

Aproximadamente 10 Km al sur de la localidad de Rubio, areniscas y calizas cretácicas (formaciones Aguardiente y Capacho respectivamente) se encuentran sobrecorridas sobre areniscas y arcilitas Mio-Pliocenas (Formación La Copé) (Fig. 8).

Tentativamente se propone que los eventos tectónicos que afectaron a la depresión del Táchira durante el transcurso del Terciario tardío, siguieron la siguiente secuencia:

a) Durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, un suave levantamiento de la zona imposibilitó la depositación de la Formación León tanto en la depresión del Táchira como en la cuenca de Barinas. El carácter pelítico de la sedimentación de la Formación León sugiere, sin embargo, que este levantamiento fue muy tenue.

b) En el Mioceno medio a tardío este levantamiento se intensificó bruscamente, dando origen a la formación de los fanglomerados de la Formación La Copé. Las montañas nuevas poseían una estructura homoclinal, y fueron gradualmente erosionadas y cubiertas por sedimentos provenientes del noreste de la zona. A medida que este proceso se continuaba, las molas iban progradando hacia el noreste.

c) Al finalizar este ciclo sedimentario tuvo lugar una fase compresiva. Primero desarrolló suaves pliegues de orientación NW-SE, pero luego los movimientos compresivos se intensificaron, produciendo sobrecorrimientos (fallas de Bramón, San Cristóbal, Capacho). Esta etapa compresiva podría correlacionarse con la mencionada por DE RATMIROFF (1971) para otros sectores de los Andes venezolanos.

d) Simultánea o ligeramente posterior a esta etapa compresiva comienza el levantamiento final de la zona. Este movimiento origina la mayor parte de las filas observadas en el área de estudio.

e) La última etapa, probablemente todavía en curso, está reflejada en la compleja historia cuaternaria de la zona. Durante esta etapa son particularmente frecuentes los desplazamientos laterales (fallas de rumbo). Buenos ejemplos de este proceso se encuentran al sur de Rubio y en las proximidades de San Cristóbal (aldea El Valle).

Esta secuencia de eventos sugiere que la tectónica principal en este sector de los Andes, ocurrió durante y posteriormente a la depositación de la Formación La Copé.

Si la edad Mio-Pliocena asignada a esta formación es correcta, luego la tectónica principal andina finalizó en épocas tan recientes como el Plioceno. Esta conclusión está de acuerdo con las observaciones de BURGL (1967) referentes a la Cordillera Oriental de Colombia, zona ésta con la que la Depresión del Táchira se encuentra estrechamente relacionada.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a R. Bustos (M.A.R.N.R., Zona 6, Venezuela) por sus invaluable discusiones y sugerencias referentes a tópicos cubiertos en este trabajo, al igual que por su participación en algunos de los trabajos de campo. Agradezco igualmente a P. Stéegmayer (M.A.R.N.R., Zona 6, Venezuela) por su permiso para publicar información de campo obtenida mientras el autor trabajaba en el Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables. G. Feo-Codecido (Corpoven S.A.) tuvo la amabilidad de revisar un manuscrito previo. Finalmente, deseo agradecer a D. Elliot (Institute of Polar Studies, U.S.A.)

por sus valiosas observaciones, al igual que a C. Lozano (The Ohio State University, U.S.A.) y a S.M. Bergström (The Ohio State University, U.S.A.) por sus numerosas sugerencias respecto a aspectos formales del trabajo. El Institute of Polar Studies subvencionó el costo de las láminas.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J.R.L. (1965) "Finning-upward cycles in alluvial successions". *Geol. Jour. Liverpool and Manchester*, 4:229-246.
- CAMPBELL, C.J. & BURGL, H. (1965) "Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America", *Geol. Soc. America Bull.*, 76: 567-590.
- C.V.E.T. - COMISION VENEZOLANA DE ESTRATIGRAFIA Y TERMINOLOGIA (1970) "Léxico Estratigráfico de Venezuela". 2da. Ed., *Bol. Geol. Public. Esp.* 4, Caracas, 756 p.
- BURGL, H. (1967) "The Orogenesis in the Andean System of Colombia". *Tectonophysics*, 4 (4-6):429-443.
- DE RATMIROFF, G. (1971) "Late Cenozoic Imbricate Thrusting in Venezuelan Andes". *Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull.*, 55(8): 1336-1355.
- FEO-CODECIDO, G. (1972) "Contribución a la estratigrafía de la cuenca de Barinas-Apure". *Mem. IV Cong. Geol. Venezolano*, Caracas, II: 773-790.
- FIERRO, I. (1977) "Geología de la Región de Barinas-Mucunúque-Pedraza". *Mem. II Cong. Latinoamericano de Geología*, Caracas, t. III:1743-1763.
- MACELLARI, C. (1979) "Geología de la Hoja 5738-IV-NE (Santa Ana)". *División de Información e Investigación del Ambiente, Zona 6 (M.A.R.N.R.) (inédito)*, San Cristóbal.
- RAMIREZ, C. & V.C. CAMPOS (1972) "Geología de la región de la Grita-San Cristóbal, Estado Táchira". *Mem. IV Cong. Geol. Venezolano*, Caracas, t. II:861-893.
- RONDON, F. (1977) "Geología de la región de Guanare, Estado Portuguesa". *Mem. II Cong. Latinoamericano de Geología*, Caracas, t. III:1691-1686.
- STEPHAN, J.F. (1977) "El contacto cadena Caribe-Andes Merideños entre Carora y El Tocuyo (Estado Lara)". *Mem. V. Cong. Geol. Venez.*, Caracas, t. II:789-816.
- USECHE, A. (1975) "Geología de las regiones San Cristóbal-Río Uribante y Río Uribante-Río Caparo, Estados Táchira, Mérida, Barinas y Apure". M.E.M., Caracas, Venezuela (inédito).
- (1977) "Geología de la región de La Azulita, Estado Mérida". *Mem. II. Cong. Latinoamericano de Geología*, Caracas, t. III: 1773-1786.
- VAN DER HAMMEN, T. (1960) "Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes colombianos". *Bol. Geológico*, Bogotá, 6 (1-3):67-128.
- VAN HOUTEN, F.B. & R. TRAVIS (1968) "Cenozoic deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia". *Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull.*, 52:675-702.
- ZAMBRANO, E.; E. VAZQUEZ; B. DUVAL; M. LATREILLE; B. COFFINIERES (1971) "Síntesis Paleogeográfica y petrolera del Occidente de Venezuela". *Mem. IV Cong. Geol. Venezolano*, Caracas, t. I:483-552.

GEOLOGIA DE UNA ZONA UBICADA EN EL SEGMENTO NORCENTRAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA, VENEZUELA: METAMORFISMO Y DEFORMACION.

EVOLUCION DEL MARGEN SEPTENTRIONAL DE SURAMERICA EN EL MARCO DE LA TECTONICA DE PLACAS

Por
Suhas C. Talukdar y Daniel Loureiro C.

Escuela de Geología y Minas
Universidad Central de Venezuela
Apartado 47351, Caracas 1041-A

(Recibido en Febrero 1981, en forma revisada en Octubre 1981)

R E S U M E N

El área abarca aproximadamente 315 km², y se encuentra en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, entre Carayaca y Puerto Cruz, D.F. En ella afloran, intensamente mezcladas, rocas metasedimentarias y metaígneas de orígenes muy diversos. Las rocas metasedimentarias, de edad Mesozoica (probablemente entre 195-95 m.a.), incluyen esquistos pelíticos y semipelíticos, mármoles, esquistos calcáreos y, en menor proporción, cuarcitas. Las rocas volcánoclasticas metamorfolizadas están representadas por esquistos albiticos epidóticos actinolíticos, y las rocas metaígneas por anfibolitas, anfibolitas eclogíticas, serpentinitas y gneises y augengneises cuarzo feldespáticos.

En el artículo se discuten algunos problemas estructurales y estratigráficos implícitos en las definiciones de las unidades litoestratigráficas establecidas (grupos y formaciones), que muestran que las mismas son inútiles para la cartografía geológica detallada y para la reconstrucción "estratigráfica" del cinturón tectónico.

En base a las proporciones en que se combinan los diferentes tipos de rocas a lo largo de la región se han podido cartografiar ocho unidades litológicas, las que, dada la forma como se han establecido, pueden tener una o varias litologías en común, aunque en diferentes proporciones.

Se ha interpretado que la mayoría de las rocas pelíticas, semipelíticas y psamíticas provienen de sedimentos acumulados sobre la plataforma, el talud y el levantamiento ("rise") de un margen continental tipo Atlántico. Las rocas calcáreas del área y algunas cuarcitas parecen corresponder, respectivamente, a calizas pelágicas y ftanitas originalmente depositadas sobre corteza oceánica. Los esquistos albiticos epidóticos actinolíticos que componen la napa de Tacagua son rocas volcánoclasticas, las cuales, en conjunto con los esquistos pelíticos con los que se intercalan, representan depósitos de una cuenca externa a un arco volcánico ("fore arc basin"). Las rocas anfibolíticas y las serpentinitas han sido consideradas como partes de secuencias ofiolíticas, desmembradas y metamorfolizadas, que constituyeron la corteza oceánica y el manto entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior. Los augengneises del área se interpretaron como fragmentos removilizados del basamento granítico, los cuales fueron emplazados durante el segundo evento metamórfico reconocido en la región.

La historia metamórfica del área es compleja. Todos los tipos de roca han sufrido un metamorfismo regional en las facies de los esquistos verdes y en un régimen de P/T intermedia. Un evento metamórfico previo, de alta relación P/T, se ha preservado como reliquia en muchas rocas anfibolíticas y en algunos esquistos semipelíticos. En estos últimos, las reliquias del metamorfismo de alta relación P/T corresponden a la facies de los esquistos glaucofánicos. Sin embargo, en las rocas anfibolíticas las reliquias de este evento pueden pertenecer a dos fases: la facies de la eclogita y la facies de los esquistos glaucofánicos. Cuando los efectos de ambas fases existen en la misma roca, las relaciones texturales muestran que la paragénesis de la facies de la eclogita (granate + omfacita + rutilo) ha sido, más tarde, parcialmente convertida en minerales propios de la facies de los esquistos glaucofánicos, lo que indica una trayectoria retrógrada de P-T durante el emplazamiento tectónico de los fragmentos de la corteza oceánica subducida.

En base a los estudios del metamorfismo y al posible ambiente tectónico de las asociaciones litológicas, sugerimos que todas las rocas, a excepción de los conjuntos de la cuenca externa del arco volcánico (napa de Tacagua) y los augengneises, tienen una historia polimetamórfica. Las condiciones físicas estimadas para el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes son: $T = 400 - 450^{\circ}\text{C}$ y $P = 7 - 8 \text{ kb}$.

El área aparentemente ha sufrido cuatro fases de plegamiento. La primera (fase f_1) y la segunda (fase f_2) están relacionadas al primer evento metamórfico, de alta relación P/T, y al metamorfismo posterior, en la facies de los esquistos verdes, respectivamente. Las otras dos fases son esencialmente postmetamórficas.

Basados en nuestros datos e interpretaciones, y revisando la información disponible para otras partes del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa, hemos propuesto un modelo de tectónica de placas para la evolución de dicho cinturón. En esencia, la totalidad del cinturón es un complejo de subducción, metamorfizado y deformado, que comenzó a evolucionar hace 195 m.a. El modelo muestra como un margen estable tipo Atlántico —que es en sí mismo el producto de expansión (“rifting”)— pasa a ser un margen activo a causa de la colisión de éste con un arco de islas limitado por una zona de subducción.

Entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior se desarrolló el margen continental tipo Atlántico en la costa septentrional de Suramérica. Entre el Cretácico Inferior y el Cenomaniense se formó el complejo de subducción, compuesto por rocas de la corteza oceánica y el manto, sedimentos pelágicos, fragmentos del basamento continental y sedimentos acumulados sobre la plataforma continental. El complejo de subducción fue el resultado de: 1) la subducción, en sentido sur-norte, de la parte oceánica de la placa suramericana bajo un arco de islas situado en el margen meridional de la corteza oceánica del Caribe; y 2) la posterior colisión del arco con el margen continental. Durante este mismo intervalo de tiempo ocurrió la deformación f_1 del complejo de subducción y el metamorfismo asociado de alta P/T. Entre el Turoniense y el Coniaciense se produjo la inversión de la polaridad de la subducción, comenzando ahora a ser en sentido norte-sur bajo el borde norte del arco volcánico extinto. Al mismo tiempo, comenzaron los corrimientos hacia el sur de napas constituidas por asociaciones ofiolíticas, del arco volcánico y del complejo de subducción. Entre el Cretácico Superior y el Oligoceno Inferior ocurrieron los siguientes procesos: 1) superposición del metamorfismo en la facies de los esquistos verdes sobre el complejo de subducción, sobre las asociaciones del arco volcánico y sobre las napas ofiolíticas; 2) el desarrollo de una nueva fase de deformación (f_2), con lo cual continuaron los corrimientos de las napas en sentido norte-sur; 3) emplazamiento de fragmentos del basamento granítico removilizado y de intrusiones graníticas. Entre el Oligoceno Inferior y el Presente aparecieron diferentes patrones de fallas, fundamentalmente verticales, con componentes de transcurrancia. La subducción de la placa del Caribe bajo la placa suramericana culminó, aproximadamente, hace 30 m.a.

A B S T R A C T

The area, covering approximately 315 sq. Km. of the north-central part of the Cordillera de la Costa between Carayaca and Puerto Cruz, exposes closely associated, structurally concordant metasedimentary and metaigneous rocks of different source and environment. Metasedimentary rocks of Mesozoic age (probable range 195-95 m.y.) include abundant pelitic to semipelitic schists, marbles and calcareous schists, and minor quartzites. Metamorphosed volcanoclastic rocks are represented by mafic albite-epidote-actinolite schists, and metaigneous rocks by amphibolites and eclogitic amphibolites, serpentinites, and quartz-feldspathic augengneisses and gneisses.

The paper discusses some structural and stratigraphic problems involved in the definitions of established formations of Caracas Group which inhibit their further use.

Eight mappable lithologic units are defined in the area based on the proportion of different rock types exposed. Based on this definition, individual units may have some similar rock type or types in common. The units are: 1) Unit of graphitic quartz-mica schists; 2) Unit of feldspathic-quartz schists; 3) Unit of amphibolites and marbles; 4) Unit of quartz-feldspathic augengneisses and gneisses; 5) Unit of amphibolites and feldspathic-quartz schists; 6) Unit of epidote-actinolite schists; 7) Unit of amphibolites; and 8) Unit of serpentinites.

Tectonic environment during Lower Cretaceous may be pictured as following: a stable “Atlantic” type continental margin of northern South America, an oceanic island arc to the north and not very far from the continental margin, and an intervening ocean basin. Most of pelitic, semipelitic and psammitic rocks are interpreted as outer shelf-slope-rise sediments of the continental margin. Calcareous rocks and some quartzites may be metamorphosed pelagic limestones and cherts, respectively,

originally deposited on oceanic crust. Albite-epidote-actinolite schists are volcanoclastic rocks, and these with the interlayered essentially pelitic schists represent deposits of fore arc basin related to the arc system.

Amphibolitic rocks occur as lenticular layers and boundins of various sizes and serpentinites as small concordant bodies. These rocks are considered as parts of metamorphosed and dismembered ophiolites representing Lower Jurassic to Lower Cretaceous oceanic crust-mantle.

Augengneisses of the area are interpreted as remobilized granitic basement emplaced during pervasive second metamorphic event recognized.

Metamorphic history of the area is complex. All rock types have been subjected to regional metamorphism of greenschist facies of intermediate P/T type. An earlier metamorphic event of high P/T type is preserved as relicts in many amphibolitic rocks and in some semipelitic schists. In the semipelitic schists, the relict high P/T metamorphism is represented by glaucophane schist facies. In amphibolitic rocks however, the relict high P/T metamorphic event is represented by two phases: eclogite facies and glaucophane schist facies. Some amphibolites show glaucophane schist facies. In other amphibolites which show eclogite facies, textural relations indicate the prograde development of highest grade garnet + omphacite + rutile rocks, later partly converted into glaucophane schist minerals that represent retrograde P-T trajectory during tectonic emplacement of subducted oceanic crust.

Based on above mentioned data on metamorphism and possible tectonic settings of rock associations, we suggest that all rocks, except those of the fore arc assemblages and augengneisses, have a polymetamorphic history. The physical conditions estimated roughly for the greenschist facies are: $T = 400 - 450^{\circ}\text{C}$ and $P = 7 - 8 \text{ Kb}$.

The area has apparently suffered four phases of folding. The first (f_1 phase) and second (f_2 phase) are related to early high P/T metamorphic event and later greenschist facies (intermediate P/T type) event respectively, while the other two are essentially post-metamorphic. The f_2 phase is an isoclinal folding, observed on mesoscopic and microscopic scale. Regional metamorphic foliation (S_2) is parallel to axial plane of these folds. The high P/T metamorphism is only relict, and related foliation S_1 (which is also relict) is well identified by oriented glaucophane crystals (in some semipelitic schists) which are parallel to S_2 . On the assumption that development of S_1 is related to folding, the parallelism between S_1 and S_2 imply: a) f_1 phase is an isoclinal folding; and b) f_2 isoclinal folding is coaxial and coplanar to earlier f_1 isoclinal folding. Folds of the f_1 phase has not yet been observed; however we think its original existence seems to be necessary.

Based on our data and interpretation, and review of available information on other parts of the Coast Range Tectonic Belt, we have proposed a plate tectonic model for the evolution of the Belt. In essence, the entire belt is a metamorphosed and deformed subduction complex and gives a 195 m. years' history of the northern South American continent. The model shows how a stable “Atlantic” type continental margin (which is itself a product of rifting) becomes an active margin by the collision with an island arc that is bounded by an active subduction zone. The different stages of evolution are as follows:

Stage 1: 195 - 130 m.y. (Lower Jurassic to Lower Cretaceous)

Development of an “Atlantic” type continental margin with typical continental shelf-slope-rise sediments on the coast of northern South America, as Caribbean ocean floor continues to form by separation of North America from South America.

Stage 2: 130 - 95 m.y. (Lower Cretaceous to Cenomanian)

Formation of subduction complex by tectonic mixing of oceanic crust and mantle rocks, pelagic sediments, outer shelf-slope-rise sediments and continental basement rocks. Associated high P/T metamorphism and f_1 isoclinal folding also occur at this time.

The complex resulted by progressive northward subduction of oceanic part of South American plate against an active primitive island arc and by eventual collision of the “Atlantic” type continental margin with the arc. The oceanic arc starts to develop at the beginning of this period to the north of the continental margin (and not very far from it) at the leading edge of overriding South Caribbean oceanic plate.

Stage 3: 95 - 85 m.y. (Turonian to Coniacian)

Initiation of south directed obduction nappes of ophiolites, arc assemblages and the subduction complex. Shallow water sediments deposited over subduction complex may be incorporated within complex at this stage.

The geological processes are related to time span from arc-continental margin collision and halt of northdipping subduction to the development of a new southdipping subduction beneath the northern side of extinct arc.

Stage 4: 85 - 30 m.y. (Upper Cretaceous to Lower Oligocene)

Superposed greenschist facies metamorphism, f_2 isoclinal folding and related south directed thrusting. Emplacement of remobilized granitic basement and syntectonic granitic intrusions occur at this time. The period 85-60 m.y. represents climax of regional metamorphism and calcalkaline igneous activity, and 60 - 30 m.y. essentially represents post-metamorphic deformations and minor acid intrusions.

The geological processes are related to south-dipping subduction of Caribbean oceanic plate beneath South American plate (margin represented by the new atypical continental crust made of primitive arc assemblages and subduction complex). Simulates a Cordilleran type orogenic belt.

Stage 5: 30 - 0 m.y. (Lower Oligocene to Present)

Development of different sets of basically vertical faults with strike-slip components on the Coast Range Tectonic Belt, resulted to accommodate the component of N-S compression across Caribbean-South American plate boundary. Southward subduction of Caribbean plate against South American plate and related magmatism on the continental margin ceased by 30 m.y.

CONTENIDO

INTRODUCCION

LOCALIZACION DEL AREA ESTUDIADA

LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA Y LA "ESTRATIGRAFIA" EN LA CORDILLERA DE LA COSTA: PROBLEMAS Y NUEVAS CONCEPCIONES

- Unidades Litológicas: su definición.

DESCRIPCION DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS

- Unidad de esquistos micáceos cuarzo grafitosos.
- Unidad de esquistos cuarzo feldespáticos.
- Unidad de anfibolitas y mármoles.
- Unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos.
- Unidad de anfibolitas y esquistos cuarzo feldespáticos.
- Unidad de esquistos actinolíticos epidóticos.
- Unidad de anfibolitas.
- Unidad de serpentinitas.

METAMORFISMO

- Metamorfismo en rocas anfibolíticas.
 - Asociaciones mineralógicas y facies metamórficas en las rocas anfibolíticas.
 - Anfibolitas tipo I.
 - Anfibolitas tipo II.
 - Anfibolitas tipo III.
 - Anfibolitas tipo IV.
 - Anfibolitas tipo V.
 - Anfibolitas tipo VI.
- Condiciones metamórficas y trayectoria presión-temperatura en el metamorfismo de rocas anfibolíticas.

- Metamorfismo en esquistos albíticos epidóticos actinolíticos.
- Metamorfismo en rocas metasedimentarias.
- Metamorfismo en augengneises y gneises cuarzo feldespáticos.
- Metamorfismo en serpentinitas.
- Relaciones entre la historia metamórfica de los diferentes grupos de rocas. Zonación metamórfica del área: La napa de Tacagua.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL: RELACIONES GEOMETRICAS Y TEMPORALES ENTRE LAS ESTRUCTURAS DE DEFORMACION

- Generalidades.
- Foliación.
- Plegamiento.
 - Primera fase de plegamiento (f_1)
 - Segunda fase de plegamiento (f_2)
 - Tercera fase de plegamiento (f_3)
 - Cuarta fase de plegamiento (f_4)
- Fallamiento
 - Fallas con trazas de rumbo E-W.
 - Fallas con trazas de rumbo N10-60W.
 - Fallas con trazas de rumbo N40-70E.
 - Relaciones entre los patrones de fallas y otras estructuras de deformación.

RELACIONES ENTRE LA CRISTALIZACION DE ALGUNOS MINERALES METAMORFICOS Y LAS FASES DE DEFORMACION

- Esquistos pelíticos y semipelíticos.
- Esquistos albíticos epidóticos actinolíticos.
- Rocas anfibolíticas.

MODELO DE TECTONICA DE PLACAS PARA LA EVOLUCION DEL CINTURON TECTONICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

- Elementos de la tectónica de placas.
 - Los cinturones magmáticos.
 - Los complejos de subducción.
- Los cinturones orogénicos y la tectónica de placas.
- Geología del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa: Reconocimiento de los elementos de la tectónica de placas.
 - Ambientes de depositación de las rocas metasedimentarias; asociaciones de rocas metaígneas del área.
 - Análisis de otras áreas del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa.
 - Segmento norcentral de la Cordillera de la Costa.
 - Penínsulas de Paria y Araya.
 - Isla de Margarita.
 - Otras islas venezolanas.
 - El Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa: un complejo de subducción metamorfizado y deformado.
 - Edad de la sedimentación.
 - Edad del primer evento metamórfico: Formación del complejo de subducción y procesos relacionados.

Elementos de la tectónica de placas.

- Edad del segundo evento metamórfico: Superposición parcial de un arco magmático sobre el complejo de subducción y procesos relacionados.

- Origen y edad del emplazamiento de los granitos y gneises graníticos.

- Rocas gnéissicas provenientes de secuencias ofiolíticas.

- Fragmentos del basamento continental emplazados tectónicamente.

- Rocas graníticas sintectónicas con el segundo evento metamórfico y fragmentos del basamento removilizado.

Modelo tectónico propuesto.

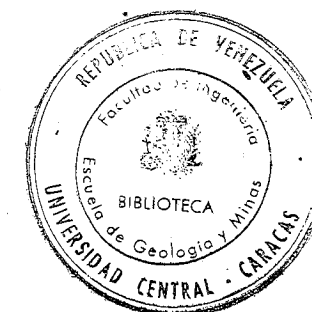
- Primera etapa: 195-130 m.a. (Jurásico Inferior - Cretácico Inferior).

- Segunda etapa: 130-95 m.a. (Cretácico Inferior - Cenomaniense).

- Tercera etapa: 95-85 m.a. (Turoniense - Coniaciense).

- Cuarta etapa: 85-30 m.a. (Cretácico Superior - Oligoceno Inferior).

- Quinta etapa: 30-0 m.a. (Oligoceno Inferior - Presente).



INTRODUCCION

El trabajo aquí presentado es una síntesis del estudio geológico de un área de 315 Km² ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa. Dicho trabajo tiene por objeto: a) cartografiar y describir las unidades litológicas expuestas en la región, b) determinar la historia metamórfica de las rocas observadas, así como las características de cada uno de los procesos metamórficos a los que han sido sometidas (facies y subfacies metamórficas y series de presión), c) reconocer las estructuras geológicas originadas por las diferentes fases de deformación y establecer sus relaciones temporales con los procesos metamórficos, d) finalmente, y aceptando los mecanismos propuestos por la hipótesis de la tectónica de placas como medio para explicar la evolución de los cinturones orogénicos, se ha elaborado un modelo coherente con la información actualmente disponible.

En esencia, los datos que aquí se utilizan provienen de la recopilación y reinterpretación de los levantamientos geológicos efectuados por SERRANO (1978), LOUREIRO (1978), MENDOZA (1978) y LARA (1978) al realizar sus respectivas tesis de grado. Los reconocimientos en el campo y la elaboración de los mapas geológicos se efectuaron en un lapso de cuatro meses, posteriores a los cuales se hicieron los análisis petrográficos de 600 muestras y los análisis por difracción de rayos X necesarios para verificar algunas identificaciones.

LOCALIZACIÓN DEL AREA ESTUDIADA

El área objeto del estudio, se encuentra ubicada en el flanco norte del tramo central de la Cordillera de la Costa, y pertenece al Departamento Libertador del Distrito Federal (Fig. 1). Ella abarca la totalidad de las cuencas de los ríos Oricao y Chichiriviche, así como gran parte de la cuenca del río Limón y el segmento inferior de la cuenca del río Mamo y de la quebrada Tacagua.

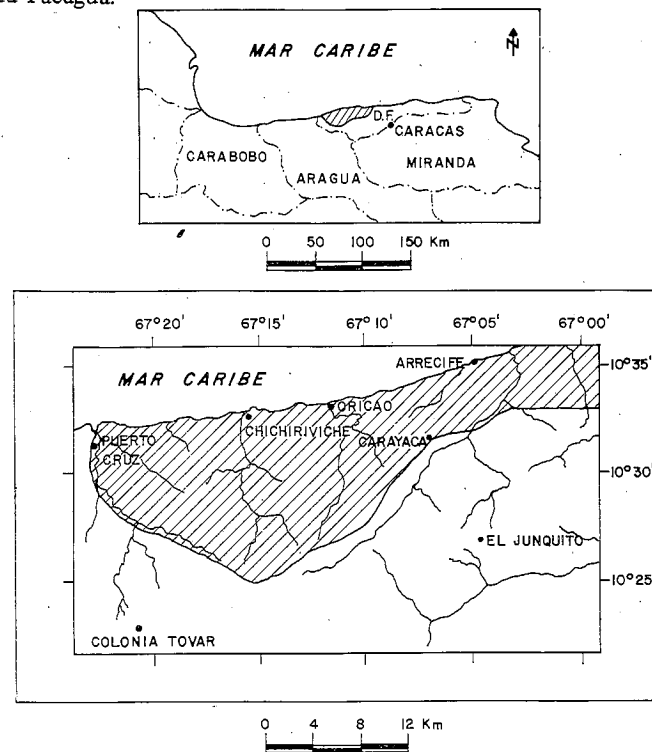


FIG. 1 UBICACION DEL AREA ESTUDIADA

La zona se encuentra aproximadamente entre las siguientes coordenadas (UTM): N 1.172.000 y N 1.156.000; E 718.000 y E 680.000. El área está limitada al norte por el Mar Caribe y al sur por la divisoria de aguas. El límite oriental lo constituye la quebrada Tacagua, mientras que el occidental se halla definido por el río Limón.

LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA Y LA "ESTRATIGRAFIA" EN LA CORDILLERA DE LA COSTA: PROBLEMAS Y NUEVAS CONCEPCIONES

Los estudios regionales efectuados en la Cordillera de la Costa, han pretendido reconstruir la historia geológica de la misma en base a una concepción eminentemente estratigráfica. De esta forma, se esperaba determinar la evolución del cinturón orogénico mediante metodologías análogas a las usadas clásicamente al trabajar en cuencas sedimentarias poco tectonizadas. El punto de partida obligatorio en el desarrollo de tales metodologías era, por lo tanto, agrupar y dividir los conjuntos litológicos en unidades litoestratigráficas convencionales (grupos, formaciones y miembros), para luego establecer las relaciones estratigráficas entre ellas.

Consecuentemente con el esquema de análisis señalado, las litologías expuestas en el área estudiada y en sus cercanías han sido asignadas al Grupo Caracas (AGUERREVERE y ZULOAGA, 1937; DENGÓ, 1951; SMITH, 1952; WEHRMANN, 1972). Sin embargo, las relaciones estructurales descritas en la región de Araya-Paria (VIGNALI, 1972; 1979), así como las observaciones de campo efectuadas por los autores, revelan ciertos inconvenientes que dificultan el uso de las unidades litoestratigráficas en la cartografía e interpretación geológica del área cordillerana. Además, las mismas evidencias arrojan profundas dudas sobre la veracidad de las posiciones y las relaciones estratigráficas que habitualmente les han sido conferidas.

Los problemas inherentes al uso de las unidades litoestratigráficas en el estudio de la Cordillera de la Costa, son de dos tipos:

Por una parte, la cartografía geológica en base a las unidades litoestratigráficas se ha dificultado progresivamente, a causa de la proliferación de los tipos litológicos descritos para cada formación. Al mismo tiempo, es ahora evidente que varias formaciones están constituidas por las mismas litologías, y las diferencias entre ellas se deben a sutiles cambios en las proporciones en que tales litologías se combinan.

A medida que se fueron efectuando los estudios en el área norte de la Cordillera de la Costa, las formaciones definidas originalmente adquirieron, con el paso del tiempo, un número cada vez mayor de constituyentes litológicos. En la actualidad, ciertas formaciones, como la Formación Las Brisas por ejemplo, están compuestas por una gran diversidad de rocas diferentes, y la variabilidad litológica no permite establecer un tipo de

roca característico o dominante salvo en zonas de reducida extensión. En realidad, cada una de las formaciones que componen el llamado Grupo Caracas consta de un gran número de litologías diferentes heterogéneamente mezcladas. Puede añadirse, de una manera muy general, que el Grupo Caracas se halla integrado por un conjunto de rocas metapelíticas —que van desde esquistos y gneises cuarzo feldespáticos hasta esquistos y filitas muscovíticas grafitosas—, en el cual se hallan cuerpos de anfibolitas eclogíticas, serpentinitas, mármoles y augengneises distribuidos al azar.

De lo expuesto se puede deducir que, actualmente, la mayoría de las formaciones que componen el Grupo Caracas no cumplen, *sensu stricto*, con los requerimientos de las unidades litoestratigráficas tal como ellas han sido definidas en el código de nomenclatura estratigráfica. Ello es debido tanto a la gran cantidad de litologías que las constituyen, y a la extrema variabilidad de las mismas, como a la falta de continuidad geográfica de tales formaciones.

El segundo de los inconvenientes implícitos en el uso de las unidades litoestratigráficas en la Cordillera de la Costa, es establecer la posición estratigráfica y las relaciones temporales entre las distintas "formaciones". A este respecto, es bien sabido que la estratigrafía de las unidades metamórficas en la Cordillera de la Costa se elaboró a partir de dos supuestos tenidos por axiomas: a) la existencia de paralelismo entre los planos de foliación y los planos de estratificación premetamórficos (AGUERREVERE y ZULOAGA, 1937; DENGÓ, 1951; SMITH, 1952; WEHRMANN, 1972), y b) la interpretación de edades y posición estratigráfica de ciertas formaciones en base a correlaciones litológicas con unidades sedimentarias. Normalmente estas últimas se ubican en la cuenca de Maracaibo o en la cuenca oriental (AGUERREVERE y ZULOAGA, 1937).

Los análisis estructurales efectuados por VIGNALI (1972, 1979), mostraron que el paralelismo entre los planos de estratificación y los de foliación sólo se presenta en los limbos de los pliegues isoclinales contemporáneos con el desarrollo de la foliación. En los ápices de dichos pliegues, por el contrario, la foliación y la estratificación guardan relaciones angulares variables. Se concluye, por lo tanto, que los planos de foliación y los de estratificación son paralelos solamente en apariencia (pseudoparalelismo). El pseudoparalelismo ha sido originado por la formación de pliegues isoclinales con limbos yuxtapuestos, y por la transposición de capas ocurrida simultáneamente con el desarrollo de los pliegues citados (VIGNALI, 1979).

Al demostrarse que la estratificación premetamórfica y la foliación no son en realidad paralelos, se establece inmediatamente que las posiciones estratigráficas asignadas a las formaciones que integran el Grupo Caracas son sólo aparentes y carecen de verdadero sentido estratigráfico.

Debe considerarse, por otra parte, que de aquellas publicaciones en las que se describen y elaboran columnas estratigráficas, en muy pocas se hace mención a estructuras sedimentarias reliquias que apoyan las secuencias estratigráficas interpretadas. Ello es debido, obviamente, a causa de que han desapa-

recido por efectos del metamorfismo y la deformación. No puede garantizarse, por lo tanto, que existan o no inversiones y/o repeticiones de ciertos intervalos que no hayan sido detectadas, con lo cual es muy probable que las columnas estratigráficas elaboradas hasta el presente estén parcial o totalmente alejadas de la realidad.

Finalmente, han de tenerse en cuenta ciertas consideraciones teóricas relacionadas con los procesos tectónicos involucrados en el desarrollo de cinturones orogénicos; básicamente, la existencia de complejas y oscuras relaciones tectónicas entre unidades litológicas, contemporaneidad de muchas de ellas, sobrecorrimientos y napamiento a gran escala, etc. Estos procesos, que hasta los momentos no han sido prácticamente considerados en los estudios regionales, tienden a destruir todas las relaciones geográficas y estratigráficas originales de las secuencias litológicas afectadas, impidiendo que se pueda lograr una verdadera reconstrucción estratigráfica del cinturón orogénico.

Un nuevo intento de establecer la reconstrucción estratigráfica de las unidades metamorizadas, ha sido realizado en fecha reciente por VIGNALI (1979) en el área de Araya-Paria e Isla de Margarita. En esta oportunidad, la secuencia estratigráfica se ha establecido en base a la reconstrucción de la geometría de los diversos períodos de plegamiento y su relación espacial con la estratificación premetamórfica.

Aun cuando en este caso se han tomado en cuenta ciertas complicaciones estructurales y tectónicas obviadas en los trabajos preliminares, los resultados arrojados por nuestras investigaciones indican, como se demostrará posteriormente, que la franja septentrional de la Cordillera de la Costa constituye un complejo de subducción imbricado que ha sido afectado por varios períodos de metamorfismo. De ello se ha podido concluir que carece de sentido tratar de efectuar la interpretación de la historia geológica y la evolución del cinturón orogénico en base a cualquier reconstrucción estratigráfica, siendo necesario, por lo tanto, emplear otras técnicas y criterios en el análisis de regiones tan peculiares.

En base a las consideraciones precedentes, pueden indicarse las siguientes conclusiones: a) las unidades litoestratigráficas definidas en la Cordillera de la Costa representan, a lo sumo, grupos de rocas muy amplios y variables que afloran con relativa uniformidad en áreas de grandes dimensiones. En los levantamientos geológicos detallados (a escala 1:25.000 o menores) el uso de las formaciones no permite efectuar una cartografía geológica adecuada, como tampoco representar convenientemente la distribución geográfica y las relaciones espaciales de las diferentes litologías existentes; b) las unidades litoestratigráficas referidas carecen de verdadero sentido estratigráfico, dado que sus relaciones temporales han sido establecidas en base a criterios inválidos; c) en las condiciones actuales del conocimiento, no es posible efectuar reconstrucciones estratigráficas en el sentido estricto. El estudio de la evolución del cinturón orogénico debe enfocarse con metodologías y concepciones de otra índole, teniendo en cuenta, simultáneamente, la información aportada por los estudios del metamorfismo, familias de rocas

ígneas asociadas y sus edades radiométricas, deformación y tectónica.

Debido a que las unidades litoestratigráficas no deben ser utilizadas para la cartografía geológica detallada, en este trabajo se ha preferido emplear unidades litológicas informales con el objeto de mostrar con mayor precisión la distribución espacial de los diversos tipos de rocas. El concepto de "unidad litológica" y el sentido en que fueron empleadas tales unidades, se indicarán a continuación.

Unidades Litológicas: su definición

Las primeras observaciones efectuadas en el campo mostraron que en la zona afloran una gran cantidad de tipos litológicos diferentes, variabilidad que puede llegar a apreciarse a escala de unas pocas decenas de metros. Lo que resultó más sorprendente, es que ese gran número de litologías afloraran a lo largo de toda la región mezcladas heterogéneamente. Es por esta causa que las unidades litológicas definidas se hallan integradas por un grupo o conjunto de diversos tipos de rocas. Incluso, ocurre que para dos o más unidades los tipos litológicos constitutivos son similares, y aun los mismos. Por lo tanto, lo que realmente define, caracteriza e individualiza a cada unidad litológica, es la conjunción de dos propiedades: por una parte, los tipos de rocas que la integran y, por la otra, la proporción o relación de abundancia según la cual esas litologías se combinan en un área geográfica dada.

Para que las unidades litológicas posean verdadera utilidad cartográfica, es menester que cada una de ellas abarque un área discreta a la escala requerida. En este trabajo en particular, los levantamientos del terreno se elaboraron sobre una base topográfica a escala 1:25.000.

Ya que una unidad litológica representa un conjunto de rocas que aflora en un área dada, tal que sus componentes litológicos guarden cierta relación de abundancia, es obvio que los contactos entre las distintas unidades son eminentemente transicionales salvo algunas excepciones. En la mayoría de las oportunidades, el paso de una unidad litológica a otra ocurre por variaciones en la proporción de los tipos litológicos constitutivos, a lo que se suma la aparición o desaparición progresiva de algunas litologías. Debe señalarse, al mismo tiempo, que el hecho de que las unidades litológicas presenten contactos transicionales no implica, ni mucho menos, que las litologías individuales también los posean.

Las unidades litológicas, por la forma en que han sido definidas y empleadas, adolecen de cierto grado de subjetividad indeseable. No obstante, éste ha sido uno de los problemas intrínsecos a cualquiera de los criterios convencionalmente utilizados en la representación cartográfica de los cuerpos de rocas, al igual que de la gran mayoría de los sistemas de clasificación y taxonomía empleados en las ciencias naturales.

Del modo en que se han establecido las unidades litológicas, se deduce rápidamente que las mismas carecen, y no pretenden adquirir, sentido estratigráfico alguno. Son, simplemente,

te, elementos necesarios para representar la distribución espacial de los tipos de rocas de una manera más precisa y exacta a la que actualmente se posee.

Por último, debe añadirse que los nombres colocados a cada una de las respectivas unidades indican aquél o aquellos constituyentes litológicos más abundantes, los que, eventualmente, son los más representativos.

DESCRIPCION DE LAS UNIDADES LITOLOGICAS

Las ocho unidades establecidas, con los tipos litológicos que las constituyen colocados en orden decreciente de abundancia, se muestran en el Cuadro No. 1. La ubicación y distribución geográfica de las mismas puede apreciarse en el mapa geológico anexo.

CUADRO 1. UNIDADES LITOLOGICAS DEFINIDAS Y SUS CONSTITUYENTES COLOCADOS EN ORDEN DECRECIENTE DE ABUNDANCIA

UNIDADES	CONSTITUYENTES LITOLOGICOS EN ORDEN DE ABUNDANCIA
UNIDAD DE ESQUISTOS MICACEOS CUARZO GRAFITOSOS	ESQUISTOS CUARZO MUSCOVITICOS ± GRANATE ± GRAFITO ESQUISTOS CUARZO MICACEOS ± GRANATE CUARCITAS MICACEAS GNEISES CUARZO FELDESPATICOS MICACEOS EPIDOTICOS MARMOLES ANFIBOLITAS GRANATIFERAS
UNIDAD DE ESQUISTOS CUARZO FELDESPATICOS	ESQUISTOS Y GNEISES CUARZO FELDESPATICOS MICACEOS ESQUISTOS FELDESPATICOS ESQUISTOS EPIDOTICOS ESQUISTOS MUSCOVITICOS CUARZOSOS CUARCITAS FELDESPATICAS EPIDOTICAS AUGENGNEISES CUARZO FELDESPATICOS MUSCOVITICOS ANFIBOLITAS ± GRANATE
UNIDAD DE ANFIBOLITAS Y MARMOLES	ANFIBOLITAS MARMOLES ESQUISTOS CALCAREOS MUSCOVITICOS ± GRAFITO ESQUISTOS CUARZO MUSCOVITICOS ± GRANATE ESQUISTOS CUARZO MUSCOVIT. GLAUCOF. GRANATIFEROS
UNIDAD DE AUGENGNEISES Y GNEISES FELDESPATICOS CUARZOSOS	AUGENGNEISES Y GNEISES FELDESP. CUARZOSOS ± BIOTITA ESQUISTOS FELDESPATICOS CUARZO MICACEOS CUARCITAS MICACEAS ANFIBOLITAS GRANATIFERAS TRONDHEMITAS
UNIDAD DE ANFIBOLITAS Y ESQUISTOS CUARZO FELDESPATICOS	ANFIBOLITAS ESQUISTOS CUARZO FELDESP. EPIDOTICOS ± ACTINOLITA ECLOGITAS ANFIBOLITICAS CUARCITAS MICACEAS GNEISES FELDESP. CUARZOSOS ACTINOLITICOS EPIDOTICOS
UNIDAD DE ESQUISTOS ACTINOLITICOS EPIDOTICOS	ESQUISTOS ACTINOLIT. EPIDOTICOS CLORITICOS ALBITICOS CUARCITAS GRANATIFERAS EPIDOTICAS ESQUISTOS CUARZO MUSCOVIT. GRAFITOSOS ± CLORITA ESQUISTOS CALCAREOS MUSCOVITICOS ± GRAFITO
UNIDAD DE ANFIBOLITAS	ANFIBOLITAS ESQUISTOS MUSCOVITICOS CALCAREOS GRAFITOSOS
UNIDAD DE SERPENTINITAS	ESQUISTOS DE SERPENTINA SERPENTINITAS

Unidad de Esquistos Micáceos Cuarzo Grafitosos

Esta unidad aflora en el extremo meridional del área estudiada, abarcando una superficie aproximada de 31 km².

Como se observa en el mapa geológico, sólo el contacto norte de la unidad se halla en la zona cubierta. Dicho contacto

es de carácter transicional con la unidad de esquistos cuarzo feldespáticos, aunque para los efectos de cartografía ha tenido que ser representado como una línea. En cualquier caso, el contacto entre ambas unidades define una franja sinuosa (línea en el mapa), toscamente orientada en dirección este-oeste. La continuidad y extensión de la unidad hacia el sur se desconoce, debido a que ella se prolonga más allá de los límites del área bajo estudio.

La unidad se aprecia en los cortes de la carretera que une la Colonia Tovar con la Peña, así como en el sector Portachuelo-Las Conchitas.

Los constituyentes litológicos de la unidad, colocados en orden decreciente de abundancia, aparecen en el Cuadro No. 1.

En las cabeceras de las quebradas los Cedros, Algarrobo y la Peña, al igual que en las nacientes de los ríos Chichiriviche y Raizudo, abundan esquistos cuarzo micáceos grafitosos con proporciones variables de granate y, eventualmente, albita. Intercalados con tales esquistos, pero mucho menos abundantes, aparecen cuarcitas y pequeños lentes de mármoles.

Hacia el extremo oeste de la unidad, los esquistos antes mencionados poseen albita con mayor regularidad; las cuarcitas y los mármoles desaparecen, presentándose, en su lugar, gneises cuarzo albiticos micáceos epidóticos y, muy raramente, anfibolitas granatíferas.

En los esquistos cuarzo muscovíticos grafitosos, la litología más frecuente en la unidad, el contenido de grafito es variable, hallándose en relación directa con la abundancia de muscovita. Petrográficamente se ha podido establecer que el grafito aparece como pequeñas inclusiones en la muscovita y en la albita. Cuando se asocia con la muscovita, lo que ocurre comúnmente, el grafito constituye agregados o películas alineados paralelamente al clivaje de las micas e incluidos en ellas.

El granate, componente ocasional de los esquistos citados, suele desarrollar dos tipos de texturas poiquiloblásticas. La más frecuente es aquella en que el granate se presenta con gran cantidad de inclusiones de cuarzo a modo de mosaico. En este caso el granate ocupa los intersticios entre los granos de cuarzo, constituyendo, igualmente, un estrecho borde que rodea al agregado descrito y le confiere formas hipidioblásticas o idioblásticas. Este tipo de granate ha sido llamado, descriptivamente, granate esquelético. La segunda y más rara textura que poseen los poiquiloblastos de granate se caracteriza porque las inclusiones, esencialmente cuarzo, se hallan alineadas en forma de "S" invertida, definiendo lo que se ha llamado textura de "bola de nieve". Otra característica que eventualmente poseen

los granates existentes en estas rocas, es la de hallarse parcial o totalmente reemplazados por un agregado fibroso de clorita distribuido completamente al azar.

Algunas muestras de esquistos cuarzo muscovíticos grafitosos, especialmente en el sector central y occidental de la unidad, presentan abundante albita. Este mineral suele tender a constituir porfidoblastos y, en ocasiones, poiquiloblastos con numerosas inclusiones compuestas por cuarzo, muscovita y grafito. Es significativo, por otra parte, que tales inclusiones se hallen orientadas paralelamente a la foliación de la roca, determinando texturas helicíticas (SPRY, 1969).

Los esquistos cuarzo micáceos con o sin granate son la litología más común en la unidad luego de los esquistos cuarzo muscovíticos grafitosos ya descritos (Cuadro No. 1). Este tipo litológico es más abundante hacia el extremo oriental de la unidad, en donde aparece alternando desordenadamente con esquistos muscovíticos grafitosos. Aparentemente son variaciones transicionales de estos últimos, en donde ha obrado una disminución de muscovita y del grafito asociado a ella. Salvo las diferencias en la concentración de los minerales constituyentes ambos tipos de rocas parecen ser muy similares, incluso en sus características petrográficas y texturales.

Las cuarcitas micáceas son, en orden decreciente de abundancia, el siguiente tipo litológico reconocido en la unidad. Son rocas masivas a ligeramente foliadas, de color blanco o gris claro, que se presentan intercaladas con los esquistos descritos previamente.

En el área de Las Conchitas, básicamente en las cercanías del contacto entre esta unidad y la unidad de esquistos cuarzo feldespáticos, se han observado gneises cuarzo feldespáticos micáceos epidóticos. Estos gneises son rocas ligeramente bandeadas en las que el feldespato presente es la albita. El epidoto que los compone aparece zonado, mostrando un núcleo pleocroico de color pardo, semejante a pistacita, rodeado por bordes incoloros de epidoto.

Los mármoles y las anfibolitas granatíferas son rocas escasas en la unidad, apareciendo como bloques lentiformes de pequeñas dimensiones. La mineralogía y las características petrográficas de estas rocas son análogas a las que presentan rocas similares existentes en otras unidades, y serán descritas posteriormente.

En la Tabla 1 se indica la composición mineralógica de las litologías que constituyen la unidad, expresada en porcentajes en volumen.

TABLA 1 COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ROCAS QUE INTEGRAN LA UNIDAD DE ESQUISTOS MICACEOS CUARZO GRAFITOSOS

TIPOS LITOLOGICOS	MINERALOGIA (PORCENTAJES EN VOLUMEN)														OBSERVACIONES
	CUARZO	ALBITA	MUSCOVITA	CLORITA	GRANATE	GRUPO del EPIDOTO	CALCITA	GRAFITO	ACTINOLITA	MICA BLANCA	BIOTITA	RUTILO	ESFENA	OPACOS	
ESQ. CUARZO MUSCOVIT. ± GRANATE ± GRAFITO	79-10 (50)	50-0 (4)	80-7 (30)	7-0 (3)	7-0 (3)	3-0 (0)	7-0 (2)	5-1 (2)	—	—	—	2-0 (2)	2-0 (1)	UNA MUESTRA CON TRAZAS DE FELD. POTASICO	
ESQUISTOS CUARZO MICACEOS ± GRANATE	85-40 (80)	33-0 (0)	17-9 (15)	1-0 (Tz)	7-0 (3)	—	—	Tz-0 (0)	—	—	—	Tz-0 (Tz)	1-5-Tz (Tz)		
CUARCITAS MICACEAS	95-90 (93)	7-2 (3)	1-Tz (Tz)	2-Tz (1)	2-0 (1)	Tz-0 (Tz)	—	—	—	—	—	1-Tz (Tz)	Tz-0 (Tz)		
GNEISES CUARZO FELDES. MICACEOS EPIDOTICOS	60-25 (42)	40-20 (33)	15-0 (10)	15-0 (0)	—	15-0 (8)	—	—	—	7-5 (6)	—	—	Tz-0 (Tz)	UNA MUESTRA CON TRAZAS DE CALCITA Y GRAFITO	
MARMOLES	6-3 (5)	5-0 (2)	5-4 (5)	—	—	10-Tz (Tz)	84-83 (83)	2-1 (1.5)	—	—	—	Tz-0 (Tz)	3-2 (2.5)		
ANFIBOLITAS GRANATIFERAS	—	(5)	—	—	(20)	—	—	—	(60)	(15)	—	—	—		

Tz : TRAZAS
LOS VALORES MOSTRADOS CORRESPONDEN A LOS PORCENTAJES EN VOLUMEN MAXIMO Y MINIMO RESPECTIVAMENTE.
LOS VALORES ENTRE PARENTESIS INDICAN LA CONCENTRACION MAS REPRESENTATIVA.

Unidad de Esquistos Cuarzo Feldespáticos

La unidad de esquistos cuarzo feldespáticos es una de las más extensas en superficie, abarcando un área de 87 km² aproximadamente.

En su extremo oriental la unidad ha sido reconocida a lo largo de un segmento considerable de la carretera La Peña-Carayaca, y aunque la unidad puede continuar hacia el este con características análogas, no se poseen observaciones de campo que lo corroboren.

Levemente al oeste, la unidad aflora en el curso superior del río Oricao y sus afluentes: las quebradas los Cedros y los Culones. En la cuenca del río Chichiriviche se encuentran excelentes afloramientos, especialmente en el tramo Paso Palomas-Naranjal de la carretera La Peña-Chichiriviche, así como en los cauces y riberas de las quebradas Capachal y Tigre. Las litologías expuestas en el curso medio y superior del río Limón, al igual que en la quebrada Tamaira y en la carretera El Limón-Los Rastrojos, constituyen el extremo occidental de la unidad, dado que más allá se carece de información.

Como se puede apreciar en el mapa geológico anexo, la unidad presenta continuidad geográfica a todo lo largo del área cubierta, definiendo una franja con bordes sinuosos elongada en sentido este-oeste.

El contacto nororiental de la unidad de esquistos cuarzo feldespáticos es de carácter transicional con la unidad de anfíbolitas y mármoles, mientras que a lo largo del segmento norcentral pasa transicionalmente a constituir la unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos. El contacto noroccidental es igualmente transicional, pero esta vez con la unidad de anfíbolitas y esquistos cuarzo feldespáticos (véase el mapa geológico anexo).

Como se puede apreciar en el Cuadro 1, esta unidad constituye una de las más complejas desde el punto de vista litológico, lo que es debido a la gran cantidad de tipos de rocas que la componen. En ella se pueden encontrar desde gneises y au-

gengneises cuarzo feldespáticos hasta cuarcitas feldespáticas, pasando por muchas rocas esquistosas con mineralogías intermedias. Ocasionalmente pueden hallarse también cuerpos de anfíbolitas intercalados con las rocas citadas.

Los esquistos, las rocas dominantes en la unidad, presentan una mineralogía muy variable, incluso a escala de afloramiento (Tabla 2). Tal variabilidad es causada por fluctuaciones, normalmente de pequeña magnitud, en las proporciones de los componentes mineralógicos. Desafortunadamente las observaciones mesoscópicas no permiten apreciar cambios tan sutiles, lo que dificulta los reconocimientos en el campo.

Por otra parte, aun cuando la heterogeneidad litológica es marcada en esta unidad, la distribución geográfica de los tipos de rocas no es completamente aleatoria. Se ha podido establecer a *grosso modo*, que existe cierto patrón o tendencia de variación mineralógica en las rocas metapelíticas. Al parecer, los cambios mineralógicos en las rocas metapelíticas están burdamente relacionados con la posición geográfica que ellas ocupan, aunque tal relación sólo se manifiesta a escala regional. Como ejemplo, se puede indicar que las rocas metapelíticas tienden a contener mayores proporciones de feldespatos, básicamente albita, a medida que se hallan ubicadas hacia el costado occidental de la unidad. Simultáneamente, se observa que los contenidos de cuarzo y granate guardan una relación inversa, es decir, disminuyen en sentido este-oeste.

La tendencia de variación textural es de características similares a la descrita previamente. En la cuenca del río Oricao la unidad de esquistos cuarzo feldespáticos carece de gneises como constituyentes litológicos; éstos abundan en el curso medio del río Chichiriviche al igual que en el río Limón, localidad esta última en la que pueden presentar textura de augen.

En las cuencas de los ríos Chichiriviche y Limón, los esquistos albiticos cuarzo micáceos y cuarzo albiticos micáceos, las litologías más comunes respectivamente, pasan transicional y gradualmente a gneises de mineralogía similar, aunque el microclino puede aparecer como un componente de menor cuantía.

Las observaciones petrográficas de las rocas que integran esta unidad han mostrado ciertas relaciones texturales interesantes. En los esquistos cuarzo muscovíticos granatíferos, abundantes en la cuenca del río Oricao, los granates aparecen como porfidoblastos poiquiloblásticos con numerosas inclusiones de cuarzo. En ciertos casos las inclusiones ocupan más del 90% del volumen de los porfidoblastos. En tales circunstancias el granate, de tipo esquelético, se limita a ocupar los intersticios entre las inclusiones, así como a formar un borde delgado que define la forma del porfidoblasto.

En unas pocas muestras de esquistos cuarzo muscovíticos granatíferos, recogidas en las cercanías de la confluencia de las quebradas los Cedros y los Culones, se ha podido reconocer glaucofano en concentraciones variables entre 20% y 70%. Los cristales de este anfíbol poseen escaso pleocroismo, se presentan orientados paralelamente a la esquistosidad de la roca e invariablemente poseen bordes de alteración constituidos por clorita y, aparentemente, actinolita.

En la cuenca del río Chichiriviche los esquistos tienden a poseer concentraciones significativas de albita. La albita desarrolla una textura marcadamente porfidoblástica, y debido a su alta concentración puede llegar a oscurecer la foliación de la roca. Este hecho confiere, a escala mesoscópica, un aspecto moteado a los esquistos ("spotted schist"; MIYASHIRO 1967). Tales esquistos abundan en el segmento del río Chichiriviche limitado por las confluencias de éste con las quebradas el Tigre y Capachal, respectivamente.

Petrográficamente, la textura dominante en las rocas albiticas es la presencia de porfidoblastos poiquiloblásticos de plagioclasa. Los poiquiloblastos poseen un volumen variable de inclusiones, las cuales están compuestas por cuarzo, muscovita, epidoto y grafito. Resalta, por otra parte, que las inclusiones citadas se hallen con frecuencia alineadas paralelamente a la esquistosidad circundante, definiendo así texturas helicíticas.

En el curso de la quebrada Tamaira, afluente del río Limón, los esquistos cuarzo albiticos micáceos pueden adquirir textura gnéisica en ciertos intervalos. Los gneises, a su vez, pasan ocasionalmente a augengneises. En estos últimos, a diferencia de la litologías mencionadas previamente, el microclino es un componente mineralógico importante, constituyendo porfidoblastos que ocupan los "ojos" del gneis. En algunos casos estos "ojos" están formados por varios cristales xenoblásticos de microclino, siendo probable que hayan sido originados por el fracturamiento de porfidoblastos de mayor tamaño.

Las anfíbolitas observadas en esta unidad afloran de manera dispersa e irregular a lo largo de ella. Generalmente constituyen pequeños cuerpos, tabulares o lentiformes, que se hallan intercalados entre los esquistos y gneises, pudiendo presentar esquistosidad en algunos casos.

El anfíbol predominante en estas rocas es la actinolita; sin embargo, ciertos ejemplares, obtenidos en la región del río San Mateo y del río Limón, poseen una variedad de anfíbol subcálcico cuyo pleocroismo varía entre verde azulado y verde oscuro. A este anfíbol se le ha denominado descriptivamente como anfíbol azul-verde, y en base a sus características ópticas y a los análisis por difracción de rayos X se le ha reconocido como barroisita.

En líneas generales las anfíbolitas son granatíferas, poseyendo concentraciones significativas de albita y epidoto. El granate en estas rocas constituye porfidoblastos, los cuales pueden presentarse intensamente fracturados y acompañados por sombras de presión ocupadas por cuarzo y albita. Cuando las muestras son esquistosas se puede constatar que las fracturas se alinean perpendicularmente a la esquistosidad.

La composición mineralógica de las litologías que integran la unidad aparece indicada en la Tabla 2.

TABLA 2 COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ROCAS QUE INTEGRAN LA UNIDAD DE ESQUISTOS CUARZO FELDESPATICOS

TIPOS LITOLOGICOS	MINERALOGIA (PORCENTAJES EN VOLUMEN)														OBSERVACIONES	
	CUARZO	ALBITA	MUSCOVITA	CLORITA	GRANATE	GRUPO del EPIDOTO	CALCITA	ACTINOLITA	ANF. AZUL-VERDE	MICA BLANCA	BIOTITA	MICROCLINO	RUTILO	ESFENA		OPACOS
ESQUISTOS Y GNEISES CUARZO FELDESPATICOS MICACEOS	65-20 (35)	60-10 (25)	20-7 (15)	15-0 (5)	8-0 (2)	12-0 (10)	10-0 (0)	6-0 (0)	—	—	15-0 (2)	30-0 (10)	—	1-0 (Tz)	1-0 (Tz)	MICROCLINO SOLO EN LOS GNEISES (10)
ESQUISTOS FELDESPATICOS	25-0 (20)	65-50 (60)	15-5 (8)	10-0 (Tz)	3-0 (0)	10-Tz (8)	—	6-0 (0)	—	—	—	—	—	0.5-0 (Tz)	Tz-0 (Tz)	
ESQUISTOS EPIDOTICOS	21-0 (10)	8-4 (6)	26-7 (15)	8-0 (5)	8-0 (0)	40-20 (30)	9-2 (8)	30-10 (20)	—	—	—	—	—	1-0 (Tz)	2-1 (1)	
ESQUISTOS MUSCOVITICOS CUARZOSOS	30-10 (20)	18-0 (5)	70-60 (65)	Tz-0 (Tz)	Tz-0 (0)	8-0 (Tz)	—	Tz-0 (0)	—	—	—	—	—	1.5-0 (Tz)	1-0 (Tz)	ALGUNAS ROCAS CON GLAUCOFANO
CUARCITAS FELDESPATICAS EPIDOTICAS	65-35 (45)	40-20 (25)	5-0 (Tz)	—	—	25-2 (15)	—	—	—	—	—	—	—	—	Tz-0 (Tz)	GRANATE, CLORITA Y BIOTITA EN POCAS MUESTRAS
AUGENGNEISES CUARZO FELDESPATICOS MUSCOVITICOS	55-46 (48)	20-6 (18)	18-0 (2)	Tz-0 (Tz)	—	30-2 (8)	—	—	—	—	25-10 (20)	15-5 (10)	—	—	Tz-0 (Tz)	
ANFIBOLITAS ± GRANATE	7-0 (0)	30-0 (20)	—	15-0 (5)	20-0 (4)	40-3 (25)	—	50-30 (45)	20-0 (0)	13-0 (5)	—	—	Tz-0 (Tz)	5-0 (3)	8-0 (2)	

Tz : TRAZAS
LOS VALORES MOSTRADOS CORRESPONDEN A LOS PORCENTAJES EN VOLUMEN MAXIMO Y MINIMO RESPECTIVAMENTE.
LOS VALORES ENTRE PARENTESIS INDICAN LA CONCENTRACION MAS REPRESENTATIVA.

Del área cubierta por este trabajo, aproximadamente 32 km² pertenecen a la unidad de anfibolitas y mármoles.

La unidad está expuesta en el segmento medio del río Mamo, en las vecindades de Carayaca y Tarma y en las cabeceras de la quebrada Picure. Los mejores afloramientos son, tal vez, los ubicados en la primera de las localidades citadas.

En líneas generales la unidad constituye, al igual que las anteriores, una franja toscamente orientada en dirección este-oeste. El contacto septentrional de la unidad posee una configuración sumamente irregular, mientras que el meridional no ha sido ubicado por carencia de información.

En el costado oriental, la unidad de anfibolitas y mármoles pasa con relativa brusquedad a la unidad de esquistos actinolíticos epidóticos. El contacto norte se establece también con la unidad de esquistos actinolíticos epidóticos, salvo en un pequeño sector ubicado al norte de Carayaca en el cual se observa un contacto transicional con la unidad de anfibolitas (véase el mapa geológico anexo).

En el flanco occidental la unidad desaparece poco antes del río Oricao, para luego dar paso a la unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos. Hacia el vértice suroeste, la unidad posee un contacto transicional con la unidad de esquistos cuarzo feldespáticos descrita anteriormente.

Los componentes litológicos de la unidad son, básicamente, anfibolitas, mármoles y esquistos de mineralogía variada. A medida que se recorre la unidad en sentido este-oeste, se aprecia que los esquistos se hacen más abundantes mientras que los mármoles aparecen con menos frecuencia. Las anfibolitas, por su parte, afloran homogénea y regularmente a lo largo de toda la unidad, constituyendo entre el 350/o y el 400/o de las rocas observadas en ella (Cuadro 1).

Las anfibolitas que forman parte de esta unidad se hallan expuestas según dos asociaciones o relaciones de campo bien definidas. En la primera de ellas, las anfibolitas aparecen como bloques embebidos en mármoles; las dimensiones de tales cuerpos son variables, pero muchos llegan a medir hasta dos metros o más de largo. La segunda de dichas asociaciones se caracteriza por presentar, a escala de afloramiento, cuerpos tabulares de anfibolitas intercaladas con esquistos cuarzo micáceos y esquistos calcáreos. Los cuerpos citados alcanzan hasta 4 m. de espesor y, aunque a escala de afloramiento son concordantes con los esquistos que los rodean, es muy probable que sean bloques lentiformes de grandes dimensiones.

A pesar de que mesoscópicamente las anfibolitas son todas muy similares, los análisis petrográficos han mostrado que esto no es totalmente cierto. En base a la composición mineralógica se han distinguido anfibolitas epidóticas granatíferas, las más abundantes, y, en menor proporción, anfibolitas granatíferas, anfibolitas glaucofánicas granatíferas y anfibolitas albiticas granatíferas.

La actinolita es el anfíbol más común en todos los tipos de anfibolitas, aunque no es el único presente. En ciertas anfi-

bolitas glaucofánicas recogidas en las riberas del río Mamo, se han podido observar coexistiendo glaucofano, actinolita y barrosita. Las relaciones texturales entre tales anfíboles son particularmente interesantes, pues pueden observarse núcleos de glaucofano rodeados por un halo constituido por anfíbol azul-verde y actinolita.

Como se puede haber notado, todas las anfibolitas presentes en esta unidad poseen granate en diferentes concentraciones. Al microscopio se constata que estos granates son porfidoblastos que alcanzan a 5 mm. de diámetro; algunos poseen tonalidades rosado pálidas, mientras que otros son neutros.

Los porfidoblastos de granate en las anfibolitas de esta unidad también poseen texturas que deben destacarse. Una de las más significativas es aquella en la que los porfidoblastos aparecen con abundantes inclusiones de tamaño muy pequeño. Tales inclusiones, compuestas principalmente por rutilo, mica blanca y otros minerales inidentificados, se concentran en los núcleos de los porfidoblastos, mientras que los bordes de éstos se observan limpios y exentos de inclusiones. Los granates descritos, a los que hemos denominado como nebulosos, son especialmente característicos de ciertas anfibolitas y su textura sugiere que están zonados.

Otros granates, poiquiloblásticos al igual que los anteriores, presentan inclusiones de mayor tamaño orientadas en formas de "S" invertida y continuas con la esquistosidad externa a los porfidoblastos, determinando texturas de "bola de nieve".

La plagioclasa que aparece en las anfibolitas de esta unidad muestra una marcada textura porfidoblástica y poiquiloblástica; en esta última prácticamente cualquier componente mineralógico puede aparecer como inclusión. En la mayoría de los casos la plagioclasa es del tipo albita (An < 80/o), aunque en raros ejemplares puede llegar hasta oligoclasa sódica (An < 120/o).

Las otras litologías comunes en esta unidad, como se había indicado al inicio, son los mármoles y esquistos calcáreos. Los mármoles se observan en el campo como gruesas "capas" cuyo espesor varía entre 1 y 3 m; no obstante, a veces sólo constituyen finas bandas entre las anfibolitas.

En general los mármoles son masivos y con la foliación poco desarrollada; sin embargo, cuando embeben budines de anfibolitas suelen mostrar un bandeamiento y plegamiento muy típico.

Mineralógicamente los mármoles son heterogéneos, presentando trazas o pequeños porcentajes de un gran número de minerales. Los más comunes, apartando la calcita, por supuesto, son el cuarzo, la muscovita, la albita, la esfena, el epidoto y el grafito.

Las litologías que completan esta unidad son esquistos con diversas mineralogías, encontrándose, en orden de abundancia, esquistos cuarzo muscovíticos albiticos, esquistos cuarzo muscovíticos granatíferos y esquistos cuarzo muscovíticos glaucofánicos granatíferos.

Todos ellos se agrupan, o constituyen, paquetes que no superan los 3 ó 4 m de espesor y que se intercalan con los mármoles y las anfibolitas.

En aquellos esquistos en que aparece glaucofano, éste posee un pleocroísmo débil, siendo habitual observar bordes de alteración compuestos por clorita. Destaca, por otra parte, que los cristales de glaucofano se hallen alineados paralelamente a las bandas lepidoblásticas de muscovita y, por ende, a la esquistosidad de la roca.

En la Tabla 3 se indica la composición mineralógica de las rocas de esta unidad.

TABLA 3 COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ROCAS QUE INTEGRAN LA UNIDAD DE ANFIBOLITAS Y MARMOLES

TIPOS LITOLÓGICOS	MINERALOGIA (PORCENTAJES EN VOLUMEN)														
	CUARZO	ALBITA	MUSCOVITA	CLORITA	GRANATE	GRUPO del EPIDOTO	CALCITA	ACTINOLITA	ANF. AZUL-VERDE + ACTINOLITA	GLAUCOFANO	MICA BLANCA	GRAFITO	RUTILO	ESFENA	OPACOS
ANFIBOLITAS EPIDÓTICAS GRANATÍFERAS	7.5-0 (7)	5-0 (4)	-	6-0 (0)	20-3 (11)	44-15 (20)	6-0 (0)	73-40 (46)	-	-	44-0 (1)	-	1.5-0.5 (0.5)	1-0 (Tz)	2-Tz (0.8)
ANFIBOLITAS GRANATÍFERAS	-	Tz-0 (Tz)	-	Tz-0 (Tz)	40-5 (15)	6-Tz (3)	-	90-60 (78)	-	-	1-0 (Tz)	-	Tz-0 (Tz)	-	1-0 (Tz)
ANFIBOLITAS GLAUCOFÁNICAS GRANATÍFERAS	2-0 (1.5)	10-0 (7)	-	Tz-0 (0)	30-1 (15)	37-0 (10)	-	-	50-40 (45)	15-2 (10)	Tz-0 (Tz)	-	0.5-0 (Tz)	8-Tz (Tz)	3-Tz (1)
ANFIBOLITAS ALBITICAS GRANATÍFERAS	-	30-10 (18)	-	15-4 (8)	3-1 (2)	2-Tz (1.5)	10-0 (0)	70-50 (60)	-	-	8-0 (3)	-	Tz-0 (0)	2-Tz (Tz)	1-0 (Tz)
MARMOLES	11-2 (4)	3-Tz (Tz)	6-1 (2)	Tz-0 (0)	Tz-0 (0)	2-0 (Tz)	97-52 (83)	6-0 (2)	-	-	-	4-Tz (3)	-	1-0 (Tz)	1-Tz (Tz)
ESQUISTOS CALCÁREOS MUSCOVÍTICOS ± GRAFITO	45-15 (18)	Tz-0 (Tz)	25-7 (20)	15-0 (0)	-	3-0 (0)	50-35 (40)	-	-	-	-	15-5 (8)	-	3-0 (Tz)	4-2 (3)
ESQUISTOS CUARZO MUSCOVÍTICOS ± GRANATE	74-36 (39)	12-0 (6)	50-10 (25)	12-Tz (1)	10-0 (Tz)	30-Tz (2)	16-0 (4)	5-0 (0)	-	-	-	-	2-0 (Tz)	4-0 (3)	4-0 (2)
ESQ. CUARZO MUSCOVIT. GLAUCOFÁNICOS GRANATÍFEROS	85-70 (80)	2-0 (0)	30-9 (9)	2-0 (1)	1-Tz (1)	Tz-0 (0)	-	-	-	4-Tz (3)	-	-	-	2-Tz (2)	2-0 (1)

Tz : TRAZAS LOS VALORES MOSTRADOS CORRESPONDEN A LOS PORCENTAJES EN VOLUMEN MÁXIMO Y MÍNIMO RESPECTIVAMENTE. LOS VALORES ENTRE PARENTESIS INDICAN LA CONCENTRACION MÁS REPRESENTATIVA.

Unidad de Augengneises y Gneises Feldespáticos Cuarzosos

La unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos aflora en una extensión de unos 65 km² aproximadamente, y a diferencia de las unidades descritas precedentemente no posee continuidad geográfica, aflorando en dos regiones separadas e inconexas.

La unidad se expone en el extremo oriental del área cubierta, donde forma una pequeña cuña que incluye parte de la quebrada Tacagua y el Boquerón No. 1 de la autopista Caracas-La Guaira. En esta zona la unidad se encuentra en contacto, tanto al norte como al sur, con la unidad de esquistos actinolíticos epidóticos; el segundo de tales contactos lo constituye una falla orientada en dirección noroeste (véase mapa geológico anexo).

La mayor expresión superficial de la unidad de augengneises y gneises se presenta al oeste del río Oricao, región a partir de la cual determina una franja sinuosa, alargada en dirección este-oeste, que incluye el segmento medio del río Oricao, el

curso medio-inferior del río Chichiriviche y casi la totalidad de la cuenca del río Petaquirito. En el extremo occidental, más allá del río Petaquirito, una falla con rumbo noroeste separa la unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos de la unidad de anfibolitas y esquistos cuarzo feldespáticos.

El principal constituyente litológico de la unidad es un gneis feldespático que frecuentemente presenta textura de augen. En menor proporción suelen hallarse esquistos feldespáticos, cuarcitas, anfibolitas y trondhjemitas (Cuadro No. 1). Es significativo, por otra parte, que en muchos casos se observe un cambio gradual o transicional en las características textura-

les de algunos componentes litológicos. Así, por ejemplo, es usual observar un cambio transicional desde los esquistos feldespáticos a los gneises feldespáticos, y luego, desde estos últimos a los augengneises.

Los augengneises presentan "ojos" de color blanquecino, o levemente rosado, que alcanzan tamaños de 4 x 2 cm. Tales "ojos" pueden estar formados por un solo porfidoblasto de microclino, o, como ocurre más comúnmente, por un agregado de cristales fracturados de microclino y cuarzo. Las bandas leucocráticas de los augengneises están constituidas por un agregado de cristales de cuarzo, microclino y albita, mientras que las bandas melanocráticas lo están por clorita, muscovita, biotita y epidoto. Este último mineral es marcadamente abundante en los augengneises expuestos en los alrededores de la quebrada Tacagua, siendo, por el contrario, un componente accesorio en los augengneises que afloran en el resto de la unidad.

El análisis petrográfico de los augengneises revela que el microclino suele hallarse maclado, en cuyo caso los planos de las maclas forman un reticulado característico. La muscovita

presente en estas rocas muestra un débil pleocroismo desde incoloro a verde muy pálido, propiedad que el mineral no posee en otras litologías. El epidoto, por su parte, con frecuencia se halla zonado, poseyendo un núcleo pleocroico (marrón rojizo-marrón claro), semejante a allanita, rodeado de bordes incoloros. En muchos augengneises, especialmente aquellos en que los "ojos" están compuestos por cristales xenoblásticos de microclino y cuarzo, es evidente que han sido sometidos a procesos de deformación cataclástica.

En líneas generales los gneises no presentan diferencias petrográficas importantes con los augengneises, salvo la ausencia de "ojos" de feldespato potásico.

En orden decreciente de abundancia, a los augengneises y gneises descritos le siguen los esquistos feldespáticos cuarzo micáceos, rocas éstas que presentan una amplia gama de variedades. Los más comunes poseen una composición mineralógica similar a los gneises y augengneises, diferenciándose de ellos por el desarrollo de la foliación o por la existencia de "ojos" de feldespato respectivamente. No obstante, algunas rocas incluidas en este tipo litológico carecen de microclino y biotita, presentando, en su lugar, granate, abundante albita y, muy raramente, glaucofano. Este último, al hallarse como componente de las rocas metapelíticas, aparece con bordes de alteración constituidos por un agregado fibroso de clorita y actinolita.

Las cuarcitas que forman parte de esta unidad son rocas mineralógicamente impuras, en las que la albita, el granate, el epidoto y la esfena suelen estar presentes. Las cuarcitas micáceas son componentes minoritarios en la unidad, apareciendo

intercaladas con augengneises en el tramo inferior de la quebrada Angomano, afluente del río Chichiriviche.

Las anfíbolitas son igualmente rocas escasas, apareciendo según dos asociaciones principales: a) alternando regularmente con esquistos feldespáticos micáceos, en cuyo caso poseen una prominente esquistosidad, y b) como masas o bloques irregulares embebidos en otras litologías, básicamente en esquistos feldespáticos y, más raramente, en gneises y augengneises. Mineralógicamente las anfíbolitas están compuestas por actinolita, epidoto, granate, albita y algunos accesorios. El granate y la albita constituyen, usualmente, porfidoblastos poiquiloblásticos con gran cantidad de inclusiones.

Algunas rocas de afinidad trondhjemítica han sido reconocidas en el área asignada a esta unidad, específicamente en la quebrada Angomano y en el curso inferior del río Chichiriviche. En la primera de las localidades mencionadas sólo se han obtenido bloques en el cauce de la quebrada, desconociéndose, por lo tanto, la ubicación exacta del cuerpo y sus relaciones de campo. En el río Chichiriviche, por el contrario, se ha observado un sill, débilmente foliado, constituido por esta litología. En el campo aparecen como rocas blanquecinas, equigranulares y con grano grueso. Petrográficamente la plagioclasa se observa alterada en su totalidad a sericita, así como con reliquias de zonación. La biotita, por su parte, se presenta en escamas de color variable entre castaño oscuro y marrón claro, hallándose dispersa irregularmente sin ninguna orientación especial.

La mineralogía de las rocas que integran esta unidad se indica en la Tabla 4.

TABLA 4 COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ROCAS QUE INTEGRAN LA UNIDAD DE AUGENGNEISES

TIPOS LITOLÓGICOS	MINERALOGIA (PORCENTAJES EN VOLUMEN)													OBSERVACIONES	
	CUARZO	ALBITA	MUSCOVITA	CLORITA	GRANATE	GRUPO del EPIDOTO	ACTINOLITA	ANF. AZUL-VERDE	MICA BLANCA	BIOTITA	MICROCLINO + PLAGIOCLASA	RUTILO	ESFENA		OPACOS
AUGENGNEISES Y GNEISES FELDESPÁTICOS CUARZOSOS ± BIOTITA	40-20 (30)	—	13-0 (10)	3-0 (0)	Tz-0 (0)	10-0 (4)	—	5-0 (0)	—	15-0 (10)	75-20 (45)	—	1-Tz (Tz)	4-0 (1)	
ESQUISTOS FELDESPÁTICOS CUARZO MICACEOS	50-15 (30)	—	30-5 (20)	11-0 (1)	1-0 (0)	15-3 (4)	—	—	—	8-0 (0)	70-25 (40)	—	1-0 (Tz)	3-0 (0)	ALGUNAS MUESTRAS CON GLAUCOFANO
CUARCITAS MICACEAS	90-78 (80)	10-0 (2)	3-Tz (2)	Tz-0 (0)	7-0 (3)	6-1 (2)	3-0 (0)	—	—	—	—	—	2-Tz (1)	—	
ANFIBOLITAS GRANATIFERAS	15-0 (10)	4-0 (0)	—	—	20-5 (10)	11-5 (9)	80-50 (60)	5-0 (0)	10-0 (8)	—	—	—	3-0 (2)	Tz-0 (0)	
TRONDHEJMITAS	(30)	—	(Tz)	—	—	(Tz)	—	—	—	(7)	(60)	—	—	—	

Tz : TRAZAS
 LOS VALORES MOSTRADOS CORRESPONDEN A LOS PORCENTAJES EN VOLUMEN MAXIMO Y MINIMO RESPECTIVAMENTE.
 LOS VALORES ENTRE PARENTESIS INDICAN LA CONCENTRACION MAS REPRESENTATIVA.

Unidad de Anfíbolitas y Esquistos Cuarzo Feldespáticos

La unidad de anfíbolitas y esquistos cuarzo feldespáticos aflora en el extremo noroeste de la región cubierta, abarcando un área de unos 15 km² que incluye el curso inferior del río Limón y parte de la quebrada Tamaira.

La unidad aparece en contacto de falla con la unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos ubicada al este, mientras que hacia el sur pasa transicionalmente a la unidad de esquistos cuarzo feldespáticos. El contacto oriental de la unidad se desconoce, dado que ella se extiende más allá de los límites de la zona estudiada.

En el Cuadro No. 1 se muestran los diferentes tipos litológicos que componen la unidad de anfíbolitas y esquistos cuarzo feldespáticos.

Las anfíbolitas son las rocas más representativas de la unidad. En el campo aparecen según dos asociaciones diferentes, una de las cuales se caracteriza por presentar bloques lentiformes de anfíbolitas embebidos en esquistos y gneises cuarzo feldespáticos. En la segunda de las asociaciones las anfíbolitas constituyen cuerpos tabulares, o "capas" de poco espesor, que se intercalan con los esquistos y gneises citados.

La actinolita es el principal componente mineralógico de las anfíbolitas de esta unidad, aunque en algunas muestras aparece un anfíbol pleocroico verde azulado (barroisita) coexistiendo o no con ella. El epidoto, otro componente abundante en estas rocas, se presenta casi siempre incoloro y, en algunos casos, con tonalidades verdosas o amarillentas muy tenues. La plagioclasa, predominantemente albítica, aparece como cristales xenoblásticos constituyendo porfidoblastos poiquilíticos con numerosas inclusiones, las cuales se alinean paralelamente a la esquistosidad de las rocas.

Los esquistos cuarzo feldespáticos epidóticos actinolíticos son, en orden de abundancia, el segundo constituyente de la unidad. Normalmente estos esquistos están intensamente plegados y deformados, y en ocasiones contienen bloques de anfíbolitas y eclogitas. Textualmente se caracterizan por presentar una esquistosidad prominente, la que puede variar de manera transicional hasta gneises de composición mineralógica comparable. El feldespato existente en este tipo de roca es casi exclusivamente albita, mineral que forma porfidoblastos poiquilíticos con eventual textura helicítica. La actinolita es una fase común en estas rocas, alcanzando de vez en cuando proporciones en volumen importantes. Sin embargo, en algunas muestras se ha podido detectar la presencia de anfíbol azul verde (barroisita) coexistiendo o no con la actinolita. Hacia el segmento medio de la quebrada Tamaira, al igual que en el tramo inferior del río Limón, se observan esquistos en los cuales los anfíboles son escasos o simplemente inexistentes, mientras que la muscovita es mucho más abundante.

Las eclogitas anfibolíticas encontradas en esta unidad, aparecen fundamentalmente como bloques o pequeños cuerpos incluidos en la secuencia esquistosa descrita. Los bloques observados, todos ellos en la quebrada Tamaira, poseen pequeñas dimensiones, por lo general cercanas a un metro de largo por decenas de centímetros de ancho. Las eclogitas anfibolíticas poseen grandes cristales de omfacita en conjunto con una asociación integrada por granate, cuarzo, mica blanca, glaucofano y minerales del grupo del epidoto. Circunstancialmente pueden aparecer también proporciones variables de actinolita y albita.

El granate que forma parte de las eclogitas aparece como porfidoblastos euédrales, de color rosado pálido, con marcada textura poiquiloblástica. En base al tipo de inclusiones y a la geometría de las mismas se pueden diferenciar dos clases de granates. En la primera de ellas, el granate presenta una alta concentración de pequeñas inclusiones dispuestas aleatoriamente en el núcleo de los porfidoblastos, mientras que el margen periférico de los cristales se halla exento de ellas. Este tipo de granate (nebulosos) se encuentra no sólo en rocas eclogíticas, sino también en cuerpos de anfíbolitas descritos en otras unidades y su textura sugiere que están zonados. Las inclusiones de los granates nebulosos son, por lo general, diminutos cristales de rutilo, mica blanca y algunos otros minerales no identificados.

En las mismas eclogitas anfibolíticas, e incluso en las mismas secciones finas, puede aparecer otro tipo de poiquiloblasto de granate. Este se caracteriza por presentar inclusiones relativamente grandes de cuarzo. Además, estas inclusiones se alinean en forma de "S" invertida o espirales dobles, definiendo texturas de "bola de nieve".

El glaucofano de las eclogitas anfibolíticas posee un pleocroismo débil entre azul y violeta, y usualmente se presenta como cristales de hábito columnar que determinan una tosca esquistosidad.

Las otras litologías que completan la unidad de anfíbolitas y esquistos cuarzo feldespáticos son cuarcitas micáceas observadas en la parte media de la quebrada Tamaira y en la carretera hacia Puerto Cruz— y gneises feldespáticos cuarzosos actinolíticos, que afloran en el río Limón y en las misma carretera hacia Puerto Cruz. Tanto las cuarcitas como los gneises citados, parecen ser variaciones texturales y mineralógicas de los esquistos cuarzo feldespáticos epidóticos actinolíticos descritos inicialmente.

La mineralogía de las rocas que componen esta unidad se muestra en la Tabla 5.

TABLA 5 COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ROCAS QUE INTEGRAN LA UNIDAD DE ANFIBOLITAS Y ESQUISTOS CUARZO FELDESPATICOS

TIPOS LITOLOGICOS	MINERALOGIA (PORCENTAJES EN VOLUMEN)													OBSERVACIONES	
	CUARZO	ALBITA	MUSCOVITA	CLORITA	GRANATE	GRUPO del EPIDOTO	ACTINOLITA	ANF. AZUL-VERDE	GLAUCOFANO	ONFACITA	MICA BLANCA	RUTILO	ESFENA		OPACOS
ANFIBOLITAS	20-0 (0)	28-0 (10)	—	—	20-Tz (15)	28-7 (13)	85-0 (50)	50-0 (0)	—	—	20-0 (8)	Tz-0 (Tz)	4-0 (2)	2-0 (0.5)	
ESQ. CUARZO FELDESP. EPIDOTICOS ± ACTINOLITA	60-10 (35)	40-10 (30)	25-3 (12)	5-0 (0)	20-0 (10)	20-0 (8)	50-0 (8)	20-0 (0)	—	—	—	—	—	5-0 (Tz)	
ECLOGITAS ANFIBOLITAS	3-04 (Tz)	4-Tz (2.5)	—	—	45-40 (43)	5-1 (2)	35-Tz (20)	—	50-0 (2)	10-3 (7)	12-2 (10)	2-0 (1)	—	Tz-0 (Tz)	
CUARCITAS MICACEAS	60-50 (65)	30-10 (24)	10-5 (7)	10-0 (0)	4-0 (0)	1-0 (1)	—	—	—	—	—	—	—	4-0 (0)	
GNEISES FELDESP. CUARZO ACTINOLITICOS EPIDOTICOS	50-30 (30)	35-20 (30)	13-1 (2)	10-0 (1)	—	25-0 (10)	25-0 (20)	—	—	—	—	—	—	5-0 (Tz)	ALGUNAS MUESTRAS CON MICROCLINO Y BIOTITA

Tz : TRAZAS LOS VALORES MOSTRADOS CORRESPONDEN A LOS PORCENTAJES EN VOLUMEN MAXIMO Y MINIMO RESPECTIVAMENTE.
LOS VALORES ENTRE PARENTESIS INDICAN LA CONCENTRACION MAS REPRESENTATIVA.

Unidad de Esquistos Actinolíticos Epidóticos

La unidad de esquistos actinolíticos epidóticos aflora como una franja sinuosa y estrecha en el extremo septentrional de la región estudiada. Abarca un área total de aproximadamente 63 km², en la cual se encuentran los caseríos Mamo, Oricao y Chichiriviche. La unidad incluye los cursos inferiores y las desembocaduras de la quebrada Tacagua y la quebrada Picure, al igual que las de los ríos Mamo, Oricao y Chichiriviche. Las rocas que componen la unidad se hallan bien expuestas en la carretera que conduce de Mamo a Chichiriviche.

La unidad determina, como se dijo, una franja estrecha orientada en dirección este-oeste, la cual se hace más ancha hacia el este y se prolonga fuera de los límites de la zona estudiada. Su límite occidental no ha sido determinado con precisión debido a la inaccesibilidad del mismo. Se sabe que la unidad se extiende más allá de la punta El Mono y que no aparece en la ensenada del río Petaquirito, por lo que se presume que es cortada por la falla de San Mateo y no aflora en el bloque oeste de la misma (véase el mapa geológico anexo).

La unidad se expone sólo parcialmente, pues hacia el norte desaparece bajo el mar. Hacia el sur las litologías características de la unidad desaparecen con relativa brusquedad para dar paso a la unidad de anfibolitas y mármoles o a la unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos.

Las rocas que forman la unidad (Cuadro No. 1) son extremadamente variables tanto en su manera de aparecer en el campo como en su constitución mineralógica. En distancias de unos pocos metros, e incluso en un mismo afloramiento, pueden aparecer varios tipos de rocas diferentes. Las proporciones entre los minerales esenciales en ciertos grupos litológicos fluctúan, igualmente, en trechos relativamente cortos.

A escala regional se ha podido detectar un cambio progresivo en la relación de abundancia de los componentes litológicos de la unidad. En el segmento comprendido entre Mamo y Punta Carayaca predominan los esquistos actinolíticos epidó-

ticos albiticos, los cuales están acompañados por proporciones menores de esquistos y filitas cuarzo muscovíticos grafitosos. En el intervalo entre punta Carayaca y punta El Fraile son más frecuentes los esquistos anfibolíticos y los esquistos cuarzo muscovíticos. Asociados a ellos se presenta una gran diversidad de rocas, tales como esquistos calcáreos, mármoles, esquistos y filitas albitico anfibolíticas y esquistos epidóticos. Más al oeste, entre punta El Fraile y el río Chichiriviche, las rocas más abundantes son esquistos cuarzo muscovíticos y cuarcitas, a los que acompañan proporciones más bajas de esquistos epidóticos, anfibolitas, mármoles y esquistos actinolíticos. A lo largo de toda la unidad, especialmente al este del río Chichiriviche, son comunes los bloques de serpentinitas de dimensiones muy variables —los más grandes han podido ser cartografiados—; sin embargo, este tipo litológico ha sido separado como una unidad individual que será descrita posteriormente.

Como se podrá observar, la variación en la relación de abundancia de las litologías constitutivas muestra que la unidad es relativamente cuarzosa hacia su extremo occidental, mientras que en sentido oeste-este se incrementa la proporción de esquistos actinolíticos epidóticos, esquistos calcáreos y esquistos grafitosos. Es interesante destacar, por otra parte, que la variación de los tipos litológicos, tal y como se acaba de describir, permitiría, tal vez, establecer dos o hasta tres unidades litológicas en lugar de una sola como se ha hecho. No obstante, en áreas en que litologías muy diversas se combinan de una manera heterogénea, tal como ocurre en la cubierta por este trabajo, una división excesiva puede resultar confusa e inoperante. Por lo tanto, se ha optado por incluir todas las rocas citadas en una misma unidad pero haciendo las acotaciones del caso.

Un problema similar aparece cuando se tratan de establecer los tipos litológicos que componen la unidad. Especialmente en las rocas esquistosas, sucede que las variaciones en los porcentajes de los minerales esenciales generan la aparición

de un gran número de tipos litológicos. Es por ello que, para ofrecer una visión clara y algo simplificada, se ha preferido indicar solamente aquellas litologías más representativas, aun cuando muchas rocas intermedias entre ellas existen también.

Los esquistos actinolíticos epidóticos albiticos son la litología más característica de la unidad. En el campo se les observa como rocas de color verde pálido en las que el desarrollo de la esquistosidad es variable. Pueden aparecer tanto en gruesas secuencias o, más comúnmente, como delgadas "capas" intercaladas con esquistos calcáreos, esquistos cuarzo micáceos, cuarcitas y esquistos muscovíticos grafitosos. Por lo general, los esquistos actinolíticos epidóticos son rocas de grano muy fino, y es común que adquieran un aspecto moteado debido al crecimiento de porfidoblastos de albita. En sección fina se puede apreciar que en la mayoría de los casos las rocas se presentan bandeadas. Las bandas más oscuras están constituidas por un agregado de porfidoblastos hipidioblásticos de zoisita y clinozoisita, pequeños cristales xenoblásticos de los mismos minerales y cristales aciculares de actinolita. Las bandas claras se hallan compuestas por albita, cuarzo y, dependiendo de la muestra, calcita. El feldespato que aparece en estas rocas es exclusivamente albita, la cual tiende a desarrollar texturas poiquiloblásticas con numerosas inclusiones de zoisita, clinozoisita y actinolita orientadas paralelamente a la esquistosidad.

Es interesante indicar que los esquistos actinolíticos epidóticos albiticos son un tipo litológico que no se conoce en ninguna otra unidad en el área estudiada. Sus afloramientos se restringen a una región relativamente específica dentro de la unidad que lleva su nombre, tal como se señaló inicialmente.

Las cuarcitas que forman parte de la unidad son rocas impuras, en la que la albita, el granate y el epidoto son comunes. Cuando el contenido de muscovita es elevado, las cuarcitas pa-

san a esquistos cuarzo micáceos, litología con la cual normalmente se le encuentra intercalada. El granate que aparece en las cuarcitas suele presentarse como poiquiloblastos con numerosas inclusiones de cuarzo dispuestas al azar (granates esqueletales).

En orden de abundancia, a las litologías descritas le siguen los esquistos cuarzo muscovíticos grafitosos. Son éstas, rocas de color gris oscuro, a veces con visos verdosos, dependiendo de la abundancia de grafito y clorita. Por lo general se hallan intercaladas con esquistos actinolíticos epidóticos y cuarcitas. En las secciones finas se observa que están constituidas por bandas granoblásticas, formadas por un agregado de pequeños cristales xenoblásticos de cuarzo y albita, separadas entre sí por bandas micáceas con un intenso desarrollo de texturas lepidoblásticas. El grafito se asocia en casi todos los casos a la muscovita, apareciendo como inclusiones alineadas paralelamente al clivaje de ésta. En aquellas muestras granatíferas, el granate aparece como poiquiloblastos incoloros y, ocasionalmente, con espirales dobles de inclusiones continuas con la esquistosidad y con sombras de presión rellenas por cuarzo asociadas a ellas.

Los esquistos calcáreos muscovíticos de esta unidad, son rocas de grano muy fino que aparecen como "capas" estrechas intercaladas con esquistos actinolíticos epidóticos. Bajo el microscopio se observa que están formados por bandas félsicas, compuestas por calcita, cuarzo y albita, separadas entre sí por paquetes lepidoblásticos de muscovita con inclusiones de grafito. Cuando la albita ocurre en este tipo litológico, suele aparecer como poiquiloblastos con texturas helicíticas fuertemente desarrrolladas.

La mineralogía de las rocas descritas en esta unidad se indica en la Tabla 6.

TABLA 6 COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ROCAS QUE INTEGRAN LA UNIDAD DE ESQUISTOS ACTINOLITICOS EPIDOTICOS

TIPOS LITOLOGICOS	MINERALOGIA (PORCENTAJES EN VOLUMEN)												
	CUARZO	ALBITA	MUSCOVITA	CLORITA	GRANATE	GRUPO del EPIDOTO	ACTINOLITA	CALCITA	ANF. AZUL-VERDE	GRAFITO	RUTILO	ESFENA	OPACOS
ESQUISTOS ACTINOLITICOS EPIDOT. CLORITICOS ALBITICOS	47-0 (5)	30-6 (15)	20-0 (1)	15-0 (4)	—	45-3 (30)	65-Tz (43)	6-0 (5)	—	15-0 (0)	—	2-0 (1)	4-0 (1)
CUARCITAS GRANATIFERAS EPIDOTICAS	90-80 (89)	10-0 (0)	3-Tz (Tz)	Tz-0 (Tz)	7-2 (1)	5-1 (3)	3-0 (0)	—	—	—	—	2-Tz (Tz)	—
ESQUISTOS CUARZO MUSCOVITICOS GRAFITOSOS ± CLORITA	58-25 (50)	40-0 (25)	35-12 (15)	40-0 (1)	5-0 (0)	20-0 (2)	—	10-0 (0)	—	13-0 (3)	—	5-0 (0.6)	Tz-0 (Tz)
ESQUISTOS CALCAREOS MUSCOVITICOS ± GRAFITO	50-2 (30)	30-0 (2)	30-0 (11)	5-0 (0)	—	11-0 (0)	3-0 (0)	83-5 (40)	—	20-Tz (3)	—	Tz-0 (Tz)	Tz-0 (Tz)

Tz : TRAZAS LOS VALORES MOSTRADOS CORRESPONDEN A LOS PORCENTAJES EN VOLUMEN MAXIMO Y MINIMO RESPECTIVAMENTE.
LOS VALORES ENTRE PARENTESIS INDICAN LA CONCENTRACION MAS REPRESENTATIVA.

La unidad de anfibolitas es una de las que no presenta continuidad geográfica en sus afloramientos, apareciendo en zonas distanciadas e inconexas en las que las anfibolitas y los esquistos anfibolíticos son las litologías dominantes. La unidad está formada por cuatro cuerpos, el mayor de los cuales se halla expuesto en el curso medio y medio-superior de la quebrada Picure. Las otras áreas de afloramiento, realmente menores aunque cartografiables, se encuentran en el segmento medio del río Chichiriviche, medio-superior de la quebrada Capachal e inferior de la quebrada Tigre (véase el mapa geológico anexo).

La mayoría de los cuerpos poseen una forma irregular y, si se toma la foliación como plano de referencia, muestran una relación concordante con las rocas circundantes. Por lo general los contactos entre las rocas de la unidad de anfibolitas y las litologías adyacentes son abruptos, aunque en ocasiones las anfibolitas presentan en las cercanías de los contactos, bandas félsicas constituidas por granofeles albiticos cuarzosos.

En el campo la unidad aparece como una secuencia monótona de anfibolitas masivas, de color verde oscuro, con porfidoblastos rosados de granate. En el cuerpo ubicado en la quebrada Picure estas anfibolitas poseen, eventualmente, intercalaciones de esquistos calcáreos grafitosos y mármoles que sólo alcanzan decenas de centímetros de espesor. En las cercanías de estos intervalos o de los contactos con las unidades adyacentes, el desarrollo de la esquistosidad puede ser moderado o bueno. En la misma localidad se han observado afloramientos en los cuales las anfibolitas lucen bandeadas, debido a la alternancia de unas franjas ricas en anfíboles y otras en los que abunda el epidoto.

En los cuerpos de la cuenca del río Chichiriviche, a diferencia del existente en la quebrada Picure, las anfibolitas poseen intercalaciones de esquistos albiticos cuarzosos de poco espesor. En la parte media del cuerpo ubicado en la quebrada Capachal, las anfibolitas muestran un aspecto moteado a causa de la aparición de numerosos porfidoblastos de albita.

Aunque mesoscópicamente la mayoría de las anfibolitas tienen un aspecto similar, los análisis petrográficos de las muestras han permitido establecer tres tipos en base a su composición mineralógica: a) anfibolitas granatíferas, las más comunes; b) anfibolitas epidóticas granatíferas; y c) anfibolitas piroxénicas granatíferas. De los tipos citados, los dos últimos sólo se han obtenido en el cuerpo situado en la quebrada Picure. En él, los tres tipos de anfibolitas aparecen al azar, sin nunguna relación específica de campo o asociación determinada.

Las anfibolitas granatíferas poseen una asociación mineralógica integrada por actinolita y granate principalmente. En complemento aparecen albita, cuarzo, minerales del grupo del epidoto, esfena y micas blancas en proporciones variables, y opacos como accesorios o trazas. En algunas muestras al conjunto citado le acompañan glaucofano, barroisita y rutilo. Cuando los tres anfíboles coexisten, se pueden observar núcleos de glaucofano alrededor de los cuales ha cristalizado la barroisita o la actinolita homoaxialmente. Una relación análoga

ocurre entre el rutilo y la esfena, creciendo esta última alrededor de núcleos de rutilo.

En algunas anfibolitas granatíferas la albita es un componente abundante, presentándose como porfidoblastos xenoblásticos con texturas helicíticas. El granate, por su parte, aparece como porfidoblastos idioblásticos, siendo frecuente hallarlos con texturas poiquilíticas en las que el epidoto, los anfíboles y la albita son los huéspedes más comunes. Es usual también, observarlo parcial o totalmente reemplazado por un agregado de cristales escamosos de clorita dispuestos desordenadamente.

Las anfibolitas epidóticas granatíferas, el segundo de los tipos establecidos, presenta una asociación similar a las anfibolitas granatíferas. Los minerales, a su vez, muestran texturas y características análogas a las mencionadas anteriormente. La principal diferencia entre ambos tipos, estriba en un marcado incremento en el contenido de epidoto y una disminución en el porcentaje en volumen de albita en las anfibolitas epidóticas granatíferas.

El tercer tipo de anfibolitas reconocido, cuya aparición se restringe al cuerpo situado en la quebrada Picure, es aquel caracterizado por la asociación: actinolita, granate, clinopiroxeno diopsídico, albita, rutilo, esfena, cuarzo, mica blanca y minerales del grupo del epidoto en cantidades menores. En algunas muestras pueden hallarse, además, glaucofano y anfíbol azul verde (barroisita).

En muchas de las anfibolitas piroxénicas granatíferas aparece tanto el anfíbol azul verde como la actinolita. En ellas, los cristales de anfíboles por lo general muestran núcleos de anfíbol azul-verde rodeados por actinolita. En otras rocas pertenecientes a este tipo, los dos anfíboles mencionados se encuentran acompañados por glaucofano, en cuyo caso el glaucofano siempre forma núcleos a los cuales rodean el anfíbol azul-verde y la actinolita.

El granate existente en estas anfibolitas posee un color rosado pálido, y aparece como porfidoblastos poiquilíticos con numerosas y diminutas inclusiones agrupadas en el núcleo de los cristales (granates nebulosos), mientras que los bordes carecen de ellas. Estas características texturales sugieren que tales porfidoblastos se hallan zonados. Al igual que en otras anfibolitas, los cristales de granate pueden estar parcial o totalmente reemplazados por un agregado de cristales escamosos de clorita sin orientación preferencial. Una relación textural similar puede ser observada entre los porfidoblastos de granate y una mica blanca, probablemente fengita, en lugar de clorita.

Tal como se dijo inicialmente, con los diferentes tipos de anfibolitas es posible encontrar, intercalados, esquistos calcáreos muscovíticos grafitosos o esquistos cuarzo feldespáticos muscovíticos, dependiendo de la localidad. Los esquistos calcáreos muscovíticos grafitosos afloran como intervalos tabulares, concordantes con la foliación, cuyo espesor no supera los 50 cm. En sección fina se aprecia que estos esquistos están constituidos por un agregado de cristales xenoblásticos de calcita, en el cual se hallan dispersas pequeñas masas lentiformes

de albita y cuarzo, así como cristales diseminados de muscovita, los que, ocasionalmente, pueden agruparse para formar bandas lepidoblásticas. El grafito que compone estas rocas se asocia a la muscovita, constituyendo escamas incluidas en las micas que se alínean paralelamente al clivaje de ellas.

Los esquistos cuarzo feldespáticos muscovíticos, por su parte, aparecen en el campo con las mismas características que los anteriores. En ellos la textura esquistosa es variable, pudiendo llegar a ser granofeles de mineralogía similar.

La composición mineralógica de las rocas que integran la unidad de anfibolitas se encuentra en la Tabla 7.

TABLA 7 COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ROCAS QUE INTEGRAN LA UNIDAD DE ANFIBOLITAS

TIPOS LITOLÓGICOS	MINERALOGIA (PORCENTAJES EN VOLUMEN)														
	CUARZO	ALBITA	MUSCOVITA	CLORITA	GRANATE	GRUPO del EPIDOTO	CALCITA	ACTINOLITA	ANF. AZUL-VERDE + ACTINOLITA	GLAUCOFANO	MICA BLANCA	GRAFITO	ESFENA + RUTILO	PIROXENO	OPACOS
ANFIBOLITAS EPIDÓTICAS GRANATÍFERAS	5-0 (3)	8-0 (3)	-	15-1 (9)	18-4 (12)	40-20 (36)	-	50-40 (46)	-	-	1-0 (Tz)	-	Tz-0 (Tz)	-	1-Tz (Tz)
ANFIBOLITAS GRANATÍFERAS	10-0 (5)	21-0 (10)	-	7-0 (5)	26-0 (20)	6-0 (3)	-	-	90-44 (60)	-	1-0 (1)	-	3-Tz (1)	-	4-0 (1)
ANFIBOLITAS PIROXÉNICAS GRANATÍFERAS	5-1 (1)	3-0 (1)	-	10-0 (Tz)	27-7 (10)	40-0 (26)	-	-	70-30 (42)	8-0 (0)	15-0 (2)	-	3-1 (1)	12-7 (8)	Tz-0 (Tz)
ESQUISTOS MUSCOVÍTICOS CALCÁREOS GRAFITOSOS	(18)	-	(22)	-	-	(5)	(39)	-	-	-	-	(12)	(1)	-	(3)

Tz : TRAZAS LOS VALORES MOSTRADOS CORRESPONDEN A LOS PORCENTAJES EN VOLUMEN MÁXIMO Y MÍNIMO RESPECTIVAMENTE.
LOS VALORES ENTRE PARENTESIS INDICAN LA CONCENTRACION MAS REPRESENTATIVA

Unidad de Serpentinitas

En la región cubierta las serpentinitas afloran en masas o bloques de diferentes dimensiones que prácticamente se pueden localizar en cualquiera de las unidades antes descritas. Los cuerpos más pequeños poseen tamaños que fluctúan entre uno y dos metros de diámetro, y, aunque son numerosos, no pueden ser cartografiados a la escala utilizada (estos bloques pequeños son particularmente abundantes en la unidad de esquistos actinolíticos epidóticos). Los bloques con mayor expresión superficial pueden llegar a cubrir áreas de un millón de metros cuadrados.

En la zona se han reconocido diez grandes cuerpos, los cuales se muestran en el mapa geológico anexo. Los que abarcan mayor extensión son los ubicados en la punta El Fraile, al oeste del río Oricao, y en el río Guarecuay, al oeste de Tarma.

Aunque no hay ninguna relación estructural o litológica con la distribución de los cuerpos de serpentinitas, las observaciones de campo han evidenciado que son más frecuentes en los sectores norte y noroeste del área cubierta, disminuyendo su aparición en sentido noroeste-suroeste. Por otra parte, se han podido establecer las siguientes características generales: a) la mayoría de los cuerpos pequeños se encuentran dentro de secuencias calcáreas, poseyendo ocasionalmente en los contactos, bordes de reacción constituidos por magnesita y talco. En estos bloques la foliación puede guardar relaciones angulares con la foliación de los esquistos calcáreos circundantes. b) los

cuerpos de grandes dimensiones pueden hallarse emplazados dentro de las diferentes secuencias esquistosas. En ciertos casos, en los contactos de estos cuerpos aparecen rocas de grano muy grueso, constituidas por calcita, granate y clinopiroxeno principalmente, que pudieran ser rodingitas. Disectando a estas rocas y a las mismas rocas caja, se pueden hallar gran cantidad de vetas de actinolita distribuidas al azar.

Mesoscópicamente las serpentinitas son rocas verdes oliva, masivas o marcadamente esquistosas, caso este último en que pasan a ser esquistos de serpentina. Es usual encontrar a las variedades masivas en el interior de los esquistos de serpentina.

Mineralógicamente las rocas son muy homogéneas, donde los minerales del grupo de la serpentina constituyen entre el 500/o y el 1000/o de las muestras. Por difracción de rayos X se determinó que la antigorita y el talco son los minerales más comunes, aunque en algunas de ellas puede aparecer crisotilo.

En ciertas serpentinitas el epidoto puede ser un componente importante, llegando a constituir el 400/o en volumen de la roca. Por lo general, el epidoto aparece como gránulos pequeños agrupados en bandas paralelas a la esquistosidad de las muestras.

Aunque muy anormalmente, es posible hallar serpentinitas en las que aún se conservan reliquias de piroxenos, fracturados y muy alterados, como vestigios de las peridotitas originales.

En la Tabla 8 se indica la composición mineralógica de las serpentinitas y esquistos de serpentina.

TABLA 8 COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ROCAS QUE INTEGRAN LA UNIDAD DE SERPENTINITAS

TIPOS LITOLÓGICOS	MINERALOGIA (PORCENTAJES EN VOLUMEN)					
	MINERALES DE SERPENTINA	TALCO	EPIDOTO	PIROXENO	CALCITA	OPACOS
SERPENTINITAS Y ESQUISTOS DE SERPENTINA	100-52 (90)	10-0 (Tz)	40-0 (10)	5-0 (0)	Tz-0 (0)	5-Tz (Tz)

Tz : TRAZAS LOS VALORES MOSTRADOS CORRESPONDEN A LOS PORCENTAJES EN VOLUMEN MÁXIMO Y MÍNIMO RESPECTIVAMENTE.
LOS VALORES ENTRE PARENTESIS INDICAN LA CONCENTRACION MAS REPRESENTATIVA.

La historia metamórfica del área estudiada ha sido brevemente descrita con anterioridad por TALUKDAR *et al.* (1979) y TALUKDAR y LOUREIRO (1980). OSTOS (1980, 1981), por su parte, ha estudiado recientemente el metamorfismo de las rocas expuestas al este de la zona aquí cubierta.

Con la intención de analizar detalladamente la historia metamórfica de las rocas observadas, se han considerado tres fuentes de datos: a) las asociaciones de minerales metamórficos; b) las relaciones texturales entre las fases presentes; y c) los campos de estabilidad de los minerales reconocidos.

Para el tratamiento de este tema la descripción ha sido dividida en cinco partes, cada una de las cuales corresponde a un tipo particular de roca con problemas específicos. Los grupos de roca establecidos se indican de seguido:

1. Rocas anfíbolíticas
2. Esquistos albiticos epidóticos actinolíticos
3. Rocas metasedimentarias
4. Augengneises y gneises cuarzo feldespáticos
5. Serpentinitas

El propósito de esta discusión es, en esencia: a) reconocer la fase o fases de metamorfismo que han afectado a cada grupo de rocas; b) indicar aproximadamente las condiciones de presión-temperatura bajo las cuales han ocurrido la fase o fases metamórficas; y c) relacionar la historia metamórfica de los diferentes grupos de rocas existentes en el área.

La edad y las implicaciones tectónicas de las fases metamórficas reconocidas, serán tratadas al presentar el modelo de tectónica de placas que constituye la parte final del trabajo.

Metamorfismo en rocas anfíbolíticas

Asociaciones mineralógicas y facies metamórficas en las rocas anfíbolíticas

Las rocas que componen este grupo son anfíbolitas de tipos muy diversos y anfíbolitas eclogíticas (véanse las tablas 1 a 8). Megascópicamente estas litologías son por lo general masivas, presentando grandes variaciones mineralógicas y texturales. No obstante, las anfíbolitas poseen una composición química relativamente uniforme dentro de un campo composicional limitado (LOUREIRO, 1981; LOUREIRO y TALUKDAR, 1981). Por lo tanto, las diferencias en mineralogía y textura han de atribuirse a la historia metamórfica de estas rocas: compleja y variable.

En base a los análisis petrográficos de las muestras obtenidas, se han podido separar seis asociaciones mineralógicas en las rocas anfíbolíticas, las cuales serán descritas a continuación.

Anfíbolitas tipo I.

En este tipo la asociación mineralógica está constituida por: granate + omfacita + glaucofano + rutilo + cuarzo + pistacita + epidoto / zoisita + mica blanca + calcita. Acompañando al conjunto citado aparecen trazas de actinolita.

Estas rocas eclogíticas se caracterizan por presentar porfidoblastos euhedrales o subhedrales de granate (desde 0.5 mm hasta 2 mm o más) y algunos porfidoblastos de gran tamaño de omfacita verdosa (superiores a 5 mm), en una matriz de grano fino compuesta esencialmente por glaucofano.

La foliación en estas rocas es pobre en la mayoría de los casos, y está definida por la textura nematoblástica que presentan los cristales de glaucofano y por la textura lepidoblástica de las micas blancas; el glaucofano suele mostrar no solo granos orientados, sino también orientación óptica.

En las secciones finas se puede apreciar que los cristales de omfacita, de hábito columnar, se hallan toscamente orientados, pero la lineación que ellos definen guarda una relación angular pronunciada con respecto a la foliación de la roca. Por otra parte, la omfacita posee bordes muy irregulares, con numerosas concavidades ocupadas por agregados de glaucofano (Fig. 2). Estas características sugieren que la omfacita fue inestable, y por ende parcialmente reemplazada, durante la formación del glaucofano.

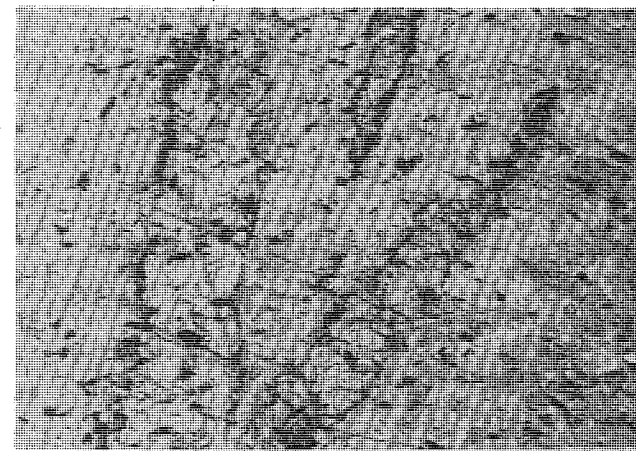


Fig. 2 Eclogita anfíbolítica. Megacristales de omfacita con bordes irregulares reabsorbidos, en una matriz compuesta esencialmente por glaucofano. Las relaciones texturales indican la inestabilidad de la omfacita durante la recrystalización de la matriz. La longitud del campo equivale a 4.6 mm.

Las porfidoblastos de granate poseen una zonación textural que evidencia dos etapas de crecimiento. El núcleo de los cristales contiene abundantes inclusiones diminutas y dispuestas al azar, las cuales están constituidas por rutilo, cuarzo y otros minerales inidentificables a causa de su tamaño. El borde externo, por el contrario, se observa limpio y exento de inclusiones. BLACKBURN y NAVARRO (1977) y NAVARRO (1977, 1981) analizaron una zonación similar en granates de rocas eclogíticas de la isla de Margarita y demostraron que la zonación era tanto textural como composicional. Además, determinaron que las dos etapas de crecimiento ocurrieron en condiciones diferentes de presión-temperatura. En esas rocas el núcleo con inclusiones se originó durante un metamorfismo de alta P/T, mientras que el borde limpio cristalizó a

una temperatura más elevada y en unas condiciones de P/T relativamente más bajas.

El rutilo es un componente común a todas las anfíbolitas del tipo I, aunque en cantidades accesorias. El epidoto y la zoisita se hallan presentes como trazas, y por lo general presentan un núcleo de color amarillo verdoso o pardo, débilmente pleocróico, constituido por pistacita. Así mismo pueden aparecer también pequeñas cantidades de calcita y actinolita. La actinolita ocurre como pequeños granos fibrosos que definen bordes muy delgados alrededor de la omfacita y raramente ocupan fracturas de ella.

En lo que respecta a las condiciones bajo las cuales cristalizan algunos de los minerales que aparecen en las anfíbolitas del tipo I, puede señalarse que el glaucofano es un mineral típico de un régimen de alta relación P/T, como lo han considerado DE ROEVER (1972), DE REOVER y BEUNK (1976), MARESCH (1977). El carácter de alta presión de la omfacita también ha sido ampliamente reconocido (KUSHIRO, 1965; ESSENÉ y FYFE, 1967; WINKLER, 1974).

Basándose en la asociación mineralógica y en los datos texturales presentados previamente, se puede observar que las anfíbolitas del tipo I muestran reliquias de un metamorfismo en las facies de la eclogita, en un régimen de alta P/T. En ese proceso se originó el conjunto omfacita + rutilo + granate (núcleo). Posteriormente las rocas fueron afectadas por un metamorfismo en las facies de los esquistos glaucofánicos, también con alta relación P/T, evidenciado por la asociación glaucofano + granate (borde) + pistacita + rutilo + mica blanca. Por último, estas rocas sufrieron muy débilmente un metamorfismo en las facies de los esquistos verdes, como lo indica el conjunto actinolita + epidoto/zoisita + mica blanca en desequilibrio con las otras fases. Debido justamente a lo poco que fueron afectadas estas rocas por el evento metamórfico en las facies de los esquistos verdes (intermedia P/T, como se demostrará más adelante), es por lo que aún se conservan numerosas evidencias de la historia metamórfica precedente.

La paragénesis de los minerales que componen las anfíbolitas del tipo I, y las etapas metamórficas que han sido reconocidas en las rocas de este grupo, se muestran en la Fig. 3.

MINERALES METAMORFICOS	EVENTOS METAMORFICOS		
	TIPO DE ALTA P/T		TIPO DE P/T INTERMEDIA
	FACIES DE LA ECOLOGITA	FACIES DE LOS ESC. GLAUCOFANICOS	FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES
GRANATE	Núcleo	Borde	
OMFACITA			
GLAUCOFANO			(Casi inexistente)
ACTINOLITA			
PISTACITA			(Casi inexistente)
ZOISITA - EPIDOTO			
RUTILO			
MICA BLANCA			

FIG. 3 PARAGENESIS ESQUEMATICA DE LOS MINERALES QUE COMPONEN LA ASOCIACION I DE LAS ANFIBOLITAS.

Anfíbolitas tipo II.

Las anfíbolitas del tipo II se caracterizan por la asociación: granate + actinolita + mica blanca + omfacita + albita + epidoto / zoisita + glaucofano. En conjunto con la mineralogía mencionada pueden aparecer trazas de cuarzo, rutilo y minerales opacos.

Las anfíbolitas eclogíticas que componen este tipo, se presentan foliadas por la textura nematoblástica de la actinolita y la textura lepidoblástica de las micas blancas, texturas que, por otra parte, fueron originadas durante el metamorfismo más reciente que afectó a las rocas, propio de la facies de los esquistos verdes.

El glaucofano aparece orientado paralelamente a la foliación que definen la actinolita y las micas blancas. Generalmente el glaucofano constituye núcleos alrededor de los cuales se observan bordes de actinolita que han cristalizado homoaxialmente. Esta zonación es debida, casi con certeza, a cambios en las condiciones metamórficas de modo que no pudo alcanzarse el equilibrio (SPRY, 1969).

Los porfidoblastos de omfacita, verdosos, de hábito columnar y de 1 mm de largo aproximadamente, muestran relaciones de desequilibrio con los minerales que definen la foliación, como lo indican sus bordes irregulares con numerosas y profundas concavidades.

Los porfidoblastos de granate presentan dos etapas de crecimiento. Al igual que en las anfíbolitas del tipo I, algunos granates poseen un núcleo con numerosas inclusiones de tamaño muy pequeño, compuestas por rutilo, cuarzo y otros minerales indeterminados, que se hallan dispuestos al azar. El borde periférico, sin embargo, se observa limpio y exento de inclusiones. En los núcleos de otros granates, las inclusiones son granos de cuarzo de gran tamaño relativamente. Como en el caso anterior, las inclusiones no muestran orientación definida, y están rodeadas por un borde libre de ellas. Los minerales del grupo del epidoto (pistacita, epidoto, zoisita) muestran relaciones texturales análogas a las descritas para las anfíbolitas del tipo I.

Según nuestra interpretación, el conjunto mineralógico citado y las relaciones texturales de las fases que lo componen, indican tres etapas metamórficas. La primera de ellas corresponde a la facies de la eclogita, de la cual es reliquia la asociación granate (núcleo) + omfacita + rutilo. Posteriormente ocurrió un metamorfismo en la facies de los esquistos glaucofánicos, en el cual se produjo la paragénesis: granate (núcleo) + glaucofano + pistacita + rutilo + mica blanca. Por último ocurre el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes, en el cual se origina el conjunto: actinolita + granate (borde) + albita + epidoto / zoisita + mica blanca. Puede observarse que las dos primeras etapas metamórficas pertenecen a un régimen similar, de alta relación P/T, mientras que el evento metamórfico más joven, como se discutirá posteriormente, se caracterizó por una relación de intermedia P/T. Otro aspecto significativo, es la gran similitud que existe entre las asociaciones presentes en las anfíbolitas del tipo I y II. La principal di-

ferencia entre ambos grupos de rocas parece ser la abundancia relativa de actinolita y plagioclasa en las anfibolitas del tipo II. Estas comparaciones sugieren que ambos tipos han sufrido una historia metamórfica similar, aunque el último evento metamórfico, al parecer, afectó con mayor intensidad a las rocas del tipo II que a las del tipo I. Esta apreciación está acorde con el hecho de que la actinolita y la plagioclasa, originadas por descomposición de la omfacita original durante el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes, son mucho más abundantes en las anfibolitas del tipo II que en las del tipo I.

En la Fig. 4 se indica la paragénesis de los minerales y las etapas metamórficas interpretadas para este tipo de anfibolitas.

MINERALES METAMORFICOS	EVENTOS METAMORFICOS		
	TIPO DE ALTA P/T		
	FACIES DE LA ECLOGITA	FACIES DE LOS ESQ. GLAUCOFANICOS	FACIES DE LOS ESQ. VERDES
GRANATE			Borde
OMFACITA			
GLAUCOFANO			
ACTINOLITA			
ALBITA			
PISTACITA			
ZOISITA - EPIDOTO			
RUTILIO			

FIG. 4 PARAGENESIS ESQUEMATICA DE LOS MINERALES QUE COMPONEN LA ASOCIACION II DE LAS ANFIBOLITAS.

Anfibolitas tipo III.

Las anfibolitas de este grupo se caracterizan por la siguiente asociación mineralógica: actinolita + granate + clinopiroxeno diopsídico + epidoto /zoisita + barroisita ± glaucofano + mica blanca ± albita ± pistacita + cuarzo + rutilo + esfena + minerales opacos.

Las observaciones petrográficas de las rocas pertenecientes a este grupo, revelan que en ellas la foliación está definida por la textura nematoblástica que caracteriza a los anfíboles y a los minerales del grupo del epidoto. Llama la atención, por otra parte, la coexistencia de tres anfíboles en las muestras del grupo, siendo ellos: actinolita, barroisita y glaucofano. La zonación es una propiedad común entre los anfíboles mencionados, aunque puede presentarse de varias maneras. Por una parte, se aprecian núcleos reliquias de glaucofano rodeados por bordes de actinolita o barroisita que han cristalizado homoaxialmente alrededor de ellos. En otros casos, se observan bordes delgados, y de tonos verdes más intensos, en los contornos de la actinolita y la barroisita. Tanto las relaciones texturales entre los anfíboles, como el hecho mismo de la coexistencia de barroisita y actinolita con glaucofano, son fuertes evidencias que sugieren desequilibrio entre las fases que componen la asociación (véase BANNO, 1964). Según ERNST y DAL PIAZ (1978) entre otros, la barroisita se origina en condiciones intermedias entre la facies de los esquistos verdes y la facies de los esquistos glaucofánicos.

El clinopiroxeno que aparece en las anfibolitas del tipo III, posee características ópticas y texturales que lo diferencian claramente de la omfacita observada en las anfibolitas del tipo I y II. El clinopiroxeno diopsídico, como se le ha denominado, es casi siempre incoloro, apareciendo como pequeños cristales granulares dispersos entre la matriz de anfíboles. Por lo general presenta bordes hipidioblásticos bien definidos y, al parecer, se encuentra en equilibrio con el resto de las fases existentes.

Los porfidoblastos de granate observados en las rocas de este grupo muestran, como en oportunidades anteriores, dos etapas de crecimiento, evidenciadas por un núcleo con abundantes y diminutas inclusiones y un borde libre de ellas.

El rutilo y la pistacita se presentan como pequeños cristales granulares que constituyen núcleos alrededor de los cuales se hallan esfena y epidoto /zoisita respectivamente, indicando sendas zonaciones.

El conjunto mineralógico descrito, evidencia que las anfibolitas pertenecientes al tipo III han sufrido dos fases o etapas metamórficas cuando menos. La primera y más antigua se produjo en la facies de los esquistos glaucofánicos, y de ella se conserva la asociación: glaucofano + granate (núcleo) + rutilo + pistacita + mica blanca como reliquia. El segundo evento metamórfico reconocido, perteneciente a la facies de los esquistos verdes, se sobrepuso al anterior para generar el conjunto: actinolita + granate (borde) + albita + epidoto /zoisita + esfena + mica blanca. La barroisita, de acuerdo a las relaciones texturales que presenta, pudo haberse formado tanto en las postrimerías del metamorfismo de la facies de los esquistos glaucofánicos, como en los inicios del segundo evento metamórfico. Es probable, no obstante, que haya cristalizado, al menos en parte, conjuntamente con la actinolita, como lo sugiere el hecho de que ambos anfíboles rodean indistintamente a los núcleos de glaucofano.

Las condiciones bajo las cuales cristalizó el clinopiroxeno diopsídico, y las implicaciones que la presencia de este mineral tiene en la interpretación de la historia metamórfica, son dos aspectos que se prestan a discrepancias. La relación textural que muestra el clinopiroxeno con los minerales que constituyen la matriz de las rocas, básicamente aquéllos formados en la facies de los esquistos verdes, no deja lugar a dudas en el sentido de que recrystalizó y alcanzó el equilibrio durante el segundo evento metamórfico ya mencionado. Sin embargo, la formación de clinopiroxeno en rocas metabásicas no es común ni usual en un grado metamórfico tan bajo como lo es la facies de los esquistos verdes; al menos no lo es en condiciones normales. Esto pudiera llevar a argumentar, como se ha hecho en muchas ocasiones, que la formación de clinopiroxeno *primario* es posible en terrenos metamórficos de bajo grado, si se asume una distribución irregular del agua en el sistema. Creemos, sin embargo, que en las condiciones de los esquistos verdes es poco probable que ocurran reacciones de deshidratación, a tal grado irregulares, como para permitir la cristalización de clinopiroxeno primario. Es también sumamente extraño que la supuesta distribución irregular del agua en los sistemas metamór-

ficos sólo ocurra, según parece, en aquellos cinturones relacionados con metamorfismo de alta presión.

Este conjunto de apreciaciones nos hace pensar, a modo de hipótesis, que el clinopiroxeno diopsídico no es en realidad un mineral originado en la facies de los esquistos verdes, aunque es obvio que sí recrystalizó y alcanzó el equilibrio en esas condiciones. Esto sería posible si suponemos que las rocas contenían, inicialmente, un clinopiroxeno de composición química diferente a la actual, tal vez más rico en la molécula de jadeíta. Siendo así, puede ocurrir que bajo las nuevas condiciones metamórficas (esquistos verdes) parte del piroxeno reaccione para formar anfibol + plagioclasa, reacción que también depende de la cantidad de agua disponible en el sistema. Si ésta no es suficiente como para que el clinopiroxeno original se descomponga en la totalidad, entonces el clinopiroxeno remanente puede recrystalizar y reequilibrarse en las nuevas condiciones imperantes.

La paragénesis de los minerales que componen este grupo de rocas y las etapas metamórficas reconocidas en ellas, se indican en la Fig. 5.

MINERALES METAMORFICOS	EVENTOS METAMORFICOS		
	TIPO DE ALTA P/T		
	FACIES DE LA ECLOGITA	FACIES DE LOS ESQ. GLAUCOFANICOS	FACIES DE LOS ESQ. VERDES
GRANATE		Núcleo	Borde
CLINOPIROXENO DIOPSIDICO			
GLAUCOFANO			
BARROISITA			
ACTINOLITA			
ALBITA			
PISTACITA			
ZOISITA - EPIDOTO			
RUTILIO			
ESFENA			
MICA BLANCA			

FIG. 5 PARAGENESIS ESQUEMATICA DE LOS MINERALES QUE COMPONEN LA ASOCIACION III DE LAS ANFIBOLITAS.

Anfibolitas tipo IV.

Las anfibolitas del tipo IV presentan una asociación constituida por: actinolita + granate + epidoto /zoisita + clinopiroxeno diopsídico + cuarzo ± albita ± mica blanca ± rutilo ± esfena ± minerales opacos ± calcita.

Al igual que en muchas otras anfibolitas, las rocas presentan foliación a escala microscópica, definida por la textura nematoblástica de la actinolita y del epidoto/zoisita.

Los porfidoblastos de granate muestran tres etapas de crecimiento. El núcleo más interno posee numerosas inclusiones desorientadas y de grano muy fino, constituidas por rutilo y otros minerales indeterminados. La zona intermedia entre el núcleo y la periferia se halla, por el contrario, libre de inclusiones, mientras que el borde más externo, relativamente delgado, contiene inclusiones fibrosas de actinolita orientadas perpendicularmente a las caras de los cristales (Fig. 6). De la misma manera que en las anfibolitas del tipo III, el clinopiroxeno diopsídico parece hallarse en equilibrio con el resto de los componentes de la roca.

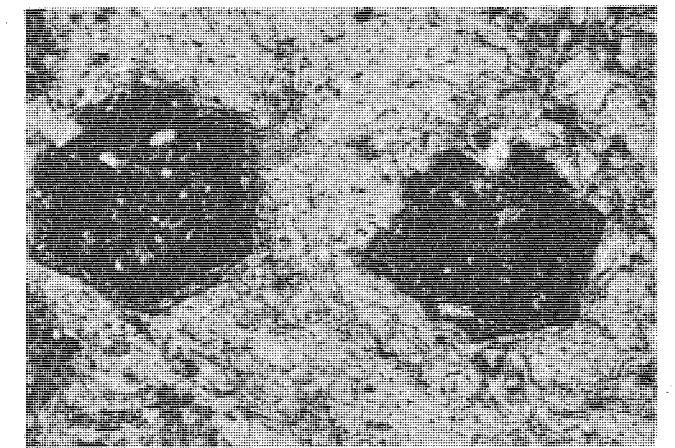


Fig. 6 Anfibolita actinolítica granatífera. Porfidoblastos de granate con tres etapas de crecimiento. El núcleo posee inclusiones de rutilo y otros minerales, mientras que la zona intermedia se presenta limpia y el borde externo contiene inclusiones fibrosas de actinolita. La longitud del campo equivale a 4.6 mm.

El rutilo es relativamente escaso en las anfibolitas de este tipo. Cuando aparece se le observa como pequeños núcleos granulares en la esfena, lo que sugiere que la mayoría del rutilo original ha sido reequilibrado en forma de esfena, bajo las últimas condiciones metamórficas a las cuales estuvo sometida la roca.

Gran parte del conjunto mineralógico que aparece en las rocas de este grupo es indicativo de un metamorfismo en la facies de los esquistos verdes; es decir, del evento metamórfico más joven que ha sido reconocido en los tipos de anfibolitas precedentes. No obstante, la zonación del granate y de la esfena evidencian que la historia metamórfica es más compleja y extensa.

Si se toman como referencia aquellas anfibolitas que muestran claramente una historia polimetamórfica, y si se consideran sus analogías mineralógicas y texturales con las anfibolitas del tipo IV, se puede concluir que estas últimas muy probablemente fueron afectadas por dos períodos metamórficos cuando menos. El primero de ellos, en la facies de los esquistos glaucofánicos y con alta relación P/T, pudo originar la asociación granate (núcleo) + rutilo + mica blanca que hoy se conserva como reliquia. Posteriormente, el evento metamórfico en la facies de los esquistos verdes permite la cristalización y/o recrystalización del conjunto: granate (parte central y borde) + albita + actinolita + epidoto /zoisita + clinopiroxeno diopsídico + esfena + mica blanca.

El problema del clinopiroxeno en estas rocas es, a nuestro entender, similar al discutido en las anfibolitas del tipo III. Por lo tanto, aunque el clinopiroxeno recrystalizó y alcanzó el equilibrio en la facies de los esquistos verdes, como lo demuestran sus relaciones texturales, creemos que es el producto de recrystalización de otro clinopiroxeno de composición química diferente en condiciones deficientes de agua, de manera que la descomposición del clinopiroxeno original no se produjo en su totalidad.

MINERALES METAMORFICOS	EVENTOS METAMORFICOS		
	TIPO DE ALTA P/T		
	FACIES DE LA EGLOGITA	FACIES DE LOS ESQ. GLAUCOFANICOS	FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES
GRANATE		Núcleo	Intermedio
CLINOPIROXENO DIOPSÍDICO			
ACTINOLITA			
ALBITA			
ZOISITA - EPIDOTO			
RUTILIO			
ESFENA			
MICA BLANCA			

FIG. 7 PARAGÉNESIS ESQUEMÁTICA DE LOS MINERALES QUE COMPONEN LA ASOCIACIÓN IV DE LAS ANFIBOLITAS.

Al comparar la historia metamórfica de las anfibolitas de los tipos III y IV (véanse las Fig. 5 y 7), se aprecia que ambos grupos de rocas han sufrido las mismas etapas o fases metamórficas, aun cuando la asociación mineralógica y las relaciones texturales no son idénticas en los dos tipos de anfibolitas. El hecho de que en el tipo IV el único anfíbol presente sea la actinolita, que el granate posea otra fase de cristalización adicional y que la pistacita haya desaparecido totalmente, sugiere que las anfibolitas del tipo IV han sufrido con mayor intensidad los efectos del metamorfismo en la facies de los esquistos verdes que las rocas del tipo III. Ello explicaría la total desaparición del glaucofano y la barroisita, pues estos anfíboles están involucrados en la reacción para formar actinolita, así como la desaparición de la pistacita y la formación de un nuevo borde en los porfidoblastos de granate.

La paragénesis de los minerales que componen las anfibolitas del tipo IV y las fases metamórficas interpretadas en ellas, se indican en la Fig. 7.

Anfibolitas tipo V.

Las anfibolitas incluidas en este grupo poseen una asociación mineralógica integrada por: actinolita + granate + epidoto / zoisita + barroisita ± glaucofano ± cuarzo ± esfena ± mica blanca ± albita ± rutilo ± pistacita ± minerales opacos ± calcita. Ocasionalmente algunas anfibolitas de este tipo, que se asocian con gneises cuarzo feldespáticos, poseen trazas de biotita.

Las rocas de este grupo se muestran foliadas a causa de la textura nematoblástica que poseen los anfíboles y los minerales del grupo del epidoto.

Las muestras se caracterizan por la coexistencia de actinolita, barroisita y glaucofano. Los anfíboles zonados son comunes, presentándose con núcleos reliquias de glaucofano y bordes bien sea de actinolita o de barroisita. También pueden aparecer zonaciones entre núcleos de pistacita y bordes de epidoto / zoisita, y entre núcleos de rutilo y bordes de esfena.

Los porfidoblastos de granate indican dos etapas de crecimiento y, en general, poseen características texturales comparables a las descritas para las anfibolitas del tipo III.

El conjunto mineralógico existente en la anfibolitas del tipo V y las relaciones entre las fases, son diagnósticos de la historia polimetamórfica de tales rocas. El primer metamorfismo ocurrió en la facies de los esquistos glaucofánicos, y de la paragénesis original se conserva como reliquia el conjunto: glaucofano + granate (núcleo) + rutilo + pistacita + mica blanca. Finalmente, el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes originó la asociación actinolita + granate (borde) + epidoto / zoisitas + esfena + mica blanca + albita + biotita (Fig. 8).

MINERALES METAMORFICOS	EVENTOS METAMORFICOS		
	TIPO DE ALTA P/T		
	FACIES DE LA EGLOGITA	FACIES DE LOS ESQ. GLAUCOFANICOS	FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES
GRANATE		Núcleo	Borde
GLAUCOFANO			
BARROISITA			
ACTINOLITA			
ALBITA			
PISTACITA			
ZOISITA - EPIDOTO			
BIOTITA			(Casi inexistente)
RUTILIO			
ESFENA			
MICA BLANCA			

FIG. 8 PARAGÉNESIS ESQUEMÁTICA DE LOS MINERALES QUE COMPONEN LA ASOCIACIÓN V DE LAS ANFIBOLITAS.

Es particularmente llamativa la similitud existente entre las anfibolitas del tipo III y las del tipo V. Ambos grupos de rocas son prácticamente idénticos en composición química (LOUREIRO, 1981; LOUREIRO y TALUKDAR, 1981), en la asociación mineralógica presente en ellos, en las relaciones y características texturales de los minerales y en la historia metamórfica. La única diferencia reconocida es la presencia de clinopiroxeno diopsídico en las anfibolitas del tipo III y su total ausencia en las del tipo V. De este hecho se puede concluir que la aparición del clinopiroxeno diopsídico en ciertas rocas metabásicas, no depende exclusivamente de las condiciones de presión y temperatura a las cuales ocurrieron los procesos metamórficos que las afectaron. Cobra fuerza, por tanto, la hipótesis de que la cantidad de agua disponible por el sistema y su distribución en él, son los factores limitantes que condicionan la existencia de clinopiroxeno diopsídico en la asociación mineral. Ya que el clinopiroxeno diopsídico es el producto de la recrystalización de otro clinopiroxeno existente con anterioridad, y visto el problema bajo esta perspectiva, la insuficiencia del agua durante el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes impediría la saturación del sistema y por ende, parte del clinopiroxeno original podría recrystalizar y reequilibrarse durante el proceso sin llegar a desaparecer.

Anfibolitas tipo VI.

Este grupo de anfibolitas se caracteriza por la asociación: actinolita + granate + epidoto / zoisita + albita ± clorita ± cuarzo ± mica blanca ± minerales opacos ± esfena ± calcita.

Los porfidoblastos de granate observados en estas rocas muestran claras evidencias de que se han formado sintectónicamente con los minerales que definen la foliación; en otras palabras, son contemporáneos con la actinolita, clorita, epidoto/zoisita y la mica blanca. El crecimiento sintectónico del granate se deduce a partir de la existencia de texturas rotacionales, constituidas por inclusiones alineadas en forma de "S" invertida, en las que la foliación interna de los porfidoblastos de granate (Si) es continua y concordante con la foliación externa a ellos (Se). Las inclusiones que definen Si en los granates son cristales de actinolita, epidoto y cuarzo. En ocasiones, Si pasa a ser Se dentro de sombras de presión ocupadas principalmente por cuarzo y, en menor proporción, por actinolita y epidoto (Fig. 9).



Fig. 9 Anfibolita actinolítica granatífera. Porfidoblasto de granate sintectónico con la foliación S_2 . S_i , definida por la orientación de las inclusiones de actinolita y epidoto, pasa a ser S_e dentro de una pequeña sombra de presión (lado izquierdo), formada por cuarzo principalmente. La longitud del campo equivale a 4.6 mm.

En algunas muestras pertenecientes a este tipo de anfibolitas, los porfidoblastos de granate poseen un núcleo, volumétricamente grande, con texturas rotacionales similares a las descritas previamente. Dicho núcleo está rodeado por un borde limpio y exento de inclusiones. El borde citado pudiera indicar un cambio en la relación rata de crecimiento/rata de rotación durante el crecimiento sintectónico de los cristales, o bien, cristalización postectónica del granate con respecto a la foliación de las rocas (SCHÖNEVELD, 1977).

El conjunto mineralógico presente en las anfibolitas del tipo VI y las características texturales observadas en ellas, indican que las rocas basálticas originales fueron afectadas por un único evento metamórfico en la facies de los esquistos verdes, en el cual se originó toda la paragénesis mineral mencionada inicialmente (Fig. 10).

MINERALES METAMORFICOS	EVENTOS METAMORFICOS		
	TIPO DE ALTA P/T		
	FACIES DE LA EGLOGITA	FACIES DE LOS ESQ. GLAUCOFANICOS	FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES
GRANATE			
ACTINOLITA			
ALBITA			
ZOISITA - EPIDOTO			
ESFENA			
MUSCOVITA			
CLORITA			

FIG. 10 PARAGÉNESIS ESQUEMÁTICA DE LOS MINERALES QUE COMPONEN LA ASOCIACIÓN VI DE LAS ANFIBOLITAS.

Condiciones metamórficas y trayectoria presión-temperatura en el metamorfismo de rocas anfibolíticas.

Los resultados de los estudios petrográficos sumariados anteriormente, han mostrado que la mayor parte de las rocas anfibolíticas poseen una historia polimetamórfica compuesta por dos períodos de metamorfismo. El primero y más antiguo de ellos está representado por rocas de grado metamórfico variable, originadas en un régimen de alta relación P/T. El segundo período metamórfico, sobrepuesto al anterior, ocurre en la facies de los esquistos verdes con un gradiente de P/T intermedia. Sin embargo, del análisis detallado de las anfibolitas se desprende que todas las rocas no han sufrido exactamente la misma secuencia de eventos, como se puede apreciar en la Fig. 11.

GRUPOS DE ROCAS	EVENTOS METAMORFICOS	
	METAMORFISMO DE ALTA P/T	METAMORFISMO DE P/T INTERMEDIA
	FACIES DE LA EGLOGITA	FACIES DE LOS ESQ. GLAUCOFANICOS
ROCAS ANFIBOLITICAS		
ESQUISTOS ALBITICOS EPIDOTICOS - ACTINOLITICOS		?
ROCAS METASEDIMENTARIAS (PELITICAS, SEMIPELITICAS, PSAMITICAS, CALCAREAS)		(*)
AUGENNEISES CUARZO FELDSPATICOS Y GNEISES		
SERPENTINITAS		o o o o o o o o

FIG. 11 HISTORIA METAMORFICA DE LOS DIFERENTES GRUPOS DE ROCAS OBSERVADOS EN EL AREA. LOS SIMBOLOS UTILIZADOS INDICAN: (—) EVIDENCIAS CONOCIDAS; (---) EVIDENCIAS EN ALGUNOS ESQUISTOS SEMIPELITICOS; (o o o) EFECTO DESCONOCIDO PERO POSIBLE; (?) EFECTO DESCONOCIDO, TAL VEZ INEXISTENTE; (*) EN MUCHAS DE LAS ROCAS METASEDIMENTARIAS, EL METAMORFISMO DE ALTA P/T PODRIA PERTENECER A LA FACIES DE LA PREHNITA-PUMPELLEYITA EN LUGAR DE A LA FACIES DE LOS ESQUISTOS GLAUCOFANICOS, POR LO QUE ES MUY PROBABLE QUE NO HAYA SIDO PENETRATIVO A ESCALA REGIONAL. ALGUNOS AUGENNEISES Y GNEISES EXPUESTOS EN OTRAS AREAS DEL CINTURON TECTONICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA, PUDIERON HABER SIDO AFECTADOS POR EL METAMORFISMO DE ALTA P/T Y, POSTERIORMENTE, POR UN EVENTO METAMORFICO SOBREPUESTO EN LA FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES.

De la misma Fig. 11 se concluye que antes de producirse el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes, las rocas máficas se hallaban en forma de: anfibolitas con asociaciones mineralógicas de grado metamórfico variable —aunque todas originadas en condiciones de alta P/T— y rocas basálticas no metamorfizadas. Esta situación es comparable a la existente en los complejos de subducción, donde fragmentos de rocas basálticas no metamorfizadas aparecen en conjunto con sus equivalentes metamorfizados en varios grados del tipo de alta P/T.

Durante el metamorfismo de alta P/T, el hecho de que las rocas máficas muestren varios grados metamórficos diferentes, indica que han alcanzado el equilibrio a distintos niveles de una corteza oceánica en subducción. Por otra parte, es obvio que más tarde todas estas rocas fueron emplazadas tectónicamente y mezcladas dentro del mismo cinturón tectónico, tal como se observa en la región estudiada.

La Fig. 12 muestra aproximadamente las condiciones de presión-temperatura en varias de las etapas del evento metamórfico de alta relación P/T, así como las condiciones del metamorfismo en la facies de los esquistos verdes superpuesto al anterior. Para dicho gráfico se ha asumido que el sistema basalto subsaturado en agua representa con mayor exactitud las características de la corteza oceánica descendente.

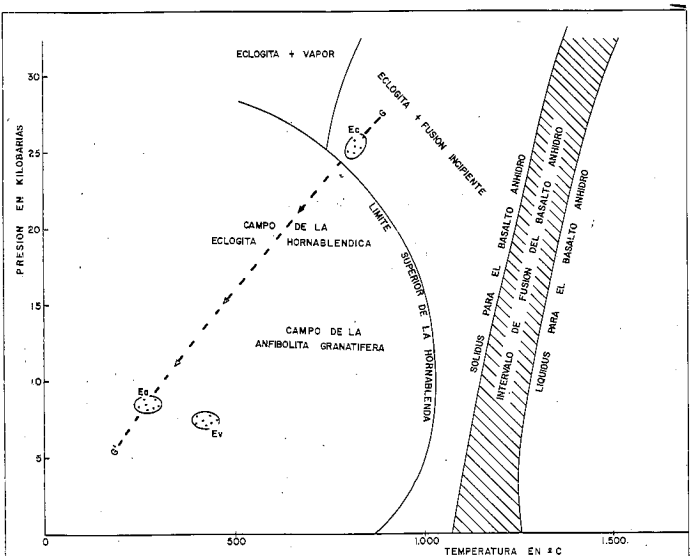


FIG. 12. DIAGRAMA DE FASES PARA BASALTO SUBSATURADO EN AGUA (0,1% H₂O) SEGUN WYLLIE (1970); LAMBERT Y WYLLIE (1970). LA LINEA S-S' REPRESENTA UN REGIMEN DE P/T POSIBLE EN LA LITOSFERA DESCENDENTE (ZONA DE ALTA P/T). LAS AREAS PUNTEADAS INDICAN LAS PROBABLES CONDICIONES DE PRESION-TEMPERATURA BAJO LAS CUALES FUERON AFECTADAS ALGUNAS DE LAS ROCAS ANFIBOLITICAS DE LA ZONA ESTUDIADA. LOS SIMBOLOS EMPLEADOS REPRESENTAN: Ec: GENERACION DIRECTA DE ECOLOGITAS EN LA CORTEZA OCEANICA SUBDUCCIDA, POR DESHIDRATACION DE ECOLOGITAS HORNABLENDICAS. Ea: GENERACION DIRECTA DE ESQUISTOS GLAUCOFANICOS O METAMORFISMO RETROGRADO DE ECOLOGITAS A LA FACIES DE LOS ESQUISTOS GLAUCOFANICOS. Ev: METAMORFISMO EN LA FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES SUPERPUESTO SOBRE LOS CONJUNTOS ORIGINADOS EN Ec Y Ea. EN EL CAMPO INTERMEDIO ENTRE Ec Y Ea, EN UN GRADIENTE DE ALTA P/T, PUEDEN APARECER ROCAS CON ASOCIACIONES COMPUESTAS POR ANFIBOL COMPARABLE A HORNABLENDA+GRANATE ± PLAGIOCLASA ± CLINOPIROXENO, DEPENDIENDO DE SI POSEEN O NO PLAGIOCLASA, ESTAS ROCAS PUEDEN SER ANFIBOLITAS GRANATIFERAS O ECOLOGITAS HORNABLENDICAS.

A las eclogitas que aparecen asociadas con esquistos azules (tipo C de COLEMAN *et al.*, 1965), generalmente se les ha considerado como el producto de recrystalización en condiciones de presión y temperaturas idénticas a las de los esquistos azules, aunque, presumiblemente, con deficiencia de agua (FRY y FYFE, 1969, 1971).

En rocas basálticas anhidras, la asociación granate-omfacita es estable en un campo muy amplio de presión y temperatura (GREEN y RINGWOOD, 1967). Sin embargo, cuando el sistema se halla con exceso de agua se podrían formar otras paragénesis diferentes a la eclogita. Nuestro punto de vista, basado en las evidencias texturales ya descritas, es otro. Consideramos que las rocas eclogíticas del área se formaron originalmente en condiciones distintas a la de la facies de los esquistos glaucofánicos, y sugerimos, además, que la facies de los esquistos glaucofánicos y la facies de la eclogita representan condiciones de presión y temperatura progresivamente más altas dentro del mismo régimen dP/dT de la corteza oceánica descendente. Es posible también, que no exista un paso directo desde las paragénesis propias de la facies de los esquistos glaucofánicos a la asociación granate + omfacita, característica de la facies de la eclogita. En el campo de presión-temperatura intermedio entre ambas facies pudieran aparecer otras asociaciones, por ejemplo, anfíbol (comparable a hornablenda aunque no propiamente) + granate ± plagioclasa ± clinopiroxeno (Véase la Fig. 12).

En lo que respecta a las condiciones de presión y temperatura en las que se produjo el segundo evento metamórfico —correspondiente a la facies de los esquistos verdes— pueden señalarse algunos aspectos importantes.

Los minerales característicos de la facies de los esquistos verdes que han sido reconocidos en las anfibolitas son: granate, albita, actinolita, epidoto, zoisita, esfena y mica blanca. En algunas asociaciones puede aparecer la clorita como mineral metamórfico primario; es decir, que no es retrógrada a partir del granate o la biotita. La biotita es un mineral raro o ausente en casi todas las asociaciones.

La presencia de granate (almandino) puede llevar a concluir erróneamente que la asociación mencionada representa el intervalo de más alta temperatura dentro de la facies de los esquistos verdes, o lo que es igual, que corresponde a la subfacies cuarzo-albita-epidoto-almandino de TURNER y VERHOOGEN (1960) y WINKLER (1967). Esta subfacies es equivalente, por otra parte, a la facies epidoto-almandino de ESKOLA (1938). Decimos que tal conclusión sería errónea, puesto que la asociación característica de la subfacies cuarzo-albita-epidoto-almandino está dada por: biotita, almandino y albita, conjunto que prácticamente no se observa coexistiendo en las anfibolitas estudiadas.

En la gran mayoría de las rocas metabásicas de la región, el almandino puede aparecer conjuntamente con la clorita pero, y he ahí el punto importante, la biotita no se presenta, y en las pocas muestras en que se le ha observado está sólo en trazas. La paragénesis formada en la facies de los esquistos verdes, por lo tanto, no corresponde exactamente a ninguna de las subfacies metamórficas ampliamente reconocidas. Sin embargo, la asociación de granate, clorita y albita con poca o ninguna biotita, es característica en rocas metamorfizadas en el campo de más alta presión dentro de la facies de los esquistos verdes, tales como los esquistos de Otago, en Nueva Zelanda, y el cinturón de Sanbagawa, en Japón (PLATT, 1976).

Los argumentos presentados nos inducen a pensar que en las rocas anfibolíticas, el conjunto mineralógico formado en la facies de los esquistos verdes representa, en lo concerniente a temperatura, el intervalo superior de la subfacies cuarzo-albita-muscovita-clorita, posiblemente cercano al inicio de la subfacies cuarzo-albita-epidoto-biotita. En consecuencia, la temperatura a la cual ocurrió el proceso metamórfico hubo de ser inferior a los 450° C (WINKLER, 1967).

Otro aspecto que debe considerarse al determinar las condiciones a las cuales ocurrió el metamorfismo de la facies de los esquistos verdes, es la presencia de reliquias de un mineral típico de alta presión, como lo es glaucofano, mientras que otros minerales característicos de la facies de los esquistos azules, tales como lawsonita, aragonita y jadeíta, están completamente ausentes. El glaucofano ha sido reportado en algunos terrenos propios de la facies de los esquistos verdes, como en Japón (ERNST *et al.*, 1970) y en los Alpes (TURNER, 1968). Tales asociaciones fueron denominadas como "esquistos verdes glaucofánicos" por TURNER (1968) y por WINKLER (1967). El límite superior del paso entre la facies de la lawsonita-glaucofano-jadeíta y la facies de los esquistos verdes glaucofánicos, ha sido estimado entre 400 y 450° C (WINKLER, 1967). Este rango de temperatura, por otra parte, coincide con el valor máximo que se señaló para el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes del área estudiada.

Los campos de estabilidad de algunos de los minerales que aparecen en las anfibolitas, pueden ser de gran utilidad para determinar las condiciones de presión y temperatura a las cuales se desarrolló el proceso metamórfico que ahora nos ocupa. En la Fig. 13 se han representado los campos de estabilidad de los principales minerales diagnóstico, los cuales se han elegido a partir de ciertos resultados experimentales publicados previamente. Tomando en cuenta dichas curvas —y que el metamorfismo de la facies de los esquistos verdes ocurrió en condiciones tales que se favoreció: la presencia de glaucofano reliquia y la ausencia de lawsonita, aragonita y jadeíta; la aparición de actinolita en lugar de hornablenda; la composición típicamente

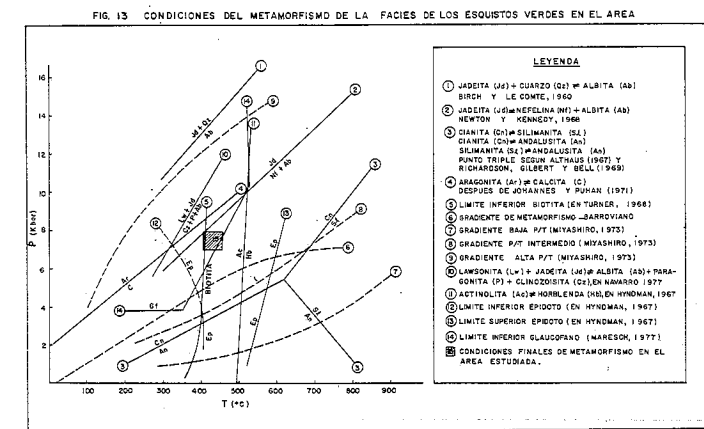


FIG. 13. CONDICIONES DEL METAMORFISMO DE LA FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES EN EL AREA. LEYENDA: 1) JADEITA (Jd) + CUARZO (Qtz) + ALBITA (Ab) BIRCH Y LE COMTE, 1960. 2) JADEITA (Jd) + ALBITA (Ab) + CLORITA (Chl) NEWTON Y KENNEDY, 1968. 3) DIANITA (Di) + SILMANITA (Sl) SILMANITA (Sl) + MANGALUSTA (Mg) SILMANITA (Sl) + MANGALUSTA (Mg) PUNTO TRIPLE SEGUN ALTHAUS (1967) Y RICHARDSON, GILBERT Y BELL (1968). 4) ARAGONITA (Ar) + CALCITA (Ca) REYES DE JOHANNES Y PUNAH (1971). 5) LIMITE INFERIOR BIOTITA (EN TURNER, 1968). 6) GRADIENTE DE METAMORFISMO BARROVIANO. 7) GRADIENTE BAJA P/T (MITSUISHIRO, 1973). 8) GRADIENTE P/T INTERMEDIO (MITSUISHIRO, 1973). 9) GRADIENTE ALTA P/T (MITSUISHIRO, 1973). 10) LAWSONITA (Lw) + JADEITA (Jd) + ALBITA (Ab) + PARAGONITA (Pg) + CLINOZOISITA (Cz) EN NAVARRO 1977. 11) ACTINOLITA (Act) + HORNABLENDA (Hbl) EN HYNDMAN, 1967. 12) LIMITE SUPERIOR EPIDOTO (EN HYNDMAN, 1967). 13) LIMITE SUPERIOR GLAUCOFANO (MARESON, 1977). 14) CONDICIONES FINALES DE METAMORFISMO EN EL AREA ESTUDIADA.

albitica de la plagioclasa; la ocurrencia de epidoto, zoisita y escasa biotita— pueden ubicarse los rangos de presión y temperatura para este evento metamórfico. De este análisis hemos concluido que el metamorfismo de los esquistos verdes ocurrió, aproximadamente, a temperaturas entre 400 y 450° C y a presiones entre 7 y 8 kb (Fig. 13). NAVARRO (1981), al estudiar las rocas eclogíticas de Margarita, ha estimado para este metamorfismo una temperatura de 460 ± 60° C y presiones entre 7 y 8 kb. Para ello se basó en la composición de las micas blancas y sus campos de estabilidad conocidos.

En lo concerniente a la serie de presión asociada al metamorfismo en la facies de los esquistos verdes, podemos señalar algunos puntos de interés. El crecimiento de granate (almandino) en conjunto con clorita y sin recrystalización significativa de biotita, indica que el granate de las asociaciones de los esquistos verdes del área, recrystalizó a una temperatura más baja que las asociaciones de la facies de los esquistos verdes formadas en un gradiente Barroviano. El granate podría recrystalizar a una temperatura más baja que en el régimen Barroviano, si la presión fuese relativamente más alta. Esto significa que durante el metamorfismo de la facies de los esquistos verdes el gradiente de temperatura era inferior al del tipo Barroviano. Por consiguiente, cabe decir que el proceso ocurrió en un régimen de P/T intermedia, con un gradiente de temperatura más bajo que el del tipo Barroviano y más elevado que el del tipo de alta P/T.

Metamorfismo en Esquistos Albiticos Epidóticos Actinolíticos.

En estas rocas la asociación mineralógica reconocida está compuesta por: actinolita + epidoto / zoisita + albita + clorita ± cuarzo ± calcita ± esfena ± grafito ± muscovita ± opacos (diferentes a grafito) ± microclino.

En la mayoría de las muestras la actinolita, el epidoto/zoisita, la albita y la clorita son minerales esenciales, aun cuando sus relaciones de abundancia son variables. Al mismo tiempo, la consistente orientación de estos minerales le confiere una marcada esquistosidad a las rocas del grupo.

La albita por lo general se presenta como porfidoblastos anhedrales no maclados. Cuando la proporción de este mineral se incrementa sustancialmente, las rocas tienden a adquirir un aspecto moteado.

La textura helicítica es muy común en los porfidoblastos de albita. Esta textura está definida por un patrón de inclusiones alineadas (Si) que continúa sin interrupción fuera del cristal, en donde pasa a constituir la foliación externa (Se). Las inclusiones más frecuentes son de actinolita, epidoto y en algunos casos muscovita, y la textura en sí misma sugiere la recrystalización posttectónica de la albita con respecto a la foliación de las rocas (Fig. 14). En pocos casos el patrón de inclusiones (Si) guarda una relación angular con Se, indicando que pudieron ocurrir eventuales rotaciones una vez que se habían formado los porfidoblastos.

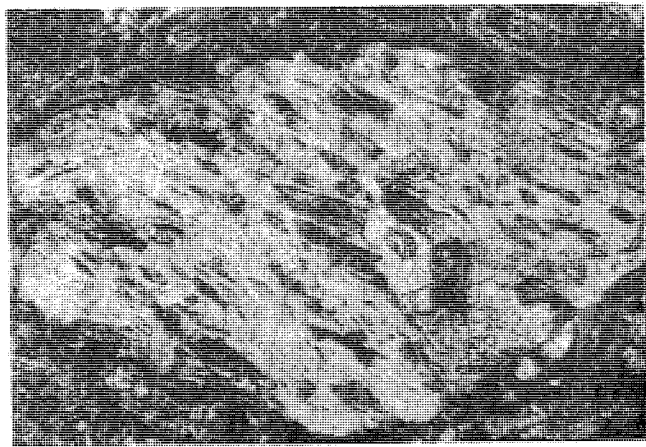


Fig. 14 Esquisto albítico epidótico actinolítico. Porfidoblasto de albita con un patrón de inclusiones (S_1) orientado paralelamente a S_2 (textura helicética), lo que sugiere la cristalización posttectónica de la albita con respecto a S_2 . La longitud del campo equivale a 0.82 mm.

La asociación mineralógica de estas rocas corresponde a la facies de los esquistos verdes, y, dentro de ella, a la subfacies cuarzo-albíta-muscovita-clorita. Las evidencias mineralógicas y texturales disponibles hasta los momentos, indican que las rocas incluidas en este grupo sólo han sido afectadas por este evento metamórfico (Fig. 11).

A diferencia de las rocas anfíbolíticas expuestas en el área, en los esquistos albíticos epidóticos actinolíticos el granate está prácticamente ausente de la asociación originada en la facies de los esquistos verdes. Si asumimos que durante este evento metamórfico la relación P/T era aproximadamente la misma para ambos grupos de rocas, lo que parece lógico, entonces se concluiría que la asociación presente en los esquistos albíticos epidóticos actinolíticos pertenece a un grado metamórfico levemente inferior (zona de la clorita) a la de las anfíbolitas (zona de la clorita-granate), dado que en estas últimas el granate siempre aparece asociado a la clorita. De acuerdo con esto, los valores absolutos de la temperatura y de la presión en el metamorfismo de los esquistos albíticos epidóticos actinolíticos, han de corresponder, aproximadamente, a los límites inferiores de los rangos propuestos para el metamorfismo de la facies de los esquistos verdes en las anfíbolitas (Fig. 13).

Metamorfismo en rocas metasedimentarias.

En el contexto de las rocas metasedimentarias se han incluido varias litologías diferentes: las pelíticas, semipelíticas y psamíticas por una parte, y las calcáreas por la otra. Cada uno de estos dos grandes grupos posee características composicionales diferentes, y por ello en cada uno se han reconocido varias asociaciones mineralógicas.

Rocas pelíticas, semipelíticas y psamíticas:

- I. Cuarzo + muscovita + clorita ± grafito ± albíta ± minerales del grupo del epidoto ± calcita ± esfena ± opacos (diferentes del grafito).

- II. Cuarzo + muscovita ± clorita + granate ± actinolita ± minerales del grupo del epidoto ± albíta ± microclino ± esfena ± grafito ± calcita ± opacos (diferentes del grafito).

- III. Cuarzo + muscovita + granate + clorita + glaucofano + esfena ± albíta ± minerales del grupo del epidoto ± opacos ± actinolita.

Rocas calcáreas.

- IV. Calcita + cuarzo + muscovita + grafito ± clorita ± minerales del grupo del epidoto ± albíta ± opacos (diferentes del grafito) ± microclino ± esfena ± actinolita.

- V. Calcita + cuarzo + muscovita + clorita + granate ± actinolita + minerales del grupo del epidoto + grafito + opacos (diferentes del grafito) + esfena.

Como se podrá observar, las asociaciones I, II, IV y V están compuestas exclusivamente por minerales propios de la facies de los esquistos verdes. En las asociaciones I y IV aparece la clorita sin la presencia de biotita y granate, mientras que en los conjuntos II y V la clorita puede coexistir con granate aunque generalmente sin biotita. Esta última puede presentarse en raras ocasiones en la asociación II y, cuando lo hace, es como trazas en aquellas rocas localizadas muy próximamente a los cuerpos de augengneises y gneises.

La mineralogía que integra las asociaciones enumeradas anteriormente, evidencia que los conjuntos I, II, IV y V corresponden a la subfacies cuarzo-albíta-muscovita-clorita dentro de la facies de los esquistos verdes. Los conjuntos I y IV pueden representar, en lo que a temperatura se refiere, la parte inferior de dicha subfacies (zona de la clorita), mientras que las asociaciones II y V pueden pertenecer a la parte superior de la misma (zona de la clorita-granate). En los pocos casos en que el conjunto II contiene biotita, el metamorfismo pudo ocurrir en el límite entre la subfacies cuarzo-albíta-muscovita-clorita y la subfacies cuarzo-albíta-epidoto-biotita.

La asociación III es particularmente distinta de las otras ya discutidas. En ella el glaucofano se presenta acompañando una mineralogía característica de la facies de los esquistos verdes. En la mayoría de las rocas metasedimentarias en las que se observa glaucofano, éste es un componente minoritario en desequilibrio con los minerales de la facies de los esquistos verdes, como lo evidencian sus bordes alterados a clorita y actinolita. El pleocroísmo del glaucofano en estas rocas varía desde violeta pálido, o casi incoloro, hasta azul pálido, por lo que es característico su color poco intenso si se le compara con el que muestra en las anfíbolitas. Por esta causa es que ha sido necesario en ocasiones, confirmar la identificación mediante difracción de rayos X por el método de Débye-Scherrer (cortesía de NAVARRO).

En las secciones finas se puede apreciar que los cristales de glaucofano se hallan orientados paralelamente a la esquistosidad definida por los minerales formados en la facies de los esquistos verdes. Dado que el glaucofano es un mineral reliquia de un primer evento metamórfico de alta relación P/T, como lo demuestran sus relaciones de desequilibrio, el paralelismo

entre la orientación de éste y la foliación de los esquistos verdes puede atribuirse a la naturaleza aproximadamente coaxial y coplanar de los pliegues isoclinales asociados al desarrollo de las dos foliaciones. Lógicamente, es muy posible que rotaciones de pequeña magnitud hayan afectado las relaciones originales entre la orientación del glaucofano y la foliación de los esquistos verdes a medida que esta última se desarrolló. Sin embargo, si la relación angular entre ambos hubiese sido muy marcada, la deformación y recristalización durante el metamorfismo de los esquistos verdes hubiese terminado por eliminar completamente los vestigios del glaucofano preexistente.

El granate que aparece en la asociación III de las rocas metasedimentarias posee textura esquelética, con numerosas inclusiones de cuarzo de gran tamaño. Esto sugiere que el granate ha cristalizado posttectónicamente con respecto a la foliación de los esquistos verdes.

La presencia de glaucofano reliquia en rocas semipelíticas fue detectada por primera vez en un grupo de muestras de la región comprendida entre la quebrada Tacagua y el río Oricao, D.F. (LOUREIRO, 1978; SERRANO, 1978; TALUKDAR *et al.*, 1979; TALUKDAR y LOUREIRO, 1980). Posteriormente, el glaucofano ha sido reconocido en esquistos semipelíticos del área de Chivacoa-Nirgua, Edo. Yaracuy (BLANCO, 1980) y al norte de Los Teques, Edo. Miranda (LOPEZ, 1979). Es probable que el glaucofano reliquia sea mucho más común en las rocas metasedimentarias de lo que se conoce hasta los momentos. Sin embargo, es indudable que aparece muy raramente en estas rocas en comparación con las anfíbolitas. Este hecho puede ser atribuido a varios factores, entre los cuales el más obvio es que gran parte del glaucofano original pudo haber sido totalmente reemplazado por clorita y actinolita durante el metamorfismo de la facies de los esquistos verdes. No obstante, la desaparición del glaucofano a consecuencia del metamorfismo sobrepuesto es un fenómeno que pudo acontecer tanto en las anfíbolitas como en las rocas metasedimentarias, por lo que por sí solo no explica a satisfacción la escasez relativa del anfíbol en estas últimas. Esto nos hace pensar en otras razones adicionales para explicar la poca frecuencia con la que aparece el glaucofano en las rocas metasedimentarias; ellas son: a) la carencia de una composición química adecuada para permitir la formación del glaucofano, y b) es muy probable que durante el metamorfismo de alta relación P/T, muchos metasedimentos hayan alcanzado la facies de la prehnita-pumpelleyita y, por lo tanto, nunca poseyeran glaucofano.

Metamorfismo en Augengneises y Gneises Cuarzo Feldespáticos.

En este grupo de rocas la asociación mineralógica observada está compuesta por: cuarzo + microclino + albíta + biotita ± muscovita ± epidoto ± esfena ± opacos. Ocasionalmente al conjunto citado le acompañan granate, calcita y clorita, esta última retrógrada de la biotita.

Texturalmente las rocas se caracterizan por su fábrica metamórfica y cataclástica. La foliación metamórfica está de-

finida por la orientación de la muscovita, biotita y epidoto, minerales que se agrupan en bandas lepidoblásticas.

Los granos de cuarzo también suelen hallarse elongados. Incluso, en algunos casos los granos de cuarzo, muy finos, elongados, suturados y con extinción fuertemente ondulatoria, se reúnen en delgadas bandas paralelas a la foliación, sugiriendo fábricas miloníticas.

Los "augens", cuando están presentes, pueden alcanzar hasta 3 cm de diámetro. Usualmente la textura está definida por uno o varios porfidoblastos de microclino, a los cuales en oportunidades se les asocia cuarzo y plagioclasa. Al parecer los "augens" son porfidoclastos parcialmente recristalizados, como lo indica su naturaleza de agregado de varios cristales, la deformación del reticulado de las maclas y la asociación con albíta y cuarzo.

La asociación mineralógica de los gneises, corresponde a la subfacies cuarzo-albíta-epidoto-biotita dentro de la facies de los esquistos verdes.

El granate es escaso o inexistente en la mayoría de la augengneises y gneises; cuando aparece casi siempre es como accesorio. No obstante, en las rocas metasedimentarias asociadas a estas litologías el granate es un componente común de las paragénesis formadas en la facies de los esquistos verdes. La escasez del granate en los gneises y augengneises puede ser debida, por lo tanto, a la composición química de éstos. Ahora bien, el granate en los otros grupos de rocas ya descritos, se presenta en conjunto con clorita y sin biotita en asociaciones de la subfacies cuarzo-albíta-muscovita-clorita. Por ello creemos que el granate, en aquellos gneises y rocas asociadas en que se presenta, cristalizó junto con la biotita en condiciones de la subfacies cuarzo-albíta-epidoto-biotita.

Finalmente, conviene mencionar algunas conclusiones en relación a los cuerpos de augengneises y gneises que son ahora obvias. Por una parte, la asociación mineralógica que presentan estas rocas corresponde a un grado metamórfico más alto que el de los demás grupos de rocas expuestas en el área. Sin embargo, la distribución geográfica de los cuerpos es totalmente aleatoria, hallándose dispersos a lo largo de toda la región (véase el mapa geológico anexo). Además, la fábrica cataclástica de las augengneises indica que provienen de la trituración y cizalla de rocas preexistentes, probablemente de composición granítica. Por otra parte, las relaciones de campo muestran que los cambios texturales siempre ocurren transicionalmente; es decir, las rocas metasedimentarias pasan gradualmente a gneises débilmente bandeados, y éstos, a su vez, lo hacen a augengneises. Los cuerpos de augengneises y gneises siempre aparecen estructuralmente concordantes con las rocas metasedimentarias adyacentes, y las evidencias petrográficas y texturales indican que las foliaciones metamórficas de ambos grupos de rocas se desarrollaron durante el mismo evento metamórfico, propio de la facies de los esquistos verdes. Este conjunto de datos será utilizado, posteriormente, para interpretar el origen y las implicaciones tectónicas de los cuerpos de augengneises y rocas asociadas del área.

Metamorfismo en Serpentinitas.

Las serpentinitas analizadas poseen una asociación mineralógica integrada por: antigorita ± magnetita ± clorita ± epidoto ± tremolita ± actinolita. Eventualmente también pueden presentarse reliquias de orto y clinopiroxenos, así como pequeñas cantidades de calcita, talco y esfena.

La asociación citada parece corresponder a un metamorfismo en la facies de los esquistos verdes. Sin embargo, ella no es de por sí concluyente, y es poco lo que se puede saber de la historia metamórfica de las rocas serpentiniticas. El proceso de serpentización de las peridotitas originales pudo ocurrir en ambientes muy diversos, incluso hasta en condiciones que no son propiamente metamórficas (COLEMAN, 1971), pero teniendo en cuenta los posibles orígenes de las peridotitas, cabe pensar que deben haber sufrido una historia polimetamórfica similar a la de muchas de las anfibolitas con las cuales una vez estuvieron vinculadas.

Relaciones entre la historia metamórfica de los diferentes grupos de rocas. Zonación Metamórfica del área: La Napa de Tacagua.

Teniendo como fundamento las discusiones precedentes, hemos resumido la historia metamórfica de los diferentes grupos de rocas en la Fig. 11.

Uno de los aspectos más interesantes al analizar el metamorfismo de la región, es conocer como está relacionada la historia metamórfica de las rocas anfibolitas con la de los otros grupos de rocas.

La mayoría de las rocas anfibolíticas han tenido una historia polimetamórfica. Muchas de ellas muestran evidencias de haber sido afectadas inicialmente por una o varias fases metamórficas dentro de un régimen de alta P/T, y todas ellas presentan los efectos de un último metamorfismo en la facies de los esquistos verdes con un gradiente de P/T intermedia.

El metamorfismo de alta relación P/T, característico de las zonas de subducción, está representado por asociaciones de varios grados: unas, propias de la facies de la eclogita, y otras, de la facies de los esquistos glaucofánicos. Es posible también, que existan asociaciones intermedias entre éstas dos, aunque no han podido ser reconocidas hasta los momentos.

Durante el mismo metamorfismo de alta P/T, los patrones de presión-temperatura seguidos por las anfibolitas son variables. En algunos grupos de rocas sólo se encuentran reliquias de paragénesis formadas en la facies de los esquistos glaucofánicos; pero en otros grupos se evidencia una trayectoria de presión-temperatura retrógrada desde la facies de la eclogita a la facies de los esquistos glaucofánicos. Esto indica que rocas provenientes de distintos niveles de una corteza oceánica en subducción, fueron emplazadas tectónicamente —tal vez mediante un mecanismo análogo al propuesto por HAMILTON (1979)— en el intervalo superior de un complejo de subducción, puesto que es allí donde prevalecen condiciones metamórficas de la facies de los esquistos glaucofánicos e incluso de grado más

bajo, como facies de la prehnita-pumpelleyita. Es muy probable que algunas anfibolitas hayan sido afectadas inicialmente en condiciones de la facies de la prehnita-pumpelleyita, ya que en ciertos casos las anfibolitas no presentan evidencias de recristalización en la facies de los esquistos glaucofánicos ni en la facies de la eclogita. Sin embargo, las asociaciones mineralógicas características de tan bajo grado, si existieron, tuvieron que ser completamente eliminadas por el metamorfismo superimpuesto en la facies de los esquistos verdes.

Algunos esquistos semipelíticos también conservan evidencias de su historia polimetamórfica. En ellos, al primer evento metamórfico de la facies de los esquistos glaucofánicos, y por lo tanto de un régimen de alta P/T, le sucedió un metamorfismo en la facies de los esquistos verdes con un gradiente de P/T intermedia. Por extensión de los datos disponibles, sugerimos que todas las rocas metasedimentarias, con la excepción de aquéllas asociadas a los esquistos albiticos epidóticos actinolíticos, han sufrido una historia polimetamórfica similar. En los metasedimentos, sin embargo, el primer evento metamórfico podría estar representado por asociaciones tanto de la facies de los esquistos glaucofánicos como de la facies de la prehnita-pumpelleyita, aunque las evidencias de esta última han sido destruidas por el metamorfismo posterior en la facies de los esquistos verdes. No es de esperar que las rocas metasedimentarias hayan sido afectadas en grados superiores a la facies de los esquistos glaucofánicos durante el régimen de alta P/T, dado que la "flotabilidad" de su basamento continental impediría su descenso a grandes profundidades.

Para las serpentinitas de la región, como se esbozó anteriormente, se asume una historia polimetamórfica análoga a la de las rocas anfibolíticas, en virtud de que ambas, muy probablemente, representan partes de ofiolitas incorporadas al complejo de subducción, desmembradas y posteriormente metamorfizadas.

Los esquistos albiticos epidóticos actinolíticos y las rocas metasedimentarias intercaladas con ellos, muestran evidencias del metamorfismo en la facies de los esquistos verdes tan sólo. Este hecho, aunado a que la asociación probablemente constituyó depósitos volcanoclasticos relacionados con un arco de islas, como se discutirá posteriormente, nos permite concluir que los esquistos albiticos epidóticos actinolíticos nunca fueron afectados por el metamorfismo de alta relación P/T.

Los augengneises y gneises cuarzo feldespáticos expuestos en el área tampoco poseen evidencias de haber sufrido metamorfismo en condiciones de alta relación P/T. Al parecer sólo fueron afectados por el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes, aunque en un grado levemente superior (sub-facies cuarzo-albita-epidoto-biotita) al de los otros grupos de rocas observados en la región.

Establecer la zonación metamórfica en el área es una tarea complicada. Las interpretaciones se hacen difíciles como consecuencia de los múltiples procesos por los cuales han atravesado las rocas estudiadas, máxime teniendo en cuenta que posiblemente no todas las litologías posean una historia polimetamórfica. De ello se desprende que las interpretaciones de la

zonación metamórfica basadas en la totalidad de los conjuntos mineralógicos han de ser erróneas. Sin embargo, si se consideran únicamente las asociaciones mineralógicas pertenecientes a la facies de los esquistos verdes, el análisis puede arrojar algunos resultados de interés.

Las paragénesis de la facies de los esquistos verdes revelan la existencia de tres zonas metamórficas en el área estudiada:

- La zona de la clorita —en la cual el granate y la biotita están prácticamente ausentes—, en los esquistos albiticos epidóticos actinolíticos y en las rocas metasedimentarias asociadas a ellos. Esta zona abarca una franja estrecha y elongada en sentido este-oeste, que está incluida en la unidad de esquistos actinolíticos epidóticos aunque no coincide exactamente con ella.
- La zona de la biotita, o zona de la biotita-granate, en los augengneises y gneises cuarzo feldespáticos y en algunas rocas vinculadas. La distribución geográfica de esta zona es sumamente irregular.
- La zona de la clorita-granate (biotita ausente) en todas las otras litologías y, por lo tanto, en el área de afloramiento de las seis unidades litológicas restantes (véase el mapa geológico anexo).

El arreglo de estas zonas, de acuerdo al incremento progresivo de la temperatura, sería: zona de la clorita, zona de la clorita-granate y zona de la biotita (o zona de la biotita-granate).

La zona de la clorita se restringe exclusivamente a los esquistos albiticos epidóticos actinolíticos y otras rocas metasedimentarias intercaladas con ellos. Estas litologías, por otra parte, afloran en un área restringida y limitada a la unidad de esquistos actinolíticos epidóticos, mientras que en el resto del área cubierta no se conocen rocas similares. Además, y como se señaló poco antes, los esquistos albiticos epidóticos actinolíticos y ciertas rocas intercaladas con ellos son, a excepción de los augengneises y rocas relacionadas, las únicas litologías que no estuvieron involucradas en el primer evento metamórfico de alta relación P/T. Otro hecho interesante, y que puede observarse en el mapa geológico, es que la zona de la clorita en ciertas regiones se halla en contacto directo con la zona de la biotita, sin que entre ambas medie la zona de la clorita-granate, lo que indica que la zonación metamórfica del evento en la facies de los esquistos verdes ha sido perturbada.

Este conjunto de evidencias nos llevan a concluir que la zona de la clorita, y en consecuencia parte de la unidad de esquistos actinolíticos epidóticos con la cual está asociada, representa una unidad litotectónica independiente de las unidades expuestas al sur de ella. Para tal provincia litotectónica proponemos el nombre de napa de Tacagua.

Los límites de la napa de Tacagua al este del río Oricoa coinciden, aproximadamente, con los señalados en el mapa para la unidad de esquistos actinolíticos epidóticos, pero la napa se extiende hacia el este más allá de la región cubierta por el presente trabajo. En la actualidad son necesarios nuevos es-

tudios detallados para establecer con exactitud la configuración, extensión y límites de la napa en las áreas vecinas.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL; RELACIONES GEOMETRICAS Y TEMPORALES ENTRE ESTRUCTURA Y DEFORMACION

Generalidades

En los capítulos anteriores se ha mostrado, en base a las evidencias petrológicas, que muchas de las rocas expuestas en el área poseen una historia polimetamórfica. Ahora bien, dado que cualquier proceso metamórfico se asocia invariablemente a una fase tectónica cuando menos, es obvio que el cinturón ha sufrido varias fases de deformación relacionadas con los eventos metamórficos reconocidos. Es por ello que en este capítulo se pretenden describir las estructuras de deformación observadas en la zona estudiada, y, al mismo tiempo, relacionar cada una de dichas estructuras con los eventos metamórficos de cuya existencia tenemos conocimiento.

En el área cubierta se han observado distintos tipos de estructuras, siendo la foliación, el plegamiento, los budines y las fallas las de mayor relevancia. En el transcurso del trabajo de campo se trató, en lo posible, de obtener los parámetros que definen espacialmente cada una de estas estructuras y sus relaciones. Sin embargo, lo reducido de las exposiciones, las condiciones de los afloramientos y la falta de continuidad de los mismos, impidieron hallar un número de mediciones estadísticamente significativo para algunas de ellas.

Para fijar las pautas seguidas en cuanto a la terminología utilizada, se señalan a continuación los elementos estructurales involucrados y sus respectivos símbolos:

Estructuras relacionadas con el metamorfismo de alta relación P/T (primera fase de deformación):

f_1 : pliegues isoclinales asociados al desarrollo de la foliación del metamorfismo de alta relación P/T.

S_1 : foliación metamórfica producida por el metamorfismo de alta relación P/T.

Estructuras relacionadas con el metamorfismo de la facies de los esquistos verdes (segunda fase de deformación).

f_2 : pliegues isoclinales asociados al desarrollo de la foliación del metamorfismo en la facies de los esquistos verdes.

S_2 : foliación metamórfica producida por el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes. Es la superficie penetrativa dominante a escala regional.

Primera generación de estructuras post-metamórficas (tercera fase de deformación):

f_3 : pliegues post-metamórficos, geoméricamente variables.

S_3 : superficie poco penetrativa y de expresión muy local,

asociada al clivaje de fractura y al clivaje crenulado diferencial.

Segunda generación de estructuras post-metamórficas (cuarta fase de deformación):

f_4 : plegamiento suave de la foliación. No suele tener expresión a escala mesoscópica.

Foliación

La estructura planar más común en la región es, sin duda alguna, la foliación. Casi todas las rocas observadas muestran una esquistosidad prominente, la cual alcanza su mayor desarrollo en los esquistos y filitas grafitosas. Los planos de foliación en las rocas gnéissicas y augengnéissicas, aunque claramente definidos, poseen una separación considerable, pudiendo llegar a varios centímetros.

Los bloques de rocas ultramáficas metamorfizadas pueden mostrar una esquistosidad variable: desde muy prominente, hasta casi imperceptible en las zonas centrales de algunos cuerpos.

Las anfibolitas son esquistosas en la mayoría de los casos. Sin embargo, la homogeneidad y la textura de las rocas ocasionan que la esquistosidad sólo sea evidente a escala microscópica, mientras que a escala de afloramientos se le suele apreciar débilmente. En ciertos mármoles y anfibolitas bandeadas puede observarse una alternancia de intervalos delgados composicionalmente diferentes. Las observaciones de estas rocas en el campo y el grado metamórfico que indica la asociación mineralógica presente en ellas, sugieren que tal bandeamiento no es el producto de segregación metamórfica, sino, más bien, el reflejo de las características premetamórficas de esas litologías.

A excepción de las cuarcitas, en las que la esquistosidad está dada por agregados de cuarzo elongados, en la mayoría de las rocas analizadas la esquistosidad está definida por las texturas lepidoblásticas y nematoblásticas que poseen los minerales micáceos, fibrosos y columnares. Dado que tales minerales son característicos de la facies de los esquistos verdes, puede concluirse que la foliación regional (S_2) ha sido originada durante el clímax de la deformación asociada a tal evento metamórfico (f_2).

A escala regional, la foliación S_2 muestra un rumbo dominante en dirección N70 - 80E; por lo tanto, paralela al alargamiento de la cordillera y a sus principales lineaciones y rasgos fisiográficos. No obstante, a menor escala se puede apreciar que la foliación es en extremo variable a consecuencia del plegamiento que la deforma y al fallamiento. El buzamiento de la foliación en el área cubierta, por el contrario, permanece relativamente constante, poseyendo una frecuencia máxima en valores cercanos a los 30° en sentido tanto al norte como al sur, con predominancia del primero.

Una de las características más resaltantes de la foliación regional (S_2), es que ella es paralela a los planos axiales de los pliegues isoclinales pertenecientes a la segunda fase de deformación (f_2). El paralelismo de la foliación S_2 con los planos axia-

les de los pliegues f_2 , puede ser demostrado en base tanto a las observaciones de campo, como al comparar los polos de ambas superficies en una proyección estereográfica. VIGNALI (1972, 1979), ha mostrado una relación similar para la foliación de las rocas expuestas en las penínsulas de Araya y Parí.

Del paralelismo citado puede concluirse que los pliegues isoclinales f_2 , cuyas características serán descritas posteriormente, representan la deformación asociada a la aparición de la foliación regional S_2 y, obviamente, ambas estructuras han de ser aproximadamente contemporáneas.

Según se ha mencionado en el capítulo anterior, ciertas rocas metapelíticas, al igual que muchas rocas metabásicas, retienen evidencias de haber sido afectadas por dos eventos metamórficos. El más reciente, en la facies de los esquistos verdes, se asocia al plegamiento f_2 y genera la foliación regional S_2 , axial a tales pliegues. Del primer proceso metamórfico, de alta relación P/T, es poco lo que se conoce, ya que la mayoría de sus productos, tanto estructuras de deformación como minerales metamórficos, han sido oscurecidos o eliminados por el evento metamórfico sobrepuesto.

En las rocas metapelíticas en que se conserva el glaucofano, se puede apreciar que éste se presenta como cristales columnares invariablemente alineados, o formando un ángulo pequeño, con respecto a la dirección definida por la muscovita, clorita, actinolita y la elongación del cuarzo. Ahora bien, como el glaucofano es un mineral formado durante el primer evento metamórfico reconocido —de alta relación P/T— su orientación puede interpretarse como una reliquia de la foliación generada durante ese evento metamórfico; es decir, una reliquia de la foliación S_1 . Otras reliquias de S_1 pueden observarse en las texturas helicíticas de algunos porfidoblastos de albita en rocas metapelíticas.

El paralelismo entre la foliación del metamorfismo de los esquistos verdes (S_2) y los ejes de máxima elongación de los cristales de glaucofano, no puede ser atribuido a rotaciones de gran magnitud de estos últimos por varias causas. Por una parte, los cristales pre-tectónicos de hábito alargado, como lo es en este caso el glaucofano en relación al metamorfismo de los esquistos verdes, siempre tienden a colocarse paralelamente a la nueva foliación que se está desarrollando. Sin embargo, si la relación angular entre la nueva foliación y la orientación de los cristales pre-tectónicos es muy alta, éstos se verán impedidos a rotar y, por lo tanto, se fracturarán, recrystalizando paralelamente a la nueva foliación si las condiciones físico-químicas se lo permiten. En el caso particular que se está tratando, el producto de la recrystalización del glaucofano en las condiciones del nuevo metamorfismo (facies de los esquistos verdes), serían cristales de clorita y actinolita; por lo tanto, el glaucofano original hubiera desaparecido completamente, cosa que no sucedió. Por otra parte, si hubiesen ocurrido rotaciones de gran magnitud de los cristales de glaucofano preexistentes, la relación angular entre éstos y la nueva foliación sería en extremo variable, dependiendo de cuanto haya rotado cada uno de los cristales individuales. En todas las secciones observadas en las que existen reliquias de glaucofano, por el contrario, el an-

fíbol mencionado siempre es paralelo a la foliación del metamorfismo de los esquistos verdes.

Puesto que el paralelismo entre los cristales de glaucofano y la foliación S_2 no puede atribuirse a la rotación de los primeros, hemos llegado a la conclusión de que la foliación del metamorfismo de alta relación P/T (S_1) y la foliación del metamorfismo de los esquistos verdes (S_2), han debido ser aproximadamente paralelas.

Esta conclusión puede corroborarse por algunas evidencias adicionales. En las anfibolitas, el crecimiento homoaxial de la actinolita alrededor de cristales preexistentes de glaucofano indica, de la misma manera, que ambas foliaciones (S_1 y S_2) fueron aproximadamente paralelas. Por último, el hecho de que a gran escala las principales estructuras tengan un rumbo relativamente uniforme, que no existan diferentes patrones o tendencias estructurales a escala regional, y que la expresión fisiográfica de todo el cinturón tectónico sea la de una franja estrecha y alargada, sugieren que las dos foliaciones han debido ser paralelas.

El paralelismo entre ambas foliaciones (S_1 y S_2) implicaría, a su vez, que los ejes principales de la deformación asociada a cada uno de los eventos metamórficos fueron aproximadamente paralelos, o lo que es igual, que los esfuerzos principales que actuaron en cada proceso metamórfico poseían la misma orientación.

Las evidencias texturales y petrológicas indican que no todas las rocas expuestas en el área han sufrido el metamorfismo de alta relación P/T. Tal es el caso de la unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos, y de gran parte de la unidad de esquistos-actinolíticos epidóticos (véase la discusión del metamorfismo). Está de más decir, entonces, que estas rocas nunca poseyeron la foliación S_1 . Por otra parte, las condiciones en las cuales ocurrió el metamorfismo de alta relación P/T son muy particulares. Es probable que algunas de las rocas metasedimentarias pertenecientes a las unidades litológicas restantes no hayan sido afectadas por dicho evento metamórfico, y otras tal vez lo fueron en muy bajo grado (facies de la prehnita-pum-

peleyita). De lo expuesto se concluye que la foliación S_1 tuvo que ser una superficie poco penetrativa a escala regional. Este hecho, aunado al paralelismo entre S_1 y S_2 y a los efectos del metamorfismo de los esquistos verdes, podría explicar fácilmente el enmascaramiento y desaparición de la fábrica originada durante el primer evento metamórfico reconocido.

Plegamiento

Las rocas del área parecen haber sufrido cuatro fases de plegamiento relacionadas a otras tantas fases de deformación. Las estructuras originadas durante la primera de dichas fases (f_1) no han sido observadas, pero su existencia puede ser deducida a partir de varias líneas de evidencia. Los efectos de la segunda y la tercera fase (f_2 y f_3 respectivamente), pueden ser observados a escala mesoscópica, mientras que la cuarta fase de plegamiento (f_4) sólo puede ser reconocida a gran escala.

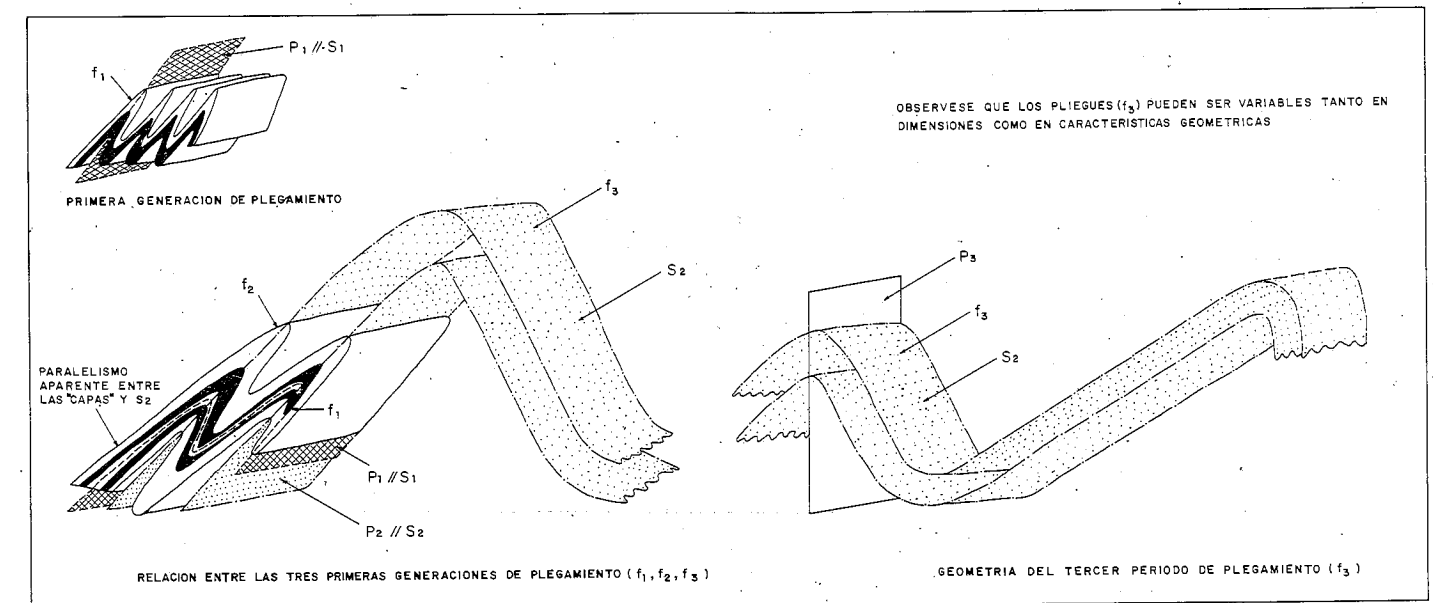
Las relaciones geométricas y secuenciales entre los pliegues f_2 y f_3 pueden ser establecidas directamente en el campo; por el contrario, las relaciones entre los pliegues f_3 y f_4 no se conocen apropiadamente.

Los pliegues f_2 y f_3 del área estudiada son equivalentes, respectivamente, a los pliegues f_2 y f_3 descritos por VIGNALI (1972, 1979) en las penínsulas de Araya - Parí.

Primera fase de plegamiento (f_1)

Aun cuando los pliegues f_2 son los que corresponden a la primera generación de pliegues observada, es lógico pensar que asociado con el primer evento metamórfico reconocido, de alta relación P/T, y con la aparición de la foliación S_1 , hoy enmascarada, debió ocurrir otro período de deformación. Como producto de esta deformación se originaría un plegamiento isoclinal (f_1) cuyo plano axial sería paralelo a la foliación generada durante el metamorfismo de alta relación P/T (S_1) (Fig. 15).

FIG. 15 RELACIONES GEOMETRICAS ENTRE ALGUNAS DE LAS GENERACIONES DE PLEGAMIENTO



La existencia de un plegamiento isoclinal asociado al desarrollo de la foliación S_1 es necesaria desde un punto de vista teórico, y ejemplos muy claros de ello se observan en el cinturón metamórfico de alta P/T Franciscano, en California, por sólo citar un caso.

En el área estudiada no todas las litologías fueron afectadas por el plegamiento f_1 ; éstos sólo estaría presente en aquellas unidades involucradas en el primer evento metamórfico y, por lo tanto, la unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos y la napa de Tacagua probablemente no fueron afectadas por esta fase de deformación.

El plegamiento f_1 , como era de esperarse, no puede ser observado a escala mesoscópica. Las estructuras mesoscópicas de esta fase de deformación han sido totalmente eliminadas por la fase sobrepuesta (f_2) y por la recristalización metamórfica posterior, en la facies de los esquistos verdes, asociada a ella. De preservarse vestigios del plegamiento f_1 , éstos sólo serían observables en algunas texturas reliquias; es decir, a escala microscópica. Desafortunadamente, las observaciones petrográficas efectuadas hasta los momentos no han sido tructíferas al tratar de reconocer el plegamiento f_1 .

El enmascaramiento de los pliegues f_1 a todas las escalas, es debido a las relaciones geométricas que ellos guardan con los pliegues originados en la fase de deformación siguiente (f_2). En efecto, como S_1 y S_2 son dos foliaciones paralelas a los planos axiales de los pliegues f_1 y f_2 respectivamente, y dado que S_1 y S_2 fueron a su vez paralelas entre sí, se deduce inmediatamente que f_1 y f_2 fueron dos pliegues isoclinales coplanares y coaxiales (Fig. 15). Los pliegues f_1 y f_2 , a consecuencia de ser mutuamente coplanares y coaxiales, producen una figura o patrón de interferencia del tipo "O" ($\alpha = 0^\circ$; $\beta = 90^\circ$) de RAMSAY (1967, p. 531), y por ello los pliegues f_1 son completamente indistinguibles de f_2 . Los pliegues f_1 sólo podrían identificarse en aquellos casos en que sus ápices hayan quedado preservados como texturas helicíticas en el interior de algunos porfidoblastos, de manera que fuesen protegidos de la deformación y la recristalización subsecuente. En los limbos de las estructuras, como puede apreciarse en la Fig. 15, los pliegues f_1 y f_2 son absolutamente indiferenciables.

En el área de Paria-Araya y Margarita, VIGNALI (1972, 1979) ha reconocido tres generaciones de plegamiento superpuestas, a las cuales ha designado como f_3 , f_2 y f_1 en orden de antigüedad. Los pliegues f_3 y f_2 descritos por dicho autor, son equivalentes a los pliegues f_3 y f_2 señalados en nuestro análisis.

El plegamiento que VIGNALI (1972, 1979) denomina como f_1 no ha sido observado en la región cubierta, y es indudable que no corresponde con la generación de plegamiento que aquí hemos llamado f_1 . Los pliegues que VIGNALI (*ibid.*) ha denominado como f_1 , poseen sus planos axiales paralelos a la envolvente de los pliegues f_2 (VIGNALI, 1979, Fig. 2), y por ello los ejes y planos axiales de los pliegues f_1 y f_2 son mutuamente perpendiculares. De hecho, esos pliegues f_1 se observan cuando se hacen secciones paralelas a los planos axiales de los pliegues

f_2 (VIGNALI, 1979, p. 45). Los pliegues que en este trabajo hemos señalado como f_1 poseen sus ejes y planos axiales paralelos a los pliegues f_2 (Fig. 15); por lo tanto, no corresponden a VIGNALI (*ibid.*) ha llamado r_1 .

Segunda fase de plegamiento (f_2)

La generación de plegamiento más antigua que se ha reconocido mesoscópicamente, está asociada a los pliegues f_2 . El plegamiento f_2 ha sido observado en todos los tipos litológicos existentes en la región, aunque suele manifestarse con mayor claridad en aquellas secuencias esquistosas en que alternan distintas litologías. También se halla muy bien desarrollado en las rocas calcáreas bandeadas, como por ejemplo en ciertos mármoles y esquistos calcáreos. En las rocas masivas, por el contrario, la homogeneidad textural lo hace imperceptible mesoscópicamente.

La gran mayoría de los pliegues microscópicos observados en las secciones finas pertenecen a esta generación de plegamiento, incluyendo muchas superficies plegadas que aparecen como texturas helicíticas en poiquiloblastos de albita posttectónicos con respecto a S_2 .

Los pliegues originados durante esta fase de deformación (f_2), se caracterizan por ser isoclinales y con planos axiales paralelos a la foliación regional desarrollada durante el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes (S_2) (Fig. 15). Los pliegues de esta generación poseen ángulos interlimbares variables entre 35° y 0° ; en este último caso presentarán sus flancos yuxtapuestos. Además, los pliegues f_2 poseen isógonas paralelas o débilmente divergentes, por lo que pueden pertenecer a la clase 2 y, más comúnmente, a la clase 3 de RAMSAY (1967). En ellos hay un engrosamiento en las partes apicales de los pliegues y un adelgazamiento en los espesores de los flancos. En base a las características citadas se deduce que son pliegues formados por flexión por flujo, requiriéndose, para su génesis, de presiones confinantes y temperaturas relativamente elevadas.

Como se dijo anteriormente, la foliación regional (S_2) es paralela a los planos axiales de los pliegues de esta generación (f_2) y normalmente corta los ápices de dichos pliegues. De ello se ha concluido que los pliegues en cuestión representan la deformación asociada a la aparición de la foliación S_2 y, por lo tanto, reflejan la fase sintectónica de la deformación relacionada con el evento metamórfico más reciente, en la facies de los esquistos verdes.

Simultáneamente con el plegamiento f_2 se generaron algunas otras estructuras importantes, principalmente la transposición y los budines.

La transposición es una estructura que ha sido observada en gran cantidad de afloramientos, pero su mejor y más claro desarrollo se aprecia en aquellas secuencias en que se intercalan litologías de diferente competencia, especialmente mármoles y "capas" delgadas de anfíbolitas, o distintos tipos de rocas metapelíticas.

El origen de la transposición está relacionado con la aparición de los pliegues isoclinales f_2 . Cuando los flancos de dichos pliegues se adelgazan progresivamente pueden llegar a la ruptura, la cual se produce a lo largo de superficies paralelas a los planos axiales de los pliegues asociados. Como consecuencia de la transposición, los flancos de los pliegues f_2 dan la impresión de ser "capas" paralelas a la foliación regional. Este fenómeno ha sido observado en el área de Araya-Paria por VIGNALI (1979), quien vio en él una de las causas de la pseudostratificación.

La otra estructura relacionada con la fase de deformación que produjo los pliegues f_2 , son los budines. A escala mesoscópica se puede apreciar que los budines están constituidos generalmente por anfíbolitas embebidas en rocas de menor competencia, tales como esquistos cuarzo micáceos, esquistos calcáreos y mármoles. El desarrollo más conspicuo de la estructura se observa en los afloramientos de mármoles y anfíbolitas que se hallan en la costa de Chichiriviche.

Las dimensiones de los ejes mayores de los budines individuales varían entre unos pocos centímetros y varios metros de longitud, aunque es probable que ciertos cuerpos de anfíbolitas de mayor tamaño también puedan ser el producto de esta estructura (megabudines). Los budines, como era de esperarse, muestran su elongación y sus ejes orientados paralelamente a los planos de la foliación regional (S_2).

En muchos casos aparecen cuerpos elipsoidales de anfíbolitas y serpentinitas embebidos en distintas litologías, que no pueden ser considerados como budines ya que se hallan completamente aislados e inconexos. Por el contrario, estos cuerpos parecen corresponder a bloques que han sido emplazados y mezclados caóticamente con la secuencia metasedimentaria que los rodea, por procesos tectónicos, tal como ocurre en los "melanges".

Cuando los budines de anfíbolitas pueden ser indudablemente reconocidos e identificados como tales, ocurre otro hecho significativo: al relacionar los diferentes budines individuales, éstos definen cuerpos mayores, pero nunca mantos o "capas" extensos. Esto sugiere que muchas anfíbolitas fueron emplazadas tectónicamente como grandes bloques, y luego, durante la deformación que originó los pliegues f_2 , tales bloques fueron segmentados en unidades de menor tamaño por un proceso de budinaje.

Todos los elementos geométricos de los pliegues f_2 y todas las estructuras formadas contemporáneamente con ellos, se hallan deformados por el plegamiento posterior sobrepuesto (f_3). En consecuencia, la forma y orientación de sus ejes y planos axiales depende de la geometría del plegamiento posterior.

Las rocas que componen la unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos y las rocas de la napa Tacagua no poseen, como se señaló anteriormente, ninguna evidencia que sugiera que fueron afectados por la fase de deformación f_1 ; sin embargo, ambas unidades muestran claramente los efectos del plegamiento f_2 . Una conclusión elemental es, pues, que

ambos grupos de rocas fueron involucrados en el cinturón tectónico post f_1 y pre f_2 , probablemente en las fases iniciales de este último.

Tercera fase de plegamiento (f_3)

La generación más joven de plegamiento de la que se tienen evidencias mesoscópicas, ha sido denominada f_3 . Esta fase de plegamiento se presenta en casi todos los tipos de rocas, aunque la intensidad del plegamiento varía de acuerdo con la competencia del material deformado. Los esquistos cuarzo muscovíticos y algunas filitas grafitosas, por ejemplo, suelen mostrar un desarrollo profuso de pliegues de esta generación, mientras que, para una misma amplitud, la longitud de onda aumenta en secuencias cuarcíticas, gnéissicas o en rocas metabásicas.

Los pliegues f_3 pueden reconocerse porque deforman a la foliación regional (S_2) y a los planos axiales, los ejes y la geometría de los pliegues de las generaciones anteriores.

Las características geométricas de los pliegues f_3 son variables. Muchos de los pliegues mesoscópicos pertenecientes a esta generación poseen ángulos interlimbares entre 70° y 110° , correspondiendo a pliegues abiertos. En ellos, el espesor ortogonal se mantiene a lo largo del pliegue y las isógonas son convergentes, por lo que pertenecen a la clase 1B ó 1C de RAMSAY (1967).

A diferencia de los anteriores, otros pliegues mesoscópicos pertenecientes a esta generación (f_3) poseen ángulos interlimbares mucho menores, entre 30° y 0° , por lo que se les denominaría desde muy cerrados a isoclinales. En este tipo de pliegues, el espesor de los intervalos deformados y el comportamiento de las isógonas indican que corresponden a la clase 1C ó 2 de RAMSAY (1967).

Aunque las características de la zona estudiada impiden que hayan extensas secciones expuestas, en algunos afloramientos se han podido observar grandes pliegues, con longitudes de onda superiores a los 10 m y amplitudes en el orden de 20 m o más. Estos pliegues deforman a la foliación y, por ser cerrados o casi isoclinales, son comparables al segundo tipo de pliegues f_3 descrito.

En general los pliegues de esta generación poseen planos axiales inclinados, cuyos rumbos, muy variables, oscilan entre N10E y EW o entre N10W y N57W. Variaciones de esta magnitud sólo pueden ser atribuidas al fallamiento o a un plegamiento posterior del cual las evidencias no son definitivas.

Las observaciones de campo han indicado que los planos axiales de los pliegues f_3 guardan una relación angular con los planos axiales de los pliegues de la generación anterior (f_2)—y por lo tanto con la foliación regional (S_2)—aunque usualmente poseen rumbos similares (véase la Fig. 15). Relaciones análogas entre pliegues equivalentes han sido descritas con anterioridad por VIGNALI (1979) en el área de Paria-Araya e isla de Margarita.

Los pliegues f_3 también tienen expresión a escala microscópica. En numerosas secciones finas de esquistos micáceos la esquistosidad (S_2), definida por la textura lepidoblástica de la muscovita, se halla intensamente deformada por un plegamiento de características idénticas a las señaladas en los párrafos precedentes. En algunos casos pueden aparecer, como estructuras asociadas a estos pliegues, el clivaje de fractura y el clivaje crenulado diferenciado (S_3). Estas estructuras definen superficies poco penetrativas, que guardan relaciones angulares con la esquistosidad y son concordantes con los planos axiales de los pliegues asociados (f_3).

El clivaje de fractura, el más común, pasa a formar clivaje crenulado diferenciado por recristalización incipiente de la muscovita y el cuarzo a lo largo de las fracturas aparecidas.

La fase de deformación asociada a los pliegues f_3 ocurrió, como es obvio, luego que se había implantado la foliación regional (S_2), y por ende es postmetamórfica. No obstante, la recristalización incipiente que acompañó a este período de deformación, sugiere que se trata de una fase posttectónica muy tardía del evento metamórfico en la facies de los esquistos verdes.

Al analizar en detalle las implicaciones de la napa de Tacagua se pueden plantear algunas ideas interesantes. Como se indicó anteriormente, la napa de Tacagua fue involucrada en el cinturón tectónico post f_1 y pre f_2 , ya que no fue afectada por el metamorfismo de alta relación P/T, pero sí lo fue por el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes. Además, como se señaló al discutir los aspectos relativos al metamorfismo en la facies de los esquistos verdes, las rocas que componen la napa de Tacagua pertenecen a la zona de la clorita, y en muchos casos están en contacto con unidades correspondientes a la zona de biotita (o de la biotita-granate) sin la aparición entre ambas de la zona de la clorita-granate. Ello evidencia que la napa de Tacagua sufrió desplazamientos post-metamórficos, de manera que la zonación metamórfica original fue alterada. Como la fase de deformación post-metamórfica más intensa que se conoce corresponde al plegamiento f_3 , y como posteriormente a ello no parece haber habido otra fase capaz de producir corrimientos importantes, consideramos que los últimos desplazamientos de la napa de Tacagua ocurrieron contemporáneamente con la fase de deformación f_3 .

Finalmente entonces, puede indicarse que el emplazamiento de la napa de Tacagua comenzó post f_1 y pre f_2 , probablemente en los inicios de esta última, y concluyó durante la fase f_3 . En ese intervalo, por supuesto, los movimientos de la napa pudieron haber ocurrido espasmódicamente o en forma continua durante algunos lapsos. Por otra parte, la conclusión señalada y las mismas características de la deformación f_3 , sugieren que durante esta fase de deformación ocurrieron intensos corrimientos en dirección norte-sur.

Cuarta fase de plegamiento (f_4)

Como puede observarse en el mapa geológico que acompaña al trabajo, los cambios sistemáticos en el sentido del bu-

zamiento de la foliación han permitido inferir la existencia de un plegamiento suave a gran escala. Estos pliegues, que pueden ser denominados como antiformes y sinformes en foliación, poseen ejes con declive escaso o nulo, mientras que las trazas de los planos axiales siguen un rumbo aproximado entre N70E y EW.

En vista que estos pliegues no pueden ser determinados por observación directa, y dado que las mediciones de los pliegues mesoscópicos f_3 no son estadísticamente significativas por su alta variabilidad, no es posible, en las condiciones actuales, establecer las relaciones existentes entre los pliegues f_3 y los antiformes y sinformes en foliación. Sin embargo, la gran diferencia entre el estilo de ambos pliegues hace suponer que los antiformes y sinformes en foliación reflejan una fase de deformación independiente y más joven que los pliegues f_3 , ocurrida postmetamórficamente. Como es lógico, esto no pasa de ser una interpretación razonable urgida de demostración.

Fallamiento

Las observaciones de campo y la fotointerpretación de la zona permitieron definir algunos de los sistemas de fallas presentes en la región. No obstante, dado que las fallas de gran extensión no suelen mostrar planos bien definidos a nivel de afloramiento, no fue posible determinar la geometría y el movimiento relativo de muchas estructuras.

En base a la orientación geográfica que presentan las trazas de los planos de fallas, se pueden discriminar tres patrones:

a) con rumbo EW; b) con rumbo N10-60W; y c) con rumbo N40-70E.

Al observar las relaciones entre los patrones de fallamiento resalta, a escala regional, la cuasi perpendicularidad entre los dos últimos de los sistemas mencionados. A consecuencia de esto, las fracturas definen un denso reticulado de bloques romboédricos—cada uno de ellos limitado por fallas con rumbo NW y por fallas con rumbo NE— cuya elongación es concordante con la orientación del sistema montañoso.

Fallas con trazas de rumbo E-W:

En el área estudiada las fallas pertenecientes a este patrón son escasas, habiéndose determinado una al sur de Mamo y Punta Arrecifes que se conoce como la falla de Las Pailas. En las cercanías del plano de falla se han podido observar brechas y cambios bruscos en la orientación de la foliación, índices ambos de perturbación tectónica. La traza del plano de falla es básicamente rectilínea, con un pequeño cambio de rumbo en las cercanías de la quebrada Tacagua; por lo que dicho plano ha de ser vertical o subvertical en la superficie. DENG (1951) señala que en la quebrada Las Pailas el plano de falla tiene un buzamiento de 60° al norte, lo que sugiere que éste determina una superficie débilmente alabeada a lo largo del rumbo.

A escala regional las fallas con rumbo EW son las que poseen mayor extensión y, en muchos casos, mejor expresión superficial, tal como ocurre en las zonas de fallas de Macuto

y de La Victoria (MENENDEZ, 1966; WEHRMANN, 1972). Por lo general sus trazas son rectilíneas, extensas y paralelas al eje del sistema montañoso, con evidencias de actividad relativamente reciente.

Más hacia el sur existen otras fallas que, si bien poseen trazas orientadas en dirección EW, presentan propiedades y características geométricas muy diferentes a las indicadas previamente. Son éstas, fallas con trazas sinuosas e irregulares, en ocasiones poco evidentes, cuyos planos varían desde subhorizontales o con ángulos bajos hasta casi verticales. Algunas de estas fallas limitan unidades litotectónicas características, como ocurre con las fallas de Agua Fría y Cantagallo que marcan respectivamente los límites norte y sur del bloque de Villa de Cura (MENENDEZ, 1966). Este grupo de estructuras son, al parecer, inversas, y no se conocen evidencias de actividad reciente a lo largo de ellas.

Como conclusión puede indicarse que en el sector central de la Cordillera de la Costa, existen al menos dos generaciones de fallas cuyas trazas poseen rumbos aproximados en dirección EW. La más antigua de ellas está constituida por fallas de corrimiento, y la más reciente por fallas con planos prácticamente verticales cuya componente más resaltante es de tipo gravitacional, aunque es muy probable que también posean una componente de transcurrencia de magnitud desconocida.

En la región de Araya-Paria e Isla de Margarita, SCHUBERT (1972), SEIJAS (1972) y VIGNALI (1979) han descrito un patrón análogo de fallas longitudinales. También en esa área se pueden discriminar, como mínimo, dos generaciones de fallas con rumbo EW, e incluso, según algunas interpretaciones, pueden llegar hasta tres (VIGNALI, 1979).

En esa zona las fallas inversas están representadas, entre otras, por el sistema de fallas de San Juan de las Galdonas, las que, según VIGNALI (1979), han sido originadas por movimientos compresionales que actuaron en dirección N10W durante el Eoceno.

La generación más reciente de fallas longitudinales reconocida en Araya y Paria está constituida por el sistema de fallas de El Pilar, de edad Pleistocena (VIGNALI, 1979). En cuanto al movimiento asociado a este grupo de fallas existen dos criterios antagónicos. Para algunos autores las estructuras poseen una fuerte componente en dirección del rumbo, tratándose, esencialmente, de fallas transcurrentes dextrales (METZ, 1968; MURANY, 1972). Otros autores, por el contrario, las interpretan como estructuras cuya componente principal del movimiento es vertical, tratándose, en este caso, de fallas fundamentalmente normales (PETER, 1972; SEIJAS, 1972; VIGNALI, 1979).

Fallas con trazas de rumbo N10 - 60W:

En la zona estudiada se han podido determinar numerosas estructuras pertenecientes a este sistema. Algunas, como las fallas de Tacagua, Ocumarito, San Mateo, quebrada Tamaira y otras, poseen una expresión topográfica clara y evidente acompañada por la aparición de brechas y cambios bruscos en la orientación de la foliación.

Este patrón de fallas se caracteriza por mostrar estructuras con trazas rectilíneas, de extensión muy variable, que guardan un marcado paralelismo entre sí. Estas y otras observaciones de campo hacen pensar que son fallas con planos prácticamente verticales y, probablemente, con una componente significativa del movimiento a lo largo del rumbo. Aparentemente cortan a los demás patrones de fallas existentes, lo que pudiera indicar que constituyen el sistema de fallas más reciente que afectó la región.

La falla de Tacagua, la más importante de las que componen el sistema en el área estudiada, separa unidades litológicas muy diferentes (véase el mapa geológico anexo). AGUERREVERE (1972) ha presentado un mapa en el que muestra la topografía submarina al norte de La Guaira. En él se observan dos fosas alineadas que el autor asocia a fallas activas, las cuales, probablemente, son la continuación en el mar de la falla de Tacagua. Según RIAL (1978), el sismo ocurrido en julio de 1967 se produjo por la ruptura a lo largo de un conjunto de planos de falla con orientación N10W y con movimientos transcurrentes sinestrales. Este conjunto de planos corresponde, de acuerdo a dicho autor, al sistema de fallas de Tacagua.

Al este del área estudiada y fuera de ella, se encuentran otras fallas orientadas en dirección N10-60W y por ende pertenecientes al mismo sistema. La de mayor relevancia tal vez sea la falla de Chacaito, la cual, según AGUERREVERE (1972), puede estar asociada a sismos ocurridos en 1812 y 1968.

En la región de Paria y Araya, SEIJAS (1972) y VIGNALI (1979) señalan la existencia de un patrón de fallas transversales comparable, a nuestro entender, con el descrito previamente para el sector norcentral de la Cordillera de la Costa. De acuerdo a VIGNALI (1979), estas fallas son muy numerosas y fácilmente identificables porque la componente horizontal de su movimiento produce desplazamientos de "las capas", afectando, de igual forma, a las fallas longitudinales. Según el mismo autor, estas fracturas son las responsables, en parte, de los movimientos recientes en la región, así como de las emanaciones sulfurosas de El Pilar, y deben haberse producido por esfuerzos tensionales de edad entre Mioceno y Reciente.

Fallas con trazas de rumbo N40 - 70E:

En el área cubierta se han identificado estructuras pertenecientes a este patrón en las quebradas Picure y Santiaguillo, en el alto Cuparal y en las vecindades de Chichiriviche. Como puede apreciarse en el mapa anexo, estas estructuras, al igual que los otros sistemas de fallas definidos, presentan trazas aproximadamente rectilíneas aunque de poca extensión comparativamente.

WEHRMANN (1972) denomina como fallas oblicuas a las estructuras orientadas en dirección NE, a las cuales asocia componentes del movimiento tanto en sentido vertical, bien sea de gravedad o corrimiento, como horizontal de tipo sinetral. Estructuras de orientación similar han sido descritas por VIGNALI (1979) en la región de Paria-Araya, aunque dicho autor las trata conjuntamente con aquéllas orientadas en dirección NW.

Existe discrepancia en cuanto a la edad asignada por los dos autores citados a este patrón de fallamiento. WEHRMANN (1972) lo considera como el sistema de fallas más antiguo, generado por esfuerzos compresivos en dirección N10-40W a comienzos de la orogénesis andina. VIGNALI (1979), por su parte, lo asocia a esfuerzos tensionales, en dirección NE-SW, de edad entre Mioceno y Reciente.

Relación entre los patrones de fallas y otras estructuras de deformación:

Como puede haberse notado en los párrafos anteriores, los conocimientos que se poseen en relación a los diversos sistemas de fallas son de valor muy limitado para intentar cualquier interpretación consistente. Sin embargo, y de manera por demás superficial, pueden señalarse algunas conclusiones bastante obvias.

El sistema de fallas más antiguo reconocido hasta los momentos, corresponde a las fallas longitudinales inversas o de corrimiento. En base a sus características, resalta el hecho de que son estructuras postmetamórficas; además, suelen presentar planos aproximadamente concordantes con el rumbo de la foliación regional (S_2), lo que sugiere que están relacionadas con la fase de deformación que produjo los pliegues f_3 . En esta fase de plegamiento, como se indicó previamente, la mecánica de la deformación pudo permitir el desarrollo de intensos corrimientos en dirección norte-sur, entre ellos los últimos desplazamientos de la napa de Tacagua.

No cabe duda, por otra parte, que los otros conjuntos de fallas, es decir, la segunda generación de fallas con rumbo EW, las fallas transversales y las oblicuas, son el producto de tectonismo relativamente reciente, y no parecen estar relacionadas con los principales períodos de deformación que han afectado el sistema montañoso. En todo caso, estos patrones parecen ser el producto del marco tectónico imperante a partir del Mioceno.

La Fig. 16 resume las fases de deformación conocidas y las principales estructuras generadas en ellas.

FIG. 16 RELACION ENTRE LAS FASES DE DEFORMACION CONOCIDAS Y LAS ESTRUCTURAS GENERADAS EN CADA UNA DE ELLAS

ESTRUCTURAS ASOCIADAS	I ^o METAMORFISMO		II ^o METAMORFISMO		POSMETAMORFISMO
	PRIMERA FASE DE DEFORMACION	SEGUNDA FASE DE DEFORMACION	TERCERA FASE DE DEFORMACION	CUARTA FASE DE DEFORMACION	FASE DE DEFORMACION
PLIEGUES	f_1 PROBABLEMENTE PLIEGUES ISOCLINALES CON LA FOLIACION (S_1) AXIAL	f_2 PLIEGUES ISOCLINALES CON FOLIACION (S_2) AXIAL. PROBABLEMENTE COPLANARES Y COAXIALES CON f_1 .	f_3 PLIEGUES VARIABLES EN TENDENCIA ABIERTOS E ISOCLINALES QUE TIENEN EXISTENCIA MICROSCOPICA Y MEGASCOPICA		FORMACION DE PLIEGUES ABIERTOS, SUAVES Y DE GRAN LONGITUD DE ONDA (ANTI-FORMES Y SINFORMES EN FOLIACION P).
ESTRUCTURAS PLANARES	S_1 FOLIACION DESARROLLADA POR EL METAMORFISMO DE ALTA RELACION P/T. POSIBILMENTE SI FUE UNA FABRICA POCO PENETRATIVA A ESCALA REGIONAL.	S_2 FOLIACION REGIONAL DESARROLLADA POR EL METAMORFISMO DE INTERMEDIA P/T. ES LA SUPERFICIE PLANAR EVIDENTE A ESCALA REGIONAL.	S_3 SUPERFICIES NO PENETRATIVAS, BASICAMENTE CLIVAJE CRENLADO DIFERENCIAL, AMBOS LATERALIZADOS.		NINGUNA CONOCIDA
OTRAS ESTRUCTURAS	DESARROLLO DE CORRIMIENTOS A GRAN ESCALA ASOCIADOS A PLIEGUES ISOCLINALES (f_1).	DESARROLLO DE RUJINES Y DE ESTRUCTURAS TRAMPUESTAS. REACTIVACION DE LOS CORRIMIENTOS EN DIRECCION NORTE-SUR SOBRE FALLAS DE RUMBO E-W	FASE FINAL DE CORRIMIENTOS EN DIRECCION NORTE-SUR		FALLAMIENTO INTENSO A LO LARGO DE PLANOS ESENCIALMENTE VERTICALES. APARICION DE FALLAS LONGITUDINALES, TRANSVERSALES Y OBLICUAS

RELACIONES TEMPORALES ENTRE LA CRISTALIZACION DE ALGUNOS MINERALES METAMORFICOS Y LAS FASES DE DEFORMACION

Esquistos Pelíticos y Semipelíticos

Los esquistos pelíticos y semipelíticos poseen una foliación mesoscópica fuertemente desarrollada (esquistosidad), la cual es paralela a los planos axiales de los pliegues f_2 . La asociación mineralógica que define esta foliación (S_2), pertenece al metamorfismo en la facies de los esquistos verdes, y está constituida por láminas de muscovita y clorita, así como granos elongados de cuarzo, que cristalizaron sintectónicamente con la deformación f_2 .

La foliación generada durante el metamorfismo de alta relación P/T (S_1) — asociada al plegamiento f_1 — se ha conservado como reliquias en casos relativamente raros. En algunos esquistos semipelíticos en los que aún existe el glaucofano, la orientación de éste ha sido interpretada como indicatriz de la foliación S_1 . Los cristales de glaucofano en estas rocas se hallan orientados paralelamente a la muscovita y a la clorita, por lo que, no obstante que pudieron haber sufrido rotaciones de pequeña magnitud, es posible que ambas foliaciones (S_1 y S_2) hayan sido aproximadamente paralelas. Independientemente de ello, no cabe duda que el glaucofano es pre-tectónico con respecto a la deformación f_2 y, muy probablemente, fue sintectónico con la fase de deformación f_1 , puesto que ella estuvo relacionada con el metamorfismo de alta relación P/T y con el desarrollo de la foliación S_1 .

En los esquistos pelíticos y semipelíticos los porfidoblastos de albita suelen mostrar texturas helicíticas, las cuales están definidas por inclusiones orientadas de muscovita, clorita, epidoto, etc. En la mayoría de los casos el patrón de inclusiones (S_i) es paralelo a la foliación externa a los porfidoblastos (S_e), lo que sugiere el crecimiento post-tectónico de la albita en relación a la deformación f_2 .

Algunos porfidoblastos de albita muestran dos etapas de crecimiento. En la parte interna de los cristales aparece un patrón de inclusiones orientadas compuestas por grafito (S_i), mientras que el borde externo se halla exento de ellas. Este último parece ser post-tectónico con respecto a la deformación f_2 , y la parte central de los porfidoblastos pudo haber crecido sintectónicamente con ella. Siendo así, es posible que la lineación de las inclusiones (S_i) represente la foliación del metamorfismo de alta relación P/T (S_1) conservada como texturas helicíticas en los núcleos de los porfidoblastos.

En las rocas pelíticas y semipelíticas, los porfidoblastos de granate muestran crecimientos sintectónicos o post-tectónicos con respecto a la deformación f_2 y al metamorfismo en la facies de los esquistos verdes. Los granates sintectónicos pueden ser identificados por la presencia de texturas de "bola de nieve" con inclusiones de cuarzo o grafito; por la presencia de inclusiones de cuarzo, alineadas en forma de espirales, en grana-

tes con sombras de presión ocupadas por cuarzo (Fig. 17) y por la aparición de espirales dobles de grafito (Fig. 18). La cristalización post-tectónica de ciertos granates se puede establecer por la presencia de texturas esqueletales con numerosas inclusiones irregulares de cuarzo (Fig. 19).

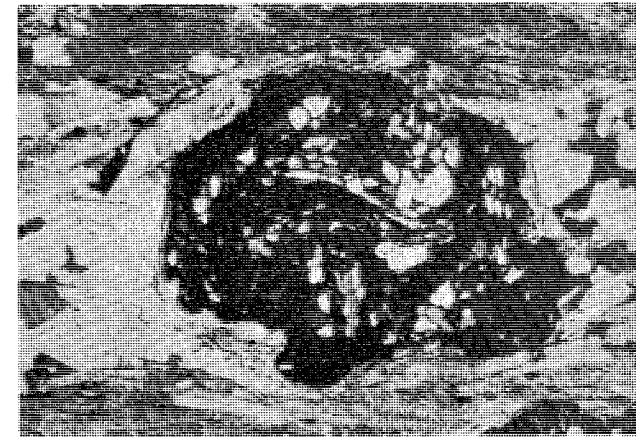


Fig. 17 Esquisto cuarzo muscovítico granatífero. Porfidoblasto de granate sintectónico con respecto a la foliación S_2 . El granate posee inclusiones de cuarzo alineadas en forma de espiral, así como sombras de presión a ambos lados del porfidoblasto. La longitud del campo equivale a 4,6 mm.

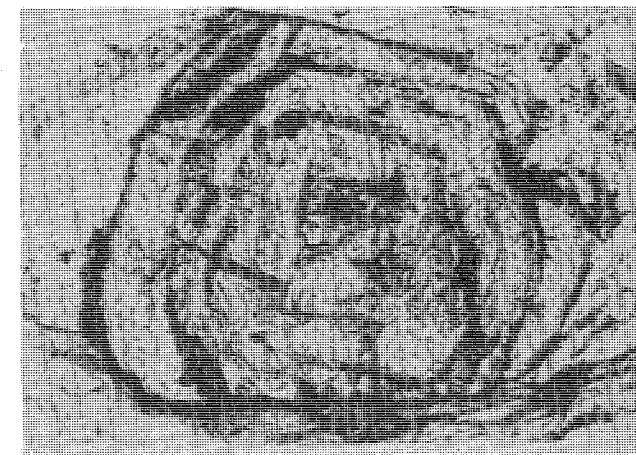


Fig. 18 Esquisto cuarzo muscovítico granatífero. Porfidoblasto de granate con inclusiones de grafito. La geometría de las inclusiones es el resultado de espirales dobles, sugiriendo la cristalización sintectónica del granate con respecto a S_2 . La longitud del campo equivale a 0,82 mm.



Fig. 19 Esquisto cuarzo muscovítico granatífero. Porfidoblasto de granate con numerosas inclusiones de cuarzo y textura esqueletal. La textura indica la cristalización post-tectónica del granate con respecto a S_2 .

En algunos esquistos pelíticos muy micáceos se observan clivajes crenulados de fractura y clivajes crenulados diferenciales. Estas estructuras pueden generar una superficie o foliación poco penetrativa (S_3) orientada paralelamente a los planos axiales de los pliegues f_3 . Como la muscovita se orienta en ocasiones a lo largo de S_3 , es obvio que su recrystalización está asociada a la deformación f_3 . De igual forma, la aparición de clorita retrógrada del granate puede estar relacionada con la misma fase de deformación.

Esquistos Albíticos Epidóticos Actinolíticos

En los esquistos albíticos epidóticos actinolíticos se observan pequeños cristales aciculares de actinolita, cristales columnares de epidoto/zoisita y láminas de clorita dispuestos paralelamente a la esquistosidad S_2 . Estos minerales, relacionados con el metamorfismo de la facies de los esquistos verdes, son, por lo tanto, sintectónicos con la deformación f_2 .

La albita ocurre como porfidoblastos en los cuales son comunes las texturas helicíticas definidas por inclusiones de actinolita, epidoto y zoisita principalmente. El patrón de inclusiones (S_i) es por lo general rectilíneo, además de ser continuo y paralelo con la foliación externa a los porfidoblastos (S_e). Estas relaciones texturales indican que la albita ha cristalizado post-tectónicamente con respecto a la deformación f_2 . En algunas secciones de estas rocas, la orientación de las inclusiones en el interior de los porfidoblastos de albita (S_i), fundamentalmente rectilíneas, guarda relaciones angulares con S_e , sugiriendo rotaciones de los porfidoblastos luego del crecimiento.

Rocas Anfibolíticas

Las rocas anfibolíticas tienen una historia polimetamórfica compleja, de manera que para simplificar la descripción hemos de referirnos a texturas índices de cristalización pre, sin y post-tectónica con respecto a la deformación (f_2) que desarrolló la foliación S_2 durante el metamorfismo de la facies de los esquistos verdes.

En ocasiones las anfibolitas muestran una foliación nematoblástica (S_2) definida por minerales de la facies de los esquistos verdes, tales como actinolita, epidoto/zoisita, muscovita y clorita. Estos minerales, por lo tanto, han de ser sintectónicos con la deformación f_2 .

El glaucofano y la omfacita son minerales reliquias del metamorfismo de alta relación P/T que han persistido como asociaciones en desequilibrio en compañía de la mineralogía de los esquistos verdes. Por ello, estos minerales son pre-tectónicos con respecto a la deformación f_2 y sintectónicos con la primera fase de deformación (f_1).

En algunas anfibolitas en las que el glaucofano es abundante y la actinolita extremadamente rara, el glaucofano define una burda foliación nematoblástica. Tal foliación corresponde a S_1 y, dado que se formó durante el metamorfismo en la facies de los esquistos glaucofánicos, ha de estar relacionada con la deformación f_1 . En las anfibolitas en que tanto el glau-

cofano como la actinolita son abundantes, ambos anfíboles poseen sus ejes de máxima elongación dispuestos paralelamente. Cuando los anfíboles se presentan zonados, el borde periférico de actinolita ha crecido homoaxialmente con el núcleo de glaucofano. Estas evidencias sugieren que en las anfibolitas, al igual que en otros grupos de rocas, las dos foliaciones (S_1 y S_2) han sido aproximadamente paralelas.

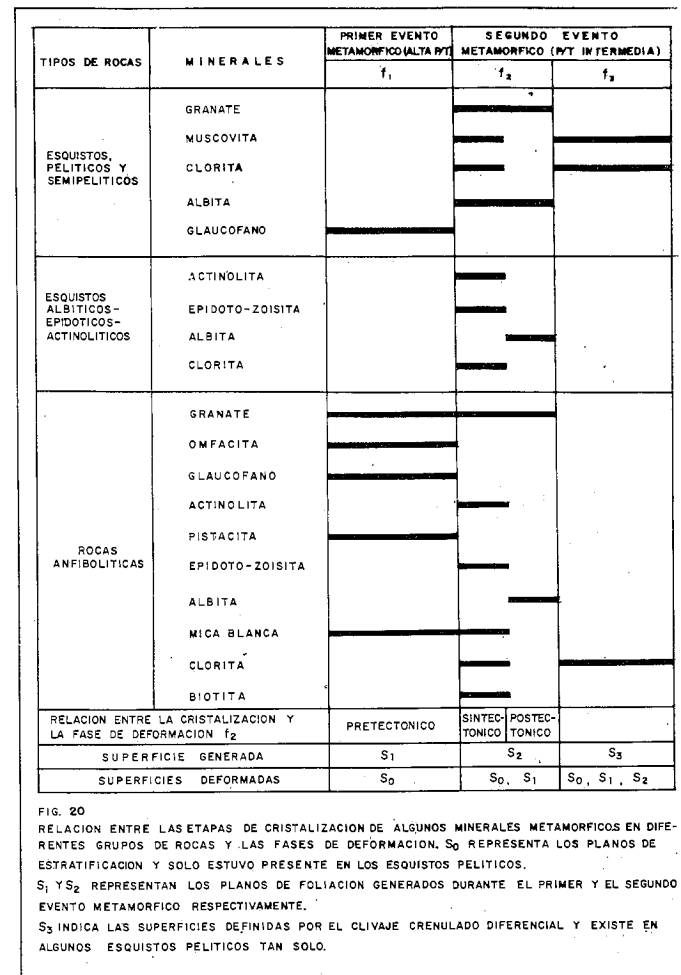
Los porfidoblastos de granate evidencian cristalización pre, sin y postectónica con respecto a la deformación f_2 , y por ende con respecto al metamorfismo en la facies de los esquistos verdes. Los granates sintectónicos se reconocen por la textura de "bola de nieve". En ella un patrón sinuoso de inclusiones (S_1), compuesto por actinolita, epidoto/zoisita y cuarzo, continúa, fuera de los porfidoblastos, a través de las sombras de presión en donde determina la foliación de la roca (S_2). En algunos cristales de granate que muestran dos fases de crecimiento, el núcleo posee textura de "bola de nieve", índice de su cristalización sintectónica con la deformación f_2 ; el borde, libre de inclusiones, ha de interpretarse entonces como postectónico con dicha deformación.

Los granates preectónicos deben ser identificados por sus relaciones con los minerales característicos del metamorfismo de alta relación P/T, y por ello no siempre pueden encontrarse evidencias petrográficas concluyentes. En algunas secciones finas hay evidencias indudables de granates preectónicos con respecto al metamorfismo de los esquistos verdes (S_2). En ellas, pequeños granates están incluidos en cristales de glaucofano que muestran bordes de alteración en actinolita; tales granates deben haberse formado previa o simultáneamente con el glaucofano, y por lo tanto son preectónicos al metamorfismo de la facies de los esquistos verdes. Las texturas frecuentes en los granates preectónicos son: patrones de inclusiones (S_1) extremadamente finas que no tienen ninguna relación con S_2 ; fracturas perpendiculares a la foliación S_2 ; porfidoblastos despedazados y sombras de presión alrededor de granates que no muestran texturas rotacionales sintectónicas con f_2 .

En las anfibolitas la albita aparece como porfidoblastos relativamente pequeños, en los que las inclusiones de actinolita, esfena y epidoto se disponen en patrones rectilíneos (S_1) paralelos y continuos con S_2 (texturas helicíticas). Estas relaciones texturales sugieren la cristalización postectónica de la albita con respecto a la deformación f_2 .

En algunas anfibolitas los porfidoblastos de granate muestran alteraciones retrógradas a clorita. La cloritización de los granates es muy variable aún en una misma sección fina: pueden encontrarse algunos cristales completamente reemplazados por clorita y otros intactos, sin ninguna alteración. La clorita en los pseudomorfo se presenta como cristales escamosos, dispuestos en rosetas o en un mosaico caótico en el que los cristales individuales no tienen ninguna orientación predominante. Esto sugiere que la cloritización no ocurrió antes o durante la deformación f_2 y, por lo tanto, debe estar relacionada con la deformación f_3 .

La historia de cristalización de los principales minerales metamórficos y sus relaciones con las fases de deformación conocidas, han sido resumidas en la Fig. 20.



MODELO DE TECTONICA DE PLACAS PARA LA EVOLUCION DEL CINTURON TECTONICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

En los últimos años han sido numerosos los trabajos referentes a la evolución tectónica del área del Caribe. Los más recientes son, al parecer, los de DONNELLY (1975), LADD (1976), MATTSON (1977), BURKE *et al.* (1978), BURKE y DEWEY (1980), DONNELLY (1980). Sin embargo, la evolución del Sistema Montañoso del Caribe no ha sido discutida detalladamente por muchos de los autores citados. En este sentido, los trabajos de MARESCH (1974) y MASCLE *et al.* (1979) son, tal vez, los más modernos.

El propósito de nuestra discusión es interpretar la evolución del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa, mediante un modelo de tectónica de placas que considere todos los datos geológicos disponibles. Dicho cinturón constituye la franja septentrional del Sistema montañoso y, para efectos del presente análisis, incluye tanto la Faja de la Cordillera de la Costa (MENENDEZ, 1966) como las unidades metamórficas que afloran en Araya-Paria y Margarita. El modelo pretende, como es obvio, sintetizar la información existente de una forma lógica y coherente, y requerirá de modificaciones sucesivas a medida que se realicen investigaciones adicionales.

Elementos de la Tectónica de Placas

Por lo general, los elementos que son reconocibles en los análisis de la tectónica de placas son: a) el cinturón magmático-formado sobre la zona sísmica de Benioff-, presente tanto en los arcos de islas como en los márgenes continentales "tipo andino". En cada uno de estos marcos tectónicos, el cinturón magmático presentará series de rocas ígneas y características metamórficas distintivas; y b) el complejo de subducción, constituido por grandes cuñas desarrolladas hacia el lado no oceánico de las fosas de subducción y caracterizado por un metamorfismo típico. En el marco del modelo de la tectónica de placas, se requiere que los cinturones magmáticos sean aproximadamente contemporáneos con "melanges" desarrollados sobre la zona de subducción, aunque ambos elementos estén espacialmente separados.

Los Cinturones Mágmaticos

En los arcos de islas, el cinturón magmático está representado por series de rocas volcánicas cuyos caracteres petrológicos varían con la evolución de los arcos (KUNO, 1966; MIYASHIRO, 1972; JAKES y WHITE, 1972; RINGWOOD, 1974). Tales variaciones son ocasionadas por el engrosamiento cortical que ocurre progresivamente en los propios arcos. En la primera etapa del desarrollo, el vulcanismo en los arcos de islas se caracteriza invariablemente por series tholeíticas de arcos de islas, mientras que en los estadios más evolucionados suelen aparecer series calcoalcalinas. En las etapas finales pueden generarse series alcalinas.

En los arcos de islas maduros, tales como el de Japón y Kamchatka, existe una progresión desde series tholeíticas de arco de islas en el frente oceánico, hasta series alcalinas en el lado continental, pasando por series calcoalcalinas que aparecen entre las dos anteriores (KUNO, 1966; JAKES y WHITE, 1969). En los arcos citados, al igual que en otros arcos maduros como los de Indonesia y Kurile, la variación más característica que presentan las series tholeíticas de arcos de islas y las series calcoalcalinas es, manteniendo SiO_2 constante, un incremento en el K_2O a medida que aumenta la profundidad de la zona de Benioff (DICKINSON, 1968; HATHERTON y DICKINSON, 1969). Tal relación provee de un método excelente para definir la polaridad de la subducción.

El cinturón magmático en un margen continental activo ("tipo andino") presenta, esencialmente, vulcanismo con elevadas concentraciones de sílice y con caracteres variables desde calcoalcalinos hasta calcoalcalinos de elevado K o shoshoníticos (JAKES y WHITE, 1972; TALUKDAR, 1973, 1977). En este caso, el cinturón magmático se desarrolla sobre una corteza continental gruesa y evolucionada y, al igual que en las series de arcos de islas, el incremento de K_2O (para una misma concentración de SiO_2) está relacionado con el aumento de la profundidad de la zona de Benioff (LEFEVRE, 1973).

El cinturón magmático en los arcos de islas o en los márgenes continentales activos, también puede ser caracterizado por un complejo volcánico-plutónico cuando los niveles profundos

están expuestos por levantamiento y erosión, siendo los batólitos la fase plutónica del magmatismo en el arco (DICKINSON, 1969, 1970; HAMILTON, 1969a). El complejo volcánico-plutónico en la situación descrita, se halla caracterizado por un metamorfismo con baja relación P/T (MIYASHIRO, 1961, 1973).

Los complejos de subducción

El segundo de los elementos significativos en la tectónica de placas, son los complejos de las zonas de subducción. Tales complejos son conocidos gracias a los estudios realizados en el complejo de subducción Franciscano, California, y en algunos otros expuestos en las cordilleras externas de ciertos arcos volcánicos ("outer arc ridges") existentes en Indonesia (HSU, 1968; HAMILTON, 1969b; HSU y OHRBOM, 1969; BAILEY y BLAKE, 1970; DICKINSON, 1970; ERNST, 1970; PAGE, 1970; WOOD, 1971; HAMILTON, 1979).

El complejo de subducción Franciscano, de edad Mesozoica, se formó como resultado de la subducción de la corteza oceánica de la Placa del Pacífico bajo la corteza continental de la Placa de Norteamérica. En él se expone un caos tectónico, formado esencialmente por sedimentos clásticos, sedimentos pelágicos y rocas de la corteza oceánica y del manto, en un cinturón de 75 Km. de ancho. El complejo consiste de fragmentos lenticulares de todos los tamaños—desde unos pocos milímetros hasta mantos de varios kilómetros de ancho y decenas de kilómetros de largo— embebidos en una matriz de arcillas cizalladas o en pizarras y filitas equivalentes. Los fragmentos incluyen: a) grauvacas de aguas profundas, argilitas y limolitas; b) basaltos almohadillados de aguas profundas asociados a calizas y ftanitas pelágicas; y c) rocas metamórficas afectadas por un proceso de alta P/T (por ejemplo, esquistos glaucofánicos, metagrauvacas jadeíticas y eclogitas).

En el complejo Franciscano el grado metamórfico es extremadamente variable. En áreas extensas los fragmentos y la matriz presentan metamorfismo de alta P/T; frecuentemente las asociaciones pueden ser desde prehnita-pumpellyita hasta lawsonita - jadeíta o esquistos glaucofánicos, aunque no suelen haber cambios sustanciales en la apariencia general de las rocas. En otras ocasiones el metamorfismo de alta P/T es menos evidente o casi imperceptible. Los sedimentos de aguas someras aparecen imbricados en el complejo, indicando que el conjunto ha sufrido movilizaciones internas.

El complejo de subducción de Simeulue - Nias - Siberut, expuesto en la cordillera externa del arco de Java, ha sido formado por la subducción activa de un segmento oceánico de la Placa Indo-Australiana, bajo la corteza paraoceánica del arco magmático de Sumatra-Java (Placa de Eurasia). Este complejo es también un caos tectónico, compuesto por rocas sedimentarias moderada o altamente deformadas y lentes de todos los tamaños de serpentinitas, peridotitas, basaltos, espilitas, esquistos verdes, anfibolitas granatíferas, rocas metasedimentarias de bajo grado, calizas, areniscas y conglomerados, todos ellos embebidos en limolitas escamosas o cizalladas penetrativamente. Esta mezcla de distintas litologías aparece en cinturones cuyo

ancho varía entre 2 y 3 Km, los cuales alternan con cinturones más anchos (entre 5 y 10 Km) de mármoles y areniscas calcáreas de edad Mioceno Inferior o más joven. Estos cinturones más anchos están típicamente deformados, constituyendo sinformes fallados, corridos e intercalados con el "melange", por lo que probablemente representan depósitos acumulados sobre la cuña del "melange" que han sido incorporados a la mezcla por deformación continua.

En el complejo de subducción expuesto en Timor y en algunas islas vecinas, la corteza continental de la plataforma australiana ha llegado en la actualidad a la zona de subducción o la propia fosa. Un marco tectónico como este permite conocer la naturaleza de los complejos de subducción formados durante la colisión de un margen continental tipo Atlántico con un arco de islas, colisión que, por otra parte, es el resultado de haberse consumido totalmente la corteza oceánica que los separaba.

El complejo de Timor es un caos tectónico integrado por una amplia variedad de rocas: sedimentos marinos, tanto de aguas someras como profundas, cuyas edades varían desde el Pérmico hasta el Cuaternario; rocas metamórficas, incluyendo los tipos originados en alta P/T; ofiolitas y rocas cristalinas continentales. Todo este conjunto litológico ha sido mezclado heterogéneamente para producir un "melange" imbricado. Las rocas sedimentarias incluyen sedimentos clásticos cuyas edades van desde el Pérmico al Triásico; calizas y radiolaritas pelágicas del Pérmico, Triásico y Cretácico; complejos arrecifales desde pérmicos hasta triásicos y calizas de aguas someras triásicas, eocenas y miocenas inferior. Muchas de las rocas del Pérmico, del Mesozoico y del Terciario Inferior corresponden a facies marinas pocas profundas, similares a las existentes en la plataforma continental del norte de Australia.

Las rocas metamórficas provenientes de la corteza oceánica y del manto, consisten en bloques de esquistos albiticos epidóticos actinolíticos, anfíbolitas epidóticas, anfíbolitas y esquistos glaucofánicos y crosíticos. Las rocas metamórficas cuya fuente ha sido la corteza continental, incluyen bloques de dimensiones variables de gneises cordieríticos, meta-anortositas granatíferas, esquistos andalusíticos biotíticos muscovíticos y gneises biotíticos. Estos bloques muy probablemente representan granulitas retrógradas pertenecientes a la corteza continental, que fueron emplazadas tectónicamente durante la subducción de la plataforma continental Australiana.

En las condiciones actuales pueden indicarse algunas características de los complejos de subducción:

- 1) Los complejos de subducción son un caos tectónico de materiales originados en distintos ambientes sedimentarios cuyas edades son muy diversas. Es característica la asociación de sedimentos de aguas someras y aguas profundas de variada edad, con rocas de la corteza oceánica y el manto, así como rocas del basamento continental cuando la situación lo permite (Ejem. en Timor).
- 2) La cartografía geológica en base a unidades litoestratigráficas resulta prácticamente imposible. Debido a la mezcla

tectónica, el significado estratigráfico en el complejo siempre es oscuro.

- 3) Por lo general aparece un conjunto de rocas metamórficas y rocas no metamorfolizadas. Donde el metamorfismo puede ser detectado, éste corresponde al tipo de alta P/T. Al mismo tiempo, resalta el hecho de que pueden aparecer íntimamente asociadas: rocas no metamorfolizadas, rocas metamórficas mostrando desde facies de la prehnita-pumpellyita hasta facies de los esquistos glaucofánicos, anfíbolitas granatíferas e inclusive eclogitas.

El origen del metamorfismo de alta relación P/T asociado a los complejos descritos, ha sido relacionado con los procesos tectónicos que ocurren en las zonas de subducción, aunque se han propuesto varias hipótesis discrepantes entre sí. Por una parte, se ha argumentado que este tipo de metamorfismo es debido al soterramiento tectónico a lo largo de la zona de subducción (ERNST, 1970, 1971, 1972; OXBURG y TURCOTTE, 1971; SUPPE, 1973), mientras que otros autores lo han relacionado con sobrepresión tectónica (COLEMAN y LEE, 1962; BLAKE *et al.*, 1967, 1969; COLEMAN, 1972). Hasta la fecha, la primera de las dos alternativas tiene mayor aceptación.

Los cinturones orogénicos y la tectónicas de placas

Los cinturones orogénicos formados en las márgenes de placas convergentes son básicamente de dos tipos: a) el tipo arco de islas / cordillera, desarrollado en los bordes de placas que se hallan sobre placas descendentes; y b) el tipo colisión, producido por el choque entre un arco de islas y un continente, o bien, entre dos continentes (DEWEY y BIRD, 1970). Un cinturón orogénico puede involucrar ambas fases durante su evolución. Un margen continental estable del "tipo Atlántico" —originado por expansión en el continente ("rifting")— puede convertirse en un margen activo ya sea que se desarrolle una nueva zona de subducción a lo largo de él, o por colisión con un arco de islas o con otro continente que esté limitado por una zona de subducción activa (BIRD y DEWEY, 1970; DEWEY y BIRD, 1970, 1971; CONEY, 1970; DICKINSON, 1970; HAMILTON, 1970; DEWEY, 1977). Para reconstruir la evolución tectónica de un cinturón orogénico, es indispensable identificar apropiadamente los diferentes elementos de la tectónica de placas mencionados anteriormente y relacionarlos a través del tiempo.

Geología del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa: Reconocimiento de los elementos de la tectónica de placas

En este capítulo se analizará la geología del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa que, como se señaló, incluye tanto la Faja Tectónica de la Cordillera de la Costa (MENENDEZ, 1966; BELL, 1968) como su extensión oriental en la península de Araya-Paria, isla de Margarita y otras islas venezolanas. Dicho análisis tiene por objeto reconocer los

elementos de la tectónica de placas, de modo que puedan ser relacionados en un modelo consistente. Nuestros análisis parten de los resultados obtenidos en el área estudiada —algunos de los cuales han sido extendidos a otras regiones en base exclusivamente a las informaciones conocidas (véase el sumario presentado por GONZALEZ DE JUANA *et al.* 1980)— y de la reinterpretación de datos publicados. Debido a que la evolución del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa está íntimamente relacionada con la del Sistema Montañoso del Caribe como un todo, otras regiones o cinturones tectónicos del sistema montañoso han sido tratados en la discusión en el momento que se consideró oportuno.

Ambientes de deposición de las rocas metasedimentarias; asociaciones de rocas metaígneas del área.

Una de las características del área estudiada es la estrecha asociación de rocas metasedimentarias y de rocas metaígneas en concordancia estructural. Ambos conjuntos de rocas, aún cuando tienen orígenes muy diversos, poseen una historia metamórfica y tectónica común a lo largo de un intervalo de tiempo considerable. Por otra parte, los diferentes tipos litológicos se repiten a través de toda el área combinándose en proporciones variables, tal como se ha mostrado al describir las unidades litológicas.

Las rocas metasedimentarias expuestas en la zona consisten en esquistos pelíticos y semipelíticos, mármoles, esquistos calcáreos y cantidades menores de rocas psamíticas. Los esquistos pelíticos y semipelíticos aparecen en todas las unidades litológicas, pero son más comunes en la unidad de esquistos cuarzo feldespásticos. Por lo general las capas individuales son delgadas y con espectros muy amplios de variación composicional. El rango de composición mineralógica puede ser observado en las Tablas 1 a 7.

A partir de los datos petrográficos resulta evidente que el feldespato que aparece en las rocas metasedimentarias es, casi siempre, la plagioclasa, mientras que el feldespato potásico es raro o simplemente inexistente. La abundancia del cuarzo en los sedimentos originales podría indicar una fuente continental y, en este caso, muy probablemente ella se ubicó al sur de las cuencas de sedimentación (protocontinente suramericano). No obstante, asumiendo que la fuente era principalmente granítica, el material derivado de ella no puede presentar exclusivamente plagioclasa como único feldespato. El material detrítico, en las condiciones indicadas, debería contener ambos feldespatos y guardar una proporción aproximadamente constante entre el feldespato potásico y la plagioclasa, aún cuando la cantidad total de los feldespatos en las rocas se redujera sustancialmente. Este hecho pudiera ser explicado si se interpreta que la fuente de sedimentos se hallaba considerablemente distante de las cuencas de sedimentación y que, al mismo tiempo, poseía un relieve bastante suave y poco elevado. Siendo así, granos muy finos de cuarzo detrítico en conjunto con arcillas suspendidas podían ser transportados grandes distancias a partir de su fuente continental, mientras que la plagioclasa fue derivada de una fuente volcánica, de carácter

entre basáltico y andesítico-basáltico, no muy lejana de las cuencas de sedimentación.

Las rocas pelíticas y semipelíticas se presentan, como se señaló previamente, en capas delgadas sumamente variables en composición. Ello sugiere que algunos de estos sedimentos probablemente constituían depósitos acumulados en la plataforma externa, en el talud y en la elevación ("rise") de un margen tipo Atlántico que para ese entonces constituía el extremo septentrional del protocontinente Suramericano. Es posible, por otra parte, que la gran mayoría de los sedimentos pelíticos y semipelíticos se hayan depositado sobre un basamento constituido por corteza continental; tan sólo algunos sedimentos de la elevación continental ("rise") pudieron extenderse sobre la corteza oceánica.

Muchos de los esquistos pelíticos observados contienen grafito ocasionalmente, lo que parece indicar la existencia de ambientes euxínicos durante su depositación. El desarrollo de ambientes euxínicos es concebible cuando un arco volcánico divide y aísla ciertos sectores de la cuenca original, hipótesis corroborable por la presencia de algunas secuencias de origen volcanoclástico.

Los mármoles y los esquistos calcáreos del área estudiada están completamente recristalizados, por lo que las evidencias texturales, mineralógicas y faunales de las rocas primitivas han desaparecido; consiguientemente, estas rocas podrían haberse formado en condiciones tanto de aguas someras como profundas. Sin embargo, algunos mármoles y esquistos calcáreos probablemente, representan calizas pelágicas de aguas profundas, como se desprende de: a) en la localidad de Chichiriviche los mármoles retienen en ocasiones una estructura finamente laminada, propia de calizas pelágicas; y b) frecuentemente los mármoles se hallan asociados con anfíbolitas cuya composición química sugiere que se trata de fragmentos de corteza oceánica (LOUREIRO, 1981; LOUREIRO y TALUKDAR, 1981).

Las rocas psamíticas, cuarcitas básicamente, son minoritarias en el conjunto de metasedimentos. Algunas pudieron haber constituido capas delgadas de areniscas de grano fino intercaladas en la secuencia acumulada en la plataforma, el talud y la elevación ("rise") continental, y otras pudieran ser ftanitas recristalizadas.

Los esquistos albiticos epidóticos actinolíticos son rocas híbridas en las que los minerales citados se combinan en proporciones muy diversas. Tales rocas son abundantes en la unidad de esquistos actinolíticos epidóticos, la cual se restringe a la parte norte de la región estudiada. Estos esquistos verdes se intercalan por lo general con rocas metapelíticas, fundamentalmente con esquistos cuarzo muscovíticos calcáreos grafitosos. En los esquistos verdes la esquistosidad ha obliterado la estructura original de las rocas. No obstante, la composición máfica-intermedia, su naturaleza granular muy fina y la intercalación con metasedimentos, sugieren un origen volcanoclástico, relacionado, posiblemente, con un arco volcánico primitivo de carácter entre basáltico y andesítico basáltico. Sólo se ha obtenido una muestra en la que pueden apreciarse las re-

liquias del origen volcánoclastico (MENDOZA, 1978). En la sección fina esta roca presenta fenocristales recristalizados de plagioclasa, de más de 1 mm de largo, y fragmentos recristalizados de lutitas con tamaños superiores a los 2 mm, todos ellos embebidos en una matriz, también recristalizada y de grano muy fino, compuesta por actinolita, cuarzo, muscovita, epidoto y esfena.

Es menester en las condiciones actuales, tratar de ubicar el marco tectónico en el que se halló el arco volcánico contemporáneo, al menos en parte, con la sedimentación pelítica. El carácter predominantemente máfico de las rocas sugiere que el arco volcánico no pudo haberse desarrollado sobre un margen continental. Por el contrario, más bien parece que constituyó un arco de islas inmaduro formado sobre una corteza oceánica. Una posibilidad es que dicho arco se haya desarrollado sobre el borde de la placa oceánica del Caribe, a causa de la subducción de una parte oceánica, hoy desaparecida, de la Placa Suramericana. Simultáneamente con la actividad en el arco de islas, ocurrió la sedimentación sobre la corteza oceánica que separaba el arco del margen continental y la sedimentación sobre el propio margen continental. La presencia en las rocas metapelíticas de plagioclasa como un componente derivado de la fuente volcánica, y el ambiente euxínico asociado con algunas de las rocas metasedimentarias, hace pensar que el arco volcánico no podía hallarse extremadamente lejos del margen continental existente para esa época.

Nosotros pensamos que los esquistos albiticos epidóticos actinolíticos, fundamentalmente asociados a esquistos pelíticos, pudieran representar depósitos acumulados en una cuenca externa al arco ("fore arc basin"), ubicada entre el arco volcánico principal y la cordillera externa del arco ("outer arc ridge"). La composición de los esquistos pelíticos indica una fuente tanto continental como volcánica, lo que podría implicar que la cordillera externa al arco no fue continua y que la fosa ubicada frente a ella era relativamente poco profunda, de manera que algunos detritos en suspensión pudieran llegar desde el continente hasta la cuenca de sedimentación.

Un grupo de rocas metaígneas presente en la región está integrado por anfibolitas, anfibolitas eclogíticas, serpentinitas y peridotitas serpentinizadas. Este conjunto de rocas proviene, probablemente, de la corteza oceánica y el manto, por lo cual representan ofiolitas desmembradas y metamorfizadas (TALUKDAR *et al.* 1979).

Las anfibolitas aparecen en proporciones variables dentro de las distintas unidades litológicas según tres asociaciones principales: a) anfibolitas y mármoles; b) anfibolitas y esquistos pelíticos; y c) anfibolitas y serpentinitas. Independientemente de su asociación y de las diferencias mineralógicas y texturales, las anfibolitas se caracterizan por presentar una composición químicamente uniforme, comparable a las tholeiitas oceánicas (LOUREIRO, 1981; LOUREIRO y TALUKDAR, 1981).

El segundo grupo de rocas metaígneas reconocido consiste en augengneises, gneises y rocas graníticas cuya composición mineralógica es, esencialmente, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. La asociación litológica indicada parece re-

presentar fragmentos del basamento continental granítico que han sido removilizados, como será discutido con más detalle próximamente.

Análisis de otras áreas del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa

Segmento norcentral de la Cordillera de la Costa:

La totalidad del macizo central de la Cordillera de la Costa, del cual forma parte el área estudiada, muestra similitudes obvias desde el punto de vista geológico con la región cubierta por nuestras investigaciones. Las diferentes "formaciones" que componen el "Grupo Caracas" contienen muchas litologías comunes, pero en cada una de ellas aparecen combinadas en proporciones distintas. Aún cuando nosotros no consideramos tales "formaciones" como unidades litoestratigráficas, en los párrafos siguientes se mostrarán suscitadamente los tipos litológicos descritos para cada una de ellas (tomado de GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980) con el objeto de indicar la existencia de rocas metasedimentarias y metaígneas similares en la totalidad del cinturón. Tal similitud en las asociaciones litológicas, en el estilo de la deformación y en la historia metamórfica, nos permite sugerir, por otra parte, un origen y evolución similar para todo el cinturón.

La "Formación Las Brisas" contiene abundantes esquistos pelíticos y semipelíticos, anfibolitas dispersas y mármoles originados en aguas someras (DIAZ DE GAMERO, 1969; URBANI, 1969a, b; 1978). Las rocas más comunes son los esquistos cuarzo feldespáticos micáceos, los cuales tienden a ser gnéisicos a medida que se incrementa el contenido de feldespato.

La "Formación Antímano" está integrada básicamente por mármoles intercalados con anfibolitas granatíferas, anfibolitas epidóticas ocasionalmente glaucofánicas y anfibolitas eclogíticas.

La "Formación Las Mercedes" está constituida predominantemente por esquistos pelíticos (esquistos cuarzo muscovíticos grafitosos calcáreos), mármoles, esquistos cloríticos muscovíticos cuarzosos, anfibolitas y, localmente, esquistos cloríticos y filitas. Algunos mármoles incluidos en esta "formación" contienen varios foraminíferos de la familia *Ophalmitidae*, índice de ambientes marinos someros (FURRER y URBANI, 1973).

La "Formación Tacagua" posee, como litología dominante, esquistos verdes, sericíticos epidóticos, de origen volcánoclastico (DENGO, 1951), los cuales alternan con esquistos cuarzo grafitosos calcáreos y rocas tales como anfibolitas y esquistos albiticos calcáreos.

La "Formación Peña de Mora" en su mayoría consiste de gneises y augengneises; en menor proporción contiene cuarcitas delgadas, esquistos cuarzo muscovíticos, escasos mármoles y serpentinitas y ocasionalmente anfibolitas. Los gneises presentes en esta unidad usualmente han sido interpretados como el producto de aureolas metasomáticas de masas graníticas no expuestas (WEHRMANN, 1972; GONZALEZ SILVA, 1972;

URBANI y QUESADA, 1972; BELLIZIA y RODRIGUEZ, 1976 en GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980). Recientemente, URBANI (1978) ha considerado que el gneises de Las Trincheras, incluido en el conjunto de rocas denominadas "Formación Peña de Mora", se formó antes o durante la orogénesis Caledónica, siendo posteriormente modificado por todos los períodos metamórficos y las fases de deformación subsecuentes.

En el sector norcentral de la Cordillera de la Costa aparecen otros complejos ígneos importantes, entre ellos el complejo migmatítico de Todasana y el granito de Guaremal. URBANI (1978) interpretó que el granito de Guaremal probablemente se formó durante la orogénesis Hercínica, y posteriormente fue modificado por las fases tectónicas y metamórficas de la orogénesis Andina. Por otra parte, MATTSON y JUARBE NEGRON (1981) consideraron al granito de Guaremal como un cuerpo de rocas plutónicas intrusivas, más jóvenes que la "Formación Las Brisas", con una edad mínima de intrusión de 79 m.a.

El gneis de Sebastopol, de composición granítica y origen ígneo (DENGO, 1951), parece representar el basamento Paleozóico Inferior del "Grupo Caracas" (HESS, 1968). Algunos cuerpos de litología similar expuestos en el área de las Trincheras, han sido correlacionados con el gneis de Sebastopol y al igual que él asignados al Paleozóico Inferior (MATTSON y JUARBE NEGRON, 1981).

Las serpentinitas descritas en la región analizada siempre constituyen cuerpos estructuralmente concordantes que, cuando su tamaño lo permite, han sido cartografiados individualmente; las masas pequeñas, por su parte, han sido incluidas en otras "formaciones".

Penínsulas de Araya y Paria:

En la península de Araya-Paria la secuencia metamórfica contiene litologías comparables a las mencionadas para la parte central del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa. En esa región se han definido muchas unidades litoestratigráficas (véase VIGNALI, 1976, 1979; GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980), pero tales definiciones tienen exactamente el mismo problema que las "formaciones" del "Grupo Caracas".

Las rocas metamórficas existentes en la península de Araya-Paria incluyen rocas pelíticas y semipelíticas, tales como esquistos cuarzo muscovíticos grafitosos, esquistos cuarzo micáceos cloríticos, filitas cuarzo cloríticas, esquistos cuarzo micáceos calcáreos ± grafito, esquistos cuarzo cloríticos feldespáticos grafitosos, filitas sericíticas grafitosas y esquistos cuarzo micáceos con o sin granate. Aparecen también rocas psamíticas, como cuarcitas micáceas, cuarcitas cloríticas micáceas, metaconglomerados y esquistos conglomeráticos. En conjunto con las rocas citadas, y en proporciones variables, se encuentran mármoles, algunos de ellos originados en aguas someras, metaevaporitas, esquistos cloríticos epidóticos actinolíticos de origen volcánico, metalavas básicas almohadilladas y amigdalóideas, metatobas finamente foliadas (SEIJAS, 1972 en VIGNALI, 1979), anfibolitas, serpentinitas y los gneises graníticos del Mango Doña Juana y del Dragón.

Isla de Margarita:

En la isla de Margarita también se han descrito asociaciones de rocas metamórficas similares a las existentes en otras áreas del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa. De igual forma, en la isla de Margarita se han definido varias unidades litoestratigráficas, aunque tales definiciones no parecen sustentarse sobre criterios válidos y, por lo tanto, son inaceptables. Como las "unidades litoestratigráficas" definidas son pocas, ellas serán descritas para indicar la distribución general de los tipos de rocas, teniendo en cuenta que se les está considerando, exclusivamente, como sinónimos de unidades litológicas.

El "Grupo La Rinconada" (MARESCH, 1972b) consiste de una secuencia de gneises anfibolíticos, anfibolitas y eclogitas anfibolíticas paragoníticas, intercalada con esquistos micáceos grafitosos del "Grupo Juan Griego".

El "Grupo Juan Griego" (GONZALEZ DE JUANA y VIGNALI, 1972) posee una unidad feldespática inferior (?) en la que se incluyen cuarcitas feldespáticas así como gneises y esquistos cuarzo feldespáticos micáceos. El intervalo superior (?) del "grupo", o unidad no feldespática, contiene esquistos cuarzo micáceos con cantidades variables de granate y grafito, cuarcitas grafitosas y mármoles. Numerosos cuerpos de eclogitas, anfibolitas y esquistos anfibolíticos, cuyos tamaños son muy diversos, aparecen en ambas unidades.

La "formación" más antigua (?) del "Grupo Los Robles" (GONZALEZ DE JUANA y VIGNALI, 1972) es predominantemente calcárea, mientras que en el intervalo superior (?) abundan las filitas cuarzo sericíticas cloríticas.

Tanto en el "Grupo Los Robles" como en el "Grupo Juan Griego" se ha mencionado la presencia de masas de serpentinitas y metagabros; además, algunas rocas gnéisicas, como la trondhjemitas de Matasiete y el gneis de Guayacán por ejemplo, están asociadas a los grupos citados. Estos gneises han sido considerados intrusivos por varios autores. TAYLOR (1960) los señala intrusivos en rocas ultramáficas (serpentinitas); GONZALEZ DE JUANA (1968) y MARESCH (1972b) indican una relación similar con los esquistos del "Grupo Los Robles" y con el "Grupo La Rinconada" respectivamente, mientras que para VIGNALI (1979) han sido originados por anatexis parcial del intervalo inferior del "Grupo Juan Griego", proceso que, según dicho autor, ocurrió durante el metamorfismo regional.

Investigaciones geoquímicas recientes sugieren que las rocas metabásicas del "Grupo La Rinconada" son comparables a los basaltos de las cordilleras centro-oceánicas (MOTTANA *et al.*, 1980 en MARESCH, 1980). Las rocas eclogíticas asociadas al "Grupo Juan Griego" poseen afinidad basáltica, variando entre tholeiitas cuarcíferas y basaltos alcalinos oliviníferos según la clasificación normativa CIPW (NAVARRO, 1977). En vista que el 50% de las rocas analizadas poseen nefelina en las normas, NAVARRO (*ibid*) consideró que tales eclogitas se han originado a partir de lavas espiliticas.

En lo que respecta a la posición estratigráfica del "Grupo La Rinconada", han aparecido varias opiniones. De acuerdo a

TAYLOR (1960) y MARESCH (1972b, 1974), el "Grupo La Rinconada" es estratigráficamente más antiguo que el "Grupo Juan Griego". HESS y MAXWELL (1949) señalan justamente lo contrario, es decir, que las rocas verdes y las anfibolitas, que posteriormente fueron incluidas en el "Grupo La Rinconada", son más jóvenes que los esquistos y gneises que constituyen el "Grupo Juan Griego". La interpretación de VIGNALI (1979), a su vez, discrepa de las anteriores. Para él la totalidad del "Grupo La Rinconada" constituye un olistostromo intercalado en el "Grupo Juan Griego". Todos los autores citados, sin embargo, coinciden en que la relación entre ambos grupos se establecen mediante un contacto transicional.

El "Grupo Los Robles", por su parte, ha sido considerado más joven que el "Grupo Juan Griego" por GONZALEZ DE JUANA (1968), quien además señala un contacto concordante transicional entre ambas unidades.

Finalmente, en la isla de Margarita se han reconocido algunas pegmatitas intrusivas en el "Grupo Juan Griego", así como diques básicos no metamorfizados que cortan la secuencia esquistosa, las anfibolitas y las serpentinitas.

Otras Islas Venezolanas:

En las islas de la Orchila, El Gran Roque y Los Hermanos, han sido observadas rocas metamórficas cuya litología y grado metamórfico las asemejan a las descritas para otras regiones del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa (véase GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

En la isla de la Orchila aparecen esquistos cloríticos y filitas, anfibolitas cuarzo epidóticas granatíferas y gneises hornabléndicos, así como gneises y esquistos micáceos epidóticos.

En la isla del Gran Roque sólo se conoce la existencia de metagabros y metadiabasas, mientras que en la isla de los Hermanos se han reportado gneises hornabléndicos (tonalíticos), anfibolitas y epidotas al igual que esquistos y gneises biotíticos epidóticos.

En todas las islas venezolanas, las asociaciones metamórficas señaladas están seguidas por vulcanismo y actividad plutónica de afinidad calcoalcalina. En el grupo de las rocas volcánicas se incluyen meta-andesitas en el Gran Roque y Los Testigos, así como flujos basálticos, tobas y diques en Los Frailes. Las rocas plutónicas, al parecer más jóvenes que todas las litologías hasta ahora nombradas, se conocen en El Gran Roque, La Orchila, La Blanquilla, Los Hermanos y Los Testigos.

El Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa: Un complejo de subducción metamorfizado y deformado.

Una de las características más espectaculares del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa, es la concordancia estructural de todos los tipos litológicos que lo componen. El cinturón completo parece haber sufrido un metamorfismo regional en la facies de los esquistos verdes, durante el cual se desarrolló una foliación penetrativa en todas las rocas. Esta foliación es paralela, como se indicó en capítulos anteriores,

a los planos axiales de un plegamiento isoclinal intenso (f_2). Las "capas" de las diferentes litologías, cuyo espesor es muy variable, los budines y los lentes aislados de anfibolitas, al igual que los mármoles, se observan paralelos y concordantes con la foliación penetrativa.

Otra de las características del cinturón que resulta igualmente impresionante, es la estrecha asociación de litologías muy heterogéneas que han sido formadas en ambientes muy diversos y en condiciones notoriamente diferentes. Una reseña breve de las litologías conocidas muestra la existencia de: sedimentos clásticos, acumulados en aguas desde someras a profundas sobre un margen continental "tipo Atlántico", calizas pelágicas y de aguas poco profundas, ftanitas, rocas ígneas provenientes de la corteza oceánica y el manto, lavas y rocas volcanoclásticas relacionadas con el vulcanismo de un arco de islas inmaduro, rocas del basamento continental y plutones silíceos, estos últimos posiblemente sintectónicos con el desarrollo de la foliación penetrativa y el plegamiento f_2 . A *grosso modo*, pareciera como si todas estas rocas hubiesen sido mezcladas intensamente y colocadas en concordancia.

Las observaciones precedentes son las que nos llevan a comparar el cinturón tectónico con los complejos de subducción. Considerando las asociaciones litológicas tan sólo, el cinturón es similar a los complejos de subducción modernos, como el de Timor por ejemplo. El complejo de Timor, si se recuerda, ha sido el resultado de la subducción progresiva de la litósfera oceánica que separaba a un arco de islas de un continente, proceso que culmina con la eventual colisión del arco contra la plataforma continental. La analogía entre ambos, sin embargo, se hace menos conspicua cuando se observa que en el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa, el metamorfismo regional más evidente pertenece a la facies de los esquistos verdes y a una serie de presión de P/T intermedia. En los complejos de subducción actuales aparecen tanto rocas metamórficas como litologías no metamorfizadas. En las rocas metamórficas se pueden reconocer varios grados pero, invariablemente, todos ellos pertenecen a una serie de presión de alta relación P/T. Además, en los complejos de subducción modernos pueden identificarse, mediante análisis puramente estructurales, los mantos que componen los corrimientos imbricados, cosa que es imposible en el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa.

La aparente discrepancia que se acaba de señalar, puede ser explicada si se considera la historia polimetamórfica y la deformación polifásica que presenta el cinturón tectónico. Como se discutió anteriormente, hemos reconocido dos períodos principales de metamorfismo, los cuales afectaron tanto a las rocas metasedimentarias como a las rocas máficas y ultramáficas. El metamorfismo más antiguo, preservado como reliquias y perteneciente al tipo de alta P/T, corresponde a la facies de los esquistos glaucofánicos en los esquistos semipelíticos, mientras que en algunas rocas anfibolíticas varía entre la facies de los esquistos glaucofánicos y la facies de la eclogita. Este primer evento metamórfico, por otra parte, está relacionado con un período de plegamiento isoclinal (f_1). El último evento

metamórfico reconocido, perteneciente a la facies de los esquistos verdes, se caracterizó por una serie de presión de P/T intermedia (dP/dT entre la del tipo barroviano y la del tipo de alta P/T). Este segundo proceso metamórfico es penetrativo en todas las rocas, y se relaciona con otra fase de plegamiento isoclinal intenso (f_2) que desarrolló estructuras coplanares y coaxiales con los pliegues de la generación anterior (f_1).

Teniendo en cuenta los procesos señalados, es posible correlacionar el evento metamórfico de alta P/T y la mezcla de las distintas litologías (a excepción de algunos granitos y gneises graníticos emplazados como intrusiones sintectónicas con el metamorfismo en la facies de los esquistos verdes), con el desarrollo de un complejo de subducción. Posteriormente, y a consecuencia del metamorfismo más joven sobreimpuesto, se produjo la obliteración del metamorfismo de alta relación P/T en la mayoría de las rocas. De la misma manera, el plegamiento isoclinal más antiguo (f_1), relacionado con los corrimientos imbricados típicos de los complejos de subducción, fue eliminado o enmascarado por la deformación y la recristalización metamórfica asociadas al plegamiento isoclinal f_2 (máxime considerando la relación geométrica entre ambas generaciones de pliegues).

Como conclusión, nosotros proponemos que la totalidad del *Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa representa un complejo de subducción metamorfizado y deformado*. La parte del cinturón expuesta al sur de la línea de costa posee, aproximadamente, unos 40 km de ancho, pero la misma asociación litológica con rasgos tectónicos y metamórficos similares aparece en las islas de Margarita, la Orchila, El Gran Roque y Los Hermanos, implicando que el cinturón alcanza un ancho total entre 150 y 200 km.

La formación de un complejo de subducción de esta naturaleza implica una mezcla tectónica intensa, a varias escalas, de rocas muy diferentes en edad y litología, tal como ocurre en el cinturón tectónico en discusión. Las anfibolitas que aparecen como budines estructurales relacionados con el plegamiento f_2 pudieran ser partes de grandes bloques lentiformes, los cuales fueron emplazados tectónicamente a lo largo de los corrimientos imbricados asociados a los pliegues f_1 . Por otra parte, las anfibolitas que afloran en conjunto con esquistos pelíticos y semipelíticos a manera de "capas" concordantes, pudieran ser masas discontinuas a gran escala. De ello se desprende que muchas de las anfibolitas se emplazaron como bloques tectónicos a lo largo de corrimientos imbricados, los cuales fueron contemporáneos con el plegamiento f_1 y el metamorfismo de alta relación P/T. Una situación similar pudo acontecer para las serpentinitas y algunas otras litologías.

La existencia de bloques, lentes y bandas de ciertas rocas embebidos en esquistos y gneises cuarzo feldespáticos micáceos o esquistos cuarzo sericíticos grafitosos, llamó poderosamente la atención de LAUBSCHER ya muchos años atrás. Sus observaciones le llevaron, por otra parte, a comparar la asociación de mármoles, anfibolitas, anfibolitas eclogíticas, esquistos glaucofánicos y serpentinitas de esta región, con la que aparece en las napas Apeninas de los Alpes, y a sugerir una mezcla tec-

tónica intensa para explicar el origen de la misma. URBANI (1978) también pensó en la mezcla tectónica como un mecanismo para explicar la asociación de calizas de aguas someras del Jurásico Superior y esquistos con una edad de 270 m.a. MARESCH (1974, 1976), basándose en la presencia de eclogitas y esquistos glaucofánicos, sugirió la existencia de un cinturón metamórfico de alta relación P/T, de 1000 km de largo, desde Colombia hasta Margarita. El mismo autor relacionó el emplazamiento tectónico de tales rocas a la colisión de un arco de islas con el cratón suramericano. VIGNALI (1979) por su parte, interpretó la asociación de rocas de la "Formación Copey", en Carúpano, y sus equivalentes en la península de Araya, como un melange ofiolítico.

Edad de la Sedimentación

Con la información disponible en la actualidad, la edad de la sedimentación sólo puede ser obtenida aproximadamente. Los fósiles son escasos en la secuencia, y por ello sólo se conocen unas pocas edades a partir de algunos mármoles expuestos en el área de Caracas y en la península de Araya-Paria.

En el Macizo Central de la Cordillera de la Costa, donde aflora el "Grupo Caracas", algunos mármoles, pertenecientes a la "Fase Zenda" de la "Formación Las Brisas", conservan restos de pelecípodos, tales como *Exogyra virgula* (DEFRANCE), indicativos del piso Kimmeridgiense del Jurásico Superior (DIAZ DE GAMERO, 1969; URBANI, 1969b; URBANI, 1978). Otros mármoles que han sido incluidos en la misma formación contienen fauna del género *Pecten* (*Camponectes*) sp., cuya edad oscila entre Jurásico y Cretácico (WOLCOTT, 1943).

En las penínsulas de Araya y Paria se ha reportado la presencia de *Amphistriscoelus waringi* (HARRIS y HODSON), indicativo del Cretácico Inferior, en algunos mármoles asignados a la "Formación Tunapuy" (SEIJAS, 1972 en VIGNALI, 1979). En la misma región se han hallado conjuntos faunales de edad Neocomiense-Barremiense en rocas incluidas en la "Formación Cariaquito" (GONZALEZ DE JUANA y VIGNALI, 1965 en VIGNALI, 1979), así como conjuntos faunales del Barremiense-Aptiense-Albiense en la "Formación Guinimita" (GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1965 en VIGNALI 1979). En la península de Macanao, Margarita, algunas calizas (recristalizadas?) asignadas al "Grupo Los Robles" muestran restos de *Hedbergella* sp. (?) que probablemente correspondan al Cenomaniense (VIGNALI, 1979).

Si asumimos que las evidencias citadas son representativas del conjunto, podemos inferir que la mayoría de las rocas metasedimentarias que constituyen el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa fueron depositadas entre el Kimmeridgiense, en el Jurásico Superior, y el Cenomaniense, en el Cretácico Superior (aproximadamente entre 150 m.a. y 95 m.a.). Por otra parte, indirectamente podemos deducir que el límite inferior para la sedimentación debe ubicarse en el Jurásico Inferior (entre 195 y 180 m.a.), dado que la mayoría de los sedimentos clásticos fueron acumulados sobre el margen

continental ("tipo Atlántico") de Suramérica que comenzó a desarrollarse en el Jurásico (BURKE *et al.*, 1978).

Establecer la edad mínima de la sedimentación es considerablemente más difícil, pues en un ambiente tectónico como el interpretado es común que se generen cuencas y subcuencas contemporánea y posteriormente a la deformación y el metamorfismo. En principio entonces, la sedimentación pudo haber sido más o menos continua, aunque en ambientes y facies muy diversos, hasta el Paleoceno o el Eoceno Inferior, período en el que ocurren las últimas pulsaciones tectónicas intensas evidenciadas en el flysch del surco de Guárico. Sin embargo, restringiéndose al Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa, y refiriéndose exclusivamente a aquellas rocas sedimentarias que fueron afectadas por el evento metamórfico en la facies de los esquistos verdes, se puede ubicar el límite superior de la sedimentación en el Cenomaniense (95-100 m.a.), puesto que el evento metamórfico que las afectó tuvo su apogeo en el Senoniense (88-65 m.a.), como se discutirá más adelante.

En lo que respecta a las edades que han sido asignadas a los diferentes "grupos" y "formaciones" por diversos autores, se puede indicar que en casi todos los casos se fundamentan en evidencias indirectas o en correlaciones con unidades no metamórficas que han sido reconocidas en provincias relativamente independientes. Basados en nuestra interpretación de que el cinturón tectónico constituye un complejo de subducción metamorfizado y deformado, y conociendo las oscuras relaciones temporales que poseen las rocas sedimentarias en los complejos de subducción modernos (véase la descripción del de Timor, por ejemplo), no consideramos las "formaciones" definidas hasta la fecha como unidades litoestratigráficas. Cada una de ellas pudiera representar, a lo sumo, un grupo de rocas pertenecientes a una facies determinada de las existentes en el margen continental y en el océano adyacente, por lo que algunas han de ser contemporáneas mientras que otras pueden guardar relaciones temporales diversas y aleatorias.

Edad del Primer Evento Metamórfico: Formación del Complejo de Subducción y Procesos Relacionados

Las edades radiométricas son de gran utilidad para datar los eventos metamórficos regionales. Sin embargo, como las rocas del cinturón tienen una historia polimetamórfica (NAVARRO, 1977; TALUKDAR *et al.*, 1979, TALUKDAR y LOUREIRO, 1980; este trabajo), se hace extremadamente difícil establecer la edad precisa del primer período metamórfico. En la actualidad sólo se dispone de unas pocas edades K-Ar obtenidas en rocas del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa, las Antillas Holandesas y en algunas islas venezolanas incluyendo Margarita (SANTAMARIA y SCHUBERT, 1974). Desafortunadamente, es muy probable que tales dataciones K-Ar tiendan a dar la edad del último metamorfismo o de cualquier efecto termal post-metamórfico. Las edades halladas por el método Rb/Sr podrían suministrar información más útil en este sentido, pero son muy escasas, prácticamente inexistentes (véase la recopilación presentada por URBANI en este boletín).

SANTAMARIA y SCHUBERT (1974) obtuvieron dos grupos de edades por el método K-Ar: un grupo, entre 130 m.a. y 114 m.a., para rocas pertenecientes a la serie tholeítica, y otro grupo, entre 84 m.a. y 30 m.a., para rocas platónicas de afinidad calcoalcalina. Teniendo en cuenta que se pretende conocer la edad del primer evento metamórfico, es probable que las edades halladas en las rocas anfibolíticas sean indicativas de tal proceso, puesto que muchas de ellas aún conservan reliquias del metamorfismo de alta relación P/T.

En las ortoanfibolitas de Los Monjes, SCHUBERT y SANTAMARIA (1974) obtuvieron, por el método K-Ar, una edad de 114 ± 12 m.a. para la roca total, mientras que en cristales individuales de anfíboles el resultado fue de 116 ± 13 m.a. En las anfibolitas de La Concha, Santa Marta, MacDONALD *et al.* (1971) han reportado edades entre 110 ± 8 y 128 ± 25 m.a., obtenidas también por el método K-Ar. El rango de las edades citadas puede indicar, a nuestro entender, la edad del metamorfismo de alta relación P/T, máxime cuando el evento metamórfico de P/T intermedia, sobreimpuesto al anterior y relacionado al magmatismo calcoalino, es con seguridad más joven.

Basados en los escasos datos mencionados anteriormente, hemos asumido que el metamorfismo de alta relación P/T ocurrió entre los 130 y los 95 m.a. (Cretácico Inferior a Cenomaniense). Es probable, por otra parte, que este evento metamórfico sea progresivamente más joven en dirección norte-sur a través del cinturón.

La formación y el desarrollo del complejo de subducción están íntimamente relacionados con el metamorfismo de alta relación P/T, por lo que también deben ubicarse entre los 130 y los 95 m.a. Como se discutió en capítulos anteriores, el complejo de subducción que compone el cinturón tectónico consiste de una mezcla de rocas provenientes tanto de ambientes continentales como de ambientes oceánicos. Las primeras estarían representadas por sedimentos de la plataforma continental externa, el talud y la elevación ("rise") continental, así como por fragmentos del basamento continental de carácter granítico. Las rocas vinculadas a los ambientes oceánicos están representadas por las ofiolitas desmembradas, calizas pelágicas y ftanitas. La asociación en su totalidad induce a pensar que un margen continental "tipo Atlántico" evolucionó hasta convertirse en un margen continental activo. Este cambio en la naturaleza tectónica del margen podría ser explicado por dos hipótesis diferentes:

a) El margen continental "tipo Atlántico" pudo convertirse en un margen continental activo, "tipo Andino", como resultado del desarrollo de un proceso de subducción de la corteza oceánica bajo el continente. En nuestro caso, esto implicaría subducción en sentido norte-sur de la corteza oceánica caribeana contra el margen continental suramericano. En una situación como la descrita, simultáneamente a la formación del complejo de subducción se desarrollaría un cinturón magmático sobre el margen continental, el cual, dado el marco tectónico en el que se ubica, se caracterizaría por la presencia de rocas volcánicas ricas en sílice, con afinidad calcoalcalina, calcoalcalina de alto potasio o shoshonítica. Un cinturón magmático de es-

te tipo no parece existir en el Sistema Montañoso del Caribe, y por ende, consideramos que esta hipótesis no permite explicar la evolución del cinturón tectónico coherentemente. Por otra parte, la historia polimetamórfica que presentan las rocas que afloran en el área y la ausencia de los cinturones metamórficos pareados que se esperarían en un modelo como el descrito, corroboran que el mismo no es válido para el cinturón tectónico en discusión.

b) La otra alternativa considerada para explicar la evolución del margen continental, es mediante un modelo en el que la parte oceánica de la Placa Suramericana fuese consumida gradualmente bajo un arco de islas primitivo formado en el borde meridional de la placa oceánica del Caribe ("reverse arc", MIYASHIRO, 1972). En las postrimerías del proceso, y a consecuencia de la destrucción progresiva de la corteza oceánica que separaba el arco de islas del continente, se producirá la colisión entre el arco y la plataforma continental de Suramérica.

Este modelo tectónico permite explicar aceptablemente bien las características geológicas del cinturón entre el Cretácico Inferior y el Cenomaniense, por lo que es, hasta los momentos, la hipótesis más confiable.

En el complejo de subducción que nos ocupa se conoce la existencia de rocas volcanoclásticas, predominantemente máficas, relacionadas con un arco oceánico inmaduro y contemporáneas con la sedimentación sobre el margen continental. En Bonaire y en algunas otras islas ubicadas al este de ella, se tienen evidencias del desarrollo de un arco de islas primitivo desde el Cretácico Inferior al Cretácico Medio; dicho arco se formó, al parecer, sobre corteza oceánica (DONNELLY y ROGERS, 1978). Las asociaciones volcánicas a las cuales se hizo referencia se encuentran metamorfizadas en muy bajo grado, y probablemente representan conjuntos de rocas relativamente autóctonos que pertenecían a las secciones más superficiales del arco volcánico. Es obvio, por otra parte, que tales asociaciones se formaron conjuntamente con el desarrollo del complejo de subducción y con el metamorfismo de alta relación P/T que ha sido reconocido en el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa. El metamorfismo de alta relación P/T y el "melange" de subducción pudieron haber "crecido" paulatinamente hacia el sur, y cuando la plataforma continental de Suramérica alcanzó la zona de subducción podría ocurrir el emplazamiento tectónico de rocas originadas en ambientes continentales—incluyendo fragmentos del basamento granítico—dentro del complejo de subducción. Esta interpretación concuerda con la distribución geográfica que presentan las rocas eclogíticas y los gneises graníticos. En este sentido, resulta particularmente interesante el que las eclogitas se hallen restringidas al sector septentrional del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa, aflorando también al norte de dicha franja, pero no al sur de la misma. Los gneises graníticos, que podrían representar fragmentos del basamento continental, se han reconocido, invariablemente, al sur de la actual línea de costa. Es por esta distribución que en la franja norte del cinturón tectónico analizado coexisten ambos tipos de rocas; al

norte de dicha franja pueden encontrarse eclogitas, como ocurre en Margarita, por ejemplo, pero hasta la fecha no se conoce la existencia de litologías comparables con el basamento continental. Al sur de la franja, por el contrario, son frecuentes los gneises graníticos pero al parecer no existen eclogitas.

Cuando el arco sufrió la colisión contra la plataforma continental, la "flotabilidad" de esta última impediría el descenso de la Placa Suramericana, y con ello concluiría la subducción bajo el arco de islas. Por otra parte, como un producto de la colisión podría ocurrir una inversión en la polaridad de la subducción. En tales condiciones la nueva subducción ocurriría en sentido norte-sur, consumiéndose la corteza oceánica del Caribe bajo el borde septentrional del antiguo arco de islas.

El desarrollo de un arco de islas primitivo desde el Jurásico Medio al Cretácico Medio fue propuesto por MARESCH (1974), quien lo ubicó al noroeste del cratón suramericano y lo relacionó con rocas afines reconocidas en la lineación de islas de la que Aruba y La Blanquilla forman parte. Los datos geoquímicos (BEETS y MAC GILLAVRY, 1977; DONNELLY y ROGERS, 1978) han sugerido, igualmente, la existencia de un arco de islas primitivo desde el Cretácico Inferior al Cretácico Medio, el cual está parcialmente representado en Bonaire y en algunas otras islas situadas al este. Sin embargo, los autores citados no relacionaron la historia cretácica de dicho arco con el desarrollo del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa. El inconveniente, como nosotros lo apreciamos, se originó porque la edad del arco volcánico—y consiguientemente la de su metamorfismo—fue considerada diferente de la edad del metamorfismo en el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa (interpretado Senoniense).

MARESCH (1974) interpretó al "Grupo Villa de Cura", cuyo metamorfismo posee una edad superior a los 100 m.a., como una masa alóctona que representa un fragmento del arco Aruba-La Blanquilla. El mismo autor considera que el evento metamórfico que afectó a las rocas del "Grupo Villa de Cura" es diferente y no posee relación alguna con el que sufrió el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa. Una interpretación similar para las rocas del "Grupo Villa de Cura" fue presentada por DONNELLY y ROGERS (1978), quienes las consideraron como pertenecientes a un arco de islas primitivo y por ello correlacionables con las rocas volcánicas del Cretácico Inferior que aparecen en Bonaire. Bajo nuestro punto de vista, sin embargo, la historia polimetamórfica del cinturón tectónico, que involucra un metamorfismo de alta relación P/T entre los 130 y los 95 m.a., sugiere una contemporaneidad obvia entre el arco volcánico del Cretácico Inferior-Medio y la formación del complejo de subducción que se reconoce en el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa. Por otra parte, parece lógico, al menos con la información disponible, que los vestigios del arco volcánico puedan presentarse tanto como masas para-autóctonas, como por ejemplo en Bonaire, o como bloques alóctonos, tal vez el de Villa de Cura, aunque este último puede ser objeto de interpretaciones diferentes (véase TALUKDAR *et al.*, 1981).

El segundo evento metamórfico reconocido en el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa se caracteriza por una relación P/T intermedia, posee una distribución regional y se relaciona con el plegamiento isoclinal f_2 , siendo, por otra parte, más intenso que el metamorfismo precedente. Dado que la mayoría de los análisis radiométricos disponibles han sido efectuados por el método de K-Ar, no cabe duda que la datación de este metamorfismo ofrece menos inconvenientes que al tratar el metamorfismo de alta relación P/T.

Algunos autores han intentado determinar la edad del metamorfismo de la Cordillera de la Costa (MARESCH, 1972a, 1974, 1980; VIGNALI, 1972, 1979) el cual, en términos generales, ha sido considerado como Cretácico Superior. A grandes rasgos esta edad coincide con la que hemos interpretado para el segundo evento metamórfico, tal como se verá a continuación.

Hemos señalado que el metamorfismo de P/T intermedia fue producido por un incremento en la temperatura, asociado a un arco magmático superpuesto sobre el cinturón metamórfico de alta relación P/T formado previamente. Siendo este el caso, las intrusiones graníticas sintectónicas con el segundo evento metamórfico deben indicar, justamente, la edad del metamorfismo. SANTAMARIA y SCHUBERT (1974) obtuvieron edades entre 84 m.a. y 30 m.a. en rocas plutónicas de afinidad calcoalcalina. No obstante, debe indicarse que la mayoría de los cuerpos intrusivos relacionados con el metamorfismo regional arrojaron edades comprendidas entre 84 m.a. y 62 m.a., mientras que algunas pegmatitas, aparentemente postmetamórficas, dieron edades cercanas a los 30 m.a. Por otra parte, ciertas rocas graníticas relacionadas con el segundo evento metamórfico también han mostrado edades próximas a los 30 m.a., como el granito de Choróni, por ejemplo (SANTAMARIA y SCHUBERT, 1974). El granito de Guaremal indica una edad Rb/Sr en biotita de 79 ± 5 m.a., aun cuando al aplicar el método K-Ar en el mismo mineral se obtuvo una edad de 32 ± 2 m.a. (URBANI, 1978).

Basándonos en los datos mencionados hemos inferido que el clímax del segundo evento metamórfico y de la deformación asociada puede situarse entre los 85 y los 60 m.a. (Cretácico Superior a Paleoceno). Las edades más jóvenes corresponden, por lo tanto, a efectos termales postmetamórficos relacionados con las intrusiones postectónicas emplazadas entre los 45 m.a. y los 30 m.a. (Eoceno Superior a Oligoceno Inferior).

El desarrollo de la actividad magmática asociada a este evento metamórfico debió iniciarse alrededor de los 85 m.a. —luego de la colisión entre el arco y la plataforma— cuando comenzó la subducción hacia el sur de la placa oceánica del Caribe bajo la Placa Suramericana. En base a las interpretaciones de los datos geoquímicos de DONNELLY y ROGERS (1978) y a la geología de las islas venezolanas (véase GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980), se puede inferir que la nueva actividad

magmática ocurrió sobre fragmentos de corteza oceánica obducida (Curazao y Aruba), sobre asociaciones del antiguo arco de islas primitivo (Bonaire) y sobre el complejo de subducción formado durante el primer evento metamórfico (La Orchila, El Gran Roque, Los Hermanos, etc.). En las fases iniciales del magmatismo, éste se manifestó mediante un vulcanismo de corta duración y de afinidad calcoalcalina. Posteriormente ocurrió el emplazamiento de plutones de afinidad similar, proceso cuya intensidad decreció paulatinamente hasta concluir hace unos 30 m.a.

Por otra parte, la distribución de los productos magmáticos sugiere que la actividad ígnea se desarrolló principalmente sobre las islas ubicadas actualmente al norte de la línea de costa venezolana, alcanzando, en ocasiones, la región que hoy constituye el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa. Esto pudiera indicar que dicho cinturón se hallaba relativamente alejado de la fuente principal de calor, lo que explicaría el metamorfismo de P/T intermedia que lo afectó.

Ahora bien, se ha indicado que el arco magmático desarrollado entre el Cretácico Superior y el Oligoceno Inferior estuvo relacionado con un proceso de subducción en sentido nort-sur. Siendo así, resulta lógico pensar que, asociados con dicha subducción, debieron generarse cinturones metamórficos pareados (MIYASHIRO; 1961, 1973). Uno de relativamente baja P/T asociado con el arco magmático, ha sido reconocido en las islas y en el propio Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa, pero el otro, de relativamente alta P/T y contemporáneo con el anterior, no ha sido aún identificado. Dada la polaridad de la subducción indicada anteriormente, nosotros pensamos que el cinturón metamórfico de alta P/T ha de ubicarse al norte del arco magmático, por lo que debe hallarse bajo el mar, a lo largo de la dorsal de Curazao. En todo caso, es muy probable que dicho cinturón sea relativamente estrecho y de poca extensión horizontal.

Origen y Edad del Emplazamiento de los granitos y gneises graníticos

Si se tienen en cuenta los procesos implícitos en la historia tectónica que se ha esbozado anteriormente, se pueden concebir al menos tres mecanismos distintos para explicar el origen y el emplazamiento de los granitos y de los gneises graníticos. En cada cuerpo granítico en particular, las características texturales, la composición mineralógica, las relaciones de campo y las edades radiométricas, permiten determinar cual de los tres mecanismos es el responsable de su origen y emplazamiento.

Al discutir los diferentes mecanismos se citan algunos ejemplos concretos obtenidos en base a nuestras interpretaciones, las cuales, no obstante, pueden o no coincidir con otras existentes en la literatura (véase la descripción geológica del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa).

Rocas gnéissicas provenientes de secuencias ofiolíticas.

Algunos cuerpos gnéissicos de composición thodhjémítica, cuyo tamaño es muy variable, suelen aparecer como masas

concordantes estrechamente asociadas con serpentinitas, anfíbolitas y anfíbolitas eclogíticas. Tales cuerpos pudieran representar partes de ofiolitas desmembradas, al igual que las rocas anfíbolíticas y las serpentinitas asociadas. Las trondhjemitas son un componente común, aunque minoritario, de los complejos gabróticos de las ofiolitas (véase COLEMAN, 1977).

El emplazamiento tectónico de las rocas trondhjémíticas tuvo que ocurrir contemporáneamente con el primer evento metamórfico; es decir, mientras se formó el complejo de subducción que constituye el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa. Posteriormente los cuerpos fueron afectados por el segundo evento metamórfico, caracterizado por una relación P/T intermedia.

Algunos ejemplos de rocas con un origen e historia como la descrita, pudieron ser los gneises trondhjémíticos de Guayacán y Matasiete, en Margarita. La edad obtenida por el método K-Ar en anfíboles de la trondhjémita de Matasiete es de 71 ± 5 m.a. (OLMETA, 1968), y de 70 ± 5 m.a. en el gneis de Guayacán (SANTAMARIA y SCHUBERT, 1974). En base a la historia interpretada para estas rocas, resulta obvio que tales valores representan la edad del segundo evento metamórfico reconocido en el cinturón y no la edad de la formación o del emplazamiento de las trondhjemitas.

Fragmentos del basamento continental emplazados tectónicamente:

Algunos augengneises de composición granítica, incluyendo ortogneises y paragneises, pudieran constituir fragmentos del basamento continental pre-mesozoico. Tales fragmentos fueron emplazados tectónicamente durante el primer evento metamórfico, de alta relación P/T, en forma de napas cristalinias. Las napas mencionadas se originaron cuando la plataforma continental del margen Suramericano ("tipo Atlántico") llegó a la zona subducción, y posteriormente fueron afectadas por el segundo evento metamórfico.

El gneis de Sebastopol, al igual que algunos augengneises incluidos en la "Formación Peña de Mora" que poseen edades pre-Mesozoicas (véase URBANI, 1978), pueden ser ejemplos de cuerpos emplazados mediante el proceso que se señaló.

En el gneis de El Mango-Doña Juana, SANTAMARIA y SCHUBERT (1974) encontraron dos edades notoriamente diferentes. Una de ellas, obtenida por el método K-Ar en hornablenda, arrojó un resultado de 128 ± 11 m.a., mientras que al aplicar el mismo método en muscovita se registró una edad de 81 ± 4 m.a. No cabe ninguna duda que la edad obtenida en la muscovita corresponde al evento metamórfico más joven que ha sido reconocido en cinturón tectónico. Sin embargo, la datación del anfíbol se presta a discusiones dado que, aun cuando el valor absoluto corresponde al intervalo de tiempo en el que ocurrió el primer evento metamórfico, de alta relación P/T, la hornablenda no es el anfíbol que aparecería en un régimen metamórfico de ese tipo. En todo caso, como en el cinturón metamórfico de alta relación P/T no hay posibilidades de que se generen magmas, el valor de 128 ± 11 m.a. no

puede corresponder a la edad de cristalización del granito, por lo que, a nuestro entender, el gneis de El Mango-Doña Juana constituye un fragmento del basamento granítico emplazado tectónicamente al formarse el complejo de subducción. Otro ejemplo de gneis granítico emplazado según este proceso está representado por el gneis del Dragón, en el cual se ha obtenido una edad de 230 ± 100 m.a. por el método Rb/Sr (KUGLER, 1972 en GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Rocas graníticas sintectónicas con el segundo evento metamórfico y fragmentos del basamento removilizado.

Los granitos relativamente masivos y homogéneos que se asocian con gneises y augengneises, al igual que algunos gneises y augengneises de composición granítica, pueden representar intrusiones sintectónicas tanto con la fase de deformación que produjo los pliegues f_2 como con el segundo evento metamórfico. Los cuerpos pudieron ser emplazados en dos condiciones diferentes: a) en forma de magmas intrusivos, como por ejemplo el granito de Guaremal; y b) como fragmentos del basamento granítico removilizado, como los augengneises existentes en el área estudiada. El granito de Guaremal se presenta, por lo general, masivo y homogéneo, aunque localizadamente aparecen zonas cizalladas en las que se desarrolla textura de augen. Son comunes, por otra parte, los xenolitos de los esquistos circundantes y las inclusiones hornfelizadas. A grandes rasgos todas las relaciones de campo sugieren que el cuerpo ha sido emplazado sintectónicamente con el metamorfismo que generó la foliación penetrativa en las rocas caja. En cristales de biotita del granito de Guaremal, el método Rb/Sr ha arrojado una edad de 79 ± 5 m.a., mientras que el método K-Ar ha indicado una edad de 32 ± 2 m.a. (véase la recopilación de edades efectuada por URBANI, 1978). El primero de los valores corresponde a la edad del segundo evento metamórfico (85 - 60 m.a.), y con ello a la edad del emplazamiento del magma dado el carácter sintectónico del cuerpo con dicho metamorfismo. El segundo valor, por su parte, indica la edad de ciertos eventos termales postectónicos.

El caso de los augengneises observados en el área estudiada es diferente, y los datos disponibles parecen paradójicos en ocasiones. Las bandas leucocráticas de los augengneises están constituidas por microclino, albíta y cuarzo. Los "ojos", en la mayoría de los casos, están integrados por porfidoblastos de microclino, los cuales en muchas secciones se muestran fracturados y cizallados. Como se ha indicado al discutir las condiciones en las que ocurrió el segundo evento metamórfico, la asociación mineralógica que presentan los augengneises indica que el evento pertenece a la facies de los esquistos verdes y a la subfacies cuarzo albíta-epidoto-biotita. En esas condiciones de temperatura y presión, como se sabe, no es posible que ocurra segregación metamórfica a escala de afloramiento, siendo también difícil que pueda producirse la nucleación del microclino para generar los porfidoblastos. Ello sugiere que la textura de augen ha sido originada por cizalla y recrystalización de rocas de composición granítica.

Por otra parte, los contactos de los cuerpos de augengneises con las secuencias esquistosas circundantes son, en la mayoría de los casos, transicionales y estructuralmente concordantes. Además, la foliación de los augengneises es también paralela a la que presentan los esquistos adyacentes. No cabe duda entonces, que la esquistosidad que definen la biotita y los otros minerales micáceos fue desarrollada simultáneamente con el metamorfismo que generó la foliación penetrativa a escala regional. Es también significativo que en el área estudiada la mayoría de los esquistos posean asociaciones mineralógicas pertenecientes a la subfacies cuarzo-albita-muscovita-clorita; sólo los augengneises y algunas rocas asociadas alcanzan la isograda de la biotita. Ello parece indicar una distribución irregular y aleatoria de ciertas zonas en las que la temperatura alcanzó valores levemente más altos durante el proceso metamórfico, zonas que, por otra parte, coinciden con los cuerpos de augengneises y gneises asociados.

El conjunto de evidencias presentado anteriormente, nos lleva a concluir que los cuerpos de augengneises y gneises relacionados que afloran en la región estudiada constituyen fragmentos del basamento granítico pre-mesozoico removilizado, los cuales fueron emplazados como masas con un grado incipiente de fusión parcial durante el segundo evento metamórfico reconocido. Bajo este punto de vista, el emplazamiento ocurriría sintectónicamente con la deformación que originó los pliegues f_2 al igual que con el metamorfismo de P/T intermedia.

Modelo tectónico propuesto

Basándonos en los datos disponibles y en las discusiones precedentes, hemos elaborado un modelo tectónico con el objeto de sintetizar la evolución geológica del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa a través del tiempo. Los esquemas simplificados de las diferentes etapas de la evolución se presentan en las figuras 21, 22 y 23, mientras que en la Fig. 24 se muestran los principales eventos tectónicos que han sido interpretados para el cinturón analizado.

FIG. 21 SECUENCIA ESQUEMATICA DE LA EVOLUCION TECTONICA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

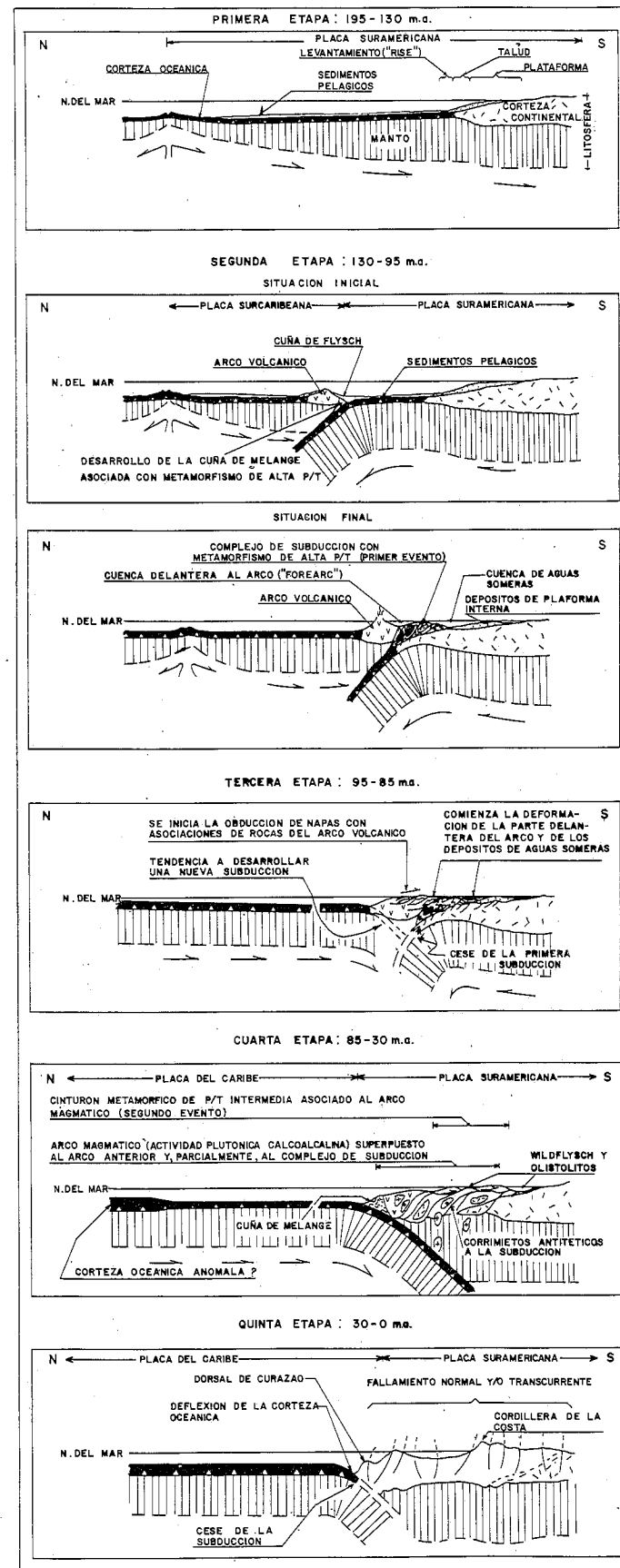


FIG. 22 DETALLE DE LA SITUACION FINAL DE LA SEGUNDA ETAPA (95 m.a.). VEASE LA FIG. 21

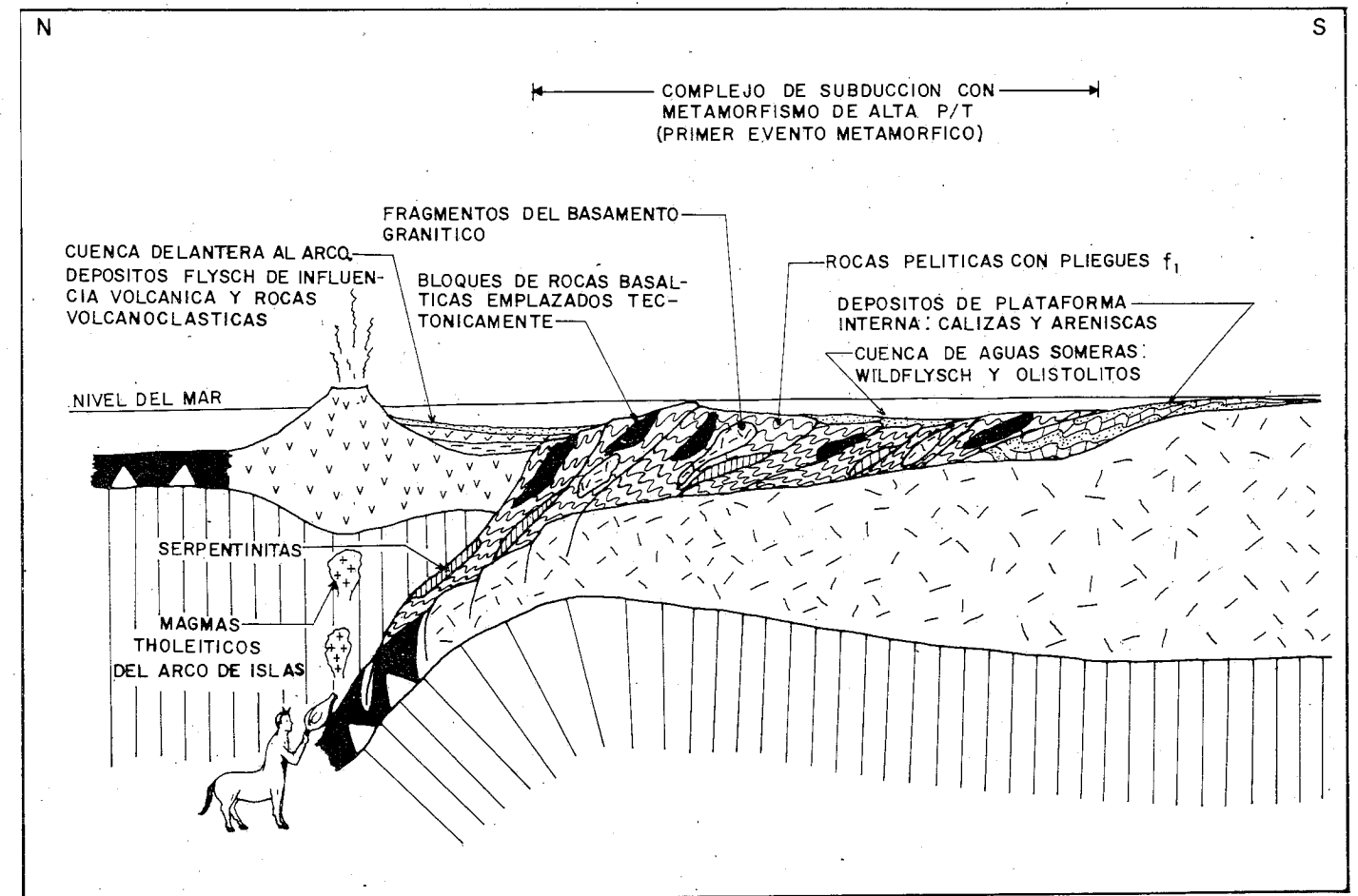
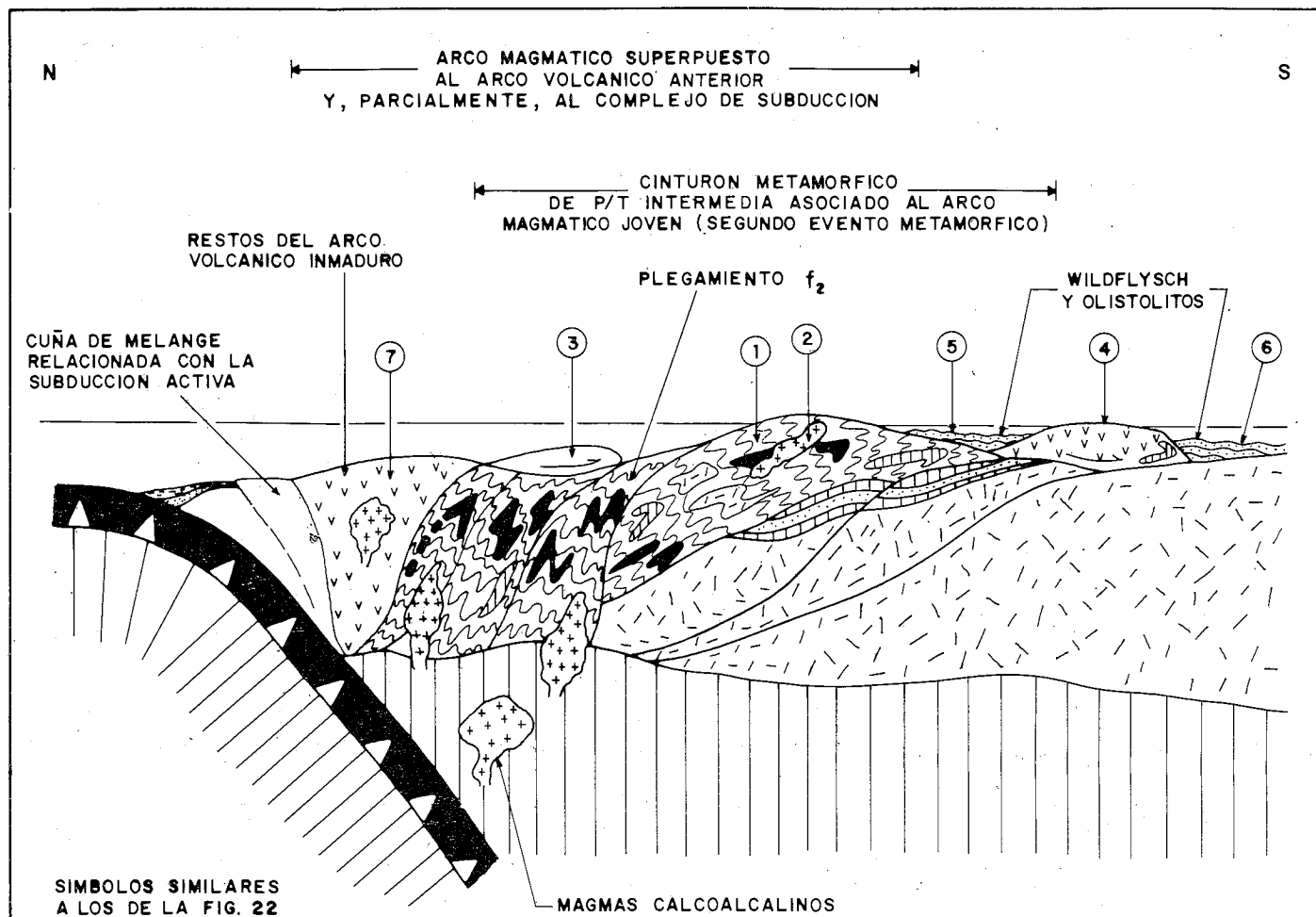


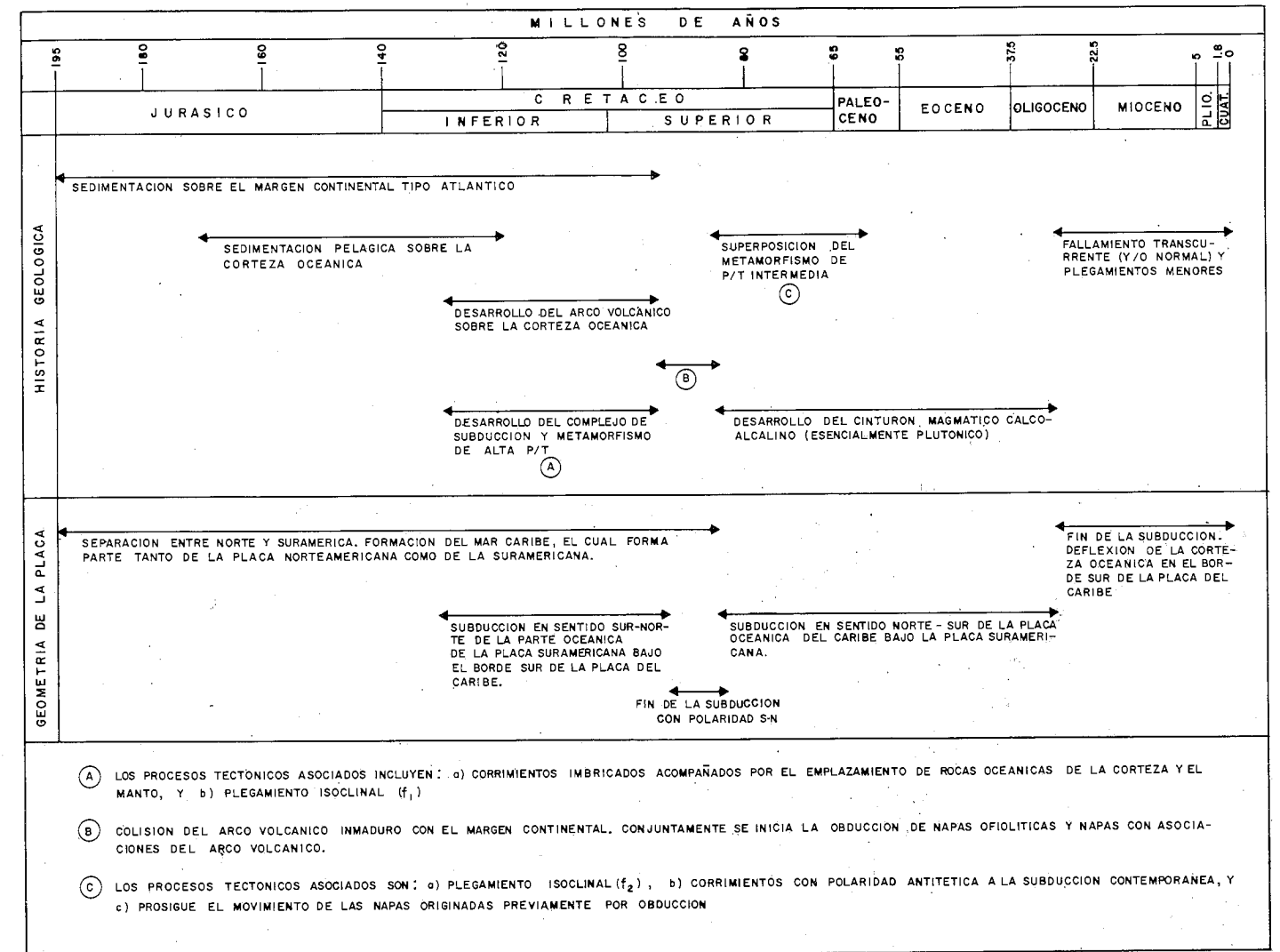
FIG. 23 DETALLE DE LA CUARTA ETAPA (38 ± 8 ma.). RELACION ENTRE LOS AMBIENTES TECTONICOS Y ALGUNAS UNIDADES LITOLÓGICAS EXPUESTAS EN LA CORDILLERA DE LA COSTA



LEYENDA

- 1- ASOCIACION DE METAPELITAS, MARMOLES, ANFIBOLITAS, SERPENTINITAS Y FRAGMENTOS DEL BASAMENTO. EL CONJUNTO PRESENTA EVIDENCIAS DE POLIMETAMORFISMO Y ES EQUIVALENTE AL "GRUPO CARACAS" Y OTRAS UNIDADES SIMILARES QUE AFLORAN EN ARAYA-PARIA Y MARGARITA
- 2- GRANITOS SINTECTONICOS CON EL SEGUNDO EVENTO METAMORFICO. EQUIVALENTES AL GRANITO DE GUAREMAL
- 3- ASOCIACION DE ROCAS VOLCANOCLASTICAS Y ROCAS METAPELITICAS ORIGINADAS EN LA CUENCA DELANTERA AL ARCO VOLCANICO INMADURO, ASI COMO FRAGMENTOS DE OFIOLITAS. EL CONJUNTO SERIA EQUIVALENTE A LA "FORMACION TACAGUA". EN OTROS CASOS CORRESPONDERIA A NAPAS DE OFIOLITAS EMPLAZADAS POR OBDUCCION, TAL COMO LAS OBSERVADAS EN PARAGUANA.
- 4- ASOCIACION DE ROCAS DEL ARCO VOLCANICO INMADURO Y FRAGMENTOS DE OFIOLITAS. EL CONJUNTO, TAL VEZ EQUIVALENTE AL "GRUPO VILLA DE CURA", PRESENTA METAMORFISMO VARIABLE ENTRE ALTA E INTERMEDIA P/T.
- 5- WILDFLYSCH METAMORFIZADO EN BAJO GRADO. EQUIVALENTE (?) A LA "FORMACION PARACOTOS"
- 6- FLYSCH NO METAMORFIZADO. EQUIVALENTE A LOS DEPOSITOS DEL SURCO DE GUARICO
- 7- MAGMATISMO CALCOALCALINO INTENSO SOBRE RESTOS DEL ARCO VOLCANICO (BONAIRE). EN OTRAS OCASIONES SOBRE EL COMPLEJO DE SUBDUCCION (LA ORCHILA, GRAN ROQUE, LOS HERMANOS) O SOBRE CORTEZA OCEANICA OBDUCIDA (ARUBA, CURAZAO)

FIG. 24 HISTORIA TECTONICA SIMPLIFICADA DEL MARGEN SUR DEL CARIBE Y MOVIMIENTO DE LAS PLACAS RELACIONADAS



Primera etapa: 195 - 130 m.a. (Jurásico Inferior a Cretácico Inferior).

Durante este intervalo de tiempo se comenzó a formar y se desarrolló el piso oceánico del Caribe, proceso ocurrido a medida que Norteamérica se separaba de Suramérica (LADD, 1976, BURKE *et al.*, 1978). El origen de la corteza oceánica del Caribe debió haber estado relacionado con un proceso de expansión del piso oceánico. Sin embargo, no hay hasta la fecha evidencias de la orientación que tuvieron las cordilleras de expansión, debido a la ausencia de anomalías magnéticas coherentes en la actual corteza oceánica del Caribe. LARSON y PITMAN (1972) han asumido la existencia de una cordillera de expansión que se extendió en el Pacífico. DONNELLY (1980), por su parte, ha sugerido que en el período comprendido entre el Jurásico Superior y el Cretácico Superior la expansión en el Caribe fue difusa, no existiendo ningún centro persistente.

Conjuntamente con la expansión oceánica del Caribe se fue desarrollando un margen continental "tipo Atlántico" en

la costa septentrional del continente Suramericano, tal como fue propuesto por MARESH (1974). Sobre la corteza esencialmente continental que constituía el margen ocurrió la acumulación de sedimentos, tanto en la plataforma como en el talud y en levantamiento ("rise") continental. Tan sólo algunos sedimentos del levantamiento ("rise") continental pudieron haberse extendido sobre la corteza oceánica. Al norte de este prisma sedimentario pudo continuar la acumulación de sedimentos pelágicos sobre la corteza oceánica (Fig. 21).

La mayor parte de los sedimentos depositados en la plataforma continental externa, aquellos acumulados en el talud y en el levantamiento ("rise") continental, al igual que los sedimentos pelágicos y algunos fragmentos de sus respectivos basamentos, se hallan expuestos en la actualidad en el Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa. Los sedimentos de la plataforma continental interna, por el contrario, pudieran hallarse formando parte de la Faja Tectónica Cauca-gua-El Tinaco.

Es interesante indicar que en el intervalo de tiempo comprendido entre los 195 y los 130 m.a., el océano del Caribe probablemente no definía una placa independiente. Parece, más bien, que constituyó partes oceánicas tanto de la Placa Suramericana como de la Placa Norteamericana.

Segunda etapa: 130 - 95 m.a. (Cretácico Inferior a Cenomaniense).

Hace aproximadamente 127 m.a. (Valanginiense), Suramérica comenzó a desprenderse y alejarse de África, fenómeno que originó un cambio sensible en el movimiento relativo entre Norte y Suramérica (LADD, 1976; BURKE *et al.*, 1978). A consecuencia de ello pudo generarse una compresión en dirección norte-sur entre Norteamérica y Suramérica. En tales condiciones, el nuevo estado dinámico podría tender al equilibrio si se desarrollasen zonas de subducción, próximas a los márgenes del océano del Caribe, en las cuales la rata de subducción fuese superior a la velocidad de expansión de la corteza oceánica.

Las características geológicas del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa y de las islas venezolanas y holandesas, sugieren que durante el período de tiempo referido se desarrolló una zona de subducción cerca del margen meridional del Caribe. Tal zona de subducción estuvo ubicada en la corteza oceánica, a una distancia no muy lejana del margen continental "tipo Atlántico" de Suramérica, y poseía una polaridad en sentido sur-norte. De acuerdo con esto, la parte oceánica de la Placa Suramericana era, para ese entonces, consumida bajo el borde sur del piso oceánico del Caribe.

En las etapas iniciales del desarrollo de la subducción en sentido sur-norte, comenzó a formarse un arco volcánico inmaduro sobre el borde sur de la placa del Caribe (Fig. 21). A medida que evolucionó el marco tectónico descrito ocurrieron una serie de procesos contemporáneos, entre los cuales los más resaltantes son: a) se generó una cuña constituida por un "melange" de subducción, inmediatamente al sur del arco volcánico y al norte de la fosa. Asociado al "melange" de subducción apareció también un cinturón metamórfico de alta relación P/T; b) comenzaron a acumularse sedimentos pelágicos en una cuenca marginal, limitada al norte por la fosa y al sur por el levantamiento ("rise") continental, cuyo basamento fue la corteza oceánica; c) continuó la sedimentación sobre la plataforma, el talud y el levantamiento ("rise") del margen continental suramericano (Fig. 21).

Cuando el proceso de subducción hubo continuado por un período de tiempo prudencial, se produjeron los siguientes fenómenos: a) el sistema del arco volcánico fue ensanchándose progresivamente, lo que permitió que se formara una cuenca externa al arco ("fore arc basin"), situada entre el arco volcánico propiamente dicho y la cordillera externa al arco ("outer arc ridge"). En dicha cuenca se depositaron rocas volcanoclásticas y sedimentos diversos sobre un basamento constituido por el "melange" de subducción desarrollado previamente (Fig. 21); b) la cuña que formaba el "melange" de subducción, asociada al cinturón metamórfico de alta P/T, continuó extendiéndose

hacia el sur. Como resultado de ello el segmento de la corteza oceánica que separaba el arco volcánico del margen continental fue reduciéndose progresivamente, por lo que el talud continental se acercaba paulatinamente a la zona de subducción (Fig. 21 - segunda etapa, situación final); y c) continuó la sedimentación en el margen continental y, en menor proporción, en la corteza oceánica remanente que separaba el arco volcánico del levantamiento ("rise") continental.

En el estadio final de la subducción, hace aproximadamente 95 m.a., el margen continental ("tipo Atlántico") de Suramérica llegó hasta la zona de subducción, con lo cual se produjo la colisión entre el arco volcánico y el continental (Fig. 21 y Fig. 22). Al mismo tiempo, como el margen continental no pudo subducir a causa de su menor densidad, la compresión produjo una serie de efectos tectónicos, entre ellos: plegamiento isoclinal de gran parte de la secuencia sedimentaria continental e intensos corrimientos imbricados. Este conjunto de procesos pudo conducir al emplazamiento tectónico de rocas del basamento continental y de la secuencia sedimentaria de la plataforma continental, dentro del complejo de subducción (Fig. 22).

El origen y el desarrollo del complejo de subducción formado durante este período de tiempo (130-95 m.a.) estuvieron relacionados con la aparición de corrimientos imbricados, los cuales posiblemente se asociaron con pliegues isoclinales (f_1) que deformaron las rocas sedimentarias que componían cada uno de los bloques tectónicos. Tales corrimientos se produjeron en la zona comprendida entre el arco volcánico, ubicado al norte, y la fosa, situada al sur, y se caracterizaban por poseer un buzamiento hacia el norte con un ángulo mayor al que presentaba la zona de Benioff, lo que permitió que el complejo de subducción fuese "creciendo" progresivamente hacia el sur. Mediante este proceso se puede explicar la mezcla de: rocas provenientes de diferentes niveles de la corteza oceánica subducida, rocas del manto, sedimentos pelágicos y del margen continental y rocas del basamento continental, mezcla que, por otra parte, se produjo en un ambiente metamórfico de alta relación P/T. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que aun cuando el régimen metamórfico se caracterice por una alta relación P/T, las rocas que componen el complejo de subducción pueden mostrar diferentes grados de metamorfismo, e incluso no estar metamorfizadas, puesto que ello depende de la profundidad a la cual haya ocurrido la recristalización.

Tercera etapa: 95 - 85 m.a. (Turonense a Coniacense).

En este período de tiempo, por demás relativamente corto, ocurrió la fase principal de la colisión entre el arco volcánico y el continente. Como resultado de ello finalizó la subducción en sentido sur-norte y, además, tendió a generarse un nuevo proceso de subducción con una polaridad inversa a la anterior, es decir, en sentido norte-sur (Fig. 21). Esta nueva subducción se desarrolló a lo largo del borde septentrional del antiguo arco de islas, entonces extinto.

Nosotros creemos que durante este período pudo comenzar el emplazamiento de napas compuestas por asociaciones del arco volcánico (entre otras la napa de Tacagua), del complejo de subducción y napas ofiolíticas, todas ellas originadas por corrimientos antitéticos a la subducción recién desarrollada. Simultáneamente, los sedimentos de aguas someras, depositados con anterioridad sobre el complejo de subducción, fueron entonces incorporados dentro de dicho complejo por deformación continua y movilización interna.

Según DONNELLY y ROGERS (1978) el episodio magmático de extensión responsable de la formación de la corteza oceánica del Caribe, culminó alrededor de los 85 m.a. Por lo tanto, es probable que durante el lapso de tiempo que ahora nos ocupa el Caribe haya comenzado a comportarse como una placa oceánica independiente, estando limitada por zonas de subducción tanto al norte como al sur y sin poseer ningún centro de expansión.

Cuarta etapa: 85 - 30 m.a. (Cretácico Superior a Oligoceno Inferior).

Hace unos 85 m.a. la placa oceánica del Caribe, que estaba siendo consumida en sentido norte-sur a lo largo de la zona de subducción, pudo llegar a la profundidad necesaria como para iniciar el magmatismo (Fig. 21). Por otra parte, durante este período (85 - 30 m.a.) el marco tectónico es el de un cinturón orogénico del "tipo cordillera", pues la placa oceánica del Caribe era consumida bajo el margen continental suramericano, aunque este último consistía de una corteza continental atípica. Tal corteza, que puede ser denominada como paracontinental, estaba formada por el arco volcánico del Cretácico Inferior y el complejo de subducción asociado a él, por lo que probablemente su espesor era mucho menor que el de una corteza continental característica.

Al comenzar el magmatismo citado previamente, se desarrolló un arco magmático cuyos productos fueron en esencia rocas plutónicas calcoalcalinas, las cuales intrusieron y se emplazaron sobre el antiguo complejo de subducción y, en ocasiones, sobre fragmentos obducidos de la corteza oceánica y del antiguo arco de islas (Fig. 23). Al arco magmático formado en este tiempo le es inherente un aumento de la temperatura, lo que ocasionó que al metamorfismo de alta relación P/T que caracterizaba al complejo de subducción, se le sobreimpusiera un nuevo evento metamórfico, esta vez con una relación P/T intermedia. El rango de edades para el clímax de este segundo evento metamórfico está comprendido entre 85 y 60 m.a., es decir, contemporáneo con la fase magmática temprana. No obstante, algunas intrusiones posttectónicas y la deformación post-metamórfica se produjeron entre 60 y 30 m.a.

Asociados al metamorfismo de relación P/T intermedia, y a consecuencia del régimen compresivo imperante en el margen continental, se generaron los pliegues f_2 . El plano axial de tales pliegues, la foliación metamórfica y los corrimientos debieron poseer una polaridad antitética a la de la zona de subducción —por lo tanto buzando hacia el norte— y ser contemporáneos con ella. Durante este período de tiempo, incluso hasta los 30

m.a., ocurrieron también los últimos movimientos de las napas formadas anteriormente; entre éstas, la napa de Tacagua.

Quinta etapa: 30 - 0 m.a. (Oligoceno Inferior al Presente)

La actividad magmática asociada a la subducción en sentido norte-sur, que había comenzado en el Cretácico Superior, concluyó hace aproximadamente 30 m.a. Este hecho sugiere que a partir de ese tiempo el margen sur de la Placa del Caribe dejó de ser verdaderamente convergente, máxime cuando la sismicidad característica de una zona de subducción no existe en la actualidad (Fig. 21).

Por otra parte, aun cuando la subducción concluyó en el Oligoceno Inferior, LADD (1976) indica que en el período comprendido entre 30 y 0 m.a. ha ocurrido convergencia entre Norte y Suramérica. LAGAAY (1969) ha sugerido que la costa sur del Caribe estuvo sometida a compresión en dirección noroeste-sureste desde el Eoceno Superior hasta el Presente. De la misma manera, MINSTER y JORDAN (1978) han mostrado la existencia de una componente compresiva en dirección norte-sur a través del límite entre el Caribe y Suramérica.

Si se descarta la subducción como respuesta a la compresión, existen, sin embargo, otros mecanismos para permitir el equilibrio dinámico ante ese régimen de esfuerzos. Los más probables son:

1) Deflexión ("underthrusting") del margen meridional de la placa del Caribe (BECK y LEHNER, 1974; SILVER *et al.*, 1975; CASE, 1975; TALWANI *et al.*, 1977; LADD *et al.*, 1977; MASCLE *et al.*, 1979).

2) Deformación interna de la placa del Caribe (BURKE *et al.*, 1978).

3) Plegamiento de los sedimentos marinos neógenos que se hallan en el borde septentrional suramericano (véase CASE, 1975); o movimientos a lo largo de diferentes patrones de fallas transcurrentes en el margen norte de Suramérica (Fig. 21).

El Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa presenta tres patrones de fallamiento a varias escalas: a) fallas orientadas en dirección NW a NNW; b) en dirección NE a ENE; y c) en dirección E-W.

Los análisis del terremoto registrado en Caracas en 1967, indican un movimiento transcurrente sinistral para fallas orientadas en dirección N10W (RIAL, 1978). Igualmente, los estudios del terremoto de Carúpano, ocurrido en 1976, muestran una componente transcurrente dextral en una falla normal orientada en dirección NNW (RIAL, comunicación personal). Por otra parte, el patrón ortogonal que definen las fallas NW-NNW y las fallas NE-ENE, es también sugestivo de transcurrancia en dichas fallas.

Las estructuras más extensas y mejor definidas a gran escala, son las fallas orientadas en dirección E-W. Las fallas de El Pilar, San Sebastián y Oca pertenecen a tal patrón, y aunque es probable que tengan alguna componente dextral en su despla-

zamiento, la magnitud de ella es incierta (ROD, 1956; METZ, 1964; VIERBUCHEN, 1977; MASCLE *et al.*, 1979). VIGNALI (1977, 1979), sin embargo, no ha encontrado en la falla de El Pilar indicaciones que demuestren la existencia de una componente significativa de desplazamiento horizontal.

MASCLE *et al.* (1979) consideran que el margen meridional de la Placa del Caribe, ubicado al norte de la Cordillera de Curazao, constituye, en la actualidad, un margen convergente activo y relativamente joven. Los mismos autores explican la ausencia del magmatismo y sismicidad, suponiendo que la corteza oceánica no ha alcanzado la profundidad suficiente como para que ello ocurra. Basándonos en la historia tectónica propuesta para el período comprendido entre los 80 y 30 m.a., podemos indicar que dicho margen actuó como una verdadera zona de subducción a partir de los 85 m.a. Por lo tanto, bajo nuestro punto de vista el margen de subducción no es joven, sino que, por el contrario, está inactivo desde hace unos 30 m.a. BURKE *et al.* (1978) han propuesto que la subducción a lo largo del margen sur de la Placa del Caribe ha cesado hace aproximadamente 38 m.a., cuando la corteza oceánica anómala del Caribe no pudo subducir más a causa de su "flotabilidad". No obstante, hasta el presente no se ha podido establecer a ciencia cierta si la corteza oceánica anómala del Caribe pudo detener realmente la antigua subducción o no.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer la colaboración prestada por los Geólogos Isabel Serrano de Rojas, Arturo Lara y Julio Mendoza, sin la cual este trabajo no hubiese podido ser elaborado. De igual forma, a los profesores Enrique Navarro, Franco Urbani, Franklin Yoris y Marino Ostos, del Departamento de Geología de la Universidad Central de Venezuela, con quienes sostuvimos interesantes discusiones en torno a varios de los temas tratados en el trabajo. Al mismo tiempo deseamos dar nuestro agradecimiento al profesor Mario Vignali, por las positivas conversaciones que mantuvo con nosotros en relación a los problemas estructurales y tectónicos de la Cordillera de la Costa, así como por la lectura crítica de los aspectos relativos a la geología estructural.

Las otras instituciones cuyo financiamiento hizo posible la realización del trabajo fueron Conicit, durante la fase de campo y los estudios iniciales, y el Ministerio de Energía y Minas, durante la transcripción del manuscrito y la elaboración de los gráficos que lo acompañan.

BIBLIOGRAFIA

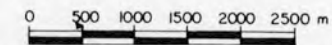
- AGUERREVERRE, S.E. (1972) "Expresión topográfica del fondo submarino frente a La Guaira y sus relaciones con algunos terremotos". *Mem. VI Conf. Geol. del Caribe*, Venezuela, pp. 372-375.
- y ZULUOGA, G. (1937) "Observaciones geológicas en la parte central de La Cordillera de la Costa, Venezuela". *Bol. Geol. y Min.*, Caracas, 1 (2, 3, 4): 3-22.
- ALTHAUS, E. (1967) "The triple point andalusite - sillimanite-kyanite". *Contr. Miner. Petrol.*, 16: 29-44.
- BAILEY, E.H. y BLAKE, M.C. Jr. (1970) "Late Mesozoic tectonic development of western California". *Geotectonics*, 1969, No. 3: 148-154, y No. 4: 225-230 (AGU translations).
- BANNO, S. (1964) "Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Iino district, central Sikoku, Japan". *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sect. II*, 15: 203-319.
- BECK, R.H. y LEHNER, P. (1974) "Oceans, new frontier in exploration". *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 58: 376-395.
- BEETS, D. y MAC GRILLAVRY, H.J. (1977) "Outline of the Cretaceous and early Tertiary history of Curacao, Bonaire, and Aruba - Guide to field excursions Curacao, Bonaire, and Aruba". *8th Caribbean Geol. Conf. (Curacao)*, 1977: 1-17.
- BELL, J.S. (1968) "Geología del área de Camatagua, Estado Aragua, Venezuela". *Bol. Geol.*, Caracas, 9 (18): 291-240.
- BIRCH, F. y LE COMTE, P. (1960) "Temperature - pressure plane for albite composition". *Am. J. Sci.*, 258: 209-217.
- BIRD, J.M. y DEWEY, J.F. (1970) "Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1031-1059.
- BLACKBURN, W.H. y NAVARRO, F.E. (1977) "Garnet Zoning and polymetamorphism in the eclogitic rocks of isla de Margarita, Venezuela". *Canadian Mineral.*, 15: 257-266.
- BLAKE, M.C. Jr., IRWIN, W.P. y COLEMAN, R.G. (1967) "Upside-down metamorphic zonation, blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon". *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, 575-C: 1-9.
- , IRWIN W.P. y COLEMAN, R.G. (1967) "Blueschist-facies metamorphism related to regional thrust faulting". *Tectonophysics*, 8: 237-246.
- BLANCO, B. (1980) "Geología de una zona ubicada al oeste de Chivacoa, Distrito Sucre, Bruzual y Nirgua, Edo. Yaracuy". *Trabajo Especial de Grado, Escuela de Geología y Minas, Univ. Central de Venezuela*, Inédito, 177 p.
- BURKE, K. y DEWEY, J.F. (1980) "Caribbean evolution". (Abs). *IX Conf. Geol. del Caribe (Santo Domingo)*, 1980: 10-11.
- , FOX, P.J. y SENGOR (1978) "Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean". *Jour. Geophys. Res.*, 83 (B8): 3949-3954.
- CASE, J.E. (1975) "Geophysical studies in the Caribbean Sea". *en the ocean basins and margins*, 3, Nairn and Stehli ed., Plenum press, N.Y.: 107-180.
- COLEMAN, R.G. (1971) "Petrologic and geophysical nature of serpentinites". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 897-918.
- (1972) "Blueschist metamorphism and plate tectonics". *24th Internat. Geol. Congr.*, Montreal, Rept. Sec. 2: 19-26.
- (1977) "Ophiolites", *Minerals and Rocks*, Vol. 12, Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - N.Y., 240 p.
- y LEE, D.E. (1962) "Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California". *Am. Jour. Sci.*, 260: 577-595.
- y LEE, D.E., BEATTY, L.B. y BRANNOCK, W.W. (1965) "Eclogites and eclogites: Their differences and similarities". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 483-508.
- CONEY, P.J. (1970) "The geotectonic cycle and the new global tectonics". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 739-747.
- DENGO, G. (1951) "Geología de la región de Caracas". *Bol. Geol.*, Caracas, 1 (1): 39-115.
- DE ROEVER, F.W.R. (1972) "Lawsonite - albite-facies metamorphism near Fuscaldo, California (Southern Italy). Its geological significance and petrological aspects". *GUA Papers of Geology.*, Ser. 1, No. 3: 171 p.
- y BEUNK, F.F. (1976) "Blue amphibole - albite - chlorite assemblages from Fuscaldo (S. Italy) and the role of glaucophane in metamorphism". *Contr. Miner. Petrol.*, 58: 221-234.
- DEWEY, J.F. (1977) "Suture zone complexities: a review". *Tectonophysics*, 40: 53-67.
- y BIRD, J.M. (1970) "Mountain belts and the new global tectonics". *Jour. Geophys. Res.*, 75: 2625-2647.
- y BIRD, J.M. (1971) "Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland". *Jour. Geophys. Res.*, 76: 3179-3206.
- DIAZ DE GAMERO, L. (1969) "Identificación y significación cronestratigráfica de los pelecípodos de la Formación Las Brisas". *Asoc. Ven. Geol. Min. y Petrol. Bol. Inform.*, 12 (12): 455-464.
- DICKINSON, W.R. (1968) "Circum-Pacific andesite types". *Jour. Geophys. Res.*, 73: 2261-2269.
- (1969) "Evolution of calc-alkaline rocks in the geosynclinal system of California and Oregon". *Oregon Dept. Geol. and Mineral Industries Bull.*, 65: 151-156.
- (1970) "Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics". *Rev. Geophys. and Space Physics*, 8: 813-860.
- DONNELLY, T.W. (1975) "The geological evolution of the Caribbean and the gulf of Mexico" *en the Ocean Basins and Margins*, 3, Nairn and Stehli ed. Plenum press, N.Y.: 663-689.
- (1980) "Igneous-tectonics history of the Caribbean during the late Jurassic through late Cretaceous: the unity of oceanic and primitive island arc suites in Central America, Greater Antilles, Venezuela, Netherlands Antilles, Venezuelan basin, and Nicaragua rise" (Abs). *9th Caribbean Geol. Conf. Santo Domingo*, 1980. 16-17.
- y ROGERS, J.J.W. (1978) "The distribution of igneous rock suites throughout the Caribbean". *Geologie en Mumbouw*, 57 (2): 151-162.
- ERNST, W.G. (1970) "Tectonic contact between the Franciscan mélangé and the Great Valley sequence: Crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone". *Jour. Geophys. Res.*, 75: 886-901.

- (1971) "Do Mineral paragenesis reflect unusually high pressure conditions of Franciscan metamorphism?". *Am. Jour. Sci.*, 270: 81-108.
- (1972) "Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time". *Am. Jour. Sci.*, 272: 657-668.
- y DAL PIAZ, G.V. (1978) "Mineral parageneses of eclogitic rocks related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Brevil-St. Jacques area, Italian Western Alps". *Am. Mineralogist.*, 63: 621-640.
- , SEKI, Y., ONUKI, H. y GILBERT, M.C. (1970) "Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and the outer metamorphic belt of Japan". *Geol. Soc. Am. Mem.* 124, 276 p.
- ESSENE, E.J. y FYFE, W.S. (1967) "Omphacite in California metamorphic rock". *Contr. Miner. Petrol.*, 15: 1-23.
- FRY, N. y FYFE, W.S. (1969) "Eclogites and water pressure". *Contr. Miner. Petrol.*, 24: 1-6.
- y FYFE, W.S. (1971) "On the significance of the eclogites facies in Alpine metamorphism". *Verh. Geol. Bundesanst. Wien*, 2: 257-265.
- FURRER, M.A. y URBANI, F. (1973) "Nuevas localidades fosilíferas en cuevas ubicadas en las formaciones Las Mercedes y Guárico, Estado Miranda". *Bol. Soc. Venezolana Espel.*, 4 (2): 135-139.
- GONZALEZ DE JUANA, C. (1968) "Guía de la excursión geológica a la parte oriental de la isla de Margarita". *Asoc. Venez. Geol. Min. y Pet.*, Guía, 30 p.
- y VIGNALI, C.M. (1972) "Rocas metamórficas e ígneas de la península de Macanao, Venezuela". *Mem., VI. Conf. Geol. del Caribe (Margarita)* 1971: 63-68.
- , ITURRALDE DE AROZENA, J.M. y PICARD, C.X. (1980) *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Tomo I, Ediciones Foninves, Caracas, 407 p.
- GREEN, D.H. y RINGWOOD, A.E. (1967) "An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological significance". *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 31: 767-833.
- HAMILTON, W. (1969 a) "The volcanic central Andes - a modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America". *Oregon Dept. Geol. and Mineral Industries Bull.*, 65: 175-184.
- (1969 b) "Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80 (12): 2409-2430.
- (1970) "The Uralides and the motion of the Russian and Siberian Platforms". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 (9): 2553-2576.
- (1979) "Tectonics of the Indonesian region". *U.S. Geol. Survey. Prof. Paper.* 1078, 345 p.
- HATHERTON, T. y DICKINSON, W.R. (1969) "The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, The Lesser Antilles and other island arcs". *Jour. Geophys. Res.*, 74: 5301-5310.
- HESS, H.H. (1968) "Basamento gnésico, Cordillera de la Costa, Venezuela". *Soc. Venez. Geol., Circular* 54 (Julio-Agosto 1972): 18. Traducción de Basement Gneiss, Cordillera de la Costa, Venezuela, 16th. *Am. Progr. Rept. to the U.S. Atomic Energy Comm., Contract* AT (30-1) 1381, M.I. T-81.
- y MAXWELL, J.C. (1949) "Geological reconnaissance of the island of Margarita". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 60 (12): 1857-1868.
- HSU, K.J. (1968) "Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79: 1063-1074.
- y OHRBOM, R. (1969) "Melanges of San Francisco península-geologic reinterpretation of type Franciscan". *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 53: 1348-1367.
- HYNDMAN, D.W. (1967) *Petrology of igneous and metamorphic rocks*, Mc Graw Hill, N.Y., 531 p.
- JAKES, P. y WHITE, A.J.R. (1969) "Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types". *Tectonophysics*, 8: 223-236.
- y WHITE, A.J.R. (1972) "Major and trace element abundances in volcanic rocks or orogenic areas". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 29-40.
- JOHANNES, W. y PUHAN, D. (1971) "The calcite-aragonite transition, reinvestigated". *Contr. Miner. Petrol.*, 31: 28-38.
- KUNO, H. (1966) "Lateral variation of basaltic magma across continental margins and island arcs". En W.H. Poole (Ed.), *Continental Margins and Island Arcs*, *Geol. Surv. Can. Paper.*, 66-15: 317-336.
- KUSHIRO, I. (1965) "Clinopyroxene solid solution at high pressures". *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, 64: 112-117.
- LADD, J.W. (1976) "Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 969-976.
- , WORZEL, J.L. y WATKINS, J.S. (1977) "Multifold seismic reflection records from the northern Venezuelan Basin and the North Slope of the Muertos Trench". En *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins*, Talwani y Pitman (ed.), *Am. Geophys. Un.*: 41-56.
- LAGAAY, R.A. (1969) "Geophysical investigations of the Netherlands Leeward Antilles". *Verhand. Koninkl. Nederlandre Akad. Wetensch. Verh., Afd. Natuurk.*, 25: 86 p.
- LARA, A. (1978) "Geología de la cuenca del río Limón, D.F.". *Trabajo Especial de Grado, Escuela de Geología y Minas, Univ. Central de Venezuela*. Inédito, 145 p.
- LARSON, R.L. y PITMAN, W.C., III, (1972) "World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 3645-3662.
- LAUBSCHER, H.P. (1955) "Structural and petrogenetic aspects of the Baruta area in the Venezuelan Coast Range". *Eclog. Geol. Helv.*, 48 (2): 329-344.
- LEFEVRE, C. (1973) "Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le Sud du Pérou". *Contr. Miner. Petrol.*, 41: 259-272.
- LOUREIRO, C.D. (1978) "Geología de la cuenca del río Oricao, D.F.". *Trabajo Especial de Grado, Escuela Geol. y Minas, Univ. Central de Venezuela*. Inédito, 281 p.
- (1981) "Geoquímica de los elementos mayoritarios de las anfibolitas de la Cordillera de la Costa: fragmentos de la corteza oceánica del Caribe". *Trabajo de ascenso, Escuela Geol. y Minas, Univ. Central de Venezuela*. Inédito, 186 p.
- y TALUKDAR, S. (1981) "Implicaciones del estudio geoquímico de las rocas anfibolíticas de la parte norcentral de la Cordillera de la Costa". *ASOVAC*, Nov. 1981, Resumen, p. 222.
- MAC DONALD, W.D., DOOLAN, B.L. y CORDANI, U.G. (1971) "Cretaceous-early Tertiary metamorphic K-Ar age values from the southern Caribbean". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 1381-1388.
- MARESCH, W. V. (1972 a) "Field trip to the Rinconada Group". *Guide of excursion L-1, Mem. VI Conf. Geol. del Caribe (Margarita)*, 1971: 20-21.
- (1972 b) "Eclogitic amphibolitic rocks on Isla Margarita, Venezuela. A preliminary account". *Geol. Soc. Am. Mem.* 132: 429-437.
- (1974) "The plate tectonic origin of the Caribbean Mountain System of the northern South America: discussion and proposal". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 669-682.
- (1976) "Implications of a Mesozoic to early Tertiary collision-type plate-tectonic model in northern Venezuela for the southern Caribbean region". *Trans. 7th. Caribbean Geol. Conf. (Guadeloupe)*, 1974: 485-491.
- (1977) "Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge". *Tectonophysics*, 43: 109-125.
- (1980) "Investigaciones petrológicas y geoquímicas en metamorfitas de alta presión del Sistema Montañoso del Caribe, Venezuela". En *Nuevos Resultados de la Investigación Geocientífica Alemana en Latinoamérica, ed. por Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn y el Inst. de Colaboración Científica, Tübingen, Rep. Fed. de Alemania*: 75-78.
- MATTSON, P.H. (1977) "Caribbean tectonic model". En: *West Indies Island Arcs, P.H. Mattson ed. Benchmark Papers in Geology*, 33: 353-359, Dowden, Hutchinson y Ross, Inc. Pennsylvania, 382 p.
- y JUARBE NEGRON, I.A. (1981) "Multiple deformation in the Western Cordillera de la Costa, Venezuela". *Mem. 9a Conf. Geol. del Caribe* (en prensa).
- MASCLE A., BIJU-DUVAL, B., LETOUZEY, J., BELLIZIA, A., AUBOIN, J., BLANCHET, R., STEPAHN, J.F. y BECK, C. (1979) "Estructura y evolución de los márgenes este y sur del Caribe". *Bull. de B.R. G.H. (Deuxieme Serie)*, Sec. IV, No. 3/4: 171-184.
- MENDOZA, J.J. (1978) "Geología de la cuenca del río Chichiriviche, D.F.". *Trabajo Especial de Grado, Escuela Geol. y Minas, Univ. Central de Venezuela*. Inédito, 204 p.
- MENENDEZ, A. (1966) "Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela". *Bol. Geol.*, Caracas, 8 (15): 116-139.
- METZ, H. (1964) "Geology of the el Pilar Fault zone, State of Sucre, Venezuela". *Ph. D. Thesis, Princeton Univ.*, 102 p.
- (1968) "Geology of the el Pilar Fault zone, Venezuela". *4th. Caribbean Geol. Conf.* pp. 293-298.
- MINSTER, J.B. y JORDAN, T.H. (1978) "Present-day plate motions". *Jour. Geophys. Res.*, 83 (B11): 5331-5354.
- MIYASHIRO, A. (1961) "Evolution of metamorphic belts". *Jour. Petrol.*, 2: 277-311.
- (1967) "Orogeny, regional metamorphism, and magmatism in the Japanese Islands". *Dansk. Geol. For. Medd.*, 17: 390-447.
- (1972) "Metamorphism and related magmatism in plate tectonics". *Am. Jour. Sci.*, 272: 629-656.
- (1973) *Metamorphism and Metamorphic Belts*, Allen and Unwin, London, 492 p.
- MURANY, E.F. (1972) "Structural analysis of the Caribbean eastern Interior Range of Venezuela". *Mem. 6th. Caribbean Geol. Conf.*, (Venezuela), pp. 295-299.
- NAVARRO, E. (1977) "Eclogitas de Margarita: evidencias de polimetamorfismo". *V. Cong. Geol. Venezolano*, Tomo II: 651-661.
- (1981) "Relaciones mineralógicas en rocas eclogíticas de la isla de Margarita, Estado Nueva Esparta". *GEOS*, Caracas, No. 26: 3-44.
- NEWTON, M.S. y KENNEDY, G.C. (1968) "Jadeite, analcite, nepheline and albite at high temperatures and pressures". *Am. Jour. Sci.*, 266: 728-735.
- OLMETA, M.A. (1968) "Determinación de edades radiométricas en rocas de Venezuela y su procedimiento por el método K/Ar". *Bol. Geol.*, Caracas, 10 (9): 339-344.
- OSTOS, M.R. (1980) "Geología de una zona ubicada en el Parque Nacional El Avila, Distrito Federal". *ASOVAC*, Nov. 1980, Resumen, p. 25.
- (1981) "Geología de una zona ubicada entre la autopista Caracas-La Guaira y el Estribo de Galindo, Parque Nacional El Avila, D.F.". *Trabajo de Ascenso, Esc. Geología, U.C.V.*
- OXBURGH, E.R. y TURCOTTE, D.L. (1971) "Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions". *Jour. Geophys. Res.*, 76: 1315-1327.
- PAGE, B.M. (1970) "Sur-Nacimiento fault zone of California: Continental margin tectonics". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 667-690.
- PETER, G.G. (1972) "Geologic structure of shore north-central Venezuela". *Mem. 6th. Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 283-294.
- PLATT, J.P. (1976) "The petrology, structure, and geologic history of the Catalina schist terrain, southern California". *Univ. California Pubs. in Geol. Sciences*, Vol. 112, 111 p.
- RAMSAY, J.G. (1976) *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill book Company, 568 p.
- RIAL, J.A. (1978) "The Caracas, Venezuela, earthquake of July 1967: a multiple source event". *Jour. Geophys. Res.*, 83 (B11): 5405-5414.
- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. y BELL, P.M. (1969) "Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: The aluminum silicate triple point". *Am. Jour. Sci.*, 267: 259-272.
- RINGWOOD, A.E. (1974) "The petrological evolution of island arc systems". *Jour. Geol. Soc. London*, 130: 183-204.
- ROD, E. (1956) "Strike-slip faults of northern Venezuela". *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 40: 457-476.
- SANTAMARIA, F. y SCHUBERT, C. (1974) "Geochemistry and geochronology of the Southern Caribbean - Northern Venezuela Plate boundary". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85 (7): 1085-1098.

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA

FACULTAD DE INGENIERIA
 ESCUELA DE GEOLOGIA Y MINAS
 DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
 1979

MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA UBICADA
 ENTRE CATIA LA MAR Y EL LIMON.D.F.



COMPILADO DE: LARA (1978), MENDOZA (1978), LOUREIRO (1978), SERRANO (1978).

LEYENDA

Simbolos Geológicos

- Rumbo y buzamiento de la foliación (S₂)
- Taza del plano axial de antiforme regional
- Fallas observadas o interpretadas
- Contactos entre unidades

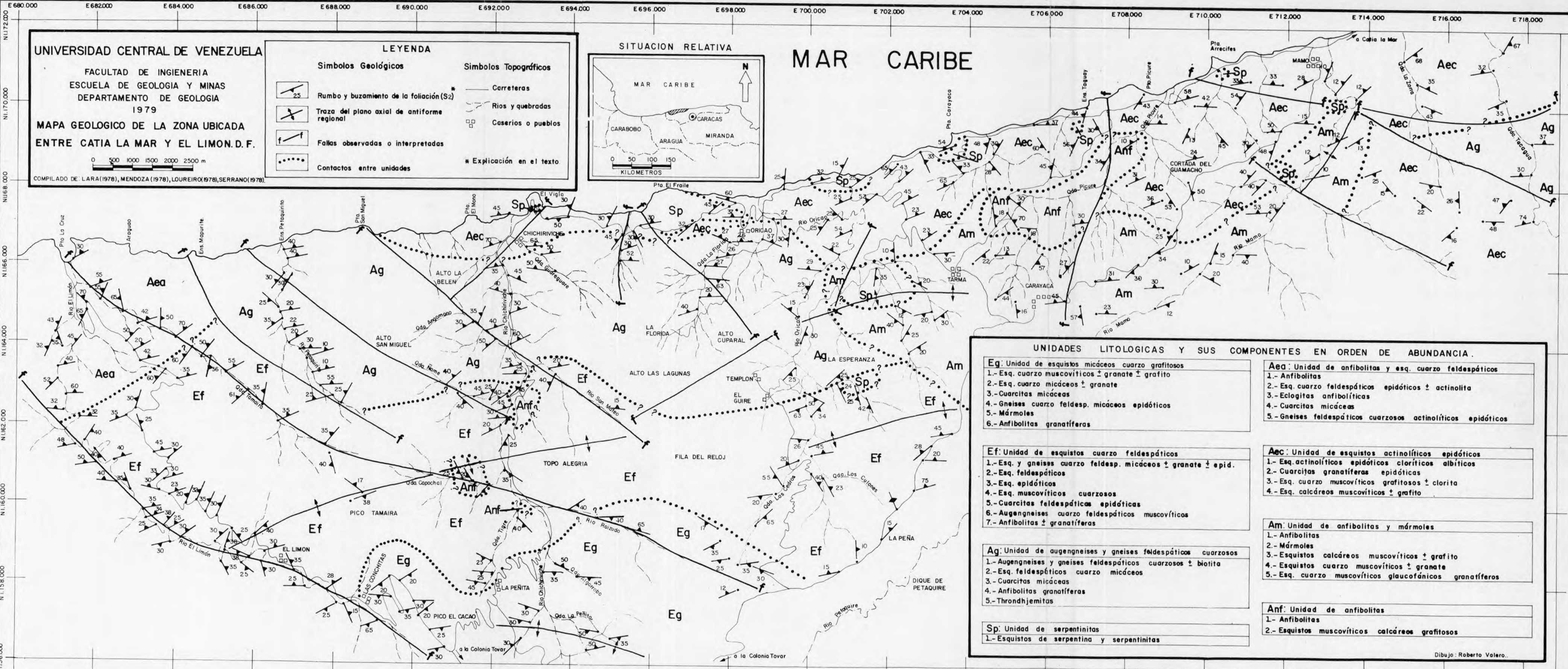
Simbolos Topográficos

- Carreteras
- Rios y quebradas
- Caseríos o pueblos
- * Explicación en el texto

SITUACION RELATIVA



MAR CARIBE



UNIDADES LITOLÓGICAS Y SUS COMPONENTES EN ORDEN DE ABUNDANCIA.

- | | |
|--|--|
| <p>Eg: Unidad de esquistos micáceos cuarzo grafitosos</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.- Esq. cuarzo muscovíticos ± granate ± grafito 2.- Esq. cuarzo micáceos ± granate 3.- Cuarcitas micáceas 4.- Gneises cuarzo feldesp. micáceos epidóticos 5.- Mármoles 6.- Anfibolitas granatíferas | <p>Aea: Unidad de anfibolitas y esq. cuarzo feldespáticos</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.- Anfibolitas 2.- Esq. cuarzo feldespáticos epidóticos ± actinolita 3.- Eclogitas anfibolíticas 4.- Cuarcitas micáceas 5.- Gneises feldespáticos cuarzosos actinolíticos epidóticos |
| <p>Ef: Unidad de esquistos cuarzo feldespáticos</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.- Esq. y gneises cuarzo feldesp. micáceos ± granate ± epid. 2.- Esq. feldespáticos 3.- Esq. epidóticos 4.- Esq. muscovíticos cuarzosos 5.- Cuarcitas feldespáticas epidóticas 6.- Augengneises cuarzo feldespáticos muscovíticos 7.- Anfibolitas ± granatíferas | <p>Aec: Unidad de esquistos actinolíticos epidóticos</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.- Esq. actinolíticos epidóticos cloríticos albiticos 2.- Cuarcitas granatíferas epidóticas 3.- Esq. cuarzo muscovíticos grafitosos ± clorita 4.- Esq. calcáreos muscovíticos ± grafito |
| <p>Ag: Unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.- Augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos ± biotita 2.- Esq. feldespáticos cuarzo micáceos 3.- Cuarcitas micáceas 4.- Anfibolitas granatíferas 5.- Thronhjemitas | <p>Am: Unidad de anfibolitas y mármoles</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.- Anfibolitas 2.- Mármoles 3.- Esquistos calcáreos muscovíticos ± grafito 4.- Esquistos cuarzo muscovíticos ± granate 5.- Esq. cuarzo muscovíticos glaucofánicos granatíferos |
| <p>Sp: Unidad de serpentinitas</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.- Esquistos de serpentina y serpentinitas | <p>Anf: Unidad de anfibolitas</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.- Anfibolitas 2.- Esquistos muscovíticos calcáreos grafitosos |

Dibujo: Roberto Valero.

SCHONEVELD, CHR. (1977) "A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline rotated garnets". *Tectonophysics*, 39: 453-471.

SCHUBERT, C. (1972) "Geología de la península de Araya, Edo. Sucre". *Mem. IV Cong. Geol. Venez.*, Tomo III, Pub. Esp. No. 5, M.M.H., pp. 1823-1882.

SEIJAS, F.J. (1972) "Geología de la región de Carúpano". *Mem. IV Cong. Geol. Venez.*, Tomo III, Pub. Esp. No. 5, M.M.H., pp. 1887-1925.

SERRANO DE ROJAS, I. (1978) "Geología del área Carayaca-Qda. Tacagua, D.F.". *Trabajo Especial de Grado, Escuela Geol. y Minas, Univ. Central de Venezuela*, Inédito, 152 p.

SILVER, E.A., CASE, J. y MAC GRILLAVRY, H. (1975) "Geophysical study of the Venezuelan borderland". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 213-226.

SMITH, R.J. (1952) "Geología de la región Los Teques-Cúa". *Bol. Geol.*, Caracas, 2 (6): 33-406.

SPRY, A. (1969) *Metamorphic Textures*, Pergamon Press, 350 p.

SUPPE, J. (1973) "Geology of the Leech Lake mountain - Ball mountain region, California". *Univ. California Pubs. in Geol. Sciences*, 107: 82 p.

TALUKDAR, S.C. (1973) "Chemical characteristics of continental margin (Andean arc) volcanic rocks, and possible distinction from island arc lavas". *Resumen, 2do. Cong. Latinoamericano de Geología*, Caracas, p. 144.

_____ (1977) "Chemical characteristics of continental margin (Andean arc) volcanic rocks, and possible distinction from island arc lavas". *Bol. Geol.*, Caracas, Pub. Esp. No. 7., p. 2333-2343.

LOUREIRO, D., MENDOZA, J., LARA, A. y SERRANO DE ROJAS, I. (1979) "Historia metamórfica de la parte norcentral de la Cordillera de la Costa entre Carayaca y Puerto Cruz y su significado". *GEOS*, Caracas, No. 25: 67-68.

_____ y LOUREIRO, D. (1980) "Metamorphism of the north-central part of the Coastal Range, Venezuela and its tectonic implications". *Abs., 9th. Caribbean Geol. Conf. (Santo Domingo)*: p. 71.

_____, LOUREIRO, D., NAVARRO, E., URBANI, F., y OS-TOS, M. (1981) "Modelo de tectónica de placas para la evolución del Sistema Montañoso del Caribe: una nueva hipótesis de trabajo". *ASOVAC*, Nov. 1981, Resumen, p. 212.

TALWANI, M., WINDISCH, C.C., STOFFA, P.B. y HOUTZ, R.F. (1977) "Multichannel seismic study of the Venezuelan Basin and the Curacao Ridge". En *Islands Arcs, Deep Sea Trenches and Back arc Basins*, Talwani y Pitman, ed., Am. Geophys. Un.: 83-89.

TAYLOR, G.C. (1960) "Geología de la isla de Margarita". *Mem. III Cong. Geol. Venez., Bol. Geol. M.M.H.*, Tomo II, p. 838-893.

TURNER, F.J. (1968) *Metamorphic Petrology*, Mc Graw Hill, N.Y.

_____ y VERHOOGEN, J. (1960) *Igneous and Metamorphic Petrology*, Mc Graw Hill, N.Y. 403 p.

URBANI, P.F. (1969 a) "Notas sobre el hallazgo de fósiles en rocas metamórficas en la parte central de la Cordillera de la Costa". *Soc. Venez. Geol.*, Circular 39: 5-15.

_____ (1969 b) "Primera localidad fosilífera del Miembro Zenda de la Formación Las Brisas: Cueva El Indio, La Guairita, Edo. Miranda". *Asoc. Ven. Geol. Min. y Petróleo, Bol. Inform.*, 12 (12): 447-453.

_____ (1978) "Geología del Granito de Guaremal, Estado Carabobo". Vol. 1 y 2, *Trabajo de ascenso, Escuela Geol. y Minas, Univ. Central de Venezuela*. Inédito, 373 p.

_____ (1982) "Comentarios sobre algunas edades de las rocas de la parte Central de la Cordillera de la Costa". *GEOS*, Caracas, 27:

VIERBUCHEN, R. (1977) "New data relevant to the tectonic history of the El Pilar fault". *Abs., 8th. Caribbean Geol. Conf. (Curacao)*: 213-214.

VIGNALI, C.M. (1972) "Análisis estructural y eventos tectónicos en la península de Macanao, Margarita". *Mem. 6th. Caribbean Geol. Conf. (Venezuela)*: 241-246.

_____ (1977) "Geology between Casanay and El Pilar, Edo. Sucre, Venezuela". *Abs., 8th. Caribbean Geol. Conf. (Curacao)*: 215.

_____ (1979). "Estratigrafía y estructura de las cordilleras metamórficas de Venezuela oriental (península de Araya-Paria e Isla de Margarita)". *GEOS*, Caracas, 25: 19-66.

WEHRMANN, M. (1972) "Geología de la región de Guatire-Colonia Tovar". *Bol. Geol. Pub. Esp.* 5, 4: 2093-2121.

WINKLER, H.G.F. (1967) *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 2 nd., Ed., Springer-Verlag, 237 p.

_____ (1974) *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 4th Ed., Springer-Verlag, 334 p.

WOLCOTT, P.P. (1943) "Fossils from metamorphic rocks of the Coast Range of Venezuela". *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 27 (10): 1632.

WOOD, B.L. (1971) "Structure and relationships of late Mesozoic schists of NW California and SW Oregon". *New Zealand Jour. Geology and Geophysics*, 14: 219-239.

COMENTARIOS SOBRE ALGUNAS EDADES DE LAS ROCAS DE LA PARTE CENTRAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

Por Franco Urbani P.

Escuela de Geología y Minas
Universidad Central de Venezuela
Apartado 47351, Caracas 1041-A

(Recibido en noviembre 1979, revisado mayo 1980)

R E S U M E N

Se presenta una revisión de la información cronológica de las rocas metamórficas de la parte central de la Cordillera de la Costa, incluyendo 36 localidades fosilíferas, 24 determinaciones por el método de K-Ar y 9 por Rb-Sr. Se reinterpretan las edades de las "formaciones" Las Brisas, Peña de Mora y Sebastopol y el Granito de Guaremal.

A B S T R A C T

A review is presented to the chronological information on the metamorphic rocks of the central Cordillera de la Costa, including 36 fossil localities, 24 K-Ar determinations and 9 Rb-Sr. An age reinterpretation of the Las Brisas, Peña de Mora and Sebastopol "formations" and the Guaremal Granite is proposed.

INFORMACION CRONOLOGICA EXISTENTE

A pesar de la gran extensión de la Cordillera de la Costa, y de los muchos años de estudios geológicos en el área, existe muy poca evidencia geocronológica en que basar las interpretaciones geológicas. A continuación se presenta un resumen de la información geocronológica existente.

Edades inferidas

Precámbrico. Inferido por la presencia de anortositas y rocas de las facies de la granulita en la zona de San Quintín, Yaracuy (BELLIZZIA y RODRIGUEZ, 1976).

Cretáceo. Basándonos en consideraciones "estratigráficas" muchos autores han considerado a las rocas metamórficas de la Cordillera de la Costa como de edad Cretáceo (revisión en RUTTEN, 1940).

Mesozoico a Paleozoico. Numerosos autores han inferido edades para las rocas de la Cordillera de la Costa de Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico (véase revisión en RUTTEN, 1940), pero la mayoría de estos autores carecían de bases para estas

interpretaciones y en general deben considerarse más bien como sus opiniones, basadas en su experiencia previa por comparaciones litológicas con diversas partes del mundo.

Edades paleontológicas

La tabla 1 presenta un resumen de las determinaciones paleontológicas efectuadas en la Cordillera de la Costa. Presentándose tres tipos de referencias, la original donde se publicó por primera vez el hallazgo, las referencias adicionales corresponden a aquellos trabajos que complementan la publicación original, o que reinterpretan la información; las referencias cartográficas, son aquellos trabajos de geología de superficie más recientes de la zona del hallazgo.

Aunque se han hecho numerosos hallazgos de fósiles en la Cordillera de la Costa (véase Tabla 1), sólo el hallazgo de *Exogyra virgula* (Defrance) en los mármoles dolomíticos de La Guairita, Caracas, permite una edad definida como del Kimmeridgiense, Jurásico Superior. Pero esta edad debe tomarse sólo para dicho nivel de mármoles y no debe generalizarse a la denominada "Formación Las Brisas", que es una unidad mucho más compleja litológica y tectónicamente.