medio-Superior - Plioceno ?

### FORMACION SAN LUIS



Eoceno medio y superior

### FORMACION SAN IGNACIO



Eoceno medio

### FORMACION EL COBRE



Eoceno inferior

### FORMACION SIERRA DEL PURIAL



Pre - Paleoceno  
Esquistos



Miembro Mármol Loma la Fuente



Miembro Anfíbolitas Macamba



SERPENTINITAS

### YACENCIAS



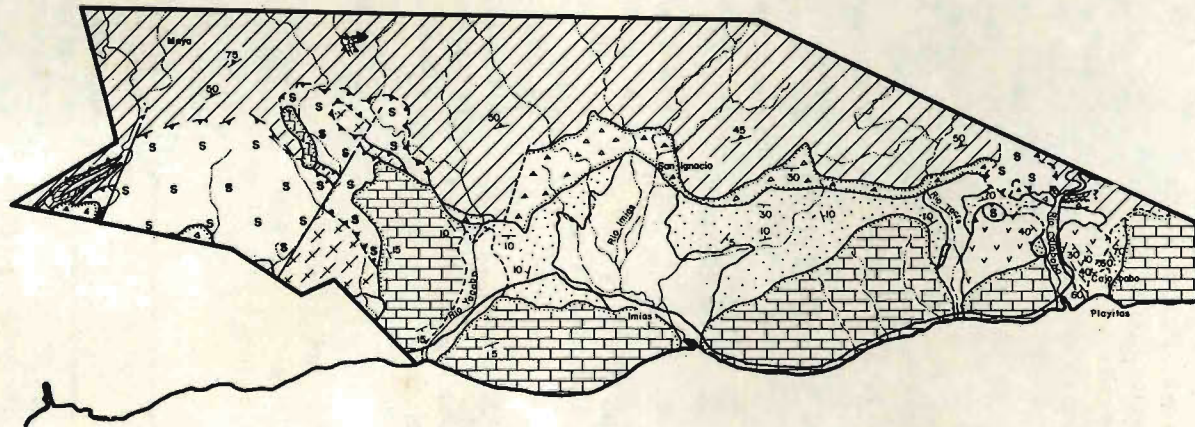
Cabalgamientos



1.- Estratificación  
2.- Esquistoidad



Fallas verticales  
1.- Comprobada  
2.- Supuesta

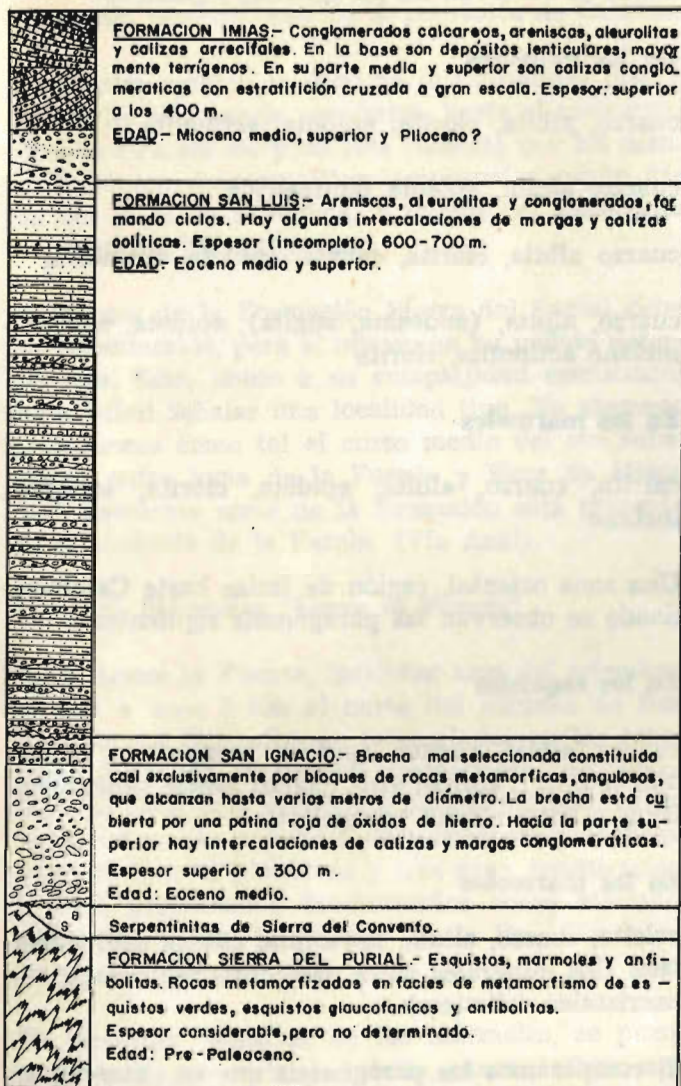


MAR CARIBE

2000 0 2000 4000 6000  
ESCALA: 1:100 000

North Magnetic - North geográfico  
Área de estudio





Inmediatamente al S de la Sierra del Purial, y separada de ésta por una zona de falla, se encuentra la Fosa de Bartlett, la cual alcanza profundidades del orden de los 4-5 km en esta región. La Fosa de Bartlett posee una corteza de tipo oceánico.

Una gran parte del área estudiada está ocupada por la secuencia de esquistos, mármoles, anfíbolitas, etc., que constituyen el denominado macizo metamórfico de Sierra del Purial. Estas rocas están sumamente deformadas, presentando estructuras de diferentes órdenes. La edad de esta secuencia es muy debatida, ya que los geólogos le han asignado edades que varían entre el Proterozoico y el Cretácico (2).

En la estructura de la Sierra del Purial tienen gran importancia las rocas ultrabásicas serpentinizadas. En el área cubierta por el estudio, tienen extensos afloramientos en Sierra del Convento y al N de

Cajobabo. (Ver mapa geológico). Mas, al E del área mapeada, en la Tinta, las serpentinitas yacen sobre las rocas del complejo metamórfico Fm. Sierra del Purial son tectónicas. No todos los macizos serpentiniticos presentes en Sierra del Purial han sido emplazados simultáneamente. Las serpentinitas de Sierra del Convento, así como las que se encuentran en el área de la Tinta, probablemente formaban originalmente un todo con las serpentinitas de los grandes macizos del NE de Oriente. Las investigaciones realizadas por uno de los autores en Sierra Cristal confirman por completo los planteamientos de Knipper y Cabrera sobre la existencia de un gran manto serpentinitico en el NE de Oriente (1), aunque de acuerdo a los datos recientemente obtenidos por nosotros en Sierra Cristal este manto fue emplazado a finales del Maestrichtiano o inicios del Paleoceno, o sea, es más joven que lo supuesto por estos geólogos. Los restos de este manto son más extensos que los planteados originalmente y llegan hasta la costa del Caribe.

El pequeño macizo serpentinitico situado al NW de Cajobabo fue emplazado durante el Eoceno Medio o Tardío.

Tanto el complejo metamórfico (Fm. Sierra del Purial) como las serpentinitas de S. del Convento están cubiertas discordantemente por rocas terrígenas del Eoceno, agrupadas en las formaciones San Ignacio y San Luis. Estas capas yacen con ángulos de buzamiento suaves, excepto en Cajobabo donde están muy deformadas y cabalgadas por serpentinitas y rocas de la Formación El Cobre, la cual es sin dudas, alóctona en esta área y su presencia en ella plantea interesantes problemas paleogeográficos y tectónicos.

Todas las rocas anteriormente mencionadas están cubiertas discordantemente por sedimentos terrígenos y carbonatados del Neógeno (Fm. Imías), en los cuales están magníficamente desarrolladas las terrazas marinas que forman impresionantes escalones que se elevan desde el nivel del mar hasta alturas de varios centenares de metros.

En los valles de Imías y Cajobabo los sedimentos aluviales gruesos del Cuaternario cubren extensas áreas, formando abanicos aluviales y terrazas, algunos de ellos intensamente erosionados.

## MACIZO METAMORFICO DE SIERRA DEL PURIAL

El macizo metamórfico de Sierra del Purial ocupa una extensa área de la porción más oriental de nuestra Isla, sin embargo, debido a diversos factores ha



sido pobremente estudiado habiéndose realizado sólo algunas investigaciones en la parte N y E del macizo.

Generalmente las rocas metamórficas de Sierra del Purial han sido incluídas junto con los demás macizos metamórficos de Cuba (Escambray e Isla de Pinos) en el llamado "complejo basal", al cual le han sido asignadas edades desde el Proterozoico hasta el Cretácico (2).

Pese a que el presente trabajo no es una investigación detallada y en él sólo se estudia el borde meridional del macizo metamórfico del Purial, los autores de este artículo han considerado, como cuestión metodológica, definir las rocas del macizo metamórfico como una unidad litoestratigráfica independiente, la cual proponemos denominar Formación Sierra del Purial, distinguiendo en la misma dos unidades menores: el Miembro de Mármoles Loma la Fuente y el Miembro Anfibolitas Macambo.

Es necesario señalar que en los límites del área estudiada se encuentran además cuerpos de rocas ultrabásicas serpentinizadas, que poseen complejas relaciones tectónicas con las rocas de la Formación Sierra del Purial, de las que nos referiremos inmediatamente.

#### Formación Sierra del Purial

En gran parte de las elevaciones que constituyen la Sierra del Purial, afloran tobos metamorfizadas de grano fino, a veces con estructuras porfíricas relicticas, con intercalaciones de brechas tobáceas, pillow lava, esquistos calcáreos y mármoles, así como pequeños afloramientos de anfibolitas gneissicas, que en conjunto constituyen la descrita aquí por primera vez, Formación Sierra del Purial.

Todas estas rocas presentan una magnífica esquistosidad producto del intenso plegamiento que sufrieron durante el metamorfismo.

En algunas publicaciones, las rocas metamórficas de la Sierra del Purial han sido descritas como esquistos poco metamorfizados de las facies esquistos verdes. Las últimas investigaciones realizadas en esta área han permitido reportar la presencia de rocas de las facies esquistos glaucofánicos de alta presión, así como anfibolitas y bloques de rocas de alto grado de metamorfismo, relacionadas éstas con las zonas de contacto tectónico de las ultrabásitas serpentinizadas con las rocas de formación Sierra del Purial.

De una forma preliminar puede decirse que, en la región estudiada, la Formación Sierra del Purial presenta dos zonas de metamorfismo diferentes:

Una zona occidental, región de San Antonio del Sur, donde se observan las paragénesis siguientes:

#### En los esquistos

cuarzo, albita, clorita, epidota, actinolita

cuarzo, albita, epidota pumpellyta

cuarzo albita, clorita, calcita, epidota, actinolita

cuarzo, albita, (andesina, augita), epidota, estilpnomelano actinolita, clorita

#### En los mármoles

calcita, cuarzo, albita, epidota, clorita, estilpnomelano

Una zona oriental, región de Imías hasta Cajobabo, donde se observan las paragénesis siguientes:

#### En los esquistos

cuarzo, albita, clorita, epidota, pumpellyta, lawsonita (augita), anfíbol azul, cuarzo, albita, estilpnomelano, calcita, clorita pumpellyta

#### En los mármoles

calcita, cuarzo, albita, lawsonita, clorita estilpnomelano (los minerales entre paréntesis representan fenocristales relicticos).

Si comparamos las paragénesis que se observan en las rocas de la misma composición química, — los mármoles por ejemplo — vemos que la diferencia principal es la aparición de lawsonita en vez de epidota en la zona oriental, así como la presencia de anfíbol azul.

En la zona occidental, de esta forma se encuentran paragénesis de la facies esquistos verdes, mientras que en la zona oriental se observan paragénesis de la facies esquistos glaucofánicos con lawsonita. Así durante el metamorfismo las rocas de la región oriental se encontraban en condiciones de presión más alta que la de la región occidental.

Estos son en general las principales características petrográficas de las rocas de la Formación Sierra del Purial.

Acercas de la edad de las rocas de la Formación Sierra del Purial, como ya mencionamos, existen variadas opiniones. Así por ejemplo para Adamovich y Chejovich (1) que trabajaron en la parte norte

del Purial, estas rocas son similares a las tobos de supuesta edad Cretácico Inferior, desarrolladas en la porción septentrional de la provincia de Oriente.

En nuestra opinión, la edad de la Formación Sierra del Purial sólo puede precisarse, hasta el momento, como pre-Paleoceno pues está cubierta por los mantos tectónicos serpentiniticos emplazados, según datos del N de la provincia, a inicios del Paleoceno o finales del Maestrichtiano.

El espesor de la Formación Sierra del Purial debe ser considerable, pero el mismo no ha podido determinarse. Esto, unido a su complejidad estructural hace difícil señalar una localidad tipo. No obstante proponemos como tal el curso medio del río Sabanaamar entre loma de la Fuente y Boca de Maya. Otro excelente corte de la formación está presente en el viaducto de la Farola. (Vía Azul).

#### Miembro Mármoles "Loma la Fuente"

En la Loma la Fuente, localidad tipo del miembro, situada a unos 5 km al norte del poblado de San Antonio del Sur, afloran, intercalados en las tobos metamorfizadas, mármoles esquistosos, de grano fino, de color gris verdoso a blanco verdoso, caracterizados por la presencia de numerosas y diversas mesoestructuras plicativas y una gran fracturación, a éstos proponemos denominarlos como Miembro Mármoles "Loma la Fuente" de la Fm. Sierra del Purial.

En secciones delgadas, en los mármoles, se puede apreciar la presencia de calcita, cuarzo, albita, epidota, clorita y estilpnomelano, lo cual evidencia que estos sufrieron un metamorfismo similar a las tobos en que están intercalados, es decir, en la facie esquistos verdes.

En el Abra de Mariana, situada en la Loma la Fuente, pueden observarse dos horizontes de mármoles de algunas decenas de metros de espesor, separados por tobos metamorfizadas. Los datos de campo no permiten, hasta el momento, poder precisar la posición estratigráfica de los mármoles dentro de la Formación Sierra del Purial.

Los contactos de las capas de mármoles con las tobos metamorfizadas en algunos puntos son abruptos y muestran evidentes caracteres de ser tectónicos, observándose zonas de brecha e intensas deformaciones de plegamiento. En otros puntos puede apreciarse un horizonte de espesor variable de esquistos calcáreos intensamente plegados y fracturados, aunque no pudo observarse ningún paso transicional entre ellos, los mármoles y las tobos metamor-

fizadas. Por último, el espesor de los horizontes de mármoles, según el rumbo de la esquistosidad hacia el NW varía rápidamente hasta que éstos se acunían abruptamente.

Todo esto hace pensar que probablemente los mármoles representan escamas tectónicas incluídas en las rocas de la Formación Sierra del Purial.

Rocas similares a los mármoles de la Loma la Fuente afloran más al NW en las cercanías de Yacabo Arriba, presentando sus contactos características semejantes a los descritos en la Loma la Fuente.

#### Miembro Anfibolitas Macambo

En unas elevaciones situadas a unos 2 km al N-NE de Macambo, caserío situado en la vía Azul entre San Antonio del Sur e Imías, afloran en unos 4 km<sup>2</sup>, anfibolitas neísicas, diferenciadas aquí como un miembro de la Fm. Sierra del Purial. Esta área se propone como su localidad tipo.

Las Anfibolitas Macambo presentan una litología poco variada, y son las más frecuentes las anfibolitas de grano fino, bien foliadas que contienen a veces pequeños granos de granate. También se encuentran algunas "capas" intercaladas de anfibolitas de grano grueso en los cuales los cristales de hornblenda pueden alcanzar hasta 3 cm.

En secciones delgadas se puede observar en las anfibolitas una transformación gradual a rocas con glaucofanía.

En las anfibolitas se observan pliegues de escala métrica de tipo similar. Además se encuentran vetas métricas cuarzo-feldespaticas con algunos cristales de hornblenda, las cuales son discordantes con respecto a la foliación de las anfibolitas.

El espesor de las anfibolitas debe ser grande, pero no se puede precisar.

Los caracteres estructurales y petrográficos de las anfibolitas indican que estas rocas tuvieron una historia compleja con distintos episodios de cristalizaciones y deformaciones.

En un primer tiempo, a partir de las rocas de composición básica y de naturaleza no definida, se formaron anfibolitas con hornblendas, que contienen a veces granate, epidota, moscovita y plagioclasa. Estas paragénesis indican que las rocas cristalizaron en la facies anfibolitas granatíferas en condiciones de altas presiones y temperaturas. Los pliegues que



se observan en las anfibolitas probablemente se formaron en estas condiciones.

Finalmente las anfibolitas se encontraron en condiciones de presión y temperatura diferentes, cristalizando primero en la facies esquistos glaucofánicos y por último en la facies esquistos verdes.

De estas observaciones se puede deducir que las anfibolitas y las restantes rocas que integran la Formación Sierra del Purial en un momento dado de su historia, se encontraron en las mismas condiciones de metamorfismo y sufrieron las mismas fases de cristalización en las facies esquistos glaucofánicos y esquistos verdes. Sin embargo, cuando las anfibolitas se encontraron junto a las demás rocas de la Formación Sierra del Purial, estaban ya metamorfozadas en la facies anfibolita. Por lo tanto, ellas deben ser más antiguas que las restantes rocas de la Formación Sierra del Purial y representan la base de dicha formación, aunque todos los contactos observados entre las anfibolitas y las restantes rocas de la formación son tectónicos, al igual que con las ultrabasitas serpentinizadas.

#### CARACTERES ESTRUCTURALES DE LA FM. SIERRA DEL PURIAL

Desde el punto de vista estructural, es difícil reconocer las macroestructuras del Macizo Metamórfico, ya que las rocas que lo integran presentan una composición petrográfica monótona.

En nuestro caso, a fin de descifrar los rasgos estructurales, estudiamos con más detalles las estructuras plicativas visibles en los mármoles que afloran al N de San Antonio del Sur, en la Loma la Fuente y realizando el análisis tectónico de los afloramientos con la ayuda de los diagramas de Wulff, fue posible reconocer tres fases de deformaciones superpuestas.

Durante una primera fase, la más antigua, las rocas fueron deformadas en condiciones bastante profundas, originándose pliegues similares isoclinales y esquistosidad. Actualmente estos pliegues se observan muy raramente, ya que fueron ocultos por las deformaciones ulteriores. Mejor conservadas están la esquistosidad y la lineación de corrugación antigua.

Durante una segunda fase la esquistosidad y la lineación de primera fase fueron plegadas a su vez, pero no se desarrolló una esquistosidad de segunda fase, sino localmente. En este caso los pliegues son de tipo similar, cerrados, con ejes curvos. La orientación de estos pliegues es NE-SW. (Figuras 1 y 2).

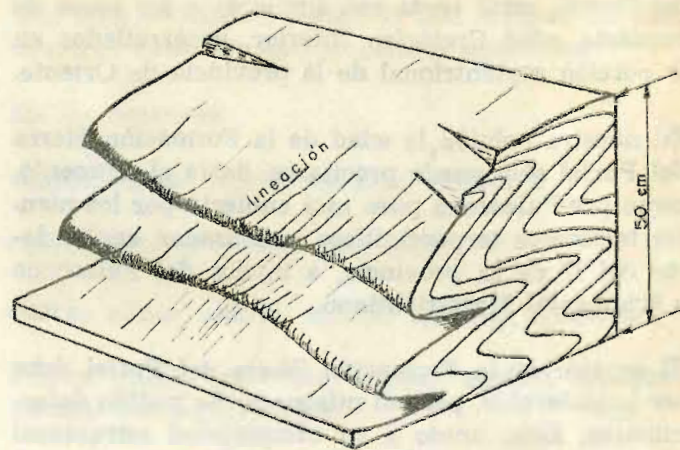


Figura 1.



Figura 2.

Finalmente en una tercera fase, las rocas se encontraron en condiciones superficiales. El estilo de los pliegues es totalmente diferente y están representados por ondulaciones de gran radio de curvatura y poca amplitud, o por pliegues tipo "Kink-bands" cortados por numerosos planos de cizallamiento y deslizamiento. (Figuras 3 y 4).

Los pliegues de la segunda fase están deformados por los de la tercera. Sin embargo, la orientación de los ejes de los pliegues coincide (NE-SW).

En el diagrama adjunto (Figura 5) fueron representadas las mediciones realizadas en los mármoles. En éste se puede apreciar la influencia de las tres fases superpuestas de plegamiento (Figura 5).

En las tobas metamorfozadas estas tres fases de deformación no se ven tan claramente, pero no hay dudas de que ellos sufrieron las mismas deformaciones que los mármoles los cuales se encuentran intercalados en ella.



Figura 3.



Figura 4.



Figura 6.

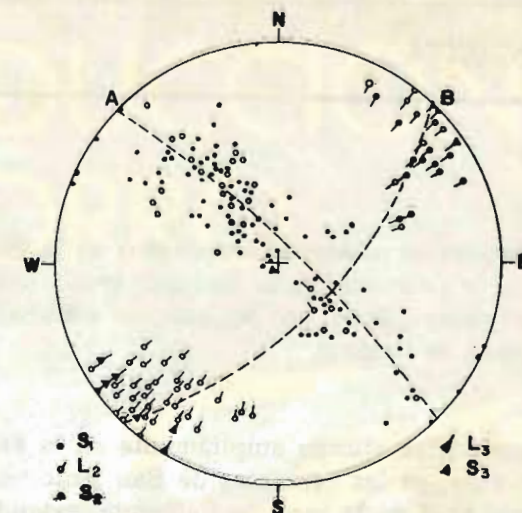


Figura 5.

Debemos subrayar que las relaciones entre las tres fases de deformación (en los esquistos y mármoles) con el metamorfismo indican que tuvieron lugar durante una misma orogénesis, ya que las rocas poseen una misma facie de metamorfismo.

Las tres fases de deformación que observamos en los afloramientos corresponden probablemente a deformaciones homólogas a gran escala. Sólo pudimos reconocer en los mármoles una charnela de escala hectométrica. (Figura 6) correspondiente a los pliegues de tercera fase, la cual se encuentra cortada en su base por un plano tectónico horizontal que pone en contacto mármoles y esquistos (Figura 6).



hornblenda, anfíbol azul, granate, moscovita, piroxeno, cuarzo, albita, esfena, pumpellyta.

hornblenda, anfíbol azul, moscovita, cuarzo, albita, clorita, calcita, epidota, esfena y pumpellyta.

Las serpentinitas poseen afloramientos en la Sierra del Purial y probablemente constituyeron originalmente un cuerpo único con los macizos ultrabásicos del noroeste de Oriente.

Las serpentinitas afloran ampliamente en la Sierra del Convento, en las cercanías de San Antonio del Sur y más al N en la zona de Palenque, extendiéndose sobre unos 25 km.<sup>2</sup>. Además, en recorridos realizados recientemente, se han localizado serpentinitas en las cercanías de Cajobabo.

Las serpentinitas de la Sierra del Convento son masivas, de color verde oscuro, en las cuales se observan, a veces, minerales relictos de rocas ultrabásicas. En las zonas de fractura se encuentran serpentinitas brechosas con numerosos planos de deslizamiento y serpentinitas tremolitizadas y antofilitizadas. Esporádicamente se observan vetas de asbesto.

Este cuerpo de serpentinitas de la Sierra del Convento, al igual que el de Cajobabo (poco estudiado), se encuentra emplazado tectónicamente sobre las rocas de la Formación Sierra del Purial con la cual tiene complejas relaciones. Así, por ejemplo, al W están en contacto con los esquistos de la Formación Sierra del Purial gracias a una falla de desplazamiento horizontal que se sigue a lo largo del río Sabanalamar. Al E, están separadas de las anfíbolitas por una falla similar a la anterior que se sigue a lo largo del río Macambo. Al N, las serpentinitas, la mayoría de las veces, descansan tectónicamente sobre los esquistos de la Formación Sierra del Purial, según un contacto casi horizontal, aunque localmente, en las zonas próximas al contacto, escamas tectónicas de esquistos recubren a las serpentinitas.

A lo largo de estos contactos tectónicos de las serpentinitas y las rocas de la Formación Sierra del Purial y a veces incluidas en las serpentinitas se encuentran bloques tectónicos de escala variada de esquistos actinolíticos, esquistos serpentiniticos y rocas de más alto grado de metamorfismo: esquistos glaucofánicos y rocas eclogíticas. En secciones delgadas, estas últimas rocas muestran las paragénesis siguientes:

Las secciones delgadas de estas inclusiones tectónicas muestran evidentes caracteres de polimetamorfismo. En efecto, se observa que la hornblenda está siempre rodeada por glaucofana y ésta última se transforma a su vez en clorita. El piroxeno y la glaucofana parecen estables juntos; la pumpellyta, el cuarzo, la albita y la calcita son tardíos.

Estas inclusiones tectónicas tuvieron una historia metamórfica muy compleja. En un primer episodio se formaron anfíbolitas en condiciones de la facie anfíbolitas del metamorfismo regional. En un segundo episodio, las anfíbolitas se encontraron en condiciones diferentes, la hornblenda se volvió inestable y se transformó en glaucofana. En el mismo tiempo, al parecer se formaron el granate y el piroxeno originándose rocas eclogíticas. Por último, al disminuir las temperaturas y presiones, la glaucofana se cloritizó y aparecieron la albita, calcita y pumpellyta.

La presencia de estas rocas polimetamórficas en forma de bloques tectónicos en las serpentinitas o en el contacto entre las serpentinitas y las rocas de la Formación Sierra del Purial, es una evidencia de que las serpentinitas se formaron en condiciones profundas y posteriormente se emplazaron tectónicamente sobre las rocas de la Formación Sierra del Purial, arrastrando bloques de rocas de alto grado de metamorfismo en su movimiento.

Este último señalamiento refuerza aún más las ideas existentes, acerca de que las serpentinitas de Oriente constituyen un gran manto tectónico emplazado probablemente desde el S, según nuestra opinión, durante el Paleoceno o finales del Maestrichtiano.

Las serpentinitas de la zona de Cajobabo serán descritas cuando hablemos acerca de la tectónica de esta zona, ya que ellas están estrechamente relacionadas con los fenómenos estructurales que allí se presentan y además, han sido emplazadas con posterioridad a las de Sierra del Convento.

(Este artículo continuará en el próximo número)



El presente trabajo es la continuación y final del publicado, con igual nombre, en el número anterior. Aquí se exponen los resultados fundamentales de las investigaciones realizadas por el Departamento de Geología, en la Universidad de la antigua provincia de Oriente, sobre la geología del flanco sur de la Sierra del Purial.

## ESTRATIGRAFIA DE LA COBERTURA CENOZOICA

Los sedimentos del Eoceno, Neogeno y Cuaternario están ampliamente desarrollados en los valles de Imías y Cajobabo (ver mapa geológico) y se extienden además por las elevaciones costeras, formando una franja con un ancho localmente superior a los 6 km a partir de la costa.

Los movimientos orogénicos del Eoceno Medio y/o Tardío provocaron el emplazamiento tectónico de las rocas de la Formación El Cobre sobre los sedimentos de las formaciones San Ignacio y San Luis, en el valle de Cajobabo. De esta forma la columna estratigráfica del Eoceno puede dividirse en dos grandes secuencias: autóctona, constituida por las formaciones San Ignacio y San Luis, que descansan sobre el complejo metamórfico, y alóctona, representada por las capas de la Formación El Cobre (ver columna estratigráfica).

Los sedimentos del Neogeno (Formación Imías) cubren discordantemente las rocas de estas dos secuencias e incluso descansan sobre el macizo metamórfico.

Los depósitos aluviales del Cuaternario yacen discordantemente sobre todas las rocas más antiguas. En nuestro trabajo centramos la atención en el estudio de las rocas del Eoceno. Los sedimentos de la Formación Imías fueron estudiados muy someramente y sólo en su parte inferior. Semejante es el caso de los depósitos aluviales del Cuaternario.

## SECUENCIA EOCENICA AUTOCTONA

### Formación San Ignacio

A lo largo de casi todo el flanco sur de la Sierra del Purial, las rocas metamórficas y rocas ultrabásicas serpentinizadas están cubiertas discordantemente por una secuencia predominantemente bre-

chosa, masiva con pobre selección de los clastos, los cuales son angulosos y frecuentemente alcanzan hasta varios metros de longitud (Figura 1). Estas rocas fueron reportadas por primera vez por Boiteau y Campos en un informe preliminar (3) y denominadas por ellos Fm. San Ignacio, nombre que mantiene en el presente artículo.



Figura 1

La litología de los clastos de la brecha es casi siempre muy monótona, predominando de forma casi absoluta los bloques de esquistos. En cantidades subordinadas aparecen bloques de las siguientes litologías: cuarzo blanco de vetas, serpentinitas, conglomerados de clastos de serpentinitas y esquistos con matriz calcárea fina blanco-rosada o arenosa, mármoles y rocas silicificadas y limoninitizadas con vetas de calcita, las que posiblemente sean serpentinitas muy alteradas. En algunos puntos, como por ejemplo en Guajacal, al NW de Imías, las brechas se hacen más polimícticas y contienen gran cantidad de bloques muy angulosos de mármoles y en menor cantidad de calizas fosilíferas.

La matriz en las brechas de la Fm. San Ignacio es muy escasa y no pasa de un 25 % del volumen de la roca en los casos en que se presenta más abundante. La matriz está constituida por granos de la fracción arena o aleurita y probablemente tiene una composición similar a la de los clastos mayores. Bloques y matriz están cubiertos por una pátina de óxidos de hierro que le da a la roca un color rojo ladrillo.

Aunque no hemos realizado un estudio al microscopio de los clastos de la brecha, éstos son en la mayoría de los casos, megascópicamente similares a las rocas metamórficas del macizo que se encuentra en las cercanías. Esto puede observarse particularmente bien al N de San Antonio del Sur (no incluido en el área estudiada aquí) donde la Formación San Ignacio está compuesta casi exclusivamente de clastos de mármol y en las cercanías aflora una potente secuencia de estas rocas.

Además de las brechas, que son la litología predominante, en la Fm. San Ignacio hay intercalaciones de poco espesor y escasas de areniscas conglomeráticas y aleurolitas, como puede verse al norte de San Ignacio, en el punto conocido como Charco de la Iglesia y en el curso del río Tacre. En Yacabo, en la falda oriental de la loma La Mesa aparecen, unos 200 m por sobre la base de la Fm. San Ignacio, unas potentes intercalaciones de margas conglomeráticas, margas, etc., en las cuales se ha recolectado la única fauna con valor estratigráfico conocida hasta el momento en la Fm. San Ignacio.

Estos sedimentos calcáreos arrojan además mucha luz acerca de las condiciones de deposición de las brechas.

Las intercalaciones calcáreas forman ritmos que comienzan con brechas de cantos de rocas metamórficas, con matriz márgosa escasa, las cuales pasan rápidamente por disminución en el diámetro de los clastos de las rocas metamórficas y aumento en los clastos calcáreos, a calciruditas y calcarenitas, terminando el ritmo con margas algo brechosas, de color crema, muy rica en foraminíferos planctónicos. La base de los ritmos es siempre discordante sobre el techo del ritmo anterior.

El piso de la Fm. San Ignacio sólo pudo ser estudiado en el lecho de un arroyo al norte de San Ignacio. En este punto, sobre la Fm. Sierra del Purial yacen unas aleurolitas y areniscas finas conglomeráticas de color verde con estratificación fina, irregular, de unos 40 cm de potencia, más arriba de las cuales yace un enorme bloque de esquistos brechosos, cubiertos a su vez por brechas finas de casi

1 m de potencia, sobre las que descansa un bloque similar al anterior. El corte descrito tiene una potencia de 7 m.

La Fm. San Ignacio está cubierta con discordancia angular por la Fm. San Luis, lo que hace que el espesor medible de esta unidad sea muy variable, fluctuando entre 0 y más de 300 m.

La presencia de las intercalaciones de margas con una rica fauna planctónica reportadas en Yacabo, indica que la Fm. San Ignacio se depositó en condiciones submarinas. La angulosidad de los bloques, su poca o ninguna selección, así como la estrecha relación observada en muchos casos entre la composición de los clastos de la brecha y las rocas de la Fm. Sierra del Purial situadas en las cercanías, son fuertes argumentos para suponer que la Fm. San Ignacio es esencialmente un depósito de talud submarino acumulado probablemente, al S de un escarpe de falla. A lo largo de este escarpe submarino afloraban, además de las rocas de la Fm. Sierra del Purial, serpentinitas, conglomerados serpentiniticos (probablemente Fm. La Picota) y calizas arrecifales. Las aguas en las cuales se acumuló la formación debieron ser profundas, dada la presencia de fauna exclusivamente planctónica en las margas.

Es posible que en la cuenca sedimentaria original, la Fm. San Ignacio transicionará muy rápidamente hacia el S y quizás hacia el W a una secuencia de margas y calizas.

En las margas de Loma La Mesa se encontró la siguiente fauna: *Globigerinatheka barri*, *Acarinina* cf. *A. pseudotopilensis*, *Globigerina broedermanni*, *Globigerapsis* cf. *G. kugleri*, *Globorotalia* aff. *C. aragonensis*, *Globigerina* sp. Esta fauna pertenece al Eoceno Medio probablemente a su parte inferior. Debido a que esta localidad se encuentra en la parte más alta del corte visible de la Fm. San Ignacio, no puede descartarse la posibilidad de que la misma en su base pertenezca al Eoceno Inferior.

Sobre la base de los datos anteriormente expuestos, se correlaciona la Fm. San Ignacio con la parte más alta de la Fm. El Cobre o con la Fm. Charco Redondo. Sus relaciones espaciales con estas unidades permanecen hasta el momento oscuras.

La localidad tipo de la Fm. San Ignacio se encuentra en los cortes del camino Imías-Los Calderos, unos 5 km al N de Imías.

### Formación San Luis

Descansando discordantemente sobre las brechas de San Ignacio y en algunas localidades directamente



sobre las rocas metamórficas, yace una secuencia de areniscas, conglomerados y aleurolitas de color pardo-grisáceo con una marcada estratificación cíclica.

Intercaladas entre las rocas terrígenas hay capas de margas, calizas organodetríticas y oolíticas. Esta secuencia tiene la misma edad y composición litológica que la Formación San Luis definida por Taber en 1934 (4), la cual cubre amplias áreas en el centro de la antigua provincia de Oriente, de aquí que consideremos a estas rocas como parte de la Formación San Luis.

Como se señaló antes, la característica más notable de esta unidad estratigráfica es su marcada ciclicidad. Pueden distinguirse ciclos de dos magnitudes u órdenes: menores y mayores.

Los ciclos menores tienen un espesor que varía entre algunos centímetros y varios metros. Pueden distinguirse dos tipos de ciclos menores. El primero está formado por capas de considerable extensión y comienza con areniscas gruesas a medias en la base. Hacia arriba en la capa disminuye el diámetro de los granos, transicionando gradualmente a areniscas finas y aleurolitas. En estas capas es apreciable a menudo la estratificación laminar y a veces "ripple marks". El espesor de los ciclos fluctúan entre 10 y 50 cm.

El segundo tipo de ciclo menor está representado por cuerpos lenticulares de hasta 30 m de longitud en sección transversal, los cuales descansan discordantemente sobre los sedimentos subyacentes. En la base de estos ritmos se encuentran conglomerados con clastos de hasta 30 cm de diámetro, raras veces mayores, o areniscas gruesas, que forman a menudo pequeños lentes de varios centímetros a algunos metros de longitud. Hacia arriba estas capas pasan gradualmente a areniscas finas con estratificación laminar. A veces estas capas presentan estratificación contorsionada, "ripple marks" y estratificación laminar ondulada. Este segundo tipo de ciclo menor alcanza una potencia máxima de 4-5 m aunque generalmente no pasan de 1 m. (Figura 2)

Los ciclos mayores están formados por una combinación de los dos tipos de ciclos menores vistos arriba. En la base del ciclo mayor predominan los cuerpos lenticulares de conglomerados y areniscas, que yacen discordantemente sobre los sedimentos del ciclo infrayacente (Figura 3). Hacia arriba, el diámetro medio de los sedimentos disminuye, los lentes de areniscas y conglomerados se hacen raros, el espesor de las capas se hace menor y por último predominan en absoluto las intercalaciones finas de areniscas y aleurolitas con las que termina el ciclo.

Los ciclos mayores tienen espesores del orden de las varias decenas de metros. Los ciclos de este tipo sólo pueden apreciarse bien a lo largo de la Vía Azul entre Imías y Yacabo Abajo y al E de San Ignacio. En otras localidades, éstos son poco visibles, dada la pobreza de afloramientos.

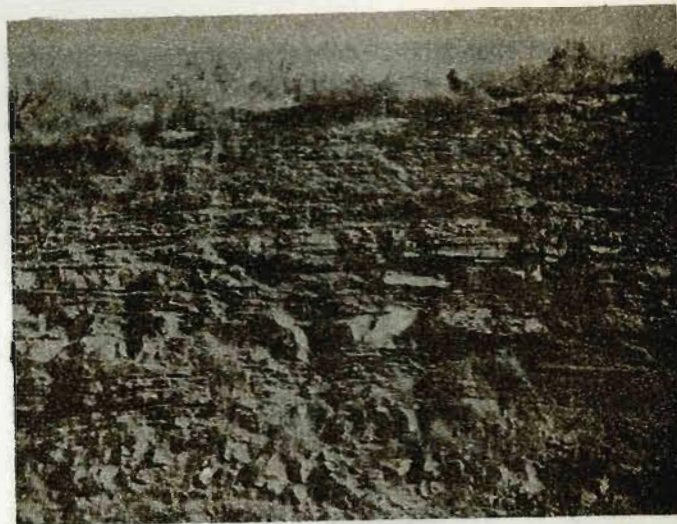


Figura 2



Figura 3

En algunos puntos en la parte inferior de los ciclos mayores se encuentran conglomerados calcáreos, oolíticos, con clastos de rocas volcánicas y de lutitas y aleurolitas pardas o verdes, de forma aplanada.

Los clastos de los sedimentos terrígenos de la Formación San Luis tienen una composición diferente

de los de la Formación San Ignacio. La principal diferencia consiste en el predominio de los clastos de andesitas, tobas, areniscas tobáceas y tufitas en el material grueso de los conglomerados de la Formación San Luis. La composición de estos clastos es similar a la de la Formación El Cobre, de la erosión de la que evidentemente provienen. Los clastos de esquistos son escasos, excepto cerca de la base de la unidad, donde en ocasiones, incluso, predominan. La serpentinitas aparecen aún más raramente entre los cantos de los conglomerados. Sin embargo, son muy abundantes localmente los cantos de las areniscas, conglomerados y aleurolitas derivados de la erosión de las propias rocas de la Formación San Luis y, ocasionalmente también, los de calizas.

En las secciones delgadas puede verse que, las areniscas están constituidas por granos de cuarzo (no metamórfico) y plagioclasas como principales minerales. En cantidades subordinadas hay fragmentos de algas calcáreas, epidota, minerales metálicos y rocas efusivas. A veces se presenta glauconita en pequeñas cantidades. En las pocas secciones delgadas analizadas no se vio ningún grano de rocas metamórficas o de minerales de éstas.

Intercaladas en las rocas terrígenas hay capas de sedimentos carbonatados: calcarenitas, margas, calizas organógenas y oolíticas. Parte de estos sedimentos fue derivada de la erosión de calizas del Campaniano-Maestrichtiano, como lo indica la fauna de foraminíferos orbitoidales encontrada en una muestra.

El espesor (incompleto) calculado por nosotros para la Formación San Luis es de unos 600-700 m. A lo largo de la Vía Azul pueden medirse unos 500 m de espesor de sedimentos que buzcan monoclinamente hacia el W-SW. Las rocas de la Fm. Imías (Neógeno) cubren discordantemente las capas de la Fm. San Luis.

La Formación San Luis en Cajobabo e Imías fue depositada probablemente en condiciones deltaicas. La parte inferior de los ciclos, con depósitos lenticulares de areniscas y conglomerados sedimentó parcialmente en condiciones subaéreas, en la llanura deltaica y en parte en condiciones marinas muy someras (intercalaciones de calizas oolíticas). La parte superior de los ciclos, con una rica fauna planctónica, se depositó en condiciones marinas probablemente en aguas someras.

El cambio tan marcado en la composición del material clástico de la Formación San Luis con respecto a las brechas de San Ignacio indica un brusco cam-

bio en las condiciones paleogeográficas. La presencia de pequeños afloramientos (no señalados en el mapa) de la Fm. San Luis en el interior de la Sierra del Purial, en los cuales ésta descansa sobre los esquistos y la escasez de clastos de rocas metamórficas y serpentinitas en las rocas terrígenas de esa unidad, indican que durante el Eoceno Medio y Tardío el actual territorio de la Sierra del Purial era una zona deltaica y de mares someros en la que se depositaban sedimentos provenientes de una cadena de montañas situadas al Sur, donde en la actualidad se encuentra la Fosa de Bartlett.

En los sedimentos de la Fm. San Luis existe una rica fauna de foraminíferos, en especial planctónicos. En la parte inferior y media de la unidad se muestreó la siguiente fauna: *Globorotalia lehneri*, *G. spinulosa*, *G. bullbrookii*, *G. centralis*, *Distiochoplax biserialis*, *Globigerina boweri*, *G. formosa*, *Acarinina crassaformis*, *Amphistegina lopeztrigoi*, *Hantkenina mexicana*, *Truncorotaloides topilensis*, *Thalmanita palmerae*, *Eoconuloides wellsi*, *Globanomalina* sp., *Chiloguembelina* sp., *Amphistegina* sp., *Asterocyclina* sp., *Globigerapsis* sp., *Discocyclina* sp. Esta fauna es característica del Eoceno Medio. En la parte alta del corte se encontró la siguiente fauna: *Globorotalia centralis*, *Truncorotaloides topilensis* y *Globorotalia cerroazulensis*. Esta última especie está limitada a los depósitos del Eoceno Superior. La asociación faunística presente indica que estos depósitos pertenecen al Eoceno Superior.

## SECUENCIA EOCENICA ALOCTONA

### Formación El Cobre

En el valle del río Cajobabo las andesitas, areniscas, aleurolitas y calizas tobáceas y tobas de la Fm. El Cobre (definida por Taber en 1934) yacen en contacto tectónico sobre los sedimentos de las formaciones San Luis y San Ignacio. En el borde norte del área estudiada, por debajo del manto tectónico de la Fm. El Cobre, yacen serpentinitas esquistosas y brechosas que constituyen probablemente una escama tectónica, arrastrada por el manto de la Fm. El Cobre. Las capas de esta formación están cubiertas discordantemente por los sedimentos de la Fm. Imías.

La situación totalmente alóctona de las capas de la Fm. El Cobre en Cajobabo viene dada por una ausencia en el corte estratigráfico normal de la cobertura eocénica del macizo metamórfico descrita anteriormente. Esto, unido a que no se han reportado rocas de la Fm. El Cobre en la Sierra del Purial,



a la ausencia de cuerpos magmáticos relacionados con la actividad intrusiva de la edad de la Fm. El Cobre en las rocas metamórficas de la Sierra del Purial (salvo, quizás, los pequeños cuerpos del yacimiento Elección) y al hecho de que los afloramientos in situ más cercanos de la formación se encuentran a unos 80 km de distancia, en la cuenca de Guantánamo, indica que las rocas de la Fm. El Cobre presentes en Cajobabo se depositaron posiblemente al S de su ubicación actual, o sea, en la región ocupada en el presente por la Fosa de Bartlett.

Debido a la compleja tectónica del área, hasta el momento actual no es posible ofrecer una columna estratigráfica de la Fm. El Cobre en Cajobabo. Desde el punto de vista estructural de las rocas más bajas son una secuencia de areniscas tobáceas y tobas, sobre las cuales yacen andesitas con algunas intercalaciones de areniscas tobáceas y tobas, cubiertas a su vez por varios cientos de metros de espesor de areniscas, conglomerados, aleurolitas y tobas, con intercalaciones de andesitas.

Las areniscas, conglomerados y aleurolitas tobáceas están bien estratificadas y se presentan formando ritmos de hasta 3 m de potencia, que comienzan con conglomerados finos o areniscas gruesas de color gris o verde con estratificación laminar, que hacia arriba transicionan a areniscas más finas y éstas a aleurolitas de color violeta, a veces con estratificación contorsionada, con las que concluye el ritmo.

Las rocas son calcáreas y las variedades finas contienen una rica fauna de foraminíferos planctónicos y radiolarios. Los clastos más abundantes son: cuarzo, plagioclasas, menas metálicas, todos bastante frescos. La matriz es clorítica.

Las tobas reconocidas por nosotros son rocas de grano grueso, con una marcada estructura planar (fluidal?), manifestada por la orientación paralela de los clastos mayores que les da un aspecto de reoignimbritas. Las tobas *sensu strictu* son, a nuestro entender, raras en la Fm. El Cobre en Cajobabo. Intercaladas en el corte hay algunas capas de calizas tobáceas, con una rica fauna planctónica.

Las andesitas forman en Cajobabo cuerpos potentes de varias decenas de metros de espesor. Son rocas de color gris, porfíricas con fenocristales de plagioclasas. La matriz es hialopilitica o microcristalina, a veces con estructura fluidal. En la matriz hay microlitos de plagioclasas, piroxenos monoclinicos, en ocasiones cloritizados, cuarzo, epidota, hornblenda y mena metálica. A veces el contenido de cuarzo en la matriz es tan abundante que algunas de estas rocas pueden clasificarse como dacitas.

La secuencia descrita es similar en litología y edad a la Fm. El Cobre del centro de la antigua provincia de Oriente (4,5), de la cual está separada por unos 80 km en los cuales no se han reportado rocas de esta unidad. Los afloramientos de Cajobabo son los más orientales reportados hasta el momento para la Fm. El Cobre. La Fm. Perodin del norte de Haití, es correlacionable con ella (6).

Algunas capas de la Formación El Cobre presentan una rica fauna de foraminíferos planctónicos y radiolarios, lo que unido a la presencia de depósitos de turbiditas, permite suponer que estas rocas se acumularon en una cuenca marina profunda. En los sedimentos de la Fm. El Cobre se ha encontrado la siguiente fauna perteneciente probablemente al Eoceno Inferior: *Acarinina* cf., *A. pseudotopilensis*, *Globorotalia* cf., *C. aragonensis*, *Globorotalia* cf., *G. aequa*, *Globigerina* spp.

Como quiera que la determinación paleontológica procede de una sola localidad situada, al parecer, en la parte más alta del corte, no puede excluirse la posibilidad de que el Paleoceno también esté representado en esta secuencia.

## NEOGENO

### Formación Imías

Los sedimentos del Neogeno, para los cuales proponemos el nombre de Formación Imías, están compuestos por areniscas y conglomerados calcáreos, calizas organógenas y organodetríticas, margas, etc. La Fm. Imías cubre discordantemente las unidades más antiguas.

La formación aflora en las elevaciones que flaquean por el S los valles de Imías y Cajobabo (ver mapa geológico). Restos de esta unidad se encuentran en las cimas de pequeñas elevaciones en los valles de Imías y Cajobabo. Aún en el interior de la Sierra del Purial pueden observarse estas rocas y, por ejemplo en las lomas de La Mesa y El Cuero tienen extensos afloramientos que se unen con los de las elevaciones costeras. Por tanto, es evidente que estas capas originalmente cubieron un área considerablemente más extensa, extendiéndose hasta el interior de la Sierra del Purial.

En nuestros trabajos de campo sólo estudiamos la parte más baja de la Fm. Imías. En Yacabo Abajo la Fm. Imías descansa discordantemente sobre los sedimentos de la Fm. San Luis. En la base del corte las rocas son terrígenas: areniscas y conglomerados mal cementados. En los cantos están presentes todas las litologías de las rocas de las formaciones Sierra

del Purial, San Luis y El Cobre (predominan los clastos de rocas metamórficas). Más arriba estas rocas están cubiertas por una potente secuencia de sedimentos detríticos-calcáreos con estratificación cruzada a gran escala, alcanzando los conjuntos de capas más de 100 m de potencia (Figura 4).

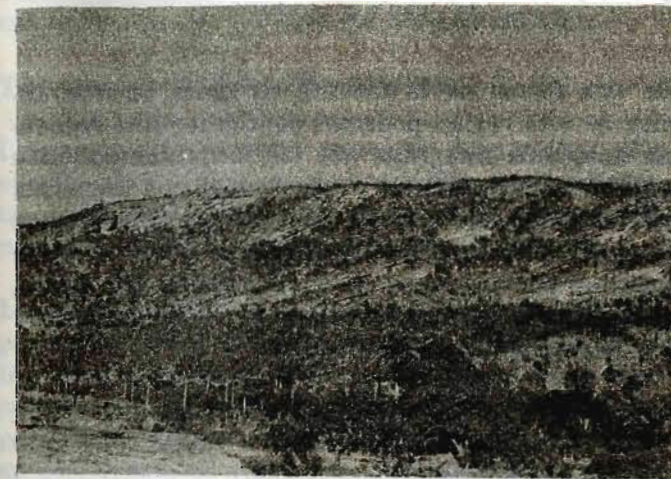


Figura 4

En Cajobabo el corte es bastante similar, pero la unidad descansa tanto sobre la Formación San Luis, como sobre la Formación El Cobre.

En el interior de la Sierra del Purial, la Fm. Imías tiene afloramientos dispersos, descansando directamente sobre la Fm. Sierra del Purial.

La fauna encontrada en la Fm. Imías es muy escasa. En Cajobabo, cerca de la base de la secuencia fue hallada la siguiente fauna en calizas: *Amphistegina* cf., *gibbosa* y fragmentos de *Archais* que datan como Mioceno estas rocas.

Manuel Iturralde recolectó algunas muestras de la Fm. Imías y nos suministró los resultados de las determinaciones paleontológicas realizadas en ellas.

En unas margas colectadas en Yacabo Abajo cerca de la base de la formación se encontró: *Gaudryina jacksonensis*, *Bolivina marginata*, *Melonis pompilioides*, *Uvigerina cubana*, *Uvigerina carapitana*, *Cibicides matanzaensis*, *Giroldina antiformis*, *Chilostomella ovoides*, *Valvulineria herricki*, *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Globorotalia merotumida*, *Globorotalia fohsi robusta*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globorotalia mayeri*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotalia scitula praescitula*.

En margas tomadas en Macambo (fuera del área estudiada): *Fronicularia sagittula cojimarensis*, *Gaudryina jacksonensis*, *Orbulina universa*, *Orbulina bilobata*, *Uvigerina cubana*, *Globigerinoides sacculifer*, *Uvigerina carapitana*, *Globigerinoides ruber*, *Valvulina spinosa miocenica*, *Valvulineria herricki*, *Globorotalia fohsi robusta*, *Globoquadrina deshicens*, *Cassidulina subglobosa*, *Bolivina marginata*, *Globorotalia obesa*, *Globorotalia siakensis*, *Globorotalia fohsi lobata*, *Sphaeroidinellopsis subdeshicens*, *Globoquadrina altispira*, *Amphistegina gibbosa*, *Gyroldina* sp. En las mismas muestras se hallaron los siguientes ostrácodos: *Bairdopillata triangulata*, *Procythereis deformis*, (?) *Quadracythere* sp. (?).

Ambas muestras corresponden al Mioceno Medio, de acuerdo al esquema bioestratigráfico propuesto por Iturralde en 1971. (7)

En margas situadas entre Macambo y Yacabo se encontró la siguiente fauna: *Orbulina universa*, *O. bilobata*, *O. suturalis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *S. seminulina kochi*, *Amphistegina gibbosa*, *Gyroldina basicrassata*, *G. cibacensis*, *Globigerina venezuelana*, *G. pseudofoliata*, *G. decoraperta*, *G. bulbosa*, *Planularia trinae*, *Globigerinoides tribulus*, *G. bollii*, *G. obliquus elongatus*, *G. trilobus trilobus*, *G. conglobatus canimarensis*, *G. obliquus obliquus*, *G. trilobus inmaturos*, *Sphaeroidina bulloides*, *Discorbis bertheloti floridensis*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Melonis pompilioides*, *Pseudoglandulina gallowaky*, *Trifarina carinata bradyana*, *Globoquadrina altispira globosa*, *Globorotalia cultrata menardii*, *G. cultrata cultrata*, *G. cultrata limbata*, *G. subscitula*.

En la misma muestra se encontraron los siguientes ostrácodos: *Cytherella dominicana*, *Cytherella burcki*, *Trachyleberis pineiroi*, *Ambocythere caudata*, *Bairdia* sp. aff. *B. subcircinata*, *Quadracythere* sp.

Sobre la base de foraminíferos, la edad de la muestra es Mioceno Superior, sobre ostrácodos, Mioceno Superior-Pleistoceno.

Las dos primeras localidades se encuentran, de acuerdo a los datos de Iturralde, estratigráficamente más bajas que la tercera, lo cual concuerdan con los datos paleontológicos.

Según Iturralde (comunicación oral) él ha encontrado fauna del Plioceno en una muestra situada en la parte superior del corte de la Fm. Imías. Basándonos en los datos presentados asignamos la unidad al Mioceno Medio y Superior, y es muy probable que la parte más alta incluya depósitos del Plioceno (según el esquema de Iturralde, 1971).



intensamente erosionado; sin embargo, un bloque de unos 2 m de diámetro de una brecha tectónica compuesta por elementos metamórficos y rocas volcánicas fue encontrado por los autores en las cercanías del poblado de Cajobabo.

Los caracteres estructurales de las rocas de la Formación El Cobre son muy complejos y aún no han sido estudiadas en detalle. En general, las rocas de la Fm. El Cobre se disponen en una secuencia de anticlinal-sinclinal de dirección NW-SE; pero esta disposición general se altera considerablemente a medida que nos aproximamos a las partes basales del manto, donde por lo general los buzamientos son abruptos y se dispersan en diversas direcciones, por efecto del arrastre del sobrecorrimiento, siendo posible además la presencia de dislocaciones disyuntivas secundarias. Tales fenómenos pueden ser observados en las cercanías del poblado de Cajobabo y a lo largo de la Vía Azul. Estas dislocaciones intensas que caracterizan las partes inferiores del corte, contrastan con la disposición suavemente plegada de las partes altas del corte.

Al igual que para el manto de serpentinitas suponemos que las rocas de la Formación El Cobre afloradas en la zona de Cajobabo, provienen de una posición meridional con respecto a la actual, siendo probable que los movimientos de sobrecorrimiento hayan ocurrido a finales del Eoceno Medio o el Eoceno Tardío, de acuerdo a los datos de la geología regional.

Si las conclusiones acerca de la dirección del movimiento de los sobrecorrimientos del Eoceno Medio o Tardío son correctos, queda demostrada la presencia de un bloque con corteza continental en tiempos pre-oligocénicos en un área donde actualmente se encuentra la Fosa de Bartlett, lo que es de gran importancia para la geología regional del Caribe. Este problema es discutido ampliamente por uno de los autores en un artículo en preparación.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su reconocimiento a los compañeros del Departamento de Estratigrafía de la Empresa de Geología que realizaron las determinaciones paleontológicas utilizadas en este trabajo, así como a M. Margarita Hernández que nos ayudó en las descripciones petrográficas y a Manuel Iturralde que nos suministró sus determinaciones paleontológicas en las rocas de la Formación Imías.

#### BIBLIOGRAFIA

1. KNIPPER, A. L., CABRERA R., 1974: *Tectónica y geología histórica de la zona de articulaciones entre el mio y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico de Cuba*, Contribución a la geología de Cuba, Publicación especial No. 2, Instituto de Geología y Paleontología.
2. KHUDOLEY, K. M., MEYERHOFF, A. 1971: *Paleogeography and geological history of Greater Antilles*. Geological Society of América, Memoir 129.
3. BOITEAU, A., CAMPOS M., 1973: *Geología de la porción suroeste de la Sierra del Purial*. Informe no publicado, Dpto. de Geología, Filial Minero-Metalúrgica. Universidad de Oriente.
4. TABER S., 1934: *Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of Bartlett Trough*. Geological Society America, Bulletin, vol. 45, pp. 567-619.
5. LEWIS, G. E., STRACZEK J., 1955: *Geology of South Central, Oriente, Cuba*. Geological Survey, Bulletin 975-D.
6. BUTTERLIN, J., 1960: *Geologie generale et regionale de la Republique d'Haiti*. Paris Univ. Traavaux et Memoires de l' Inst. de Hautes Etudes de l'Amerique Latine, vol. 6, p. 194.
7. ITURRALDE, M., 1971: *Correlación estratigráfica de los sedimentos del Neogeno de Cuba*. Revista Tecnológica, vol. IX No. 1, pp. 15-19.

U.D.C. 552.1 (729.1)

#### ABSTRACT

In this paper are exposed the main results of the investigations realized by the Department of Geology, University of Oriente, on the Geology of the southern edge of Sierra del Purial, Province of Oriente.

The oldest rocks exposed are schists, marbles and amphibolites of unknown age (pre-Paleocene). In first attempt this sequence is named Sierra del Purial Formation. This rocks are metamorphosed in the green schist, glaucophan schist and amphibolite facies with three phases of deformation in the marbles. A serpentinitic nappe rest on the rocks of the Sierra

del Purial Formation in the Sierra del Convento. This serpentinites probably were originally continuous with the serpentinites of northern Oriente. The tectonic emplacement of this rocks probably was in the Paleocene.

The Sierra del Purial Formation and the serpentinites are covered with unconformity by the Middle Eocene San Ignacio Formation, first named in this article. The San Ignacio Formation is overlaid by the Middle and Upper Eocene San Luis Formation. In Cajobabo this rocks are covered by a nappe of El Cobre Formation. (Lower Eocene).

The Imías Formation (Middle and Upper Miocene-Pliocene?) overlay with unconformity all the older rocks.

In the articles is briefly described the tectonic style of the sedimentary cover, with special remark on the deformations associated with El Cobre Formation nappe. We arrived to the conclusion that the allochthon's movement was directed from south to north and that this occurred during the Late Middle Eocene of the Late Eocene.

УДК 552.1 (729.1)

#### РЕЗЮМЕ

В статье представлены результаты исследований авторов на южном склоне Сьерра дель Пуриал с 1972 по 1974 год. Описываются общие черты стратиграфии и геологического строения этого района.

Древнейшими породами на Сьерра дель Пуриал являются сланцы, мраморы и амфиболиты неопределенного возраста формации Сьерра дель Пуриал. В этих породах наблюдаются три фазы метаморфизма: зеленых сланцев, глаукофанитических сланцев и амфиболитов и три фазы деформации. Породы формации Сьерра дель Пуриал тектонически перекрываются серпентинитами на Сьерра дель Конвенто. Возраст движения покрова вероятно палеоценовый.

Серпентиниты и формация Сьерра дель Пуриал покрыты несогласно формацией Сан Игнасио (средний эоцен), которая первый раз описана здесь. Формация Сан Игнасио перекрывается, в свою очередь, несогласно формацией Сан Луис (средний и верхний эоцен). В Кахобабо эти формации тектонически перекрываются формацией

Эль Кобре (нижний эоцен).

Формация Имьяс, первый раз описанная здесь, покрывает с несогласием все древнейшие породы. Определено, что направление движения покрова было с юга на север и, что это произошло в конце среднего эоцена или начале позднего эоцена.



Jorge L. Cobiella

Licenciado en Geología; graduado en 1967, en la Universidad de Santiago de Cuba. Actualmente trabaja como instructor graduado en el Departamento de Geología de la Filial Minero-Metalúrgica de aquella Universidad.

#### ALICE BOITEAU

Graduada de Doctora en Geología en la Universidad de la Sorbona, Francia. Prestó sus servicios en el Departamento de Geología de la Escuela de Ingeniería Geológica de 1972 a 1973.

#### MARIO CAMPOS DUEÑAS

Graduado de Ingeniero geólogo en 1972 en la Universidad de Santiago de Cuba, donde actualmente trabaja como Instructor Graduado en el Departamento de Geología de la Filial Minero-Metalúrgica.

#### FELIX QUINTAS CABALLERO

Graduado en 1970 como ingeniero geólogo en la Universidad de Santiago de Cuba. Trabaja como Instructor Graduado en el Departamento de Geología de la Filial Minero-Metalúrgica.