

pycnodontiformes. De acuerdo con la alternativa que aquí se plantea, puede suponerse que los platysómidos habrían desarrollado tempranamente una dentición tipo pycnodontiforme, experimentando durante el Permotriásico una serie de transformaciones en su estructura hasta diferenciar a fines del Triásico el conjunto de caracteres que definen el Orden Pycnodontiformes. Esta alternativa, sin embargo, presenta el inconveniente de que los platysómidos carecen de la especialización craneal que necesariamente traería aparejada la adquisición de una dentición "tipo pycnodonte". En este sentido parece claro que la especialización de la región bucal de los pycnodontiformes jugó un importante papel en las transformaciones que se observan en el cráneo de estos peces: reducción de las osificaciones circunorbitales, desaparición completa de los maxilares, gran desarrollo del preopercular a expensas de la reducción y/o desaparición de los otros huesos operculares (SAINT SEINE, *op. cit.*: 104).

3) No se ha querido descartar en este somero análisis la posibilidad de que *Archaeopycnodon* pueda ser una forma filogenéticamente desvinculada de los pycnodontiformes. Es frecuente en muchos grupos de organismos que la necesidad de resolver determinados problemas de carácter adaptativo se traduzca en soluciones semejantes que dan por resultado el desarrollo de estructuras funcional y morfológicamente similares. Entre los peces, este fenómeno se presenta a menudo en formas no emparentadas pero que poseen hábitos semejantes, y sin duda un buen ejemplo de ello lo constituye el desarrollo de dientes trituradores en diversos grupos, tales como los batoideos, los bradiodontes, los dipnoos y los pycnodontiformes. Sin embargo, el plan estructural de las denticiones de cada uno de estos grupos presenta características propias que las hace fácilmente diferenciables. Dado que no se han podido constatar diferencias entre *Archaeopycnodon* y la dentición de los pycnodontiformes, parece altamente improbable que un grupo de peces no actinopterigios haya podido desarrollar una dentición de esta naturaleza. A juicio de los autores, tampoco parece plausible la hipótesis de que se trate de un caso de paralelismo dentro de los actinopterigios.

Los autores son conscientes de que este análisis queda en el terreno especulativo hasta tanto se encuentren restos poscraneales asociados a denticiones del tipo de *Archaeopycnodon*. No obstante, a nuestro juicio, es la primera hipótesis la que se ofrece como alternativa más probable y es la única que explicaría la completa identidad entre *Archaeopycnodon* y las denticiones de los pycnodontiformes. En consecuencia, este orden se habría separado tempranamente del tronco primitivo condrosteo, evolucionando en forma independiente desde el Carbónico hasta su extinción en el Eoceno.

#### BIBLIOGRAFIA

- BENEDETTO, G. y SÁNCHEZ, T. (1971). "El hallazgo de peces Pycnodontiformes (Holostei) en la Formación Yacoraité (Cretácico superior) de la Provincia de Salta, Argentina, y su importancia paleoecológica". *Acta Geol. Lilloana*, 11(8):151-176; Tucumán.
- . (1972). "*Coelodus toncoensis* nov. sp. (Pisces, Holostei, Pycnodontiformes) de la Formación Yacoraité (Cretácico superior) de la Provincia de Salta". *Ameghiniana*, 9(1): 59-71; Buenos Aires.
- BENEDETTO, G. y ODREMAN, O. (1977). "Bioestratigrafía y paleoecología de las unidades Permo-carbónicas aflorantes en el área de Carache-Agua de Obispo, Edo. Trujillo". *Mem. V Congr. Geol. Venezolano*, 1:253-288; Caracas.
- BRETSKY, P. W. (1969). "A evolution of Paleozoic benthic marine invertebrate communities". *Paleogeogr., Paleoclim., Paleocool.*, 6:45-59.
- CRAIG, G. Y. (1952). "A comparative study of the ecology and paleoecology of *Lingula*". *Trans. Edimburgh Geol. Soc.*, 15: 110-120.
- ELIAS, M. K. (1937). "Depth of deposition of the Big Blue (late Paleozoic) sediments in Kansas". *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 48:403-432.
- HENNING, E. (1906). "*Gyrodus* und die organisation der Pyknodonten". *Paleontogr.*, 53:137-208.
- RAYNER, D. H. (1961). "The structure and evolution of the holostean fishes". *Biol. Rev.*, 16:218-237.
- READ, CH. B. y MAMAY, S. (1964). "Upper Paleozoic Floral Zones and Floral Provinces of the United States". *U. S. Geol. Surv.*, Prof. Paper 454-K.
- ROMER, A. S. (1966). "Vertebrate Paleontology". *The Univ. Chicago Press*; 3th. Ed., Chicago.
- SAINT SEINE, P. de. (1949). "Les poissons des calcaires lithographiques de Cerin". *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, 1(2): 1-357.
- STEVENS, C. H. (1966). "Paleoecological implication of Early Permian fossil communities in Eastern Nevada and Western Utah". *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 77:1.121-1.130.
- WOODWARD, A. S. (1939). "The affinities of the Pycnodont ganoid fishes". *Ann. Mag. Nat. Hist., Ser.* 11, 4.

## ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURA DE LAS CORDILLERAS METAMORFICAS DE VENEZUELA ORIENTAL (PENINSULA DE ARAYA - PARIÁ E ISLA DE MARGARITA)

Por Mario Vignali

Escuela de Geología y Minas  
Universidad Central de Venezuela  
Apartado 50926  
Caracas 105, Venezuela

(Recibido en febrero de 1978)

### RESUMEN

El estudio de la Cordillera metamórfica Oriental de Venezuela, que comprende las penínsulas de Araya-Paría y la isla de Margarita, ha permitido establecer nuevas relaciones estratigráficas entre las unidades litológicas aflorantes.

En la península de Paría existe en el Cretáceo inferior (Neocomiense ?) una discordancia que separa al ciclo sedimentario de aguas poco profundas representado por calizas biotrómicas y evaporitas (Formación Güinimita y Miembro Patao) de los sedimentos pelíticos de la Formación Macuro.

La "Sección Rudácea", anteriormente considerada como la parte superior de la Formación Güinimita, representa realmente el conglomerado basal de la discordancia.

Se reafirma la correlación entre el Miembro Yacua de la Formación Cariaquito y la Formación Carúpano y se determina estructuralmente la posición geográfica de ambas unidades.

Las rocas volcánicas con almohadillas, las serpentinitas y metagabros, descritas como la Formación Copey (SEIJAS, 1972) han sido interpretadas como el remanente de un complejo ofiolítico que marca una geosutura de importancia regional.

La Formación Tunapuy no representa en realidad una unidad litológica diferente de las descritas en el extremo oriental de la península de Paría, sino una "mezcla" de varias formaciones como Uquire, Macuro, Patao y Güinimita, que en la mayoría de las localidades son difíciles de separar a causa de las complejas relaciones estructurales. La reconstrucción de secciones geológicas y de modelos estructurales basados en datos mesoscópicos, explican la situación, sin necesidad de dar un nombre formacional a un conjunto de rocas muy heterogéneo y de facies sedimentarias diferentes.

En la península de Araya, la Formación Manicuare es equivalente parcial de la unidad no feldespática del grupo Juan Griego de Margarita; ambas formaciones pertenecen a una "provincia litológica" diferente a la de Paría, su actual posición geográfica es explicada por el consumo de corteza oceánica, actualmente representada por ofiolitas cercanas a la geosutura de la Falla de Salazar. Esta geosutura puede ser seguida más allá de cabo Tres Puntas, atravesando por el Norte a la zona de Carúpano.

En Margarita, el grupo La Rinconada es redefinido como Formación Volcánica de La Rinconada, por considerar que muy probablemente estas rocas fueron incorporadas a la sedimentación por procesos gravitacionales, y actualmente constituyen un olistroma intercalado entre las unidades feldespáticas y no feldespáticas del grupo Juan Griego.

Los setenta y cinco bloques de eclogitas y anfibolitas mapeados en Macanao y Margarita se consideran como parautoctonos, provenientes de la zona de afloramientos de las volcánicas de La Rinconada.

Se efectuaron observaciones de las estructuras mesoscópicas a partir de las cuales se elaboraron las proyecciones que acompañan al texto. En las proyecciones se reportan 5.921 medidas de planos de foliación, 1.262 ejes de pliegues ( $f_1$ ), 338 planos axiales de pliegues ( $f_2$ ) y 312 envoltivos de pliegues ( $f_3$ ). Con estos y otros datos se han reconstruido las relaciones geométricas entre los varios periodos de plegamiento.

Se postula que los procesos determinantes que originaron la primera generación de pliegues tuvieron sus comienzos a finales del Cretáceo medio; que el plegamiento isoclinal es contemporáneo con el metamorfismo regional ( $\pm 75$  m/a) y el plegamiento de los planos de foliación ( $f_3$ ) se originó a finales del Eoceno medio.

Se postula la hipótesis de que los corrimientos con rumbo aproximado E-W son de edad Cretáceo superior y que la historia de sus movimientos concluyó durante el Eoceno. Las fallas N-W y N-E son posteriores y probablemente activas en la actualidad. Los datos de campo indican para las fallas del "Sistema de El Pilar", una historia reciente relacionada con el tectonismo Plioceno sin significativos movimientos horizontales.

Por último, utilizando la geometría derivada de la medida de las estructuras a escala mesoscópica, se han reconstruido posibles modelos estructurales consistentes con los datos estratigráficos, para explicar a escala regional, la presente geometría de las estructuras.

A structural study of the metamorphic Cordilleras of eastern Venezuela, specially of the Araya-Paria peninsulas (mainland) and of Margarita island, has enabled the stratigraphic relationships between the various formations to be established. The stratigraphic column is best defined in the east, Paria peninsula, where four formations are recognized, from bottom to top: Uquire, Macuro, Cariquito and Güinimita. The pelitic sediments of the Uquire and Macuro formations are thought to be of Triassic-Jurassic age and are unconformably overlain by a shallow water sedimentary sequence (Cariquito and Güinimita, with biostromic limestones and evaporites) bearing diagnostic lower Cretaceous fossils. The whole sequence is affected by folds of three generations: ( $f_1$ ), deduced as a very large isoclinal structure with few visible associated minor folds ( $f_2$ ); penetrative small scale, tight to isoclinal folds associated with an ubiquitous axial planar cleavage and contemporaneous with the metamorphism ( $f_3$ ); more open folds of chevron or crenulation type with only a sporadically developed axial plane cleavage. The unravelling of these structures and the comparison of lithological associations permit the following correlations in the combined Araya-Paria peninsulas: The Carúpano formation correlates with the upper part of Cariquito (Yacua-Member) and contains a series of metovolcanics formerly distinguished as a distinct unit (Copey Member). The Laguna Chica Formation of Araya is postulated as the equivalent of the Macuro, making up the core of a regional westward closing ( $f_1$ ) anticline. The Tunapuy "formation" of Seijas (1972) is not a distinct lithostratigraphic unit but consists of parts of all four formations, interfolded in a complex way during the ( $f_2$ ) and ( $f_3$ ) fold phases. The Manicuaire Formation, which forms the westernmost part of the Araya peninsula, is thought to belong to a different lithologic province, to be correlated with the non-feldspathic unit of the Juan Griego Group on Margarita island; it was set in contact with the formations of the Paria lithological province by a very important suture zone marked by an ophiolitic melange running parallel to the Salazar fault zone.

Two groups of metamorphic rocks are recognized in Margarita, which are thought to be in original stratigraphic association: the Juan Griego Group, below, and the Los Robles Group, above. The Juan Griego consists of an upper non-feldspathic division, considered equivalent to Manicuaire, on the mainland and a lower feldspathic division, which contains a series of metovolcanics in its upper part, La Rinconada "formation", tentatively correlated with the Copey volcanics on the mainland. The Los Robles Group, mainly consisting of schists and phyllites, has yielded Cenomanian fossils from some limestone horizons. The whole sequence is thought to range from uppermost Jurassic to upper Cretaceous in age and shows upper greenschist to lower amphibolite facies metamorphism. It is also affected by three fold phases, the analysis of which provided the basis for the above stratigraphy. It is thought that the main orogenesis in the region ( $f_1$ ,  $f_2$  and regional metamorphism) is Cretaceous in age, followed by folding ( $f_3$ ) and thrusting during the upper Eocene.

The El Pilar fault system, often cited as the major fracture zone in the area, seems to be a very late (Pliocene-Pleistocene) effect without significant horizontal displacement.

#### AGRADECIMIENTOS

Desde 1963 hasta 1976, con algunas interrupciones, como en los años 1967 a 1969 y en el 1974, el suscrito junto con el profesor Clemente González de Juana y, por algunos años, con el profesor Gerardo Muñoz, ha guiado en esta área numerosas promociones de estudiantes de la Universidad Central. Es obvio que es imposible citar a todos los que directamente intervinieron en la elaboración de los planos geológicos. Más difícil aún sería citar los nombres de los profesionales con los cuales han sido discutidos problemas inherentes a la geología de esta zona.

El suscrito agradece la ayuda prestada a las dos instituciones que hicieron posible este trabajo, me refiero a la Universidad Central de Venezuela y al Instituto de Geología de la Escuela Politécnica Federal de Zurich. Del personal de la Universidad Central de Venezuela quiero agradecer en primer lugar al profesor Clemente González de Juana, sin cuya ayuda moral y científica no hubiese sido posible el presente estudio. Al doctor Max Furrer por su invaluable ayuda en la identificación de la escasa y mal preservada microfauna. Del personal del Instituto Politécnico de Zurich agradezco en especial al profesor doctor Augusto Gansser por sus consejos durante mi permanencia en esa institución y por la revisión realizada en el campo de los principales problemas geológicos del área. Al doctor Alan G. Milnes del mismo Instituto, por las valiosas discusiones sobre los aspectos tectónicos.

A mi esposa Paquita que durante el curso de esta investigación compartió conmigo los buenos y "menos buenos" momentos.

#### INTRODUCCION

##### I) Localización del área

El presente estudio cubre aproximadamente un área de 4.000 km<sup>2</sup>, situada en la parte nororiental de Venezuela, que comprende las penínsulas de Araya-Paria y la isla de Margarita (Fig. N° 1). En los mapas de localización adjuntos, se ilustra la posición geográfica de la zona y la toponimia más importante del área.

La península de Araya-Paria se extiende desde punta Araya, al oeste (64° 15' de longitud oeste) hasta punta Narizona, en el extremo oriental de Paria (61° 45' de longitud oeste), y desde la costa sobre el mar Caribe, al norte, hasta la costa septentrional del golfo de Cariaco, al sur, seguida por una línea imaginaria que une aproximadamente las poblaciones de Cariaco, Casanay, El Pilar, Yaguarreparo y Güiría, para continuar hacia el este con la costa de Paria hasta la Boca de Dragos, que comunica el golfo de Paria con el mar Caribe. Esta parte de la zona tiene una longitud de aproximadamente 270 km y un ancho variable entre 4 km y 20 km.

La isla de Margarita, la mayor de todas las islas venezolanas, está situada entre los meridianos 63° 46' 64° 24' de longitud oeste y entre los paralelos 10° 52' y 11° 11' de latitud norte. Tiene una longitud aproximada de 60 km, y un ancho variable entre 11 km y 28 km, sin tomar en consideración para estas medidas, el istmo de La Restinga que une la península de Macanao al resto de la isla de Margarita (Fig. N° 1).

##### II) Investigaciones previas

Los primeros conocimientos geológicos de la península de Araya-Paria, provienen probablemente de Humboldt en sus visitas realizadas entre 1799 y 1800. En sus notas describe las rocas sedimentarias y los esquistos de Araya.

WALL & SAWKINS (1860) describieron un gneis bandeado, posteriormente descrito por KUGLER (1953) con el nombre de Formación Dragón.

LIDDLE (1946) describe las rocas metamórficas de esta región y las considera discordantemente infrayacentes al Cretáceo Inferior sedimentario de la región de Cumaná.

CHRISTENSEN (1961, Tesis inédita) realiza un reconocimiento geológico de la península de Araya-Paria y establece una nomenclatura y una secuencia estratigráfica de muy poca validez científica.

MAXWELL & DENG (1950), y luego GONZÁLEZ DE JUANA (1965) describieron parcialmente la geología de zonas cercanas a Carúpano.

GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ, & VIGNALI (1965) fueron los primeros que establecieron en el extremo oriental de la península de Paria una subdivisión de tipo litoestratigráfico e intentaron una correlación con Trinidad. Los mismos autores (1972) extendieron su nomenclatura hasta el meridiano del cabo de Mala Pascua en Paria. En el mismo año fue publicado el trabajo de SEIJAS, que cubre la denominada "Área de Carúpano". En este trabajo se ponen de manifiesto ideas contradictorias con respecto a las correlaciones entre las formaciones de la península de Paria y el "Área de Carúpano" debido, sobre todo, a que secciones litológicas que están incluidas en la Formación Tunapuy, que según SEIJAS (1972), constituye la base de la secuencia metamórfica, son equivalentes parciales de secciones que según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1972) pertenecen a la Formación Güinimita, por contener faunas de probable edad Albiense.

SCHUBERT (1972) publica un reconocimiento geológico de las rocas metamórficas de la península de Araya, en donde parcialmente utiliza la misma nomenclatura estratigráfica establecida por SEIJAS (1972) para la parte oriental de la península, mientras que en su parte occidental, introduce nuevos nombres formacionales (Formación Laguna Chica, Formación Manicuaire) que constituyen las unidades de más alto metamorfismo de Araya y por lo tanto no tiene equivalentes en Paria, y las correlaciones con rocas de litología semejante de la isla de Margarita.

En lo referente a la estructura del área, todos los autores antes mencionados solamente pueden reconocer pliegues formados por los planos de foliación, que consideran paralelos a los planos de estratificación.

VIGNALI (1972) es el primero que reconoce las complicaciones estructurales del área, con períodos de plegamientos superimpuestos y el no paralelismo de la foliación con la estratificación, sin lograr una interpretación estructural global de la península.

En la isla de Margarita, los primeros estudios geológicos fueron realizados por AGUERREVERE (1936) y RUTTEN (1940). La nomenclatura estratigráfica, de las rocas ígneo-metamórficas de la región, fue establecida en el trabajo de HESS & MAXWELL (1949). Otras contribuciones de interés a la geología de la isla fueron hechas por KUGLER (1957) y TAYLOR (1960), quien realiza el primer

estudio global de la parte oriental de la isla, recogiendo en parte datos de las tesis inéditas de la UCV (1949). JAM & MÉNDEZ (1962) y GONZÁLEZ DE JUANA (1968) introducen algunas modificaciones en la columna estratigráfica establecida por HESS & MAXWELL. MARESCH (1971-1972) realiza una investigación detallada del metamorfismo de alta presión y baja temperatura y estudia las rocas eclogíticas-anfibolíticas de la parte nororiental de la isla, e introduce el nombre de Grupo La Rinconada. La parte occidental de la isla (península de Macanao) permanece prácticamente sin ningún estudio publicado, hasta que GONZÁLEZ DE JUANA & VIGNALI (1972) como encargados de la dirección y guía de estudiantes de la UCV, publicaron un estudio referente a la estratigrafía de esta zona. Los mencionados autores conservan para Macanao la misma nomenclatura establecida en la parte oriental de la isla y solamente introducen variantes en la superposición de las diferentes unidades litológicas que integran los grupos Los Robles y Juan Griego. VIGNALI (1972) realiza un análisis tectónico de Macanao, poniendo en evidencia la geometría del plegamiento superimpuesto y las edades relativas de los impulsos orogénicos que afectaron el área. Finalmente, el Ministerio de Minas e Hidrocarburos, recopilando la información disponible pública en colores, un mapa geológico de la isla de Margarita a escala: 1:133.000.

##### III) Objetivos y métodos de trabajo

Este trabajo me fue sugerido por el profesor Clemente González de Juana, con el cual he realizado la mayor parte de los trabajos de campo y publicado artículos sobre algunas áreas dentro de la zona objeto de este estudio (ver Bibliografía).

La mayoría de los trabajos, sobre esta y otras zonas de la Cordillera de la Costa basan, casi exclusivamente, la determinación de sucesión estratigráfica de las diferentes unidades, en el mayor o menor grado de metamorfismo y en secciones estructurales muy simplificadas transversales a los macizos montañosos. Esto fue debido a que se tomaron como dato único para su elaboración, la posición de los planos de foliación, que consideran paralelos a la estratificación. También basan sus correlaciones en semejanzas litológicas y/o grado de metamorfismo entre una región y otra. Por ello, las secuencias estratigráficas y correlaciones establecidas no son firmes, y en algunos casos son contradictorias.

Con el presente estudio se pretende reconstruir la geometría del plegamiento a gran escala y la historia general de la parte oriental de la Cordillera de la Costa. Se ha utilizado toda la información disponible en publicaciones anteriores, en Tesis de Grados inéditas de la Universidad Central de Venezuela, en la mayoría de las cuales el autor estuvo encargado de su dirección, y la obtenida durante 45 meses repartidos en 5 estaciones de trabajo de campo, realizando el mapeo sistemático de las estructuras mesoscópicas.

En cadenas montañosas de rocas meta-sedimentarias poco o nada fosilíferas, parece ser que la reconstrucción geométrica del plegamiento es uno de los pocos medios para determinar la verdadera sucesión de unidades litológicas. En cada una de las regiones (Araya, Paria, Macanao y Margarita) se han establecido columnas estratigráficas correlacionadas entre sí y con otras áreas más alejadas, como lo son la parte central de la Cordillera de la Costa y el "Northern Range" de Trinidad.



Con esta nueva interpretación, se tratará de explicar el origen de las numerosas "masas" ígneo-metamórficas existentes y la naturaleza de las mayores fallas, con el fin de contribuir a un mejor entendimiento de la tectónica de la parte meridional del Caribe.

## ESTRATIGRAFIA

### Introducción

A los efectos de la descripción litológica, el área de estudio la hemos dividido inicialmente en tres partes: península de Araya, área de Carúpano —península de Paria e isla de Margarita. En cada una de ellas describiremos en forma resumida su litología, contactos, grado de metamorfismo, edad y correlación de las diferentes unidades; los datos aquí presentados provienen en su mayor parte de la literatura existente.

En la primera parte de este capítulo, trataremos de resumir cuáles fueron las conclusiones contradictorias e interpretaciones erróneas contenidas en los diferentes trabajos ejecutados en el área a juzgar por nuestras propias observaciones y datos.

En la segunda parte del capítulo, bajo el título de Síntesis Estratigráfica, trataremos de establecer, utilizando los datos estratigráficos y los de geometría del plegamiento, columnas en diferentes regiones de la zona y las correlaciones más probables con otras áreas alejadas.

Las variaciones litológicas laterales así como la mineralogía de los varios tipos de rocas no serán tratados en gran detalle, debido a que éstas han sido ya descritas, con suficiente amplitud en otros trabajos.

### Sección A

#### ROCAS METAMORFICAS DE LA PENINSULA DE ARAYA

##### 1) INTRODUCCION

WALL (1860) introdujo el nombre de "Sistema del Caribe" para designar el conjunto de rocas metamórficas expuestas en Venezuela nororiental (Araya-Paria) y Trinidad septentrional. Este nombre fue luego modificado por WALL y SANKINS, a Serie del Caribe y declarado informal en el *Léxico Estratigráfico 1970* (p. 128). Los trabajos posteriores realizados en Araya, fueron reconocimientos geológicos e informes inéditos, entre los cuales merecen ser citados: informe inédito de OXBURGH & HESS (1958) que se limitan a una descripción litológica del área, sin designar formalmente a las unidades presentes. CHRISTENSEN (1961, tesis inédita) subdividió las rocas en calizas esquistosas, esquistos granatíferos y esquistos cuarzo micáceos y las denominó "Secuencia Metamórfica" que consideró su prayaente al Grupo Caracas (AGUERREVERE & ZULOAGA, 1937). BALDA (1963) define tres unidades litológicas: formaciones Araya, Laguna Grande y Manicuare, haciendo caso omiso del empleo anterior de Formación Araya utilizado para designar sedimentos Pliocenos (GONZÁLEZ DE JUANA, 1947). De acuerdo con SCHUBERT (1972) los nombres de Araya y Laguna Grande se refieren a la misma unidad litológica. En siete tesis inéditas de la UCV (1963) se establecieron en Araya dos unidades denominadas: Grupo Guamache, la más vieja y Formación Laguna Grande, la más joven.

El primer trabajo detallado publicado, fue realizado por SCHUBERT (1969 y 1972) y establece para el área una

secuencia que, en orden estratigráfico está formada por: Formación Manicuare, Formación Tunapuy, Formación Laguna Chica y Formación Carúpano. El mencionado autor considera a la Formación Manicuare de edad jurásico-cretácea (?) (punto interrogativo de Schubert), basándose principalmente en su correlación con el Grupo Juan Griego (HESS & MAXWELL, 1949) de Margarita; la Formación Laguna Chica es considerada más joven que la Formación Manicuare por su grado más bajo de metamorfismo. Las formaciones Tunapuy y Carúpano, fueron establecidas por SEIJAS (1972) y ZAMBRANO (1972) para el área de Carúpano y son consideradas ambas más jóvenes que la Formación Manicuare, mientras que su relación con la Formación Laguna Chica, según Schubert, es desconocida.

##### II) FORMACION MANICUARE

SCHUBERT (1972) describe la Formación Manicuare como una alternancia de esquistos cuarzo-micáceos con o sin granates y cuarcitas delgadas de aspecto lenticular y, en menor proporción, que no llega a caracterizar la formación calizas muy lenticulares, de hasta 10 m de espesor, bandas de anfibolitas (1 m de espesor) y gneises. Los esquistos cuarzo micáceos están constituidos por cuarzo (30 a 70%), muscovita (5 a 4%), clorita (1 a 30%), granate almandino, biotita, plagioclasas (albita), epidoto, cianita, grafito y otros minerales accesorios.

Generalmente las rocas muestran bandeamiento de sus minerales con una orientación paralela a la foliación. A escala mesoscópica y microscópica son observables pliegues isoclinales con foliación axial y "boudines" o "augen" de porfiroblastos de plagioclasas; las cuarcitas tienen la siguiente composición mineralógica: cuarzo (70 - 100%), muscovita (hasta 30%), biotita (hasta 10%), plagioclasas (hasta 10%), clorita, epidoto, zoisita, etc., los granos de cuarzo están comúnmente alargados en dirección de la foliación y las rocas micáceas se presentan con bandeamiento bien desarrollado.

Las anfibolitas contienen actinolita (30-60%), clorita (20%), plagioclasa, muscovita, etc., mientras que los gneises presentan: cuarzo (20 - 25%), feldespatos (10 - 40%), plagioclasas (30 - 50%), biotita, muscovita, sericita, clorita, etc.

En la parte sur del área del afloramiento predominan los esquistos, mientras que las cuarcitas se hacen más numerosas y de mayor espesor hacia el norte (Punta Iguana, Morro de la Peña, etc.). Las rocas anfibolíticas y las calizas están asociadas y tienen sus mejores y escasos afloramientos en la parte noroeste.

SCHUBERT (1969), asumiendo un paralelismo entre la foliación y la estratificación, que dice que por lo menos se cumple en la sección más cuarcítica de la formación, establece una columna estratigráfica en la cual la parte inferior está ocupada por esquistos cuarzo micáceos y la superior formada por los mismos esquistos, además de cuarcitas, anfibolitas y calizas.

Queremos destacar que la formación exhibe intenso plegamiento isoclinal con planos de foliación axial, a su vez plegados. La concordancia supuesta entre la foliación y la estratificación en las cuarcitas se deriva de que, solamente en muy contados casos, es posible visualizar en el campo la tercera dimensión. Donde esto es posible, puede notarse una relación como se ilustra en la figura N° 2 y en la foto N° 3.

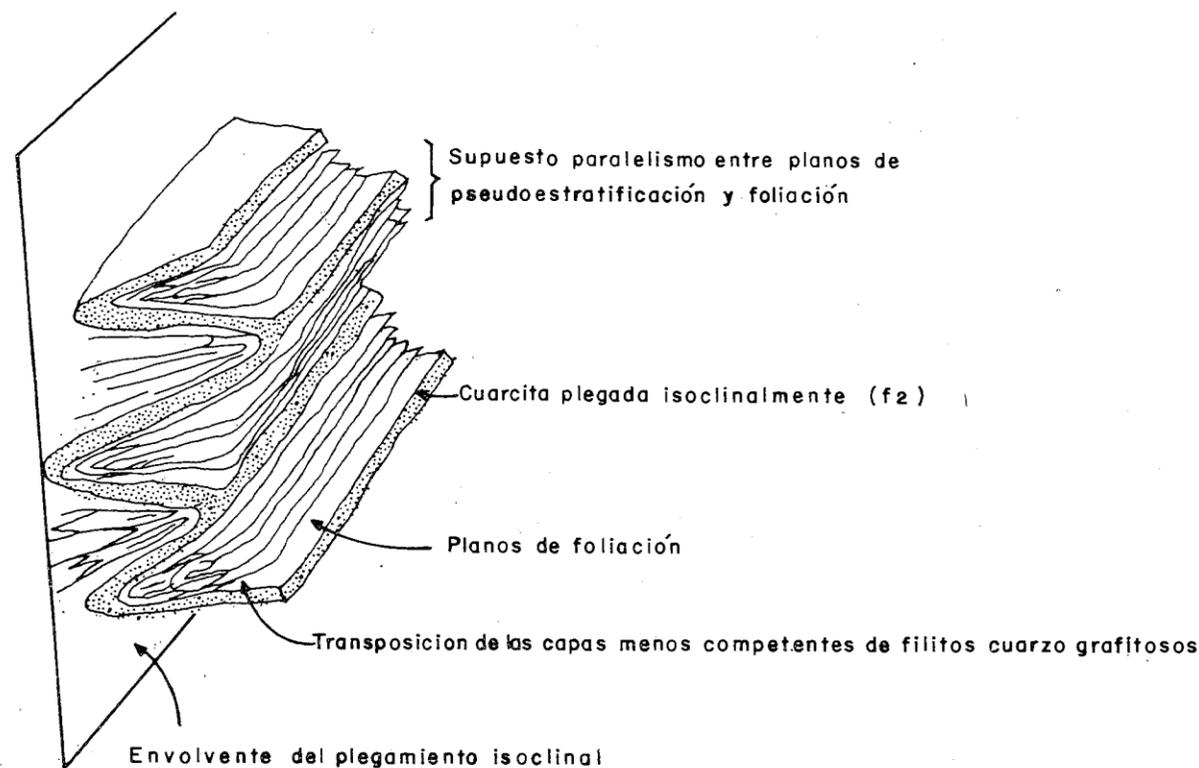


Figura 2

Además del caso antes citado, las calizas y cuarcitas, algunas veces descrita como lenticulares, son en realidad pliegues isoclinales con los flancos yuxtapuestos, de manera

que otra vez semejan paralelismo entre estratificación y foliación (Fig. N: 3 y foto N° 1).

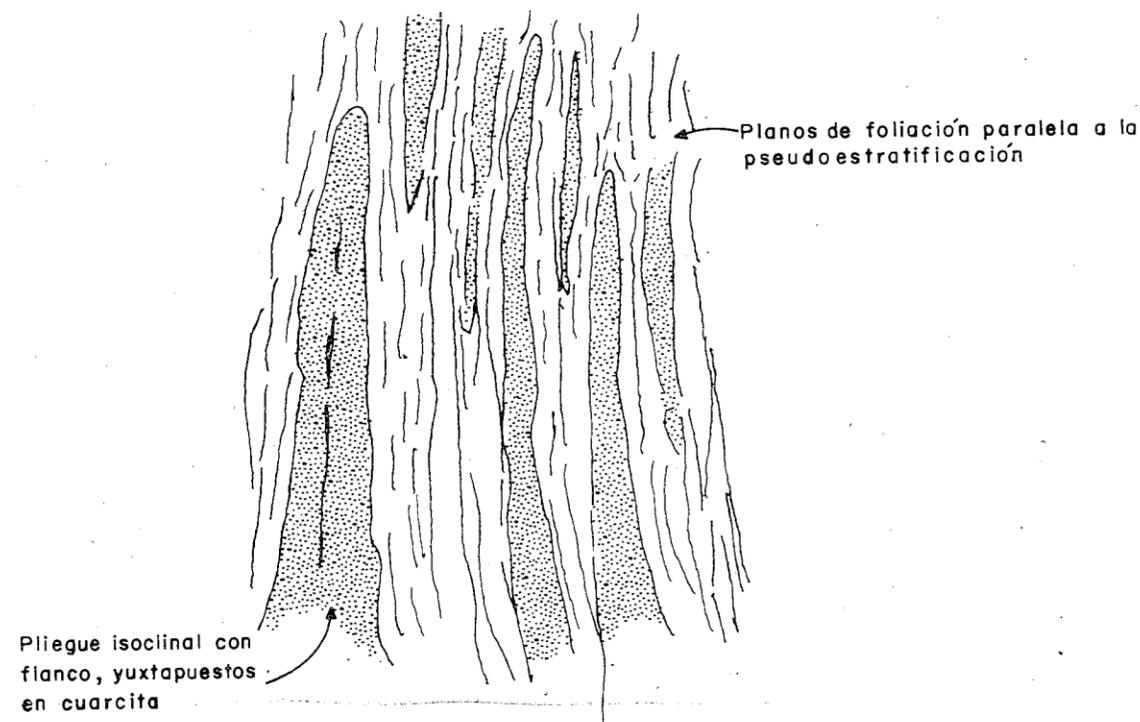


Figura 3

## b) Contactos

La Formación Manicuaire se encuentra en contacto discordante debajo del conglomerado basal del Miembro Cerro Verde de la Formación Cubagua (VIGNALI, 1965) y en contacto de falla (Falla Salazar, SCHUBERT, 1972) con la Formación Laguna Chica.

## c) Metamorfismo

Como puede deducirse de la descripción mineralógica resumida de las rocas de la Formación Manicuaire, éstas presentan una asociación bastante simple y de escasas variaciones, tanto en sentido lateral como vertical. La asociación de cuarzo, muscovita, plagioclasa, biotita, indica un metamorfismo regional, dentro de la facies de los esquistos verdes (TURNER & VERHOOGEN, 1960 y BARTH, 1965).

Por la presencia del almandino, por una parte, y por la de la clorita (no derivada de metamorfismo regresivo) se puede concluir que el metamorfismo varía entre la facies de la anfibolita almandínica y la subfacies del cuarzo - albita epidoto - biotita.

## d) Edad y correlación

Esta formación representa una unidad en la que, ni el grado de metamorfismo ni su litología, tienen equivalente en el resto de las penínsulas de Araya - Paria. SCHUBERT (1972), basado en estas dos características, grado de metamorfismo y litología, establece una correlación con parte del Grupo Juan Griego que aflora en Margarita y tomando en consideración la edad de Jurásico Superior a Cretáceo Inferior, asignada por TAYLOR (1960) a Juan Griego, asume que Manicuaire tiene la misma edad.

En nuestro capítulo de la Síntesis Estratigráfica discutiremos de nuevo la edad y la correlación de esta formación.

## III) FORMACION LAGUNA CHICA

### a) Litología

SCHUBERT (1972) designa con este nombre una nueva unidad litológica compuesta casi exclusivamente por filitas cloríticas, que afloran en una franja angosta de rumbo SW - NE entre Punta Salazar y Morro de Chacopata (ver Fig. N° 19).

Su litología muestra filitas cuarzo - cloríticas (99% de la formación) con delgadas intercalaciones de cuarcitas.

Las filitas son de color verde, algunas veces grafíticas, muy intensamente plegadas y deformadas, con desarrollo de "clivaje crenulado" y están compuestas por cuarzo (50%), clorita (10 a 50%), muscovita (0 a 10%) epidoto, plagioclasa, etc. Las cuarcitas son de color blanquecino, generalmente delgadas (algunos centímetros de espesor) y formadas por cuarzo (90 a 100%), clorita (1 a 5%) y muscovita (1 a 5%).

En esta formación, todo vestigio de estratificación ha sido cancelada por la intensidad del desarrollo de la foliación (clivaje pizareño) en las filitas y transposición ("shearing") en las cuarcitas, que han destruido, casi completamente, todo vestigio de plegamiento isoclinal, por la rotura de la parte apical de los pliegues, simulando paralelismo entre las cuarcitas y los planos de foliación de las filitas.

### b) Contactos

Los contactos tanto con la Formación Manicuaire como con la Formación Carúpano, son de falla: Falla Salazar y

Falla de Laguna Grande, respectivamente (SCHUBERT, 1972).

### c) Metamorfismo

El conjunto mineralógico presente en la Formación Laguna Chica indica que esas rocas han sido sometidas a un metamorfismo regional de la facies de los esquistos verdes, subfacies de cuarzo - albita - muscovita - clorita.

### d) Edad y correlación

SCHUBERT (1969), tomando en consideración una posible correlación con el Grupo Los Robles de Margarita (TAYLOR, 1960), le asigna una edad Cretáceo Superior, mientras que si se correlaciona con el Miembro Guatay (GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI, 1965), que aflora en Paria, dice que su edad podría ser Cretáceo Inferior. Concluye, sin embargo, que por el menor grado de metamorfismo, esta formación es más joven que la Formación Manicuaire.

El mismo autor, en 1971 (p. 1.579), publica una columna estratigráfica generalizada, en donde coloca a la Formación Laguna Chica suprayacente a la Formación Carúpano, y a la Formación El Copey, o sea, en el tope de la secuencia metamórfica de Araya, lo que automáticamente descarta la correlación Manicuaire - Juan Griego y Laguna Chica - Los Robles.

## IV) FORMACION TUNAPUY

Esta formación aflora en una amplia zona que incluye parte de la península de Araya, área de Carúpano y península de Paria. Como su sección tipo y sus mejores afloramientos se encuentran en la llamada área de Carúpano dejaremos para esta zona la descripción de sus más importantes características (ver Fig. N° 19).

## V) FORMACION CARUPANO

SEIJAS (1972) atribuye a ZAMBRANO (inédito) el empleo original de este nombre para designar una secuencia de esquistos cuarzo - micáceos - calcáreos y calizas negras, que afloran en el área de Carúpano (ver Fig. N° 19). Sin embargo, debido a los extensos afloramientos presentes en Araya, la describiremos con cierto detalle.

### a) Litología

La litología de la Formación Carúpano consiste en intercalaciones de esquistos cuarzo - micáceo - calcáreos, calizas negras recristalizadas y filitas grafíticas.

Los esquistos cuarzo - micáceo - calcáreos están compuestos por cuarzo (20 a 60%), muscovita (5 a 20%), clorita (10 a 40%), epidoto, plagioclasa, grafito, etc. Las calizas muestran: calcita (30 a 90%), cuarzo, clorita, muscovita, epidoto, plagioclasa, etc.

Las calizas y esquistos exhiben un poco visible, pero universalmente distribuido, plegamiento isoclinal con foliación axial muy bien marcada en los esquistos y filitas, por su alto contenido de minerales micáceos. Las calizas son delgadas y con aspecto lenticular y/o "boudinage".

Cerca de la zona de contacto entre la Formación Carúpano y la Formación Laguna Chica, representado por la Falla de Laguna Grande, afloran masas lenticulares de esquistos epidótico - calcáreos, de color verde, con la siguiente

composición mineralógica: cuarzo (0 a 45%), epidoto (0 a 65%), clinozoisita, calcita, clorita, plagioclasa, tremolita, etc. La roca se representa muy foliada con bandas alternas de cuarzo - epidoto, clorita y anfíboles.

Estos esquistos representan la continuación litológica de la Formación El Copey (SEIJAS, 1972) que tiene sus mejores afloramientos en el área de Carúpano, disminuyendo su espesor hacia el oeste y estando representados en Araya solamente por afloramientos esporádicos a lo largo de la Falla de Laguna Grande.

### b) Contactos

El contacto entre la litología típica de la Formación Carúpano con los esquistos epidóticos (Formación El Copey) es abrupto, sin ningún tipo de transición lateral. El contacto entre la Formación Carúpano y la Formación Laguna Chica es de falla (Falla de Laguna Grande). El contacto con la Formación Tunapuy en la península de Araya es poco visible, para el área de Carúpano, SEIJAS (1972) considera que Tunapuy infrayace concordantemente a la Formación Carúpano.

### c) Metamorfismo

El conjunto mineralógico que exhiben las rocas, corresponde a la subfacies de cuarzo - albita - muscovita - clorita, la misma postulada para la Formación Laguna Chica.

### d) Edad y correlación

SCHUBERT, después de discutir una probable correlación con rocas litológicamente semejantes del área de Caracas (Formación Las Mercedes) y acogiendo a la idea de MENÉNDEZ (1966) que asigna a la Formación Las Mercedes una edad Cretáceo Inferior, concluye que esta es la edad más probable para la Formación Carúpano. Esta misma edad es también considerada como muy probable por ZAMBRANO (inédito) y SEIJAS (1972).

## VI) SERPENTINITAS

En Araya, solamente dentro del área de afloramiento de la Formación Carúpano, fueron encontradas (CHRISTENSEN, SCHUBERT, etc.) varias masas de serpentinitas y peridotitas serpentinizadas (ver Fig. N° 18) que afloran como bloques redondeados de color de meteorización rojizo, que contrasta con el color gris blanquecino de las rocas cercanas.

Están constituidas por antigorita (50 a 100%), crisotilo, clorita, esfena, etc. En algunos casos, se encuentran cristales de piroxenos muy alterados.

Estas masas no presentan aureola indicativa de intrusión; están generalmente foliadas y alargadas según los planos de foliación de las rocas circunvecinas.

Los diversos autores BELLIZIA (1967), TAYLOR (1960), CHRISTENSEN (1961), ZAMBRANO (1972), GONZÁLEZ DE J. MUÑOZ (1968), etc., que han estudiado el posible origen de las serpentinitas en las cordilleras septentrionales, emiten diversas opiniones que van desde las intrusiones en frío, a bloques exóticos, hasta un origen sedimentario de las mismas.

Este problema será nuevamente tratado luego de haber descrito afloramientos de rocas serpentiniticas en otras partes de la zona.

## Sección B

## ROCAS METAMORFICAS DEL AREA DE CARUPANO Y PENINSULA DE PARIÁ

### I) INTRODUCCION

El primer trabajo realizado en el área de Carúpano fue ejecutado por MAXWELL & DENGÓ (1950) quienes establecen una secuencia estratigráfica que correlacionan con la región de Caracas; mientras tanto la península de Paria permanece virtualmente desconocida, aparte de un trabajo muy generalizado realizado por CHRISTENSEN (1961 inédito), hasta el año de 1964. Durante ese año, profesores y estudiantes de la UCV comienzan un proyecto de cartografía geológica cuyos primeros resultados fueron presentados por GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI ante la IV Conferencia Geológica del Caribe (Trinidad, 1965).

Estos autores establecen en Paria oriental subdivisiones litológicas de una columna estratigráfica, representada por las formaciones Uquire, Macuro, Cariaquito y Güinimita.

En toda el área (Carúpano y Paria), la evidencia paleontológica encontrada se limita a la Formación Güinimita y al Miembro Patao de la Formación Cariaquito.

SEIJAS (1972) establece para el área de Carúpano una columna formada por las formaciones Tunapuy, Carúpano, El Copey y Güinimita, a pesar de que en esa área, en rocas consideradas por Seijas de la Formación Tunapuy, fue encontrado un conjunto faunístico semejante al de Güinimita - Pato (ver Pág. N° 40).

GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI (1972, p. 1.556) admiten que la ubicación en la columna estratigráfica de formaciones no fosilíferas, basadas en el grado de metamorfismo y en la aparente superposición de intervalos litológicos, son criterios bastantes débiles. En cuanto a edades radiométricas solamente existen los datos publicados por KUGLER (1972) para el Gneis del Dragón ( $230 \pm 100$  M/a, Rb - Sr) y los de SANTAMARÍA (1972) para el Granito de El Mango - Doña Juana (128 - 11 M/a, K - Ar).

A continuación se describen las diferentes unidades presentes en el área, dejando para el capítulo de Síntesis Estratigráfica nuestras propias correlación y conclusiones.

### II) FORMACION UQUIRE

#### a) Litología

Esta unidad fue definida por GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI (1965) y está constituida principalmente por una secuencia de cuarcitas grafíticas intercaladas con esquistos cuarzo - micáceos - grafíticos. Esta unidad fue seguida desde la ensenada de Los Chorros, en una faja casi continua de 96 km de largo y un promedio de 25 km de ancho, hasta el pueblo de San Juan de Las Galdonas.

Las cuarcitas grafíticas, muy repetidas por un intenso plegamiento isoclinal, constituyen cerca del 60 por ciento de los afloramientos y están formadas por cuarzo (80%), muscovita (10%), clorita (3%), grafito, ortosa, plagioclasa, biotita, etc.

Los esquistos cuarzo - micáceos - grafíticos, tienen esencialmente la misma composición litológica que las cuarcitas, aunque disminuye su porcentaje de cuarzo a favor de minerales micáceos. A niveles intermedios dentro de la forma-

ción aparecen cuarcitas micáceas de color blanquecino, mientras que cerca del contacto con la Formación Macuro afloran intervalos cloríticos, que se cree pueden representar un contacto transicional entre ambas unidades.

SEIJAS (1972) no reconoce a la Formación Uquire y en sus planos geológicos incluye en la Formación Tunapuy, entre San Juan de las Galdonas y Unare, a las rocas descritas por GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* como pertenecientes a la Formación Uquire.

#### b) Contactos

Según GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1972) la Formación Uquire está en contacto transicional por debajo de la Formación Macuro, mientras que hacia el oeste está en contacto de falla con la Formación Carúpano. SEIJAS (1972), en esta misma área, considera a la Formación Tunapuy (Uquire según GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*) en contacto concordante con la Formación Carúpano.

#### c) Metamorfismo

De acuerdo al conjunto mineralógico presente en las rocas, estas sufrieron un metamorfismo regional de la facies de los esquistos verdes, subfacies cuarzo - albita - muscovita - clorita.

#### d) Edad y correlación

GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* establecen una posible edad Triásico-Jurásica para esta formación sin intentar realizar ninguna correlación. SEIJAS (1969) para la Formación Tunapuy que, como hemos visto anteriormente, pudiera ser parcialmente equivalente a Uquire, la considera equivalente a la Formación Macuro y admite que dentro de Tunapuy pudieran estar incluidas rocas de la Formación Cariaquito.

### III) FORMACION MACURO

#### a) Litología

La Formación Macuro fue definida por GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI (1965) de la cual, los mismos autores (1972), separan tres miembros que son: Miembro de Caliza de la Horqueta, Miembro de Caliza del Río Yaguaraparo y Miembro Guatay. La litología de la Formación Macuro se caracteriza por la abundancia de esquistos cuarzo - micáceos - cloríticos de color verde con intercalaciones de cuarcitas cloríticas y cuarcitas feldespáticas.

Los esquistos cuarzo - micáceos - cloríticos, muestran una composición promedio formada por cuarzo ( $\pm 50\%$ ), muscovita ( $\pm 25\%$ ), clorita ( $\pm 10\%$ ), plagioclasas, epidoto, microclino, grafito, etc.; las cuarcitas tienen una composición semejante, pero con mayor porcentaje de cuarzo ( $\pm 80\%$ ) y menor porcentaje de minerales micáceos.

Esta litología se mantiene bastante característica a lo largo de una faja de  $\pm 100$  km de longitud y  $\pm 10$  km de anchura que forma la zona de afloramiento (ver Fig. N° 19); solamente hacia el norte, cerca del contacto con la Formación Uquire, aumenta el porcentaje de cuarcitas y se intercalan algunos intervalos grafitosos; hacia el sureste cambia su litología de esquistos cloríticos verdes a cuarcitas y esquistos micáceos blanquecinos, que caracterizan al Miembro Guatay. A igual que las otras formaciones del área,

Macuro presenta un intenso plegamiento isoclinal con longitudes de onda que varían desde centímetros a algunos metros, visibles solamente en las secciones más cuarcíticas.

#### a1) Miembro Guatay

Se caracteriza fundamentalmente por un predominio de cuarcitas micáceas (70%), intercaladas con esquistos cuarzo micáceos y cloríticos, con algunas filitas, formando una secuencia de colores claros, blanquecinos a crema, que contrastan con los colores verdes del resto de la Formación Macuro.

#### a2) Miembro de caliza de la Horqueta

Está representado por una caliza dolomítica (20 a 30% de  $Mg O_3$ ), que aflora con una longitud de 12 km al norte de Güiría, donde se presenta muy recrystalizada y de colores crema a gris. El espesor promedio de afloramiento es de 50 m y su edad y posición estratigráfica dentro de la Formación Macuro es desconocido.

POTTER (1974) sugiere correlacionar este miembro con la Formación Maraval de la Cordillera Septentrional de Trinidad, que considera la base de toda la secuencia metamórfica y de una edad Jurásica superior. Una posible posición estratigráfica de este miembro será discutida en la Síntesis Estratigráfica de este mismo trabajo.

#### a3) Miembro de caliza del río Yaguaraparo

Representa un grueso paquete que aflora casi sin interrupción desde el caserío de Manacal hasta el caserío de Mata Chivo ( $\pm 40$  km de largo), formado por calizas de color azulosos de muy alto contenido de  $Ca CO_3$  (95%) y bajo contenido de  $Mg CO_3$  ( $\pm 1\%$ ). El espesor de afloramiento de esta caliza puede ser de algunos centenares de metros, sin embargo, lo que parecen ser capas individuales no superan el metro de espesor. La edad y la posición estratigráfica de este miembro es desconocida (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1972) y es considerada de edad Triásico - Jurásico, como parte de la Formación Macuro.

#### b) Contactos

GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1972) consideran a la Formación Macuro transicionalmente concordante encima de la Formación Uquire y probablemente discordante por debajo de la Formación Cariaquito (*op. cit.*, p. 1.561). Sin embargo, estos autores introducen cierta confusión cuando (*op. cit.*, p. 1.560) dicen que la Formación Macuro se encuentra estructuralmente concordante por debajo del Miembro Patao, de la Formación Cariaquito. Hacia el oeste, aproximadamente al norte de Yaguaraparo, consideran que Macuro desaparece discordantemente por debajo de la "Facies Rudácea" de la Formación Güinimita.

En esta misma área, norte de Yaguaraparo, SEIJAS (1972) no reconoce ni a la Formación Macuro ni a la "Facies Rudácea" de GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1972) y describe a las rocas de esa región como pertenecientes a la Formación Tunapuy, que considera parcialmente equivalente a Macuro.

#### c) Metamorfismo

La mineralogía presente en estas rocas no difiere grandemente de la descrita para la Formación Uquire, por lo

tanto el grado de metamorfismo pertenece también a la facies de los esquistos verdes.

En el Miembro Guatay ha sido encontrado un alto porcentaje de cloritoide, generalmente aceptado como mineral indicativo de bajo metamorfismo en rocas tectónicamente deformadas.

#### d) Edad y correlación

GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1965) consideran a la Formación Macuro equivalente a la Formación Maracas de Trinidad y de edad Triásico - Jurásica. SEIJAS (1969), a pesar de conocer de la existencia de fósiles del Cretáceo inferior (*Amphitriscoelus warnigi*, Hamites, etc.) dentro de afloramientos, que él mismo atribuye a la Formación Tunapuy, la correlaciona con la Formación Macuro de Paria y la Formación Maracas de Trinidad.

POTTER (1974) en la parte oeste de la Cordillera de Trinidad, describe un anticlinal recumbente hacia el norte y coloca a la Formación Maraval en la base de la secuencia estratigráfica y la correlaciona con el Miembro de la Caliza de la Horqueta, mientras que la suprayacente Formación Maracas la correlaciona con las formaciones Uquire y Macuro de Paria.

### IV) FORMACION TUNAPUY

Este nombre fue propuesto por SEIJAS (1972) para designar una unidad litológica compuesta por esquistos cuarzo micáceos cloríticos, filitas grafitosas, cuarcitas, metaconglomerados y calizas, que afloran en una extensa región que va desde el golfo de Cariaco, en la península de Araya (SCHUBERT, 1972), hasta los cerros situados al norte de Yaguaraparo, en Paria. En esta misma zona de Paria, GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1972) describen una unidad denominada "Sección Rudácea de la Formación Güinimita", que según los mismos autores representan la parte superior de la columna estratigráfica, de las rocas metamórficas de Paria oriental.

#### a) Litología

SEIJAS (1972) divide a la Formación Tunapuy en tres intervalos: el inferior, compuesto de filitas cuarzo cloríticas, calizas masivas, desarrollo de zonas de conglomerados y esquistos calcáreos micáceos grafitosos; el intervalo medio, formado por esquistos cloríticos cuarzo feldespáticos, esquistos grafitosos con delgadas capas de calizas y filitas sericiticas; y el intervalo superior, donde describe desarrollos lenticulares de calizas asociadas a esquistos y cuarcitas conglomeráticas de cuarzo oscuro, esquistos feldespáticos - cloríticos y cuarcitas micáceas cloríticas.

En la península de Araya SCHUBERT (1972) describe a la misma formación, como una secuencia monótona de capas delgadas de filitas y esquistos cuarzo - micáceos que alternan con calizas recrystalizadas.

Al norte de Yaguaraparo (en la misma área en donde según SEIJAS aflora la Formación Tunapuy) GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, describen a la "Sección Rudácea" de la Formación Güinimita, como formada por cuarcitas de grano fino, metaconglomerados líticos, intercalaciones de esquistos cuarzo - micáceos feldespáticos, conglomerados de cuarzo oscuro, filitas grafitosas y calizas delgadas de color marrón.

Hay que destacar que, en tres localidades dentro de la Formación Tunapuy, ha sido encontrada la asociación de calizas y yeso sacaroideo, que es típica del Miembro Patao

de la Formación Cariaquito (oeste de San José de Areocuar, carretera Carúpano - Maturincito y río Agua, entre El Pilar y Yaguaraparo).

Las calizas dentro de la Formación Tunapuy tienen su mejor desarrollo al sur de Carúpano, en donde alcanzan espesores de afloramientos de hasta 200 m. Son de aspecto lenticular, generalmente muy puras, alguna de ellas muy recrystalizadas y sin restos orgánicos visibles, mientras que otras son francamente fosilíferas. Las localidades fosilíferas (Cantera de Bertocini, norte de Maturincito, carretera La Gloria - El Rincón, y represa de El Pilar) se encuentran aproximadamente en una línea norte - sur que corta a la sección expuesta en la Formación Tunapuy y contienen elementos comunes en su fauna que, junto con una litología parecida, indica una repetición de sección por plegamientos.

Las filitas cuarzo micáceos están compuestas por bandas alternas de cuarzo (50%), clorita (20%) y sericita, además de feldespatos y algo de grafito. Los metaconglomerados de hasta 3 cm de diámetro, están formados por cantos de cuarcitas cloríticas, calizas, gneises y cuarzo, en matriz clorítica, y están alargadas en dirección de los planos de foliación.

#### b) Contactos

Hacia el sur, la Formación Tunapuy aparece cubierta discordantemente por sedimentos Pleistocenos (SCHUBERT, 1972) o en contacto de falla con las formaciones Güinimita o Baranquín (SEIJAS, 1972).

En su parte norte SEIJAS la considera en contacto concordante debajo de la Formación Carúpano.

#### c) Metamorfismo

El conjunto mineralógico típico de esta formación está integrado por cuarzo, clorita, muscovita (alterada a sericita), plagioclasa, etc., que indica que el metamorfismo corresponde a la zona de clorita de HARKER (1939) o a la subfacies cuarzo - albita - muscovita - clorita de la facies del esquistos verde del metamorfismo regional de tipo Barro-wiano (WINKLER, 1965).

#### d) Edad y correlación

El conjunto faunístico encontrado es pobre. Pero SEIJAS (1972), basado en la presencia de *Amphitriscoelus warnigi* (HARRIS & HODSON), indicativo en Trinidad, Venezuela y Colombia del Cretáceo inferior, le atribuye una edad de Jurásico superior a Cretáceo inferior.

La correlación de esta formación se presenta muy complicada debido a:

1° La fauna encontrada hasta la fecha, es característica del Cretáceo inferior y semejante a la Formación Güinimita.

2° Hacia el este (zona de Yaguaraparo) según GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1972) la Formación Tunapuy es equivalente a la "Sección Rudácea" de la Formación Güinimita, que ocupa el tope de la secuencia metamórfica, mientras que, según SEIJAS (1972), esta formación constituye la base de su columna estratigráfica (ver dibujo Fig. N° 4).

3° Desde el punto de vista litológico, en la Formación Tunapuy se han encontrado secuencias características de varias formaciones de Paria oriental. Los esquistos cuarzo cloríticos y cuarcitas que afloran en la parte baja del río Unare son idénticas a las descritas para la Forma-

Región de Carupano

|                        |           |
|------------------------|-----------|
| CRETACEO INF.          | Guinimita |
|                        | El Copey  |
|                        | Carúpano  |
| JURASICO-CRETACEO INF. | Tunapuy   |

Según Seijas (1972)

Región de Yaguaraparo

|                   |                 |
|-------------------|-----------------|
| CRETACEO INF.     | Sección Rudácea |
|                   | Guinimita       |
|                   | Carúpano        |
| TRIASICO-JURASICO | Macuro          |
|                   | Uquire          |

Según Gonzalez de Juana et al (1972)

Comparación de columnas estratigráficas en la Península de Paria

A comparison between stratigraphic columns in Paria Peninsula

Figura 4

ción Macuro. El conjunto de calizas y yeso sacaroideo, con fauna del Cretáceo inferior son características del Miembro Patao de la Formación Cariaquito. Algunas caliza, metaconglomerados y metareniscas son equivalentes a la Formación Güinimita o a su "Sección Rudácea".

Por fin, el Miembro Yacua puede estar representado por la secuencia de esquistos cuarzo grafitosos calcáreos que caracterizan el intervalo intermedio de SEIJAS (1972).

SEIJAS (1972, p. 1.898) reconoce que en la Formación Tunapuy podrían estar incluidas rocas equivalentes a las formaciones Macuro y Cariaquito, a las cuales nosotros podemos agregar rocas de la Formación Güinimita y de su "Sección Rudácea" (GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI, 1972, p. 1.573), lo que conlleva la idea de que SEIJAS, a causa de la complejidad estructural, no ha podido separar, dentro de lo denominado Formación Tunapuy, las diferentes unidades litológicas presentes.

V) FORMACION CARIAQUITO

Esta unidad litológica descrita por GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI (1965) ocupa una estrecha faja de 200 a 350 m de ancho, que se extiende desde el este de la ensenada de Cariaquito, hasta cerca del caserío de El Paujil, con una longitud aproximada de 96 km.

Entre Macuro y el poblado de Yoco, debido a la presencia de una espesa sección de calizas, esta formación ha sido subdividida en dos miembros (Yacua y Patao). Hacia el este de Macuro, la caliza del Miembro Patao desaparece

en el mar, mientras que al oeste del pueblo de Yoco, sólo se ha reconocido el Miembro Patao, no pudiéndose separar la Formación Güinimita de la parte cuarzo-grafitosa calcárea que caracteriza el Miembro Yacua.

V1) MIEMBRO PATAO

a) Litologías

Está constituido casi exclusivamente por calizas con alguna intercalación de esquistos y filitas micáceas. En Paria oriental, desde la ensenada de Cumanaca hasta Macuro, se caracteriza por la asociación de calizas, yeso sacaroideo y anhídrita. Las calizas del Miembro Patao, alcanzan su máximo desarrollo en la región de los ríos Yaguara y Catalana, en donde sobrepasan los 300 m de espesor de afloramiento.

Las características litológicas de este miembro, desaparecen por complicaciones de falla al oeste del caserío El Paujil. Como ya citado anteriormente, la asociación caliza-yeso, menos característica, aparece de nuevo en la zona del río Agua, al oeste de San José de Areocuar y en la carretera de Carúpano a Maturincito.

b) Contactos

Según GONZÁLEZ DE JUANA, et al. (1972), este miembro se encuentra en contacto concordante debajo del Miembro Yacua y discordante con la infrayacente Formación Macuro. Esta discordancia está basada en posibles diferencias

de ambientes sedimentarios, que pasan de las evaporitas del Miembro Patao a sedimentos más profundos, posiblemente turbidíticos, de la Formación Macuro.

c) Edad y correlación

Según la lista faunal, publicada por GONZÁLEZ DE JUANA DE VIGNALI (1965), este miembro tiene una edad Neocomiense-Barremiense.

Con anterioridad se ha sugerido que algunas secuencias incluidas en la Formación Tunapuy, pueden ser equivalentes a este miembro. POTTER (1974) correlaciona a Patao con la parte inferior de su nueva Formación Chacellor y más exactamente con el Miembro de las "Calizas inferiores" que afloran en la cordillera septentrional de Trinidad.

V2) MIEMBRO YACUA

a) Litología

Está constituido por esquistos calcáreos y grafitosos, con capas delgadas de caliza, algunas intercalaciones de filitas cuarzo micáceas y pizarras grafitosas. Los esquistos calcáreos están compuestos por cuarzo, calcita y cantidades menores de muscovita-sericita y grafito. Las filitas y pizarras grafitosas, son de color negro brillante, muy ricas en grafito, finalmente foliadas y contorsionadas.

Esta litología se mantiene bastante característica a través de toda la extensión de afloramiento, variando solamente la proporción de calizas y filitas grafitosas. Al norte del poblado de Yoco, este miembro desaparece paulatinamente, interdigitado con las meta-areniscas y filitas de la Formación Güinimita.

b) Contactos

Este miembro es considerado concordante con el Miembro Patao, infrayacentes y con la Formación Güinimita, suprayacente.

c) Edad y correlación

Por su posición estratigráfica, se le ha asignado una edad Neocomiense-Barremiense; basados en la semejanza litológica, GONZÁLEZ DE JUANA, et al. (1972) y SEIJAS (1971) consideran que el Miembro Yacua podría ser equivalente parcial de la Formación Carúpano. POTTER (1974) la correlaciona con el Miembro de "Filitas inferiores" de la Formación Chacellor (Trinidad).

VI) FORMACION CARUPANO

La Formación Carúpano aflora extensamente en la península de Araya, en la denominada "área de Carúpano" y en la parte norte de la península de Paria. Sus primeros afloramientos han sido determinados cerca de la población de Manicuare (península de Araya) y se prolongan hasta cabo Tres Puntas en Paria, con una longitud aproximada de 160 km y un ancho máximo de afloramiento, al sur del Morro de Chacopata, de 10 km. Este espesor se adelgaza rápidamente, formando en el "área de Carúpano" y en Paria una estrecha franja (promedio de 2,5 km) hasta desaparecer en el mar, en cabo Tres Puntas.

Esta formación ha sido descrita para la península de Araya, por lo tanto solamente describiremos a continua-

ción las características particulares de esta zona y las discrepancias entre los varios autores.

La litología ya descrita para el área de Araya, se mantiene bastante constante en esta zona, en la cual las filitas y esquistos cuarzo-micáceos grafitosos, con capas delgadas de calizas lenticulares siguen representando la litología típica de esta formación.

Tanto SCHUBERT (1972) como SEIJAS (1972) consideran a la Formación Carúpano en contacto concordante sobre la Formación Tunapuy, mientras que GONZÁLEZ DE JUANA, et al., para la zona comprendida entre cabo Tres Puntas y el cabo Mala Pascua, la consideran en contacto fallado (corrimiento de San Juan de las Galdonas) con las formaciones Uquire y Macuro. Como se recordará, SEIJAS (1972) en su misma área, no reconoce a estas formaciones y describe a las rocas presentes, como pertenecientes a la Formación Tunapuy.

Todos los autores concuerdan en la semejanza litológica entre la Formación Carúpano y el Miembro Yacua de la Formación Cariaquito, al mismo tiempo que la consideran litológicamente muy semejante a la Formación Las Mercedes (AGUERREVERRE & ZULOAGA, 1937) del Grupo Caracas. De las correlaciones anteriores se deduce que la edad más probable para esta formación es Cretáceo inferior, tomando también en consideración que la Formación Las Mercedes infrayace a la Formación Chuspita la cual, por su contenido de *Hamites*, debe referirse al Albiense.

VII) FORMACION EL COPEY

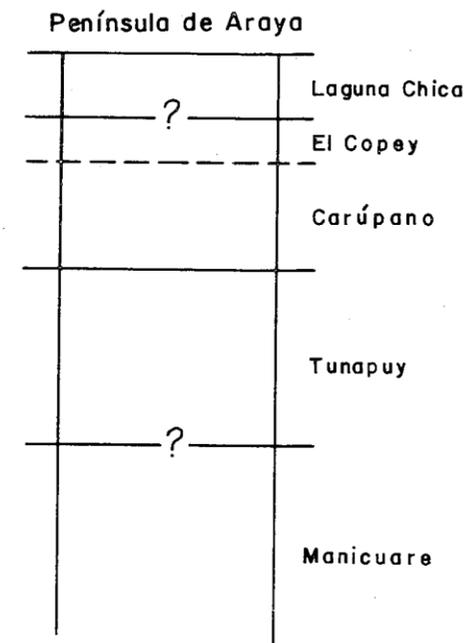
a) Litología

La Formación El Copey fue definida por SEIJAS (1972) y representa una unidad de esquistos actinolíticos-epidóticos y cloríticos de origen volcánico, que ocupan esencialmente, aunque en forma discontinua, todas las puntas y cabos de la costa norte en el área de Carúpano. Rocas semejantes se encuentran también en Araya, cerca del contacto fallado entre la Formación Carúpano y Formación Laguna Chica (SCHUBERT, 1972) y en cabo Tres Puntas, en una zona intensamente fallada y "mezclados" con esquistos grafiticos calcáreos de la Formación Carúpano (GONZÁLEZ DE JUANA, et al., 1972), en una situación muy semejante a la de Araya. SEIJAS (1972) describe metalavas con almohadillas y amígdalas y metatobas afaníticas, finamente foliadas.

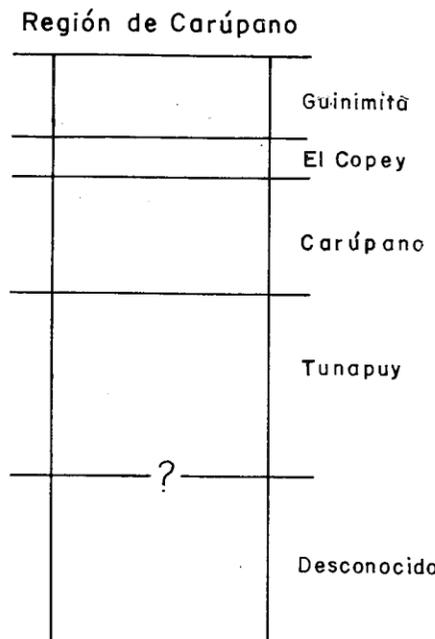
b) Contactos

SEIJAS (op. cit.) considera a la Formación El Copey suprayacente en forma concordante y transicional a la Formación Carúpano, e infrayacente a la Formación Güinimita (SEIJAS, 1972, p. 1.893).

Si realizamos una comparación entre las columnas estratigráficas de SEIJAS, para el área de Carúpano, y de la de SCHUBERT (1971) (ver Fig. N° 5) para el área de Araya, veremos que automáticamente establecen una posible correlación entre las formaciones Güinimita y Laguna Chica, cosa que parece poco probable, además de ser opuesta a la correlación que realizan entre la parte superior de la Formación Macuro (Miembro Guatay), y la Formación Laguna Chica (SCHUBERT, 1972, p. 1.846). Por lo tanto, la posición de la Formación El Copey infrayacente a la Formación Güinimita y/o la Formación Laguna Chica no es muy satisfactoria.



Según C. Schubert (1971)



Según Seijas (1972)

### Comparación de columnas estratigráficas entre la Región de Carúpano y la Península de Araya

Figura 5

#### c) Edad y correlación

No contiene fósiles y SEIJAS le asigna una edad Barremiense-Aptiense y concuerda con la idea de CHRISTENSEN (1961) de correlacionarla con la Formación Tacagua (DENCO, 1951) que afloran en la región de Caracas. Según MORGAN (1969) y WEHRMAN (1972), la Formación Tacagua se encuentra intercalada con la Formación Las Mercedes, con una relación semejante a la que nosotros consideramos entre las formaciones Carúpano y Copey. En capítulos posteriores será interpretada esta unidad como un conjunto ofiolítico que marca la presencia de una geofractura.

#### VIII) FORMACION GUINIMITA

La litología típica de esta formación se extiende desde el extremo oriental de la península de Paria, en donde aflora solamente en sección incompleta en varias puntas de la costa sur, hasta el "área de Carúpano", en donde SEIJAS (1972) la incluye parcialmente dentro de la Formación Tunapuy. La longitud de los afloramientos de Güinimita observados por GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI (1972) es de 110 km; con su probable extensión en rocas de litología similar en el área de Carúpano llegaría a 185 km.

#### a) Litología

Se caracteriza por la presencia de filitas sericíticas, con o sin grafito y cloritoide, metaconglomerados de grano fino a medio, metareniscas con granos de cuarzo oscuro, calizas fosilíferas, calizas ferruginosas y conglomerados con nódulos de limolita (ferrolitas) de forma elipsoidal. Las meta-

reniscas y metaconglomerados están formados por cuarzo ( $\pm 40\%$ ), muscovita ( $\pm 5\%$ ), clorita, calcita y plagioclasas. El cuarzo está muy fracturado con granos subangulares y subredondeados y de bordes corroídos; el cemento es generalmente silíceo, pero se ha observado que ocasionalmente puede estar formado por óxidos de hierro o  $\text{CaCO}_3$ .

Las calizas varían de puras a arenosas (15% de cuarzo detrítico), algunas son dolomíticas (40% de  $\text{MgCO}_3$ ) y generalmente fosilíferas. Las filitas son cuarzo-sericíticas, con o sin grafito, y el cloritoide es bastante común; sus porfidoblastos están relacionados con la esquistosidad en las rocas.

#### b) Contactos

El contacto con la Formación Cariaquito es concordante y localmente de falla con la Formación Macuro en la península de Paria (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1972). En el "área de Carúpano", SEIJAS (1972) coloca a la Formación Güinimita en contacto de falla tanto con la Formación Tunapuy como con las rocas sedimentarias del Grupo Sucre (HERBERG, 1950 y ROSALES, 1960).

#### c) Edad y correlación

GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI (1965-1972) y SEIJAS (1972) publican una extensa lista de la fauna identificada en la Formación Güinimita, en base a cuyo contenido le asignan una edad Barremiense-Aptiense-Albiense.

Tomando en consideración solamente su semejanza litológica y su contenido faunal, esta formación ha sido corre-

lacionada con la Formación Barranquín del Grupo Sucre (HERBERG, 1950).

POTTER (1974) considera que la parte superior de la Formación Chancellor, que desarrolla una conspicua facies conglomerática en la Isla de Monos (Trinidad) puede ser correlativa con Güinimita. También la Formación Laventille muestra un contenido fósil y litológico parecido a esta formación.

Sin embargo, la correlación más difícil es la que se presenta entre las diferentes áreas de la península de Paria-Araya, si tomamos como cierto la correlación entre la Formación Carúpano y la Formación Cariaquito (Miembro Yacua, ver GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, SEIJAS y SCHUBERT), la Formación Güinimita resultaría ser parcialmente equivalente a las formaciones Copey y Laguna Chica. Al mismo tiempo, ya hemos discutido que en la Formación Tunapuy existen secuencias que, por su litología y contenido faunal, son equivalentes a Güinimita.

Es interesante hacer notar que, en algunos conglomerados de la Formación Güinimita y de la Formación Tunapuy, han sido encontrados fragmentos de granito (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1974) que sugieren una probable erosión de los plutones intrusivos y concomitante con ella, erosión en la Formación Macuro, durante la sedimentación de Güinimita o Tunapuy. POTTER (1972) reporta fragmentos de la Formación Maracas en la parte superior de la Formación Chancellor.

#### IX) ROCAS IGNEAS CON O SIN METAMORFISMO

##### a) Cuerpos graníticos en la Formación Macuro

Dentro de la Formación Macuro, en la parte más oriental de la península de Paria, afloran varios cuerpos de granitos gneísicos, de los cuales los más importantes han sido designados con los nombres de Gneis del Dragón (KUGLER, 1953) y Asociación Igneo-Metamórfica El Mango-Doña Juana (GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI, 1965). Otros afloramientos menores se encuentran al noroeste y noreste de Güiría, lo que limita las existencias de cuerpos graníticos a la sola parte oriental de la península de Paria. En Araya (cerca de Manicuare) SCHUBERT (1972) indica la presencia de rocas gneísicas muy meteorizadas, cuyo origen y posible relación con los de Paria, permanece muy dudosa.

El Gneis de El Dragón es de granularidad variable, desde grano fino con aspecto esquistoso, hasta grano grueso con cristales alargados de ortosa de 2,5 cm. Presenta intercalaciones de esquistos cloríticos de hasta 10 cm de espesor, que muestran un contenido de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  diferente de las rocas consideradas graníticas (GONZÁLEZ DE JUANA, SANTAMARÍA & NAVARRO, 1974, p. 162). El gneis está compuesto por feldespatos potásico ( $\pm 40\%$ ), cuarzo ( $\pm 30\%$ ), muscovita ( $\pm 20\%$ ), plagioclasa-albita ( $\pm 5\%$ ), epidoto, biotita, etc.

La Asociación Igneo Metamórfica El Mango-Doña Juana está formada por ortogneises, migmatitas y paragneises; presenta xenolitos hornfelsicos. Tanto la composición mineralógica, como la composición química de las rocas graníticas (NAVARRO, 1974) es muy semejante a la del Gneis del Dragón; NAVARRO encuentra entre las dos rocas una diferencia en la relación  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  y en el grado de oxidación ( $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), que explica considerando al Gneis del Dragón como la parte superior de la intrusión en donde se efectúa la asimilación de la "roca-caja" con

diferente  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , mientras que El Mango-Doña Juana representa, en parte, una zona interna del plutón.

SANTAMARÍA (1974) determinó en El Mango-Doña Juana la edad en roca total (K-Ar) de  $53 \pm 3$  M.a. y de  $128 \pm 11$  M.a. obtenida de hornblenda de la misma roca y concluye que la edad mínima de cristalización es de  $128 \pm 11$  M.a., que concuerda con la conclusión de GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1972). Los  $53 \pm 3$  M.a. puede representar el tiempo transcurrido entre la solidificación y el metamorfismo.

GONZÁLEZ DE JUANA & VIGNALI (1972) sugirieron para las rocas de Macanao (Margarita) una edad de metamorfismo Cretáceo Superior que reafirma lo antes dicho por SANTAMARÍA.

##### b) Rocas ultrabásicas

###### Serpentinitas

Habíamos hecho notar que en la península de Araya, las serpentinitas se encuentran solamente dentro del área de afloramiento de la Formación Carúpano. En el "área de Carúpano" se presentan asociadas con la Formación El Copey en la costa norte, o con la Formación Güinimita (SEIJAS, 1972) y el Miembro Patao (VIGNALI, 1977) al sur de Carúpano. En Paria oriental, los principales afloramientos de serpentinitas también se encuentran en la costa norte, pero asociadas con la Formación Uquire. Todas estas rocas son esencialmente peridotitas piroxénicas serpentinizadas en mayor o menor grado, con un contenido de anfígorita, crisotilo, bastita que, en algunos casos, conservan texturas residuales de olivino y piroxeno. Los miembros accesorios son clorita, magnetita, cromita y óxidos de hierro.

Todos los afloramientos están formados por pequeños cuerpos alargados en dirección de los planos de foliación y no muestran aureolas en los contactos. Los bloques de serpentinita muestran foliación interna paralela a los esquistos, lo que indica que su emplazamiento se efectuó antes o durante el metamorfismo regional (ver capítulo de Geología Estructural y VIGNALI, 1972, p. 246).

##### c) Diques

Al sur de Carúpano e intrusivos dentro de la Formación Tunapuy (SEIJAS, 1972) afloran una serie de pequeños cuerpos de dacita, no metamorfizada compuesta por fenocristales de cuarzo y plagioclasa (andesina y oligoclasa), paralelas a cortando a los planos de foliación.

SIFONTES & SANTAMARÍA (1972) y luego SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974) reportan para estas rocas una edad absoluta (K-Ar) de  $5 \pm 05$  M.a., soportando las observaciones para diques semejantes en otras áreas, de GANSSER (1950) y VIGNALI (1972), en el sentido de que se trata de intrusiones jóvenes o de postectonismo.

#### Sección C

### ROCAS METAMORFICAS DE LA ISLA DE MARGARITA

#### I) INTRODUCCION

Numerosos han sido los aportes sobre aspectos más o menos limitados de la geología de Margarita, quizás una de las áreas de Venezuela que más atrajo la atención de los geólogos, desde la contribución de WALL (1860), que puede ser considerada la primera efectuada en esta área.

Hess & Maxwell (1949) realizan un reconocimiento geológico del complejo ígneo-metamórfico y subdividen la secuencia en Grupo Juan Griego y Grupo Los Robles. El Grupo Juan Griego, a su vez, lo subdividen en una secuencia basal denominado División Cuarzosa, formada por esquistos y gneises y una secuencia superior formada por rocas verdes y anfibolitas. Dentro del Grupo Los Robles reconocen un intervalo inferior calcáreo denominado Caliza de El Piache y uno superior formado por filitas y esquistos.

Estudiantes de la UCV, bajo la dirección de González de Juana, en 1949, efectúan una cartografía geológica de la parte oriental de Margarita, cuyos resultados inéditos, en tesis de la Escuela de Geología, han servido de base a muchos autores posteriores.

Taylor (1960) mantiene la misma nomenclatura estratigráfica establecida por Hess y Maxwell, pero agrupa a las rocas verdes y anfibolitas con el nombre de Anfibolitas de Paraguachí, que coloca estratigráficamente por debajo de los esquistos y gneises de la División Cuarzosa. Subdivide a la División Cuarzosa en tres unidades que denomina: Clorítica, Feldespática y Grafítica. Finalmente considera al Grupo Los Robles en discordancia por encima del Grupo Juan Griego, basándose esencialmente en el diferente grado de metamorfismo.

Jam & Méndez Arocha (1962) redefinen el Grupo Juan Griego y lo subdividen en orden estratigráfico en: Grupo de los Esquistos Verdes, equivalente a las Anfibolitas de Paraguachí, Paragneis Cuarzítico, Esquistos Cuarzomiciáceos, Esquistos Granatíferos y Esquistos Grafíticos.

González de Juana (1968) sugiere un contacto concordante entre Juan Griego y Los Robles, con una disminución progresiva del grado de metamorfismo en la zona de contacto de las dos unidades, además restringe el nombre del Grupo Juan Griego a la sola División Cuarzosa de Hess y Maxwell.

Maresch (1971, 1972, 1974) publica una serie de artículos basados en el estudio de la parte noreste de Margarita y utiliza el nombre de Grupo La Rinconada para designar a las rocas que con anterioridad habían sido descritas como, División de Rocas Verdes por Hess y Maxwell, Anfibolitas de Paraguachí por Taylor y Grupo de Esquistos Verdes, por Jam, Méndez Arocha y González de Juana. Además subdividen en el área de su trabajo al Grupo Juan Griego en dos unidades, una Clorítica y otra Feldespática. Maresch utiliza, siguiendo a Taylor, el nombre de Formación Manzanillo para designar rocas que afloran en la parte noreste de Margarita, que ambos consideran, parcialmente equivalente al Grupo Los Robles.

Navarro (1974, Ph.D tesis inédita) realiza un estudio geoquímico y petrológico de las rocas eclogíticas y anfibolíticas de Margarita, destacando su origen a partir de flujos de lavas basálticas sometidas a dos eventos metamórficos. Navarro (en su mapa geológico) incluye estas rocas de origen basáltico, dentro del Grupo Juan Griego que subdivide según su litología en Esquistos y Gneises, Rocas Eclogíticas y Trondhjemitas.

La península de Macanao o parte occidental de la isla permaneció geológicamente casi desconocida hasta el año de 1969, cuando alumnos de la UCV realizaron sus trabajos de grado en esa zona. Los resultados fueron publicados por González de Juana & Vignali en 1972. Estos autores subdividen al Grupo Juan Griego, en Macanao, en dos unidades, una Feldespática basal y una unidad No Feldespática en el tope.

Vignali (1972) realiza un estudio estructural de Macanao, destacando la geometría de un plegamiento muy complejo y las edades más probables de los diferentes eventos tectónicos, que afectaron el área.

Sucesivas tesis de grado (1971-72 y 73) inéditas de la UCV, han extendido los conceptos tectónicos y estratigráficos obtenidos en Macanao a casi toda la isla de Margarita.

A continuación describiremos las características más importantes de los grupos Juan Griego y Los Robles y para ello hemos dividido el área en península de Macanao e isla de Margarita, estando sobrentendido que este último nombre, se refiere a la parte oriental de la isla.

## II) PENINSULA DE MACANAO

En la descripción de la geología de esta área, utilizamos fundamentalmente los trabajos de González de Juana & Vignali (1972).

### II.1) GRUPO JUAN GRIEGO

#### a) Litología

Las secuencias litológicas del Grupo Juan Griego, en la península de Macanao, ha sido subdividida en dos unidades informales que en orden estratigráfico, establecido en base a la geometría de plegamientos (ver capítulo de Geología Estructural) son: unidad cuarzo-feldespática en la base y unidad no feldespática en el tope. Las dos unidades aparecen interdigitadas y gradualmente se pasa de una a otra con contacto muy irregular, basado en criterios de campo y laboratorio.

La unidad feldespática se caracteriza por la presencia de cuarcitas feldespáticas (10% o más, de albita-ortosa), gneises y esquistos cuarzo-feldespático micáceos, que con frecuencia desarrollan textura gneisoidea.

Las cuarcitas se presentan, tanto formando gruesos paquetes como intercaladas con esquistos o pasando lateralmente a gneises. Son de colores claros y mineralógicamente están formadas por cuarzo ( $\pm 60\%$ ) feldespatos ( $\pm 30\%$ ), muscovita y biotita. Los gneises tienen casi la misma composición que las cuarcitas, con desarrollo de texturas de "augen" de hasta 2 cm de diámetro, alargados en dirección de los planos de foliación, y con frecuencia plegados ("crenulation cleavage").

Los esquistos feldespáticos normalmente marcan la transición entre las secuencias cuarcíticas y gneísicas a la secuencia no feldespática, con la disminución del porcentaje de cuarzo y feldespato, en favor de minerales micáceos y grafito. La composición promedio de las rocas de transición es: cuarzo (36 a 80%), feldespatos (5 a 10%), muscovita (2 a 30%), biotita (2 a 30%).

La unidad no feldespática, puede ser dividida en varias secciones compuestas:

- Sección de esquistos cuarzo micáceos sin granates. Sección de esquistos cuarzo micáceos con granates y/o grafito.
- Sección de cuarcitas delgadas grafíticas, intercaladas con calizas.

La sección inferior de esta unidad se caracteriza por la presencia de esquistos micáceos sin granates visibles, con intercalaciones de cuarcita ligeramente feldespáticas y es-

quistos grafíticos, que marcan la transición con la unidad feldespática. La sección intermedia está caracterizada por la presencia de esquistos con desarrollo de grandes cristales de mica muscovita ( $\pm 1$  cm) y granates almandinos ( $\pm 1$  cm), con frecuentes intercalaciones de esquistos grafíticos (hasta 20%).

La sección superior está formada esencialmente por esquistos micáceos, cuarcitas grafíticas y calizas, siendo las cuarcitas y las calizas las rocas que caracterizan esta sección. Las cuarcitas son delgadas, de grano fino, generalmente bandeadas por efecto de la alternancia de cuarzo y material carbonáceo, siempre relacionadas íntimamente con la caliza que afloran espectacularmente, formando "morros" en la parte norte de la península. Estas calizas son generalmente delgadas, pero debido al intenso plegamiento isoclinal, se agrupan formando afloramientos con espesores de hasta 100 m. Su contenido mineralógico es: calcita (60 a 80%), cuarzo (0 a 15%), muscovita (0 a 5%) y grafito (0 a 1%). Contienen una fauna formada casi exclusivamente por radiolarios (no identificados).

No hemos citado a la Unidad de Esquistos Anfibolíticos, descrita por González de Juana & Vignali (1972) como estratigráficamente incluida entre las unidades feldespáticas y no feldespáticas del Grupo Juan Griego, por considerar de que se trata de rocas de origen volcánico para la cual se pueden utilizar las mismas conclusiones sobre origen y posición estratigráfica obtenidas al discutir, más adelante, el Grupo La Rinconada.

#### b) Contactos

El contacto inferior del Grupo Juan Griego en Macanao es desconocido, su contacto superior se considera concordante con el suprayacente Grupo Los Robles.

#### c) Metamorfismo

Presenta un conjunto mineralógico típico de cuarzo, muscovita, biotita, epidoto y granate que, de acuerdo con la clasificación de Turner & Verhoogen (1960) pertenece a la subfacies más alta dentro de la facies de los esquistos verdes, o sea, la de cuarzo-albita-epidoto-almandino, alcanzando en algunos casos la facies de la anfibolita almandínica.

#### d) Edad y correlación

El Grupo Juan Griego no contiene fósiles diagnósticos de edad. Los radiolarios encontrados en las calizas superiores del grupo, probablemente son indicativas de una facies sedimentaria de aguas profundas. La discusión de su correlación la realizaremos al describir el Grupo Juan Griego en la parte oriental de la isla de Margarita.

## II.2) GRUPO LOS ROBLES

En Macanao, el Grupo Los Robles aflora en la parte septentrional de la península, en dos estrechas zonas costaneras (Punta Tigre y Morro de Robledar); en el área de Margarita se hará una descripción más completa.

#### a) Litología

Se caracteriza por la presencia de esquistos cuarzo-clorítico-albitico-epidóticos; filitas cuarzo-sericíticas, grafíticas; esquistos cuarzo-micáceo-feldespáticos, con can-

tidades menores de cuarcitas micáceas y calizas negras delgadas.

Las rocas son generalmente de grano fino y exhiben intenso plegamiento de los planos de foliación. Se han observado pocos vestigios de la estratificación porque, generalmente, la "transposición" en los planos de foliación ha enmascarado el plegamiento isoclinal por rotura de la parte apical de los pliegues.

En la caliza que aflora, cerca de punta La Lavandera ha sido identificada por Max Furrer, en 1970, *Hedbergella* sp. (?) cuya edad probable es Cenomaniense.

## II.3) ECLOGITAS, ANFIBOLITAS Y ESQUISTOS ANFIBOLITICOS

En Macanao, incluidas en la secuencia metasedimentarias sin ninguna posición estratigráfica definida, asociadas con las unidades feldespáticas y no feldespática del Grupo Juan Griego, se encontraron masas de muy diversas dimensiones de eclogitas, anfibolitas y esquistos anfibolíticos. Esta subdivisión obedece más a característica de campo que a una verdadera clasificación geoquímica. Para un estudio más detallado, remitimos al lector a los trabajos de Maresch (1972) y Navarro (1974).

Los mejores afloramientos de eclogitas, entendiéndose tales rocas que contienen clinopiroxenos sódicos (onfacita) y granate, además de anfíboles, plagioclasa, mica y cuarzo, se encontraron en la parte septentrional de Macanao en el Boquerón de S. Francisco; pequeños fragmentos, no mayores de 1 ó 2 metros, se encuentran dispersos en casi toda el área. Se trata de rocas de color verde, densas, masivas con abundantes cristales de granate almandino, epidoto, anfíboles y albita, producto de la alteración de los piroxenos sódicos, cuarzo y mica.

Las anfibolitas están constituidas por 50-60 por ciento de anfíboles, plagioclasas, epidoto, clorita, cuarzo, mica, granate, etc. Al igual que las eclogitas, afloran de manera muy dispersa en toda el área, siendo sus mejores afloramientos los situados al noreste de Macanao en los cerros Volantín, Taguapiral y La Sabana. Los esquistos anfibolíticos, han sido encontrados solamente dentro del Grupo Juan Griego y están incluidos cerca del contacto entre esquistos cuarzo-micáceos grafíticos de la unidad no feldespática, y las cuarcitas y gneises de la unidad feldespática. Se diferencian esencialmente de la denominada anfibolita, por su grano fino y homogéneo y foliación muy bien definida; contienen anfíboles, hornblenda y actinolita (40 a 60%), granates hasta 10%, epidoto, cuarzo, clorita, albita, etc.

## II.4) SERPENTINITAS Y METAGABROS

Las serpentinitas y metagabros se encuentran generalmente asociados, como sucede en El Maguey, La Auyama y Punta La Muerta, aun cuando se encontraron también afloramientos separados de serpentinitas en la Pared, Punta Tunar, etc., o de metagabros en el Morro de Robledar. Estas rocas ultramáficas se presentan en forma de masas casi siempre redondeadas, generalmente alargadas en dirección de la foliación regional y afloran tanto dentro del Grupo Juan Griego, unidad no feldespática y en el Grupo Los Robles, sin ningún tipo de aureola de contacto.

Las serpentinitas son rocas por lo general densas, aunque frecuentemente se encuentran foliadas, constituidas esencialmente por antigorita hasta un 95 por ciento, crisotilo, clorita y magnesita; en algunas muestras, aparece bastita

como pseudomorfo de los piroxenos y reliquias del enrejado del olivino.

Los metagabros, que alumnos de la UCV clasificaron ya en 1949 como gabros sauríticos y para los cuales TAYLOR (1960) utilizó en Margarita el nombre de dioritas piroxénicas, además de considerarlas intrusivas en el Grupo Los Robles (p. 878), son rocas de color blanquecino moteado verde, con textura algunas veces gneílica, y formadas por hornblenda, cuarzo, plagioclasas sauritizadas, actinolita, clorita, etc.

MARESCH (1972) las denomina metadioritas y las considera intrusivas dentro del Grupo La Rinconada, mientras que GONZÁLEZ DE JUANA & VIGNALI (1972) consideran más probable un emplazamiento alóctono, para los metagabros y serpentinitas, en la península de Macanao.

## II5) PEGMATITAS

En Macanao, en el flanco sur de los cerros centrales de la península, intrusivas dentro del Grupo Juan Griego, afloran pegmatitas simples (PARK, 1964). Los afloramientos se presentan en forma de sills, diques o apófisis circulares de muy diversos tamaños, desde pocos centímetros hasta algunos metros de espesor o circunferencia, según sea el caso.

Mineralógicamente, se caracterizan por la presencia de plagioclasa (albita), cuarzo, micropertita, muscovita, biotita, epidoto, esfena y minerales supergénicos como sericita, clorita, óxidos de hierro, etc.

VIGNALI (1972), basándose en que estas rocas fueron afectadas solamente por el último período de plegamiento ( $f_3$ ), les asigna una edad de Paleoceno a Eoceno inferior.

SANTAMARÍA (1974) obtuvo para estas rocas una edad absoluta K-Ar de  $32 \pm 2$  M.a. en feldespatos. Son conocidas las limitaciones de este método de determinación de edades, especialmente en rocas que han sido sometidas con posterioridad a su intrusión a presión y temperatura relativamente bajas, pero de larga duración.

Por otra parte, el mismo SANTAMARÍA, reporta edades de  $66 \pm 5$  M.a.,  $62 \pm 3.4$  M.a. y  $64 \pm 3.4$  M.a., para rocas similares, tanto mineralógicamente como en su situación geológica, en las islas de La Blanquilla y Gran Roque (SCHUBERT & MOTISKA, 1973).

Estas últimas edades, Paleoceno inferior a medio, parecen mucho más probables para la pegmatita de Macanao, debido a que en las islas no parecen afectadas por plegamiento postintrusivo y por lo tanto deben presentar una determinación de edad radiométrica más cercana a la realidad. Se concluye, por lo tanto, que la edad de intrusión de la pegmatita puede ser la que se había asignado inicialmente (VIGNALI, 1972), que representaría la última manifestación de intrusión ácida del área.

## II6) DIQUES JOVENES

Bajo este nombre se agrupan una serie muy numerosa de diques, de muy diversa litología: gabros, diabasas y basaltos, que afloran especialmente en la parte septentrional de Macanao.

Estos diques son de un espesor máximo de dos metros e intrusionan tanto a esquistos como a anfibolitas y a serpentinitas, mostrando bordes de enfriamiento. Fueron encontradas siempre paralelas a la dirección de las diaclasas y son posteriores al metamorfismo regional y al plegamiento de la foliación ( $f_3$ ). Basado en estas evidencias de campo, VIGNALI (1972) les asigna una edad post-Eoceno medio.

Diabasas similares, en la isla de Los Frailes, fueron datadas en  $66 \pm 5$  M.a. (K-Ar roca total, SANTAMARÍA, 1974). Debido a que los diques de Macanao parecen ser más jóvenes que las pegmatitas (Paleoceno ?) consideramos que no son coevos con las diabasas de Los Frailes, aunque pudieran serlo con las dacitas de la región de Carúpano ( $5 \pm 05$  M.a.).

## III) ISLA DE MARGARITA

Con este nombre se indica la parte oriental de la isla, separada de la península de Macanao descrita anteriormente, por el istmo de La Restinga. En los últimos años el suscrito, junto con las promociones de estudiantes de la UCV de 1973 y 1974, ha realizado el reestudio de la geología del macizo central ígneo-metamórfico de la isla, con los resultados más importantes descritos a continuación. De este estudio, se ha excluido la parte nororiental, recientemente objeto de las tesis de doctorado de MARESCH (1972) y NAVARRO (1974).

### III1) BREVES COMENTARIOS SOBRE EL GRUPO LA RINCONADA

Según MARESCH (1972) el Grupo La Rinconada está compuesto por una secuencia de gneises anfíbolíticos, anfíbolitas, eclogitas anfíbolítico-paragoníticas, intercalados con esquistos grafitosos micáceos del Grupo Juan Griego. TAYLOR (1960) y MARESCH (1972, 74) consideran al Grupo La Rinconada como la parte basal de la columna estratigráfica de rocas metamórficas de Margarita y le asignan una edad Jurásica.

Sin entrar en detalles petrográficos (ya extensamente estudiados por MARESCH y NAVARRO) consideramos al Grupo La Rinconada como una secuencia de metalavas situadas estratigráficamente en la parte media inferior del Grupo Juan Griego.

Basamos nuestra apreciación, en que en donde las rocas metavolcánicas son consideradas autóctonas (NAVARRO, 1974) están íntimamente relacionadas con trondjemitas y/o esquistos cuarzo-micáceos grafitosos, que, como veremos a continuación, caracterizan el contacto entre las unidades feldespáticas y no feldespáticas del Grupo Juan Griego.

La interdigitación observable en el campo entre las dos litologías metasedimentarias y metavolcánicas, es mucho más evidente cerca de los contactos, debido parcialmente a la natural estratificación entre cenizas y lavas con los sedimentos y, parcialmente, a la compleja geometría de los varios períodos de plegamiento superpuestos (ver capítulo de Geología Estructural) que afectaron a las rocas, y configuraron la aparentemente intensa interdigitación que se observa en los afloramientos.

La edad más probable de emplazamiento en la secuencia metasedimentaria de estas lavas del Grupo La Rinconada extrapolando los datos provenientes de rocas similares en Curazao (WEYL, 1966; BEETS, 1972) e islas venezolanas (SANTAMARÍA & SCHUBERT, 1974) es de Cretáceo inferior (110 M.a. - 120 M.a.).

### III2) GRUPO JUAN GRIEGO

#### a) Litología

Las subdivisiones litológicas utilizadas para este grupo en la península de Macanao, permanecen válidos para la

isla de Margarita, por cuanto en esta área, están representadas la unidad feldespática y la unidad no feldespática.

Como parte de las rocas que integran la unidad feldespática se incluye el denominado Paragneis de San Juan (DELFINO y GRILLET, tesis inéditas UCV, 1949), considerado un granito intrusivo por TAYLOR (1960). Las relaciones de campo muestran evidente transición desde una roca de aspecto granítico que aflora en la represa de San Juan, con fenocristales de cuarzo, y feldespatos con una composición promedio de 30-50% de cuarzo, 20-40% de albita 2-10% de muscovita, epidoto, clorita, etc., que gradúa rápidamente a gneises de composición química y mineralógica muy semejante, con abundantes intercalaciones de esquistos cuarzo micáceos, generalmente grafitosos. Estas rocas gneílicas pasan a su vez a esquistos cuarzo feldespáticos y cuarcitas, con una composición promedio de 40-80% cuarzo, 5-15% feldespatos, 2-20% muscovita y 2-20% biotita que, al igual que en la península de Macanao, marcan la transición a la secuencia no feldespática.

Los análisis químicos promedio realizado en las rocas graníticas de la represa de San Juan muestran una composición promedio de 66,53% de  $SiO_2$ , 23,30% de  $Al_2O_3$ , 0,90%  $MgO$ , 1,55%  $CaO$ , 4,60%  $Na_2O$ , 1,35%  $K_2O$ , 1,20%  $TiO_2$ , 0,04%  $MnO$ , que es también muy semejante a la encontrada en los gneises de la misma área.

El mejor contacto observado entre las secuencias feldespáticas y no feldespáticas está expuesto en la parte noreste del cerro La Galera, en donde cuarcitas, gneises y esquistos feldespáticos pasan a esquistos cuarzo-micáceo grafitosos, que caracterizan la secuencia superior. En el mapa adjunto se muestra la distribución geográfica de la unidad feldespática de la isla de Margarita (ver mapa N° 5).

La unidad no feldespática presenta las mismas características descritas para el área de Macanao. La parte inferior de esta unidad, está representada por una secuencia de esquistos cuarzo-micáceos grafitosos sin granates visibles, seguidos por una secuencia de esquistos con grandes cristales de muscovita y granates, con o sin grafito, para terminar con cuarcitas grafitosas bandeadas y prominentes afloramientos de calizas.

El contenido mineralógico promedio de los esquistos cuarzo-micáceo grafitosos es 40-48% cuarzo, 0-30% plagioclasas, 15-40% muscovita, 0-6% clorita, 0-12% biotita, y trazas de epidoto, calcita, turmalina y zoicita. Los esquistos cuarzo micáceos granatíferos, pueden tener hasta un 30% de muscovita y un máximo de 20% de granate almandino, las cuarcitas grafitosas son de grano fino compuestas casi exclusivamente de cuarzo y un pequeño porcentaje de material carbonáceo (1-2%). Las calizas presentan de 8 a 25% de cuarzo, 70 a 90% de calcita, y de 0 a 1,5% de dolomita. De los análisis químicos de las rocas se obtiene un promedio de 96,7% de  $CaCO_3$  y un 3,3% de  $CaMg(CO_3)_2$ . En el mapa geológico simplificado adjunto se muestra la distribución de estas rocas en el área (ver mapa N° 5).

#### b) Contactos

La parte visible del contacto superior del Grupo Juan Griego en la isla de Margarita, con la Formación El Piache del Grupo Los Robles, se extiende desde la zona de Macho Muerto (2 km al W de Porlamar) hasta la Asunción. El contacto fue trazado en el campo por la aparición de los primeros afloramientos de esquistos con lepidoblastos de muscovita y/o granate almandino.

## c) Edad y correlación

El Grupo Juan Griego no contiene fósiles, por lo tanto su edad es desconocida. La mayoría de los autores (HESS, MAXWEL, TAYLOR, MARECH, etc.) partiendo de una posible correlación con la Formación Las Brisas del Grupo Caracas, le han asignado una edad de Jurásico a Cretáceo inferior.

Los datos en nuestro poder son tan poco convincentes como los de los autores anteriores. Sin embargo, partiendo de que la edad más probable para la parte inferior del Grupo Los Robles es Cenomaniense y de que las lavas del Grupo La Rinconada (TAYLOR, 1960) que se interdigitan con la parte medio de Juan Griego, tienen una edad de emplazamiento probable de 110-120 M.a., se concluye que la edad más probable de las rocas de este grupo se extiende desde el Jurásico superior al Cretáceo medio.

La semejanza litológica con la Formación Manicuaire (SCHUBERT, 1972) es tan evidente que no dudamos en realizar la correlación (ver síntesis Estratigráfica). Consideramos que el Grupo Juan Griego no puede ser correlacionado litológicamente con ninguna otra de las formaciones presentes en la península de Paria-Araya.

En el cuadro de correlación presentado en la figura N° 10, entre varias localidades de Araya, Paria y Trinidad, no hemos incluido a la Formación Manicuaire, litológicamente equivalente a Juan Griego, por considerar que pertenece a una provincia litológica diferente.

### III3) GRUPO LOS ROBLES

El Grupo Los Robles aflora en Margarita en una estrecha faja que en dirección norte-sur va desde el cerro en las cercanías de la ciudad de Porlamar, hasta la falda oeste del cerro Matasiete. Existen además otros afloramientos menores situados en el Morro de Porlamar, valle del Orinoco y sector meridional de las Tetas de María Guevara.

Siguiendo la sugerencia de GONZÁLEZ DE JUANA (1968), durante los trabajos de campo del año 1973, se ha subdividido este grupo en dos formaciones, El Piache y El Cauca.

#### a) Formación El Piache

Los mejores afloramientos están localizados en el cerro El Piache, en las cercanías de la ciudad de Porlamar, hasta caliza: una verde, clorítica, con un porcentaje de dolomita de  $\pm 3\%$  y la otra de color blanco con porcentaje de dolomita de hasta 25%. Intercaladas en las calizas se encuentran filitas cuarzo cloríticas y cuarzo sericíticas.

Hacia la base de la Formación El Piache, las filitas clorítico-sericíticas presentes, gradan transicionalmente a esquistos cuarzo micáceos grafitosos, que han sido incluidos en el Grupo Juan Griego. El tope ha sido colocado cerca de las calizas superiores de esta formación que pasan a la secuencia monótona de filitas de la Formación El Cauca.

Lateralmente y hacia el norte, la Formación El Piache conserva su característica litológica de calizas masivas de espesores variables entre 10 y 40 cm, hasta desaparecer por falla y cubierta por aluviones en el valle de Sabana de Guacuco (río de la Asunción).

Mineralógicamente se caracteriza por calcita (70 a 90%), cuarzo (8 a 25%), clorita (0 a 15%), además de cantidades menores de muscovita y epidoto.

Esta formación aparece también en el Morro de Porlamar y en la parte sureste de las Tetras de María Guevara, en donde está complejamente relacionada con metagabros y serpentinitas, siempre con contactos abruptos y tectonizados con las filitas o calizas.

En el valle del Orinoco, el Grupo Los Robles está representado por calizas masivas, calizas esquistosas, filitas cloríticas, en contacto discordante con sedimentos terciarios jóvenes.

#### b) Formación El Cauca

Esta formación aflora en los cerros localizados entre las poblaciones de Porlamar, Atamo y Los Robles y sus mejores afloramientos se encuentran situados en la fila de El Cauca de donde toma su nombre.

Está representada por una secuencia inferior de filitas cuarzo sericiticas cloríticas, que hacia el contacto con la Formación El Piache, se hacen más calcáreas y que marcan su transición. La secuencia superior es más cuarzosa y está formada por esquistos cuarzo micáceos cloríticos, con plagioclasa, epidoto sericita, cuarcitas micáceas epidóticas y hasta metaconglomerados cuarcíferos feldespáticos. La parte superior de la Formación está cubierta con aluviones y sedimentos terciarios.

#### c) Contactos

Como hemos citado al describir el contacto inferior de la Formación El Piache, el Grupo Los Robles presenta un contacto concordante y trasicional con el grupo Juan Griego, opinión contraria a la de TAYLOR (1960), que considera este contacto como discordante.

De hecho ambos grupos, cerca del contacto, exhiben litología que pasa gradualmente de calizas esquistosa, filitas calcáreas y filitas cloríticas de la Formación El Piache a esquistos cuarzo grafitosos micáceos y cuarzo micáceos granatíferos del Grupo Juan Griego.

TAYLOR (1960) al postular la discordancia, se basa en el diferente grado de metamorfismo y en el posible origen volcánico de los esquistos cuarzo-cloríticos-epidóticos del Grupo Los Robles.

Sin embargo, la geoquímica de los sedimentos, utilizando los criterios de MASON (1966) y MOORE & DENNEN (1970), indica un origen sedimentario para estas rocas y la relación Al, Fe, Si, una litología original formada por grauwacas y areniscas.

El contacto superior del Grupo Los Robles es siempre discordante por debajo de aluviones o sedimentos terciarios jóvenes.

#### d) Edad y correlación

La edad determinada para este grupo, en la península de Macanao, sigue siendo la más valedera para esta área.

#### III4) ECLOGITAS Y ANFIBOLITAS

Dispersas en toda el área se han encontrado hasta 42 pequeños afloramientos variables en tamaño entre 1 y 5 m de diámetro de rocas anfibolíticas o verdaderas eclogitas, casi siempre incluidas en la parte media-superior del Grupo Juan Griego. Al igual que en la península de Macanao ningún bloque de este tipo de roca ha sido encontrado en metasedimentos del Grupo Los Robles. La litología no varía de la ya descrita en Macanao y descrita en detalle por NAVARRO (1974).

Si tomamos en consideración que estas rocas se originaron a partir de lavas y cenizas, tenemos que concluir que los bloques dispersos pueden representar masas parautoctonas (aloctonía parcial dentro de la misma cuenca) probablemente provenientes de un área situada al noreste (zona de afloramiento del Grupo de La Rinconada).

Esto concuerda con la idea, ya expresada, de que las rocas que integran al Grupo La Rinconada fueron emplazadas durante la sedimentación de la parte media del Grupo Juan Griego, y que las eclogitas y anfibolitas son bloques alóctonos en la parte media y superior del mismo grupo.

#### III5) SERPENTINITAS Y METAGABROS

La asociación serpentinita-metagabro, ya descrita para la península de Macanao, está presente también en Margarita. Sus mejores afloramientos están localizados en: Morro de Porlamar, Agua de Vaca, Tetras de María Guevara y Cabo Blanco.

Estos cuatro afloramientos están incluidos dentro de secuencias litológicas diferentes que en el mismo orden son: Formación El Piache, Formación El Cauca, Grupo Juan Griego y Grupo La Rinconada, sin presentar ningún tipo de aureola de contacto.

Además de las serpentinitas asociadas a metagabros, existen numerosísimos cuerpos de serpentinitas de muy diversos tamaños distribuidos sin ningún orden en toda el área.

No se han realizado estudios detallados petrográficos o geoquímicos y por sus características mesoscópicas, las serpentinitas foliadas, peridotitas serpentinizadas y piroxenitas serpentinizadas. Los mayores afloramientos están localizados en cerro Copey-cerro Matasiete y cerro Chico, en donde cubren un área que va desde 4 km<sup>2</sup> (cerro Chico) hasta 30 km<sup>2</sup> (cerro Grande). Además de estos cuerpos mayores, afloran numerosas masas menores, cuyo tamaño varía de algunos kilómetros cuadrados hasta pocos metros. A pesar de su distribución no ordenada, es posible determinar que el tamaño y la frecuencia de afloramientos de las serpentinitas disminuye en sentido suroeste.

Todas estas rocas ultramáficas han sido metamorfizadas y deformadas junto con las rocas metasedimentarias y en ninguna parte han sido vistas aureolas de metamorfismo en los contactos.

Los contactos de las masas mayores con la roca vecina, con frecuencia están cubiertas por material aluvional. En los casos visibles, como la falda oeste de cerro Grande y flanco sur de Matasiete, se presentan muy tectonizados, con características caóticas que sugieren un emplazamiento tectónico a través de un "trend" no visible en Margarita. Las masas menores se presentan en forma de bloques alargados según los planos de foliación, con contactos abruptos con los metasedimentos circundantes. Basándonos sobre todo en las relaciones de campo y en las anomalías de Bouguer, que indican que para el cerro de El Copey la serpentinita no tiene continuación a profundidad; concluimos que un origen intrusivo (protusiones) expuesto por varios autores (TAYLOR, 1960; GONZÁLEZ DE JUANA, 1968) es poco probable para explicar la presencia de la serpentinita. Preferimos un tipo de emplazamiento alóctono ya esbozado por GONZÁLEZ DE JUANA & VIGNALI (1972).

Parece probable que los bloques de ultramáficas provengan de la zona de sutura bien localizada en la costa norte de la península de Paria-Araya, y alcanzaron su pre-

sente posición dentro de la cuenca por deslizamiento gravitacional desde el suroeste durante casi todo el tiempo que duró la sedimentación de los grupos Los Robles y Juan Griego.

#### III6) GRANITOS Y GNEISES

En Margarita en la parte norte de la isla, existen los afloramientos de gneis granítico conocidos con los nombres de Pórfido de Granito Sódico de Matasiete (HESS & MAXWELL, 1949) y el Gneis de Guayacán (MARESCH, 1972).

Datos radiométricos reportados por SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974) indican edades  $72 \pm 6$  M.a. y  $70 \pm 6$  M.a., K-Ar, en anfíboles sin determinar y hornblenda, respectivamente, en las dos rocas graníticas antes mencionadas.

La Trondhjemitita de Matasiete aflora principalmente en la falda oeste y sur del cerro homónimo, mientras que el tope está formado por serpentinitas. Se presentan como una masa de color blanquecino que grada, de rocas con características plutónicas en su zona central, hasta gneises hacia los bordes, en donde se intercalan texturas gnéicas macro-granudas con bandas afaníticas de la misma composición mineralógica. Esporádicamente, presenta bandas de color verde intenso, de composición epidótico-feldespática. La trondhjemitita está formada por plagioclasa (oligoclasa y albita 60-70%), cuarzo ( $\pm 25\%$ ), muscovita ( $\pm 7\%$ ), epidoto ( $\pm 7\%$ ) y clorita ( $\pm 5\%$ ).

El Gneis de Guayacán aflora en masas de diversos tamaños en toda la parte noroeste de Margarita, además de presentarse en forma de verdaderas intercalaciones, de espesor variable entre algunos metros a milímetros, con rocas eclogíticas y esquistos grafitosos micáceos. Tanto por su apariencia, como por su composición mineralógica, no se diferencia en mucho de la Trondhjemitita de Matasiete.

Estas rocas, Trondhjemitita de Matasiete, Gneis de Guayacán han sido consideradas intrusivas en las rocas ultramáficas (serpentinitas) por TAYLOR (1960), en esquistos del Grupo Los Robles (GONZÁLEZ DE JUANA, 1968) y en el Grupo La Rinconada por MARESCH (1972).

Toda la evidencia de campo sugiere de que estas rocas graníticas se han formado a partir de un neomagma anatóctico producto de la fusión diferencial de sedimentos probablemente grauwáquicos, que caracterizan la parte inferior del Grupo Juan Griego.

Estos fenómenos de anatexis parcial se efectuaron en la parte más profunda de la cuenca en relación con el metamorfismo regional ( $\pm 70$  M.a.). Este origen explica mejor que el origen ígneo lo siguiente:

- La falta de disturbios tectónicos en las rocas adyacentes a los supuestos batolitos.
- Las visibles y numerosísimas intercalaciones de rocas graníticas con meta-volcánicas y esquistos grafitosos.
- La falta total de los equivalentes volcánicos del granito.
- La gradación del granito a gneises y probablemente a la secuencia cuarzo-feldespático del Grupo Juan Griego.

No hay que olvidar que un plegamiento muy intenso de tipo isoclinal ( $f_2$ ) es contemporáneo al metamorfismo regional y por lo tanto a la anatexis parcial de estos sedimentos.

#### III7) DIQUES JOVENES

Al igual que en la península de Macanao, han sido encontrados algunos diques no metamorfizados. Sus mejores exponentes están en las zonas de Punta María Libre y Punta Galera, siendo su litología y sus características esenciales, idénticas a las descritas en Macanao.

#### Sección D

#### SINTESIS ESTRATIGRAFICA

##### I) INTRODUCCION

Antes de comenzar el estudio y comentarios de diversas columnas estratigráficas de diferentes regiones, dentro y fuera de los límites del área de este estudio, debemos analizar con los datos estratigráficos conocidos y utilizando la geometría de las estructuras presentes descritas en el capítulo de Tectónica, la mayoría de las discrepancias que se han hecho notar en la primera parte de este mismo capítulo (secciones A, B y C).

##### II) SINTESIS ESTRATIGRAFICA DE LA PENINSULA DE PARIÁ Y REGION DE CARUPANO

##### III) EXTREMO ORIENTAL DE LA PENINSULA DE PARIÁ

La columna estratigráfica establecida por GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI en 1965 y 1972, no ha sido objeto de mayores cambios, por tratarse de una zona donde se conocen las mejores determinaciones paleontológicas.

La Formación Güinimita contiene una fauna diagnóstica de edad Aptiense-Albiense, mientras que el Miembro Patao de la Formación Cariaquito es ligeramente anterior (Neocomiense-Baremiense).

El ciclo sedimentario de aguas poco profundas, representado por calizas biostrómicadas (Formación Güinimita) y evaporitas (Miembro Patao) está en discordancia con los sedimentos pelíticos ("turbiditellike sediments") de la Formación Macuro, lo cual puede ser claramente demostrada por: a) cambio brusco de ambiente sedimentario anteriormente citado; b) contacto visiblemente discordante en el campo al NE. de Güiría; c) presencia de una secuencia conglomerática sobre la parte superior de la Formación Macuro, anteriormente designada Sección Rudácea de la Formación Güinimita (GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI, 1972). Esta secuencia está extensamente desarrollada al SE de río Caribe (ver corte geológico N° 3) y en ella han sido encontrados fragmentos derivados del granito de El Mango-Doña Juana (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1972).

Para determinar una posible edad para la Formación Macuro, debemos utilizar métodos indirectos a causa de su falta de fósiles. Las relaciones de campo, así como las relaciones estructurales, indican que las rocas graníticas presentes en Paria (Gneis del Dragón y El Mango-Doña Juana) son intrusivas en la Formación Macuro. Debido a que la edad más probable de este evento tectotermal es la de final del Jurásico a principios del Cretáceo ( $128 \pm 11$  M.a. SANTAMARÍA & SCHUBERT, 1974), se concluye que la edad de Macuro es Jurásico superior o más antigua.

La estructura en la parte oriental de la península de Paria, está constituida por una estructura monoclinada muy

compleja de buzamiento regional al norte (ver corte geológico N° 1), que implica que la Formación Uquire representa la secuencia metasedimentaria más vieja.

Se concluye que, para el extremo oriental de la península de Paria, la columna estratigráfica típica establecida en el extremo oriental de Paria es la representada en la Fig. N° 6.

### II2) ZONA CERCANA AL MERIDIANO DE GÜIRIA

La columna estratigráfica establecida anteriormente es válida también en esta zona. Las unidades litológicas conservan sus características distintivas y solamente el Miembro Guatay de la Formación Macuro desaparece erosionado y cubierto discordantemente por el Miembro Patao de la Formación Cariaquito.

En la parte superior de la Formación Macuro, según se desprende de la sección geológica N° 2, aparece el Miembro de Caliza de la Horqueta. Esta posición estratigráfica, contrasta con la correlación realizada por POTTER (1974) con la Formación Maraval del Northern Range de Trinidad. En su intento de correlación, POTTER coloca al Miembro de la Horqueta infrayacente a la Formación Uquire.

La columna estratigráfica en esta área está representada en la Fig. N° 7.

### II3) ZONA CERCANA AL MERIDIANO DE SAN JUAN DE LAS GALDONAS

Para poder resolver los problemas estratigráficos de esta área es necesario inicialmente aclarar las discrepancias

ya anotadas y descritas en la sección C de este mismo trabajo.

Unos 12 km al oeste del meridiano de Güiria, las características litológicas del Miembro Yacua de la Formación Cariaquito, constituido por esquistos calcáreos grafitosos, filitas micáceas y lentes de calizas, no pueden ser reconocidas o separadas de la Formación Güinimita en esta área, por presentar un contenido menor de metaconglomerado, metareniscas y calizas fosilíferas, que constituyen su característica más visible y un aumento de filitas y lentes de calizas. Por lo tanto, la desaparición del Miembro Yacua no es debida a fenómenos de tipo estructural, sino a variaciones litológicas laterales que hacen poco diferenciable a Yacua de Güinimita. Consiguientemente, la Formación Cariaquito, queda reducida al Miembro Patao, que a su vez, al oeste del meridiano de San Juan de Las Galdonas, pierde su característica de secuencia continua de calizas, para aparecer en afloramientos discontinuos de calizas, ya citados anteriormente.

También en esta área la Formación Macuro, compuesta por esquistos cuarzo-micáceos cloríticos y cuarcitas cloríticas, infrayace a la denominada "Sección Rudácea de la Formación Güinimita" de GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1972). Litológicamente esta "sección rudácea" está constituida por metaconglomerados cuyos componentes pueden ser atribuidos a la Formación Macuro y a las rocas graníticas intrusivas en ella, además de cuarcitas de grano fino y filitas grafitosas.

En nuestra opinión, también deducida de las secciones geológicas realizadas (ver capítulo de Geología Estructural y corte geológico N° 3), esta "Sección Rudácea", considerada

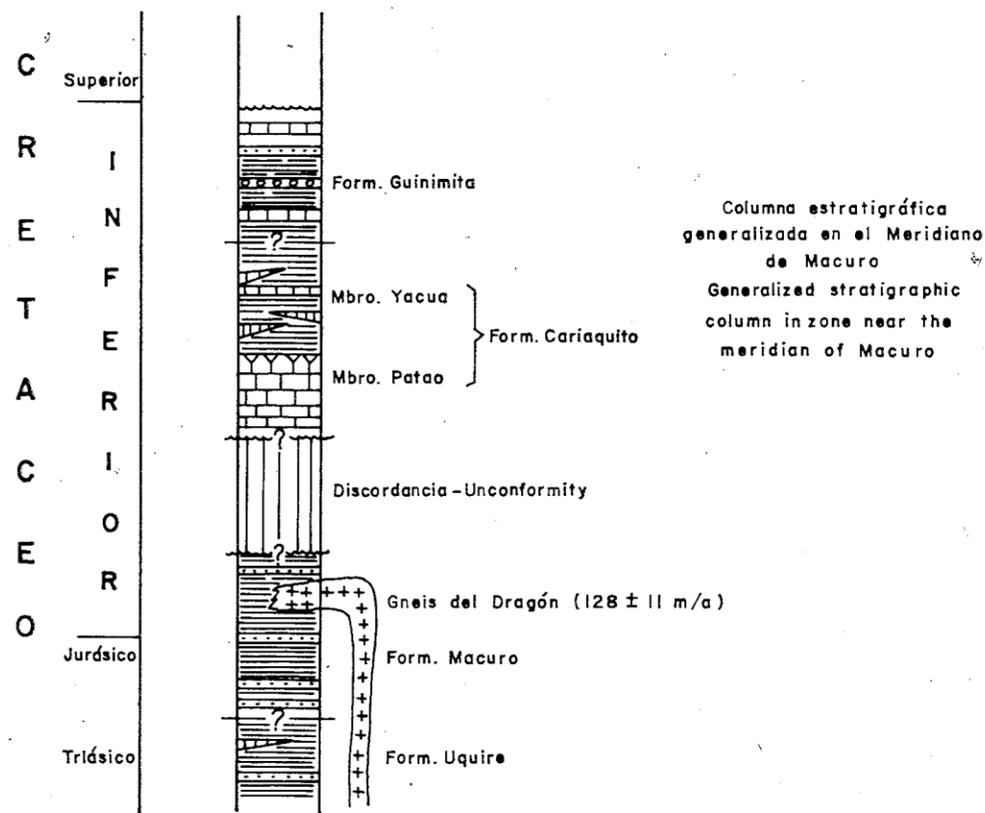


Figura 6

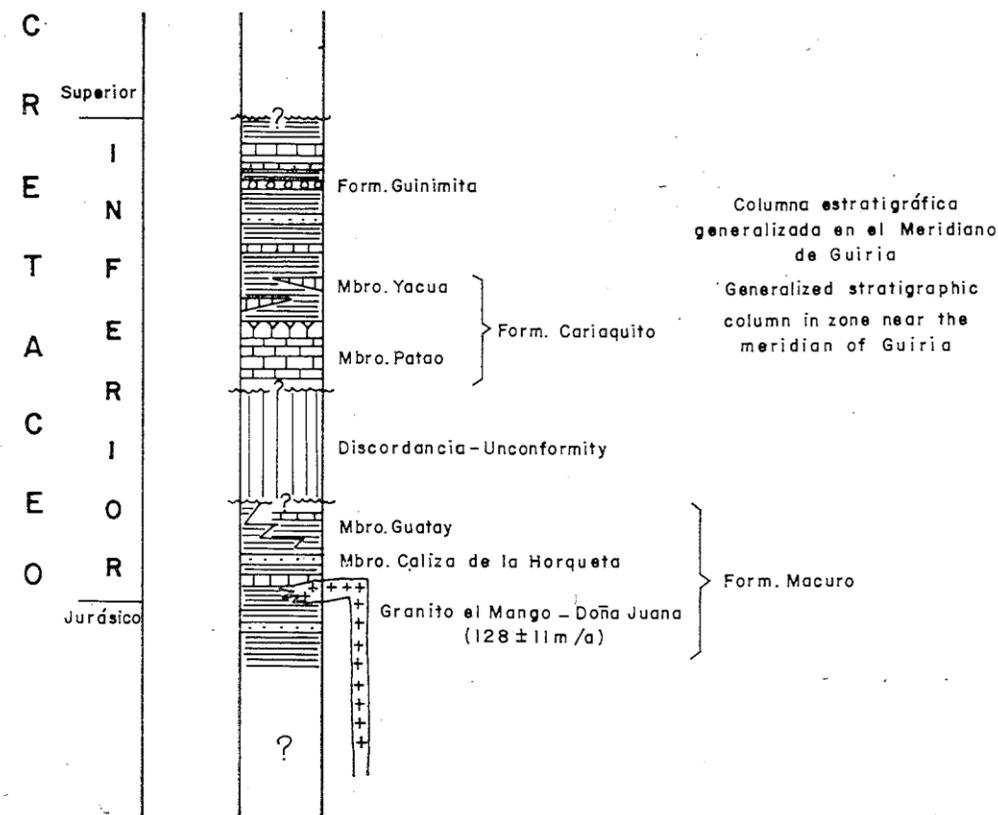


Figura 7

por GONZÁLEZ DE JUANA MUÑOZ & VIGNALI (1972) como la parte superior de la Formación Güinimita, y por SEIJAS (1972) como parte de la Formación Tunapuy, representa el conglomerado basal de la discordancia post-Macuro, pre-Patao.

En la parte norte de esta área, en contacto claramente fallado (Corrimiento de San Juan de Las Galdonas), aparecen los primeros afloramientos de la Formación Carúpano y de la Formación Copey.

La semejanza litológica entre la Formación Carúpano y el Miembro Yacua de la Formación Cariaquito, es un hecho evidenciado ya con anterioridad por GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1965, 1972); SEIJAS (1972), ZAMBRANO y PICARD (Trabajos inéditos). Nuestras propias observaciones concuerdan plenamente con este criterio, extendiendo la semejanza litológica a la sección inferior de la Formación Güinimita en las regiones en las cuales el Miembro Yacua no puede ser claramente separado.

Basándonos en estos datos de campo, no nos queda ninguna duda razonable de que las rocas presentes en Carúpano y Yacua corresponden a una misma unidad litológica.

En los "bloques diagramáticos" presentados en el capítulo de Tectónica se explica la posición geográfica de la Formación Carúpano y el Miembro Yacua. Algo más complejo es determinar la posición estratigráfica de la Formación Copey, cuyos afloramientos tanto en Araya como en Paria se presentan siempre en zonas cercanas a fallas de carácter regional, como son la de Laguna Chica en el Corrimiento de San Juan de Las Galdonas, o en masas aisladas en la costa norte de la península.

En los afloramientos de Playa Copey (3 km al oeste de Carúpano), se pueden observar con cierta claridad lavas almohadilladas variolíticas (variolitic pillow-lava) con diámetro promedio de 10-20 cm y longitud de varios metros, alargados en dirección de la foliación regional, causada por la segunda fase de la orogénesis que afectó el área (ver capítulo de Tectónica). Estas observaciones reafirman el origen volcánico de estas rocas y determinan que su "emplazamiento" en la secuencia metasedimentaria, se efectuó antes del Cretáceo superior (edad determinada para la segunda fase de la orogénesis).

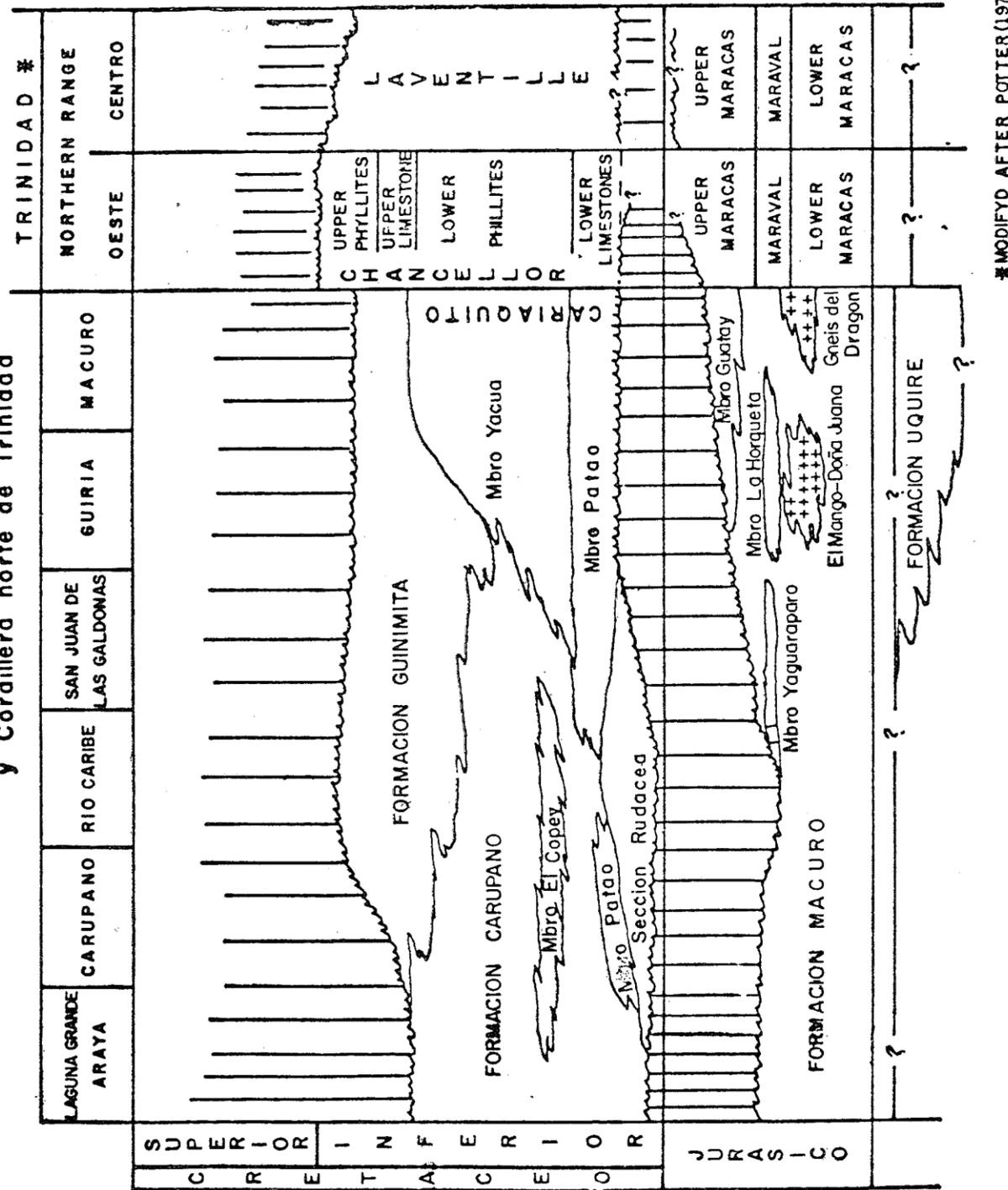
Presenta contactos tectonizados especialmente visibles en el Morro de la Esmeralda y el Morro de Lebranche, situados al oeste de la ciudad de Carúpano, tanto con las rocas metasedimentarias de la Formación Carúpano, como con las serpentinitas.

Esta asociación de tipo tectónico entre metalavas, metatobas, serpentinitas, etc., ha sido interpretada en el capítulo de Tectónica como remanente de un "trend ofiolítico" que marca la traza de una geofractura que se extiende desde la Punta Salazar en Araya, hasta cabo Tres Puntas en Paria. Esta geofractura separa la provincia litológica representada por la Formación Manicuare (Juan Griego) de la facies metamórfica de la anfíbolita almandínica, de las formaciones Macuro o Carúpano de la subfacies de cuarzo-albita-muscovita-clorita.

De lo antes dicho se desprende que siguiendo las normas del Código Estratigráfico Internacional, el nombre de Formación Copey, así definido por SEIJAS (1972), es inválido y preferimos utilizar en su lugar el nombre más descriptivo de "Melange Ofiolítico de Copey".



Correlación de unidades litológicas entre varias localidades de Araya - Paria y Cordillera norte de Trinidad



#MODIFYO AFTER POTTER (1974)

Figura 10

**Nota:** La Formación Manicuaire (Schubert 1972) no está incluida en esta correlación por considerar que pertenece a una "provincia litológica" diferente.

The Manicuaire Fm. is not included in these correlation chart because does not belong to this lithologic province

En la Fig. N° 10 se ilustra un cuadro correlativo entre diferentes regiones de Araya - Paria y la Cordillera Norte de Trinidad.

IV) SINTESIS ESTRATIGRAFICA DE LA PENINSULA DE MACANAO Y DE LA ISLA DE MARGARITA

IV1) GRUPO JUAN GRIEGO

En la sección C de este capítulo, se han descrito las principales características litológicas de las rocas que afloran en esta zona.

El Grupo Juan Griego con una edad indirectamente determinada de Jurásico superior a Cretáceo inferior, ha sido subdividido en dos unidades: unidad feldespática y unidad no feldespática.

Estas dos unidades pueden ser localmente divididas en secuencias litológicas menores. La unidad feldespática, redefinida en el presente trabajo, incluye las cuarcitas y esquistos gneisoideos feldespáticos, además de los gneises y trondhjemitas, cuyos afloramientos de mayores dimensiones han sido denominados con nombres locales como: Paragneis de San Juan, Gneis de Guayacán, Granito (Trondhjemita) de Matasiete, etc. (GONZÁLEZ DE JUANA, MARESCH, NAVARRO, TAYLOR, etc., *op. cit.*).

La evidencia sugiere que las rocas que integran la unidad feldespática, tuvieron un origen común a partir de sedimentos grauváquicos, que por efectos de la parcial o casi total refusión diferencial causada por un proceso tectotermal de edad Cretáceo superior ( $\pm 75$  M.a.), se han transformado en rocas graníticas que pasan en sentido vertical a gneises y/o esquistos y cuarcitas gneisoideas.

Las relaciones de campo a nuestro entender, indican con toda claridad de que en la parte noroeste de Margarita, las rocas de origen volcánico que allí afloran, eclogitas y anfibolitas, forman un olistostroma de grandes dimensiones intercalado en la sección estratigráfica comprendida entre la parte superior de la secuencia feldespática y la inferior (esquistos grafitosos) de la secuencia no feldespática. Este conjunto de rocas volcánicas han sido denominadas: División de Rocas Verdes (HESS & MAXWELL), Grupo de los Esquistos Verdes (UCV, 1944), Anfibolitas de Paraguachí (TAYLOR, 1960), Anfibolitas de Tacarigua (TAYLOR, 1960, en su mapa), Grupo de los Esquistos Verdes (GONZÁLEZ DE JUANA, 1968), Grupo La Rinconada (MARESCH, 1972), y siempre considerados como la parte basal de la secuencia metamórfica de Margarita.

Consideramos por lo tanto que por ser parte de la sedimentación del Grupo Juan Griego, los nombres anteriormente citados deben ser declarados inválidos y proponemos en su sustitución el nombre más formal de Formación de Volcánicas de La Rinconada. El resto de los afloramientos de rocas eclogíticas o anfibolíticas (mapeados en número de 33 en Macanao y 42 en Margarita), incluidos siempre en metasedimentos de la secuencia no feldespática de Juan Griego, los consideramos de acuerdo con VIGNALI (1972), GONZÁLEZ DE JUANA & NAVARRO (1974) como bloques parautóctonos provenientes, parcialmente, de la zona de afloramiento de la Formación de Volcánicas de La Rinconada.

La unidad no feldespática del Grupo Juan Griego, se caracteriza como se ha dicho anteriormente, por una secuencia inferior formada casi exclusivamente por esquistos cuarzo micáceos grafitosos, una secuencia intermedia mayormente compuesta por esquistos cuarzo micáceos granatíferos

y una superior de cuarcitas carbonáceas y calizas masivas. Sin embargo, esta subdivisión, es en muchas zonas, difícilmente realizable a los efectos prácticos de mapeo, porque los tipos litológicos antes descritos no son exclusivos de la sección, de la cual son sus principales representantes.

IV2) GRUPO LOS ROBLES

Las principales conclusiones referentes a este grupo de rocas se encuentra ya anotados anteriormente en este mismo capítulo.

El Grupo Los Robles ha sido dividido en dos formaciones, la inferior, Formación El Piache formada esencialmente por calizas y dolomitas y la superior, Formación El Cauca, con un tramo basal de filitas cloríticas y sericiticas y uno superior compuesto por esquistos cuarzosos y metaconglomerados cuarcíferos feldespáticos. La edad más probable para este grupo, determinada en base a hallazgos paleontológicos no definitivos es la de Cretáceo superior.

Una columna estratigráfica generalizada para toda la isla de Margarita (se ilustra en la Fig. 11).

TECTONICA

Sección A

INVESTIGACION ESTRUCTURAL

Al comenzar la investigación estructural del área, como parte del levantamiento geológico y mapeo de las unidades litológicas, se hizo evidente que las complicaciones existentes superaban grandemente a las descritas por los autores anteriores, tanto en esta como en otras áreas de la Cordillera de la Costa.

Uno de los primeros y más importantes hechos registrados, fue la comprobación que, a escala meso y macroscópica, la foliación no era paralela a los planos de estratificación, y que la geometría de la estructura lograda con la medida de los planos de foliación, había, servido, por la falta de datos paleontológicos, para determinar igualmente el orden de superposición y de los espesores de las diferentes formaciones presentes en las varias zonas (véase TAYLOR, 1960, p. 880; MARESCH, 1972, p. 83; Tesis de Grado; SCHUBERT, 1971, p. 1.588; SEIJAS, 1972, p. 1.913, etc.).

Por ello nuestro interés se centró en demostrar la angularidad existente entre la foliación y la estratificación, relacionando este estudio con la posición estratigráfica de las diferentes unidades litológicas presentes. También se hizo evidente que en el área, además del plegamiento de los planos de foliación, existían por lo menos tres períodos de plegamiento superimpuestos y consiguientemente el objetivo inicial se transformó y amplió, al tratar de determinar geoméricamente las relaciones de los diferentes períodos de plegamiento, cuyos resultados iniciales para el área de Macanao fueron publicados por el suscrito en 1972.

En este capítulo trataremos de extender para toda el área las observaciones antes anotadas, con el fin de obtener una interpretación estructural regional válida, que nos permita colocar las diferentes unidades litológicas en posición estratigráfica.

Para conseguir estos propósitos, cada vez que los afloramientos lo permitieron, fueron registrados en el campo los siguientes datos:

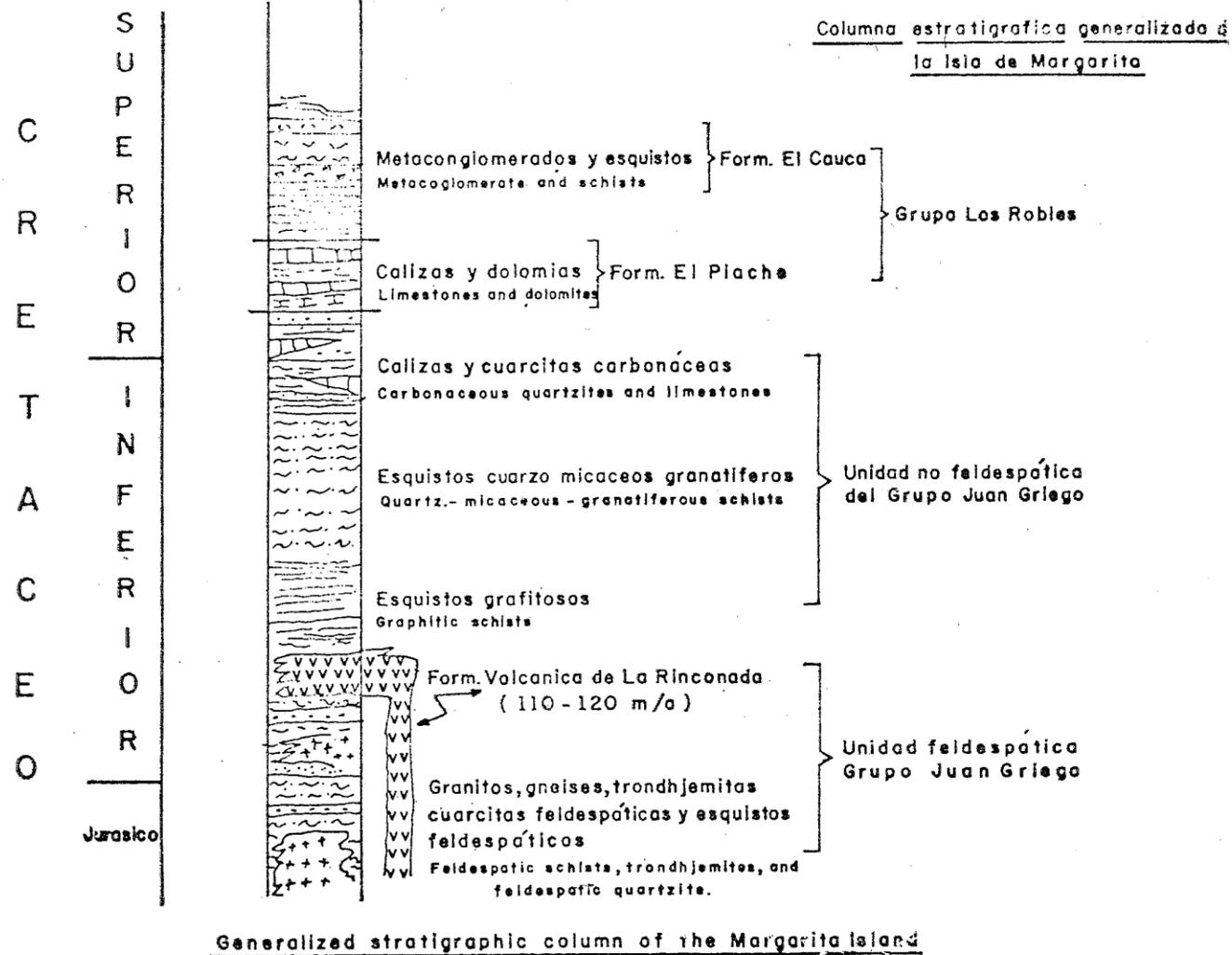


Figura 11

a) Estructuras planares

1) Planos de estratificación

La envolvente de los planos de estratificación, plegados isoclinalmente se pudo medir solamente donde el contraste de ductibilidad de las capas afectadas es alto y en donde la foliación axial no ha destruido las zonas apicales de los pliegues. No fueron posibles medidas de este tipo en áreas litológicamente monótonas, como parte de las formaciones Laguna Chica, Tunapuy, Macuro y Los Robles.

2) Esquistosidad y foliación

Casi todas las rocas presentan muy bien desarrollados los planos de esquistosidad o foliación. Varía la separación de estos planos en relación directa con el tipo litológico afectado. Como es de esperarse, no penetra bien y está poco desarrollada en las zonas interiores de las masas gneíicas o de rocas básicas y ultrabásicas y está bien desarrollada en filitas, en donde ha logrado oscurecer casi cualquier otro tipo de fábrica.

Siempre se presenta subparalela a los planos axiales de los pliegues isoclinales, además de estar regionalmente plegada. El clivaje crenulado ocasionalmente está presente en

las rocas y fue medido como estructura relacionada con la tercera generación del plegamiento.

3) Planos axiales

Fueron medidos separadamente los planos axiales de los pliegues de las diferentes fases del plegamiento superimpuesto, sobre todo los de las últimas dos fases, porque la anterior no es visible o está muy plegada.

4) Diaclasas

Las diaclasas están presentes en todas las rocas, mostrando además unos sistemas con direcciones bastantes constantes en toda el área.

b) Estructuras lineares

1) Ejes de pliegues

El rumbo y el declive de los ejes de pliegues fue medido cada vez que los afloramientos lo permitieron.

Este tipo de medidas sólo fue posible realizarlo en pliegues de la segunda y tercera generación, en los cuales

se puso especial cuidado al tomar medidas, visualizando la tercera dimensión. Los ejes de la segunda generación se presentan como líneas plegadas por la tercera generación del plegamiento. Ninguna medida de la primera generación fue realizada por lo complejo de su geometría y los escasos ejemplos presentes en la zona.

2) Lineaciones

Las lineaciones "b" relacionada con la segunda generación de pliegues, formadas por minerales alargados, son casi las únicas lineaciones visibles en las rocas. El "boudinage" está universalmente presente con ejes de máxima elongación paralelo a las lineaciones de minerales.

3) Intersección de clivaje y estratificación

En donde está presente, se ha podido comprobar que este tipo de lineación es paralela a los ejes de los pliegues de la segunda generación.

4) Elongaciones

El de máxima elongación en los "augen", conglomerados y "boudines" siempre están contenidos en los planos de foliación.

c) Forma geométrica de los pliegues

Los pliegues de tamaño mesoscópico de la segunda y tercera generación fueron clasificados geoméricamente utilizando al mismo tiempo el valor de los ángulos interlimbares, la inclinación de los planos axiales y el buzamiento de las isógonas.

Ya ha sido citada la existencia de tres períodos o generaciones de pliegues superimpuestos, de los cuales la tercera y última era la única que había sido reconocida con anterioridad. Aun cuando varios autores anteriores habían visualizado la existencia de un plegamiento isoclinal (ver SCHUBERT, MARESCH, etc. *op. cit.*), el isoclinalismo nunca fue seriamente tomado en consideración en la interpretación de estructuras regionales, quizás debido a que es visible solamente en ciertas secuencias litológicas, en afloramientos en tres dimensiones y en condiciones bastantes favorables.

Para poder encontrar pruebas de la existencia de la primera generación de pliegues ha sido necesario realizar secciones axiales de pliegues isoclinales utilizando muestras de tamaño transportable (ver foto 4). Todas las rocas metasedimentarias y meta ígneas presentes en el área, exhiben en mayor o menor grado plegamiento superimpuesto; las Pegmatitas de Macanao fueron afectadas solamente por la tercera generación de pliegues y los diques jóvenes, encontrados especialmente en Margarita y la región de Carúpano, son posteriores al plegamiento. A pesar de la nomenclatura que utilizaremos a continuación para describir los pliegues existentes, no existe ni la evidencia ni la necesidad de introducir entre cada una de las fases del plegamiento un período de "calma". Las diferentes generaciones están enumeradas en orden de superposición de los plegamientos.

Sección B

I) TERCERA GENERACION DE PLIEGUES ( $f_3$ )

Esta generación de pliegues es la más joven y afecta de modo regional a los planos de foliación, o sea, que es posterior a la formación de la foliación o esquistosidad.

Debido a la falta de afloramientos continuos, la descripción de los pliegues será limitada a estructuras mesoscópicas.

En la Fig. N° 12 se presenta de manera esquemática la tercera generación de pliegues ( $f_3$ ) y sus relaciones geométricas con el plegamiento anterior ( $f_2$ ). Esta relación geométrica es constante en toda el área de estudio, lo que demuestra la no-variación de la orientación de los ejes de deformación.

Del análisis de la Fig. N° 12 y de los estereogramas elaborados para diferentes áreas en Paria, Araya y región de Carúpano (ver Mapa N° 1) resulta evidente que:

- a) Los planos de foliación o su envolvente, son paralelos a los planos axiales de los pliegues isoclinales ( $f_2$ ).
- b) Los planos axiales de los pliegues ( $f_3$ ) presentan una relación angular con los planos axiales de los ( $f_2$ ).
- c) La foliación tiene una dirección (rumbo) regional de este-oeste a noreste.
- d) Los ejes de los pliegues de esta generación tienen un rumbo regional noreste y un declive predominante de 0 a 20°, sur o norte.

La tercera generación de pliegues está superimpuesta a los dos anteriores y lógicamente los afecta, introduciendo modificaciones en su geometría.

Estas modificaciones varían de casi no-existentes en secciones cuarcíticas, en donde el espaciado de los planos de foliación es de varios centímetros, hasta llegar a oscurecer toda evidencia de plegamientos anteriores. De hecho, en las secciones filíticas la única estructura visible anterior a la ( $f_3$ ), es el clivaje penetrativo asociado con pliegues de escala microscópica y la reorientación completa de todos los componentes de las rocas, borrando toda evidencia de estructuras y texturas anteriores.

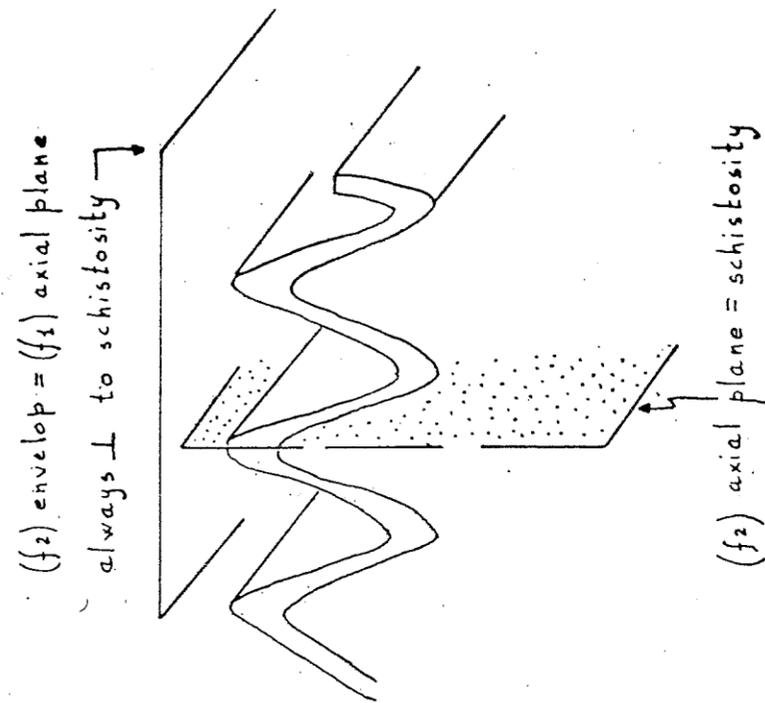
En secuencias litológicas formadas por intercalaciones de esquistos y cuarcitas delgadas, aparece evidente la transposición de las capas cuarcíticas con la rotura de las partes apicales de los pliegues ( $f_2$ ) hasta lograr un paralelismo entre los planos de foliación y de estratificación. Produce además una impresión visual de lenticularidades de capas, que dificulta seguir unidades litológicas en el campo. En estas secuencias es frecuente encontrar partes residuales de los pliegues isoclinales, en los cuales es posible determinar que la superficie axial tiene la misma forma geométrica de los pliegues ( $f_3$ ) y con frecuencia presentan sus flancos yuxtapuestos, lo que los asemeja a capas lenticulares.

El plegamiento ( $f_3$ ) también afecta de manera notable a los ejes de los pliegues isoclinales ( $f_2$ ) consiguientemente, la medida de los declives no puede ser considerada real, si no se visualiza la tercera dimensión que permita trazar una superficie media. En las secuencias gneíicas, el plegamiento ( $f_3$ ) se muestra generalmente con "augen" plegados, mientras que los granitos y rocas ígneas metamorfizadas, especialmente en la parte interna de sus masas, no se presenta foliada.

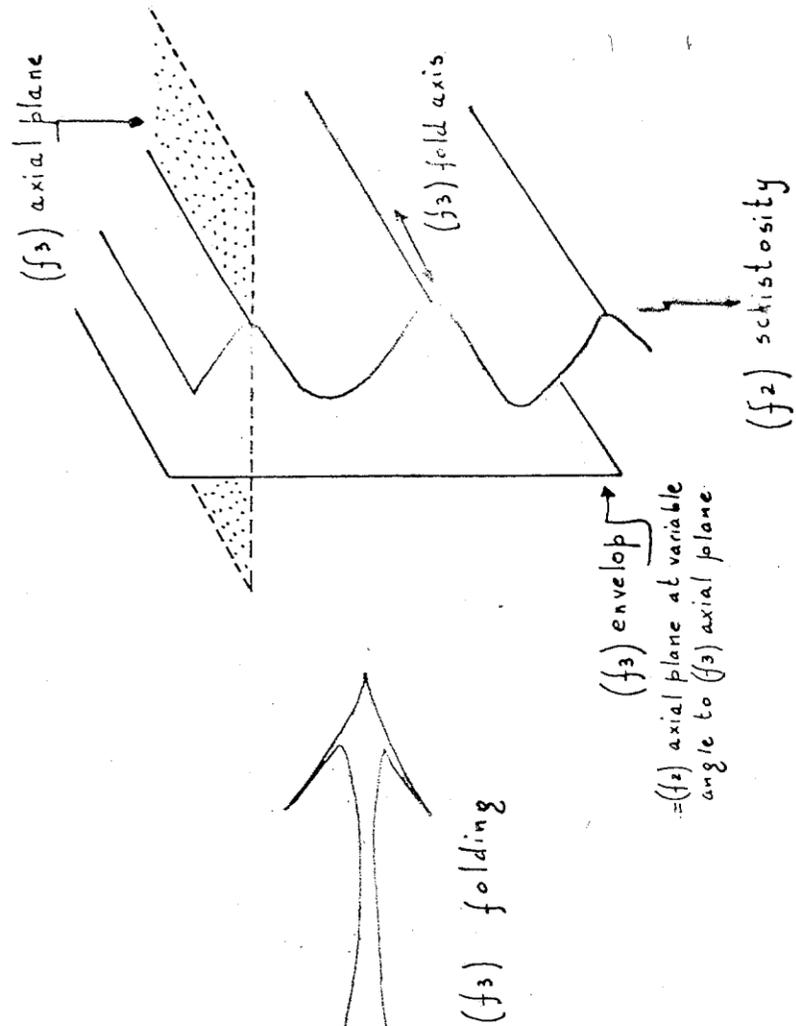
En secuencia de caliza y cuarcitas masivas, la segunda generación de pliegues, cuando es visible, está poco afectada por la tercera generación.

Los ángulos apicales de estos pliegues están comprendidos entre valores que varían de 40 a 60° y por lo tanto pueden ser clasificados como pliegues cerrados (FLEUTY, 1964); por la dirección general de las isógonas son en mayoría de clase IC o clase 2 (RAMSAY, 1967).

A)  $(f_1, f_2)$  folds without  $(f_3)$  folds.



B)  $(f_2)$  cleavage +  $(f_3)$  folds



Sketch of relationship between axial planes of folds of  $(f_2)$  and  $(f_3)$  generations.

Figura 12

## II) SEGUNDA GENERACION DE PLIEGUES ( $f_2$ )

Los pliegues de la segunda generación son los más importantes debido a que condicionan la estratificación del área y fueron formados contemporáneamente con los procesos de metamorfismo regional. Se trata de pliegues isoclinales con clivaje o foliación paralela a las superficies axiales y son los causantes de los procesos extremos de "flatening" y "tightening" de los pliegues preexistentes de la primera generación.

En todos los casos, se ha notado que se trata de pliegues simétricos o casi simétricos y por lo tanto con la superficie media perpendicular a los planos axiales (ver Fig. N° 12).

Por su forma geométrica pueden ser clasificados generalmente como de clase 3 (RAMSAY, 1960) con flancos atenuados y las partes apicales engrosadas. Por lo tanto, una reconstrucción del espesor original de las capas sedimentarias no es posible. A simple vista se diferencian de los pliegues ( $f_3$ ) por su ángulo interlimbar que varía de 0 a 35°. El tipo de deformación al cual han sido sometidos, es de flujo, tanto plástico como viscosos, de cualquier forma más allá del límite plástico. La falta de afloramientos continuos no permite visualizar pliegues macroscópicos, que serán reconstruidos a partir de datos más o menos aislados de pliegues mesoscópicos, que son los que constituyen la estructura prominente de esquistos, gneises y cuarcitas. En las filitas, o en las secuencias en donde la estratificación metamórfica está menos definida, están oscurecidos por la intensa transposición en los planos de foliación y por el plegamiento posterior. En toda el área, el reconocimiento de estos pliegues depende fundamentalmente de la identificación de las zonas apicales (ver foto 1).

En muchos casos el isoclinalismo se manifiesta con la yuxtaposición de los flancos de pliegues, de manera que éstos son paralelos a la dirección de la foliación. Por lo tanto, la superficie original de estratificación ( $S_0$ ), se hace paralela a los planos de foliación ( $S_2$ ). En estos casos (ver foto 2), la parte apical de los pliegues ( $f_2$ ) toma forma puntiaguda, semejando una capa lenticular.

Esta pseudo-estratificación es la que ha sido utilizada por autores anteriores, para concluir en sus trabajos que la estratificación es paralela a la foliación.

En la foto N° 3 se ilustra otro de los errores frecuentemente cometidos, en aquellos casos en que no es posible ver los afloramientos en tres dimensiones. La sección representada en la foto 3, descritas equivocadamente en 2D, sería una secuencia de cuarcitas con intercalaciones de esquistos en capas paralelas a la foliación con buzamiento al sur, etc., mientras que la realidad es visible en la foto que muestra la tercera dimensión.

En el análisis de los mapas que acompañan al texto y los estereogramas incluidos en la lámina N° 1, se puede concluir:

- Las envolventes de los pliegues de la segunda generación tienen el mismo rumbo de los planos de foliación, pero los buzamientos forman un ángulo variable entre 90 y 60°.
- Los ejes de los pliegues presentan declives al sur y al norte sin que haya sido posible obtener ningún resultado lógico de estas medidas, ya se ha citado con anterioridad que la tercera generación de pliegues afecta a estos ejes, introduciendo variaciones notables en ángulo y sentido del declive.

- Con frecuencia está presente una lineación ( $l_2$ ) que en las secuencias cuarcítico-feldespáticas tiene aspecto de "mullion" (foto N° 4) definido por "augen" de cuarzo y feldespato o delgados lentes de cuarzo.
- El eje de los "boudines" generalmente formados a partir de vetas de cuarzo, es paralelo a los planos de foliación.



Foto 1. Fragmento apical de un pliegue ( $f_2$ )



Foto 2. Pliegues isoclinales en cuarcitas, que asemejan capas lenticulares

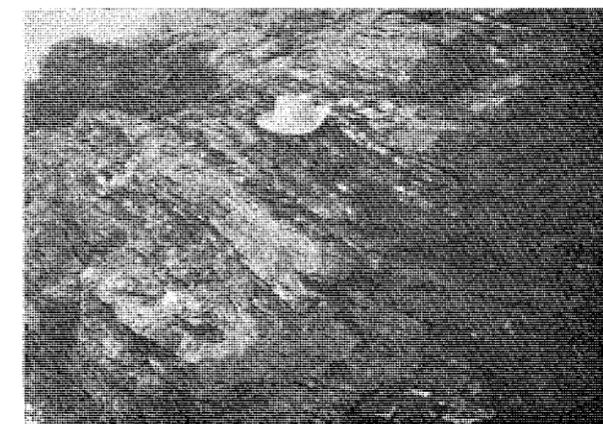


Foto 3. Vista tridimensional de pliegues ( $f_2$ ), mostrando la relación entre los planos de foliación y la estratificación

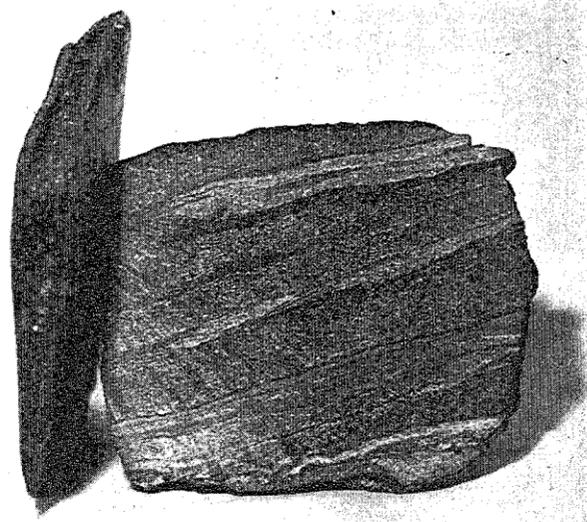


Foto 4. Sección axial de un pliegue isoclinal ( $f_2$ ), donde puede verse un pliegue de la primera generación

### III) PRIMERA GENERACION DE PLIEGUES ( $f_1$ )

La existencia de esta primera fase de plegamiento se hizo evidente antes del descubrimiento material de su presencia, porque las supuestas simplicidades desde el punto de vista estratigráfico no concordaban con la existencia de las dos fases de plegamiento superimpuestos, descritos anteriormente. Como ejemplo, la estratigrafía descrita para la península de Parí (GONZÁLEZ DE JUANA, MUÑOZ & VIGNALI, 1972) con unidades litológicas cartografiadas por muchos kilómetros, sin disturbios mayores y la estructura monoclinally simple, no coincidían con la intensidad del plegamiento descrito.

Afortunadamente algunos pliegues de esta generación, no más de 15 ó 20, fueron encontrados a escala de afloramiento o muestra de mano y han permitido la reconstrucción de la oscura geometría de la primera fase del plegamiento. Debido a la superposición de los varios períodos de plegamiento, el plano axial de los pliegues de la primera generación es una superficie plegada con la misma forma geométrica de la segunda generación (ver Fig. N° 13). Por ello, las características geométricas tales como: declive, ángulo interlimbar, adelgazamiento o engrosamiento de los flancos, forma de la zona apical, etc., de estos pliegues dependen los pliegues ( $f_2$ ).

En una sección paralela al plano axial de una serie de capas competentes y no competentes, plegadas según la 2ª generación ( $f_2$ ), como la presentada en la Fig. N° 14, se ilustra cuáles son las tres formas (a, b, c) más comunes de los pliegues de la primera generación ( $f_1$ ).

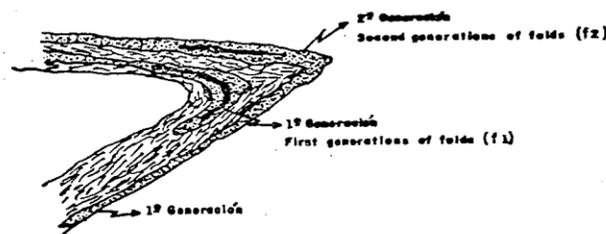


Figura 13

En a) el pliegue ( $f_1$ ) se presenta en forma de capa lenticular. En b) es visible la existencia de un pliegue ( $f_1$ ), porque se ha conservado material de mayor viscosidad entre los flancos casi yuxtapuestos del pliegue. En c) no existe ningún indicio de la existencia de un pliegue ( $f_1$ ) y en la práctica sólo es visible una capa plegada de la 2ª generación del plegamiento.

En la Fig. N° 15 se presentan las tres generaciones de pliegues y la relación de sus planos axiales.

De esta figura resulta también claro que la superficie media de pliegues ( $f_2$ ) representa la superficie axial de los pliegues ( $f_1$ ). Es por lo tanto de esperarse que las estructuras macroscópicas tengan formas geométricas como la representada en la Fig. N° 16. La utilización de los conceptos que nos han llevado a la conclusión de la existencia en el área de pliegues ( $f_1$ ) macroscópicos nos será muy útil en la sección D en este mismo trabajo, en donde intentaremos una interpretación tectónica global de todo el área de estudio.

Nosotros pensamos que, a pesar de las pocas evidencias encontradas, la ocurrencia del plegamiento ( $f_1$ ) no es esporádica y afecta de manera general a todas las rocas metasedimentarias presentes en el área.

La existencia del plegamiento ( $f_1$ ) ha sido determinada en las siguientes unidades litológicas: Formación Uquire y Carúpano en Parí, siempre en secuencias con finas intercalaciones de esquistos grafitosos y cuarcitas. En el Grupo Juan Griego de Margarita y Macanao, han sido vistos en cuarcitas intercaladas con esquistos micáceos o esquistos grafitosos.

### IV) EDADES RELATIVAS DE LAS DIFERENTES GENERACIONES DE PLIEGUES, Y DEL METAMORFISMO

Toda hipótesis relacionada con el comienzo exacto de la deformación de las rocas presentes en el área, deberá contar con mejores datos estratigráficos que los actuales. Sin embargo, puede postularse que las rocas más jóvenes del área, que exhiben la deformación polifásica descrita anteriormente, son las pertenecientes al Grupo Los Robles, con una edad asignada, por medio de fósiles mal preservados de Cretáceo medio. Consiguientemente, debemos colocar el comienzo de los procesos deformantes en la parte inferior del Cretáceo Superior. Esta edad tiene la ventaja, sobre otras posibles, de que coincide con un cambio violento en la facies sedimentaria de las formaciones cretácicas de la parte septentrional de Venezuela (VIGNALI, 1972).

GUILLAUME, BOLLI & BECKMANN (1972), encuentran un contacto extensamente discordante entre las formaciones Chimana y Querecual (Serranía del Interior, parte oriental de Venezuela) de edad Albiense superior - Cenomaniense, que correlacionan con la fase de plegamiento representada en Trinidad, por la discordancia Maridale - Gautier.

La evidencia sugiere que los gneises de Margarita (Granito Sódico de Matasiete, Gneis de San Juan, etc.) son derivados de la refusión diferencial de sedimentos pelíticos y semipelíticos y no de la removilización de viejos granitos intrusionados dentro de una secuencia más joven.

La geocronología concuerda en asignarle a este proceso de refusión parcial, relacionado con el metamorfismo regional, una edad  $\pm 75$  M.a.

Esta edad debe también concordar con la máxima ductibilidad de las rocas, con la formación del plegamiento

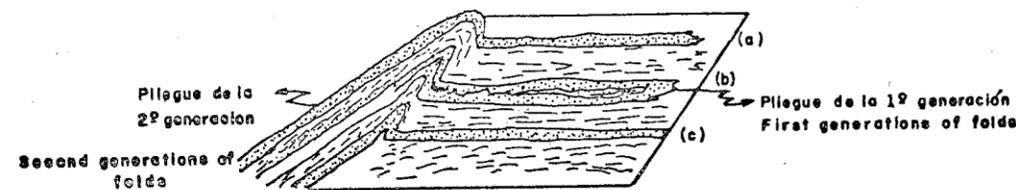


Figura 14

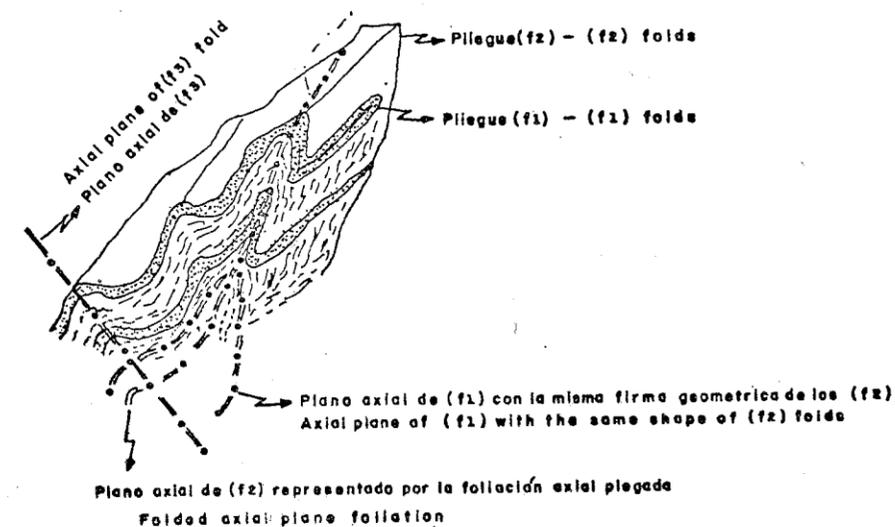


Figura 15

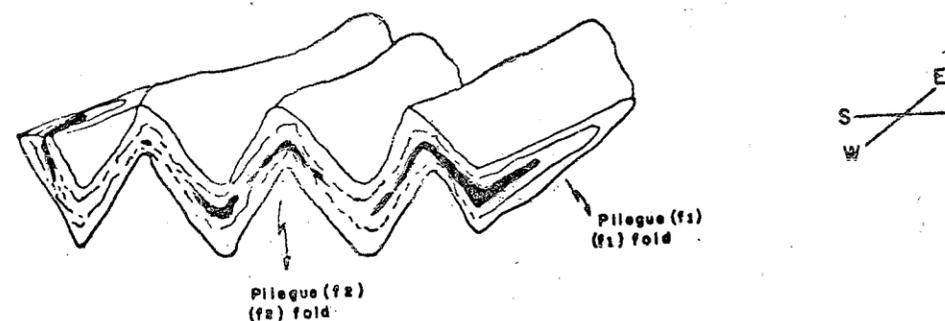


Figura 16

isoclinal, y por lo tanto, con la foliación penetrativa, la estratificación metamórfica ("metamorphic layering") y la fuerte elongación paralela a los ejes de los pliegues.

Estos procesos efectuados a temperaturas de  $\pm 600^\circ\text{C}$ , a presiones de 9 Kb (NAVARRO, 1974), deben haber alcanzado su punto máximo durante el Cretáceo más superior. Por lo tanto, estamos en presencia de un metamorfismo sintectónico que origina unas rocas que exhiben un metamorfismo variable entre las facies de la anfibolita almandínica y la subfacies cuarzo - albita muscovita - clorita.

Efusiones lávicas en la isla de Los Frailes, sin metamorfismo, con edad de  $\pm 68$  M.a., K/Ar (SANTAMARÍA, 1972), pueden ser indicativas que en esa zona los procesos metamórficos terminaron antes del comienzo del Paleoceno.

El final del metamorfismo regional está indicado en Margarita por las intrusiones en Macanao de las pegmati-

tas ( $35 \pm 10$  M.a.), que no revelan metamorfismo, y por la discordancia sobre las rocas metamórficas de la secuencia sedimentaria de edad Eoceno (GONZÁLEZ DE JUANA, 1968). Las formaciones del Eoceno medio del Grupo Punta Carenero, exhiben un plegamiento geométricamente idéntico al que presentan los planos de foliación de las rocas metamórficas, mientras que el Mioceno (Formación Cubagua) se encuentra suprayacente, discordante y en posición aproximadamente horizontal.

Todo esto nos lleva a concluir que el plegamiento post-metamórfico tuvo sus comienzos probablemente durante el Paleoceno superior, con un máximo en el Eoceno medio superior y que toda actividad tectónica capaz de plegar a las rocas metamórficas concluyó en el Oligoceno superior a Mioceno inferior, siendo sus últimos representantes, las intrusiones de los diques jóvenes.

## V) FALLAS Y DIACLASAS

Los planos de fracturas presentes en el área, según la relación de sus rumbos con el de los planos de foliación, pueden ser clasificadas en longitudinales y transversales. Los sistemas predominantes para cada una de las áreas estudiadas han sido llevados a una proyección de rumbo, representada en la figura N° 17.

Tratando de realizar una clasificación más genética, las fracturas han sido clasificadas en: primera, segunda y tercera fase de fracturas, complementándose este tópico, con una discusión final sobre el origen y edad del fallamiento.

### V-1) PRIMERA FASE DE FRACTURAS

#### Zonas de suturas marcadas con "Melange Ofiolítico"

Unas zonas que representan geofracturas de importancia regional, marcadas con un "Melange Ofiolítico", han sido reconocidas en el área de estudio. Una de estas zonas se extiende desde la Punta Salazar en Araya, hasta aproximadamente el Morro de Chacopata, en donde está cubierta por sedimentos jóvenes, siguiendo un rumbo constante de N 70° - 75° E.

La continuación de esta sutura, está expuesta en cabos y puntas en la parte norte del área de Carúpano - Río Caribe, hasta cabo Tres Puntas, en donde termina en el mar. Su continuación en el mar, al norte de la costa de Paria, está determinada con la presencia de algunos bloques de rocas ultramáficas incluídas en la Formación Uquire (véase Fig. N° 18).

Esta zona de sutura actualmente delimitada por las fallas de Salazar y Laguna Grande, pone en contacto en la península de Araya, la Formación Manicuare de la facies metamórfica de la anfibolita almandínica con la Formación Macuro o Carúpano de la subfacies de cuarzo-albita-muscovita-clorita. Estudios recientes (VIGNALI, 1977), en la zona situada al sur de Carúpano han demostrado la existencia de un contacto abrupto entre las rocas metamórficas presentes en la península de Paria con las rocas sedimentarias de la Cordillera del Interior. Este contacto (véase Fig. N° 18) está representado por una zona estructuralmente caótica que incluye rocas ultramáficas y meta-radiolaritas (Max Furrer, comunicación personal). Esta asociación "ofiolítica" está muy bien expuesta en el río Guarapiche, cerca de Casanay y es muy similar a la encontrada en Punta Salazar (Araya).

### V-2) SEGUNDA FASE DE FRACTURAS

Bajo este título serán descritas las fracturas longitudinales mayormente presentadas por fallas con rumbo N 60° - 80° E.

Estas fallas pertenecientes a la segunda fase de fracturas, deben ser claramente separadas de las zonas de sutura previamente descritas, a pesar de que en algunos casos presentan trazas coincidentes, con fallas tales como la de Salazar, Laguna Grande y San Juan de Las Galdonas. Será discutido más adelante el hecho de que consideramos a las zonas de sutura relacionadas con el acortamiento de la corteza continental, consumo de la corteza oceánica y el metamorfismo regional, mientras que las fallas de esta segunda fase, son estructuras postmetamórficas coevas con la última

orogénesis visible en las rocas metamórficas y relacionada con la tercera fase del plegamiento, cuando los grandes movimientos antes mencionados habían llegado a su fin.

Las fallas pertenecientes a la segunda fase de fracturas están presentes en toda la región estudiada, sin embargo, los datos de campo no fueron muy útiles para determinar su geometría y el movimiento relativo de sus planos. La mayoría de las fallas, muestran una traza rectilínea, y en donde los afloramientos eran favorables, son visibles cambios abruptos en la dirección de los planos de foliación con pliegues de arrastre y zonas de intensa fricción. Estas estructuras han sido interpretadas como fallas con una fuerte componente en el sentido del rumbo ("strike-slip") y con planos que, en su mayoría, presentan buzamientos fuertes al norte.

La consistente orientación de la segunda fase de fracturas, en toda el área, sugiere una orientación también consistente de los principales ejes de deformación.

### V-3) TERCERA FASE DE FRACTURAS

Esta tercera fase de fracturas que afectan el área, está constituida por fallas transversales y por los sistemas de diaclasas que se consideran asociados genéticamente.

Las fallas transversales tienen un rumbo variable entre N 10° - 30° W y N 20° - 30° E, son muy numerosas y fácilmente identificables, porque la componente horizontal de su movimiento produce desplazamiento en "las capas", afectando de igual forma a las fallas longitudinales. Su movimiento referido al plano horizontal es tanto dextral como sinistral. Están probablemente relacionadas con los depósitos minerales existentes en el área de Carúpano y son los causantes de las emanaciones sulfurosas cerca de la población de El Pilar (SEIJAS, 1972).

Toda el área está afectada por un sistema de diaclasas con la misma dirección de la falla transversal y buzamientos verticales o subverticales. Los diques jóvenes descritos en el capítulo anterior rellenan siempre fracturas de este tipo.

La casi perpendicularidad entre las fases, segunda y tercera de las fracturas, junto con las evidencias de campo que indican una edad más joven para las fallas transversales, nos hace pensar que la tercera fase fue probablemente el resultado de un sistema de esfuerzos, con dirección de tensión máxima en sentido NE - SW.

### V-4) DISCUSION SOBRE EL ORIGEN Y EDAD DEL FALLAMIENTO Y DE LAS DIACLASAS

La cronología del fallamiento en la parte norte de Suramérica es muy poco conocida, lo único que parece cierto es que el mismo es post-Cretáceo inferior y que en la actualidad existen fallas activas, cuya actividad ha sido interpretada con movimientos transcurrentes.

SCHUBERT & SIFONTES (1970) reportan en la falla de Boconó una tasa de movimiento de 0,66 cm/a. durante el Holoceno, VÁZQUEZ (1972) sugiere un promedio de 0,3 cm/a. para la falla de Oca, durante el Cenozoico y METZ (1964) estima que el movimiento transcurrente de la falla de El Pilar no ha sido mayor de 10-15 km desde el Cretáceo medio al presente.

En nuestra zona, serpentinitas alineadas incluídas en una secuencia de aspecto de "Melange Ofiolítico", que se extiende desde Punta Salazar en Araya hasta Punta Tolete en Paria, con una longitud aproximada de 220 km, subparalela a la traza del sistema de falla denominado Laguna

Grande - San Juan de Las Galdonas (ver Fig. N° 18) son indicativas de la presencia de corteza oceánica en esta región, y es la posible expresión de una muy importante zona de sutura. Especialmente en la zona de cabo Tres Puntas, en Paria, existe una asociación de rocas muy disturbadas que incluye rocas de la facies de los esquistos azules con bloques de rocas básicas y ultrabásicas, que pueden ser comparadas con las denominadas "Melange" de Hsü (1968, 71) y GANSSER (1974).

Otros afloramientos de serpentinitas, metagabros, meta-radiolaritas y probablemente lavas almohadilladas, afloran en una zona estructuralmente caótica, formando una línea subparalela al contacto entre las rocas sedimentarias y metamórficas en el área Casanay - El Pilar. Esta asociación "ofiolítica" ha sido interpretada por VIGNALI (1972) como otra importante zona de sutura.

Estos hechos nos inducen a pensar que grandes acortamientos de corteza continental y consumo de la corteza oceánica se han originado en estas zonas de sutura. Estos movimientos probablemente comenzaron durante el Cretáceo inferior y continuaron hasta el Eoceno.

Las fallas E-W de la segunda fase, son estructuras post-metamórficas coevas con la tercera fase del plegamiento, cuando las rocas se comportaban como materiales quebradizos y afectaron a los planos de foliación. Consideramos también que la actividad de estas fallas concluyó prácticamente en este período (Eoceno superior) y por lo tanto se excluye la posibilidad de que las fracturas de la segunda fase hayan afectado a los sedimentos recientes.

Los datos de campo son indicativos que las fallas de rumbo NW y NE pertenecientes a la que hemos denominado la tercera fase de fracturas, son evidentemente las más jóvenes y las responsables parciales de los movimientos recientes. Las emanaciones sulfurosas de El Pilar, las soluciones mineralizadas de Carúpano, las intrusiones jóvenes de Paria y Margarita y muy probablemente los recientes sismos, pueden estar relacionados con este sistema de fallas.

Resumiendo podemos concluir:

- Las fallas pertenecientes a la segunda fase de fracturas, con rumbo promedio de N 80° E, son probablemente estructuras de primer orden formadas por movimientos compresionales que actuaron en dirección N 10° W, lo que soporta la teoría de que se trata de fallas inversas.

El corrimiento de San Juan de Las Galdonas en Paria, Maraca Thrust y Braso Seco Thrust, en Trinidad (LAV, *et al.*, 1974), constituyen las fallas de este tipo, mejor demostradas por datos de campo (ver Fig. N° 18).

- La edad de su formación se postula como Terciaria, muy probablemente Eocena, coincidiendo con el levantamiento de la cordillera actual.
- Las fallas de rumbo N-W y N-E, los diques y las diaclasas parecen estar relacionados, formando la denominada tercera fase de fracturas.

- Las características de campo hacen pensar de que se trata de fracturas de tensión, con cambios locales del sistema principal de esfuerzos, pero con una dirección máxima de los esfuerzos tensionales en dirección NE-SW, de edad comprendida entre el Mioceno y el Reciente.

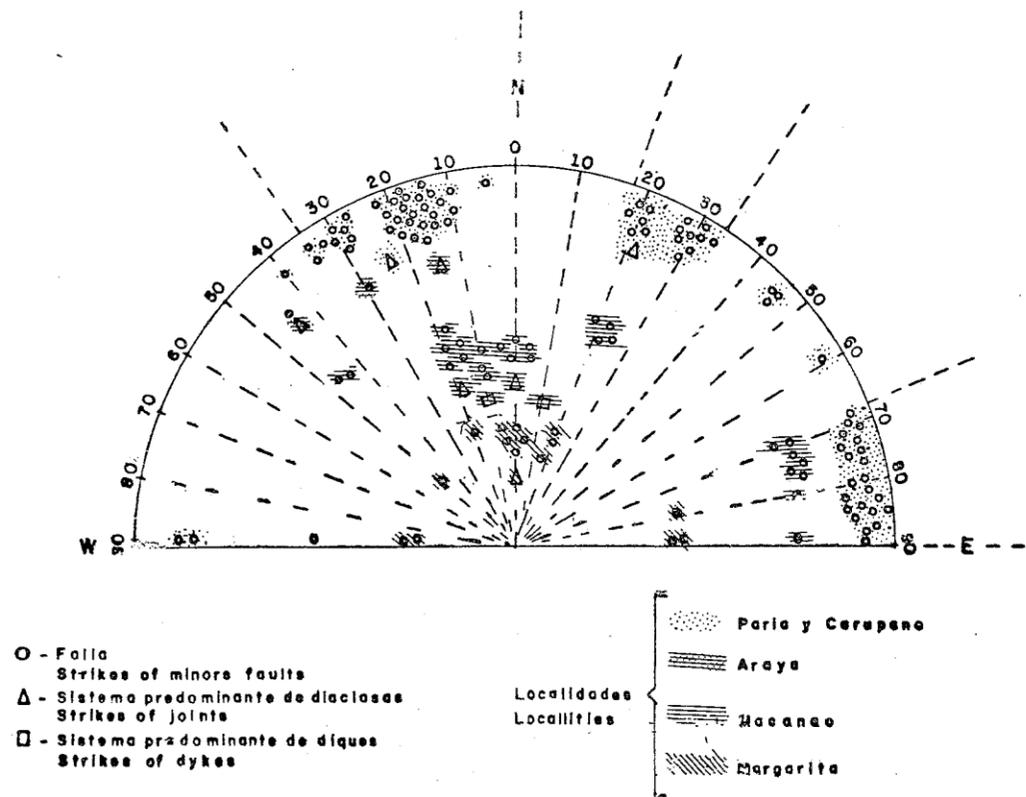


Figura 17

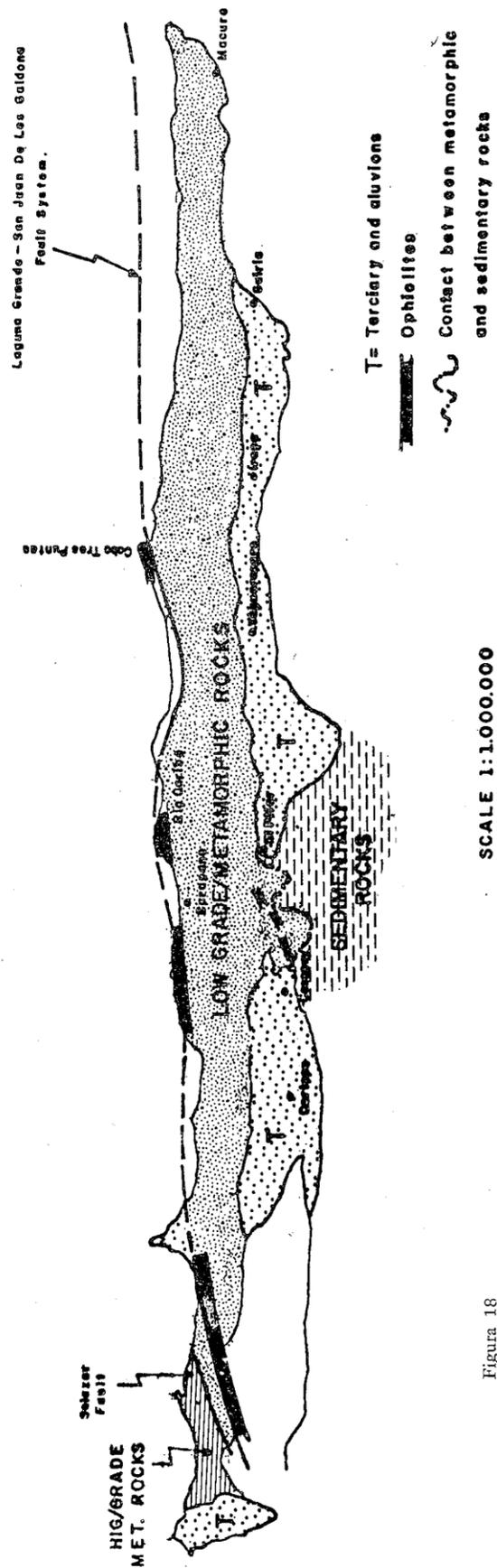


Figura 18

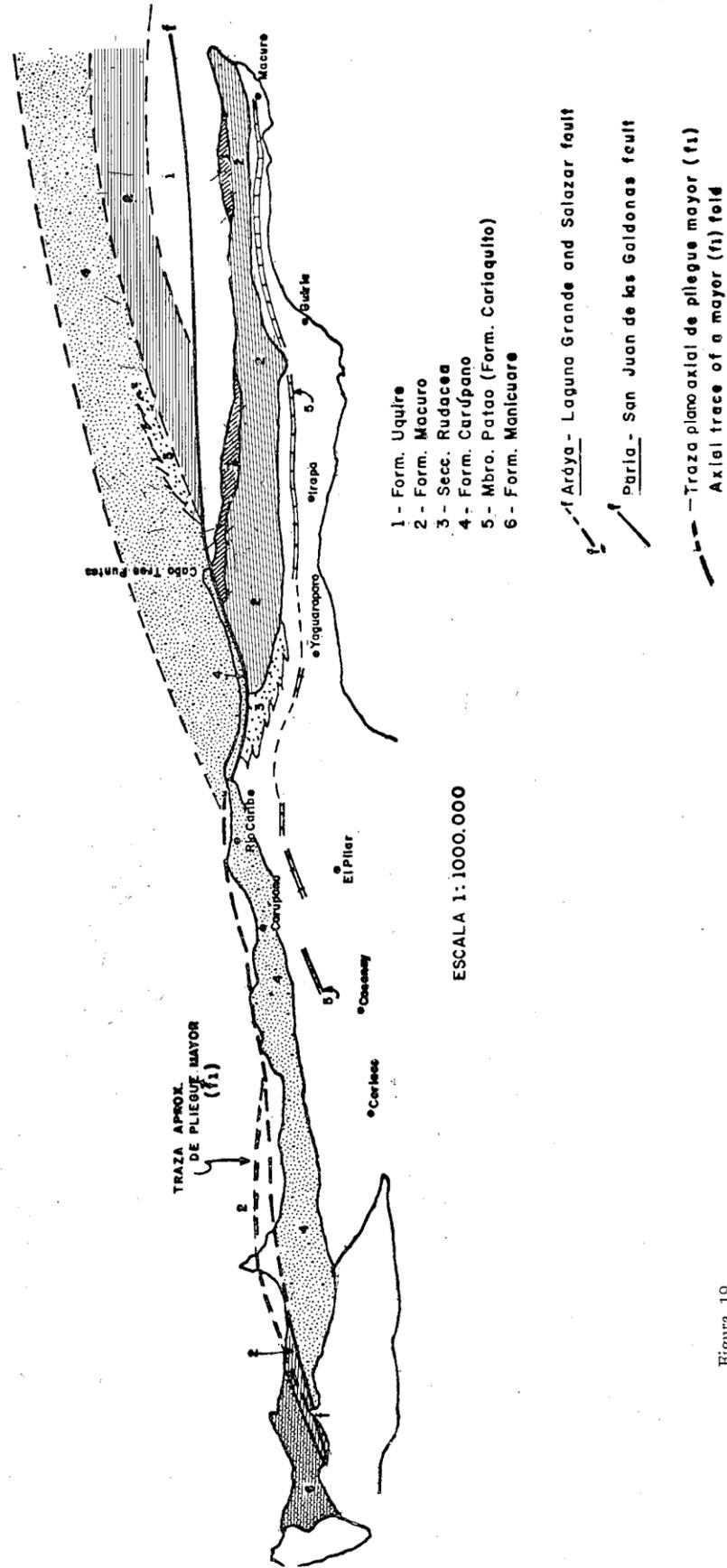


Figura 19

Todos los estudios recientes de geofísica marina, realizados con el fin de determinar las características de las fallas presentes en la parte sureste del mar Caribe y en tierra firme, parecen concordar en la presencia de una serie de fallas normales de dirección E-W que delimitan varios "Horst y Graben" (BALL, *et al.*, 1968; LATTIMORE, *et al.*, 1971; BASSINGER, *et al.*, 1971; AUSTIN WEEKS, 1971; PETER, 1972; EDGAR, *et al.*, 1968, 1971, etc.).

Los datos de superficie no dan indicaciones de movimientos transcurrentes en estas fallas, cuya representante más conocida, es la falla de El Pilar (METZ, 1968).

La actividad reciente de esta falla es muy evidente sólo tomando en consideración su expresión fisiográfica representada de Oeste a Este por el Golfo de Cariaco, el Valle de Casanay y el Golfo de Paria. Sin embargo, esta actividad actual no significa necesariamente una dilatada historia de esta falla. Por el contrario, de acuerdo con PETER (1972, p. 292) la misma debe de estar relacionada con el tectonismo de edad Pleistoceno superior a Holoceno, que no ha producido significativos movimientos horizontales.

Se concluye, por lo tanto, que en la región estudiada pueden existir tres generaciones diferentes de fallas con rumbos aproximados E-W que en orden cronológico serían:

- Zonas de suturas (Cretáceo a Eoceno).
- Corrimientos como el de San Juan de Las Galdonas (Eoceno).
- Fallas normales como el de El Pilar (Pleistoceno).

Sección D

I) INTERPRETACION TECTONICA DE LA PENINSULA DE ARAYA-PARIA

a) Introducción

En esta sección trataremos de reconstruir un modelo estructural regional que sea consistente con los datos estratigráficos descritos en la Sección D del capítulo de Estratigrafía y con la geometría del plegamiento a escala mesoscópica (la única visible), descrita en la sección B de este mismo capítulo.

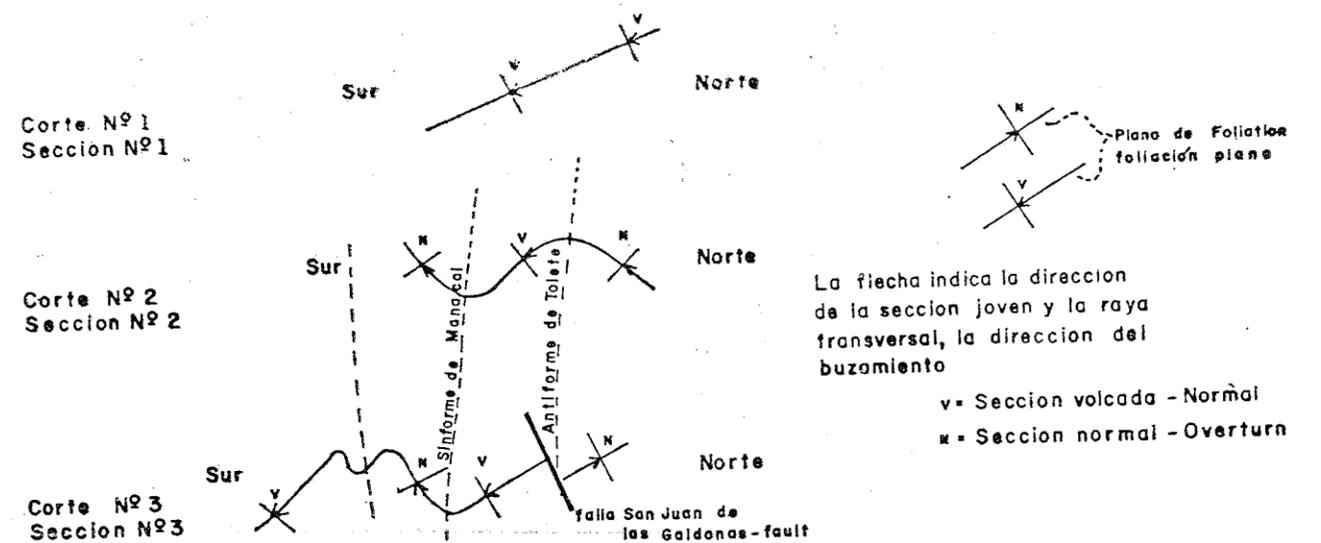


Figura 20

Para lograr nuestro propósito, se han elaborado:

1º) Varios cortes geológicos en donde se han incorporado fielmente los datos de campo, parte de los cuales están representados en los estereogramas del mapa Nº 1.

En la elaboración de los cortes, se ha extrapolado para los pliegues mayores, las relaciones geométricas existentes a escala mesoscópica, entre la foliación y la envolvente de los pliegues  $f_2$ . Además, los pliegues dibujados en los cortes, en su mayoría tienen forma muy cercana a la simétrica, por ser esta la que predomina a escala mesoscópica.

2º) Cuatro bloques esquemáticos, Figs. Nos. 22, 23, 24 y 25 (sin escala) ubicados geográficamente, dos en la península de Paria, uno en el área de Carúpano y uno en la península de Araya. Con estos gráficos pretendemos representar la estructura predominante a lo largo y ancho de la península de Paria-Araya.

3º) Dibujo generalizado Fig. Nº 21, del modelo estructural de la península de Araya-Paria, con indicación aproximada de la localización geográfica de cada uno de los bloques esquemáticos.

Con estas ilustraciones pretendemos facilitar y visualizar la forma tridimensional del modelo estructural, que a nuestro entender mejor explica la estructura de Paria y Araya.

b) Modelo estructural y bloques esquemáticos

El modelo estructural representado en la Fig. Nº 21 ilustra básicamente un anticlinorio recumbente con plano axial de rumbo E-W y un buzamiento que, por efecto de una torsión en su parte central, varía entre este y el oeste. Hacia el este, el pliegue presenta el plano axial con buzamiento fuerte al norte (ver bloque diagramático Nº 1), que disminuye de inclinación hacia el oeste, hasta que en el área de Carúpano (ver bloque diagramático Nº 3) es prác-

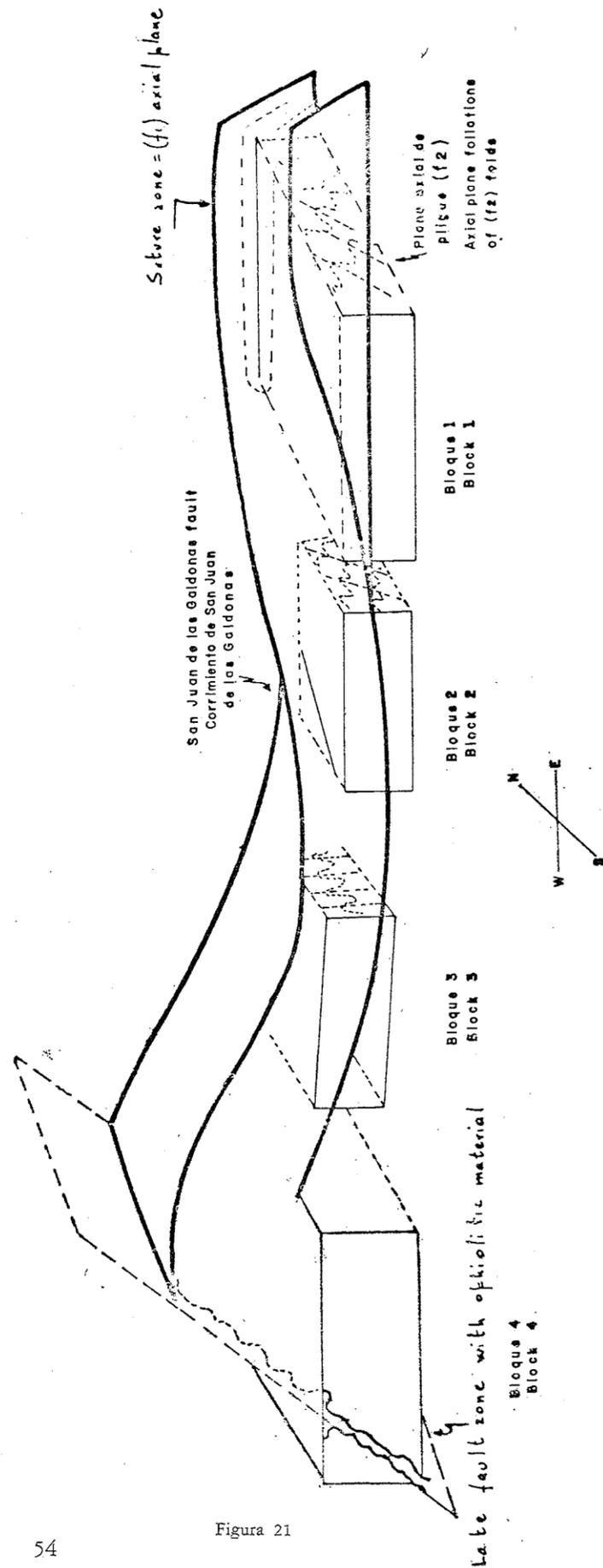


Figura 21

ticamente horizontal. Más hacia el oeste, en el área de la península de Araya está localizada la zona de sutura que pone en contacto a las dos provincias litológicas (véase bloque diagramático Fig. 25). Por la ubicación que tienen los bloques esquemáticos en el pliegue regional podrá notarse que toda la península de Paria, la región de Carúpano y parte de Araya están situados en el flanco volcado del pliegue anteriormente descrito.

**Bloque Nº 1 (Fig. Nº 22)**

Este bloque representa esquemáticamente la geometría de la estructura entre Punta Narizona (extremo oriental de Paria) y el meridiano de Güiría.

La estratigrafía (ver capítulo de Estratigrafía) nos indica una secuencia que va de joven a viejo, de sur a norte, mientras que la estructura nos indica un buzamiento regional de los envolventes de los pliegues ( $f_2$ ) al norte. Por lo tanto, según aparece en el corte (ver mapa Nº 2), estamos en esta zona, en presencia de un monoclin al complejo de buzamiento norte que forma el flanco volcado de una estructura mayor, cuyo eje tiene un rumbo N-S. Este tipo de estructura, además de estar de acuerdo con las anotaciones anteriores, explican de manera notable cómo, a pesar de las complejidades del plegamiento, los diferentes contactos entre las unidades litológicas sean aproximadamente paralelos y rectilíneos (ver. Fig. 19).

**Bloque Nº 2 (Fig. Nº 23)**

Este bloque representa la geometría de la estructura aproximada entre el meridiano de Güiría y el de San Juan de Las Galdonas. Como se puede apreciar también en el corte geológico (ver mapa Nº 2), la estructura monoclin al descrita anteriormente se encuentra modificada en esta área, por dos plegamientos mayores de la tercera generación, de los cuales el sinforme de Manacal, está afectado muy cerca del eje por la falla de Manacal, fallamiento perteneciente a la segunda fase de la fractura (ver discusión sección C).

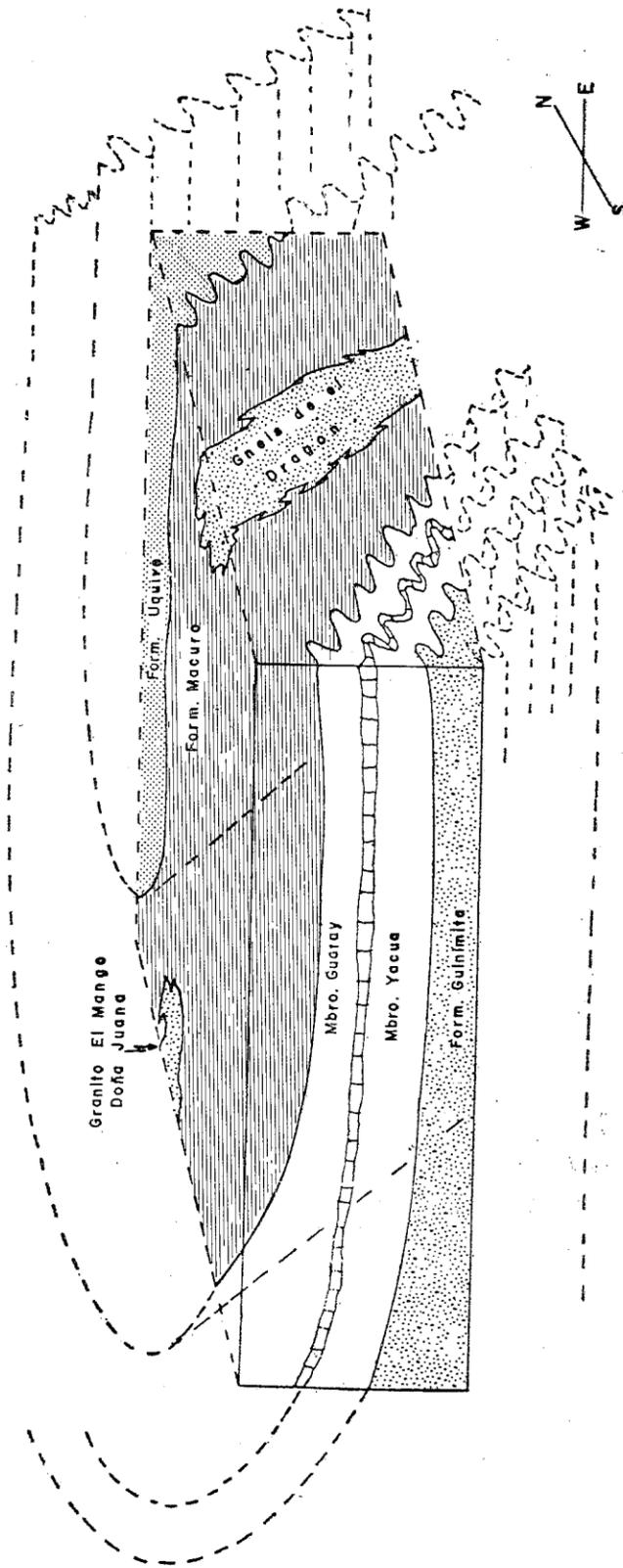
El pliegue ( $f_3$ ), representado por el antiforme Tolete, tiene una traza aproximadamente paralela al contacto Uquire-Macuro y desaparece hacia el oeste en el mar cerca de Tolete, mientras que al oeste, es cortado por la falla de San Juan de Las Galdonas.

Estos pliegues mayores ( $f_3$ ) superimpuestos a los plegamientos anteriores, introducen modificaciones importantes, también desde el punto de vista estratigráfico.

En la Fig. Nº 20 se presenta esquemáticamente la relación existente en los cortes geológicos del mapa Nº 2 entre la posición de los planos de foliación, la secuencia estratigráfica. Esta figura explica como por efecto de un plegamiento macroscópico en foliación, la secuencia estratigráfica presenta secciones normales y volcadas.

En el corte geológico Nº 1 (mapa Nº 2), Fig. Nº 20 y bloque esquemático Nº 1, está representado un monoclin al en foliación con buzamiento al sur y una secuencia estratigráfica volcada más joven al sur y más vieja al norte.

Esta estructura hacia el este (ver cortes geológicos Nos. 2 y 3, en mapa Nº 2, Fig. Nº 20 y bloque esquemático Nº 2) por efecto del Sinforme de Manacal y el Antiforme de Tolete presenta algunas secciones en posición normal y otras invertidas, sin modificar la secuencia estratigráfica, que sigue siendo básicamente un monoclin al con las unidades litológicas más jóvenes al sur y las más antiguas que afloran al norte.



Bloque esquemático de la estructura entre Pta Narizona y el meridiano de Güiría

Bloque Nº 1

(SIN ESCALA)

Figura 22

BLOQUE ESQUEMATICO Nº 2

Aprox. entre meridiano de Cebría y Punta Gorda

Schematic block of structure between Cebría and Punta Gorda meridians

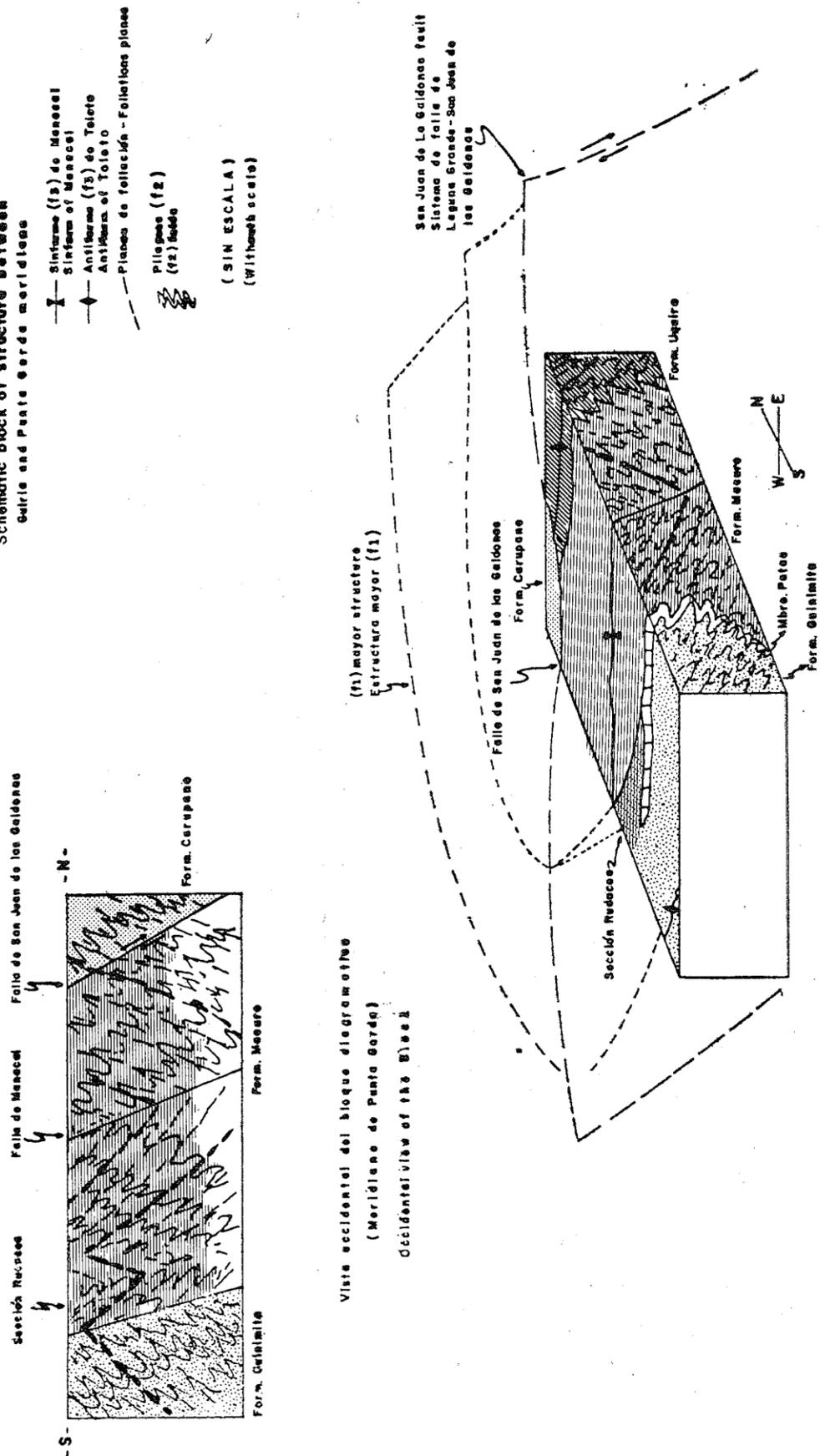


Figura 23

En la zona al NW de este bloque, aflora una angosta faja de la Formación Carúpano que, como ya hemos discutido anteriormente, corresponde litológicamente y estratigráficamente al Miembro Yacua (ver correlación estratigráfica en Fig. Nº 10).

La presencia de esta unidad, en la presente situación geográfica, es debida a que pertenece al flanco normal de la estructura mayor (f<sub>1</sub>) visualizada al describir el bloque 1.

El corrimiento de San Juan de las Galdonas, tiene una traza regional E-W subparalela a la traza del plano axial de la estructura mayor (f<sub>1</sub>) y pertenece al mismo sistema de la Falla de Laguna Grande.

La Fig. Nº 19 representa la interpretación del flanco normal de la estructura mayor y localiza regionalmente el sistema de falla (Laguna Grande, San Juan de las Galdonas) coincidente con el plano axial de pliegue mayor (f<sub>1</sub>).

El bloque 2 explica la misma situación en forma tridimensional, reconstruido con el pliegue (f<sub>1</sub>) antes del desplazamiento causado por la falla.

Bloque Nº 3 (Fig. Nº 24)

Representa la estructura entre Punta Gorda y Carúpano, una zona en la cual ya se ha comentado las complejas relaciones estratigráficas existentes y la necesidad de un modelo estructural válido que las explique (véase Síntesis Estratigráfica y Formación Tunapuy).

El corte geológico Nº 4 en mapa Nº 2, nos indica que estructuralmente la región está formada por una serie de pliegues mayores (f<sub>2</sub>) con planos axiales aproximadamente verticales. La estratigrafía, por su parte, nos indica que se trata de dos informes anticlinales y dos antiformes sinclinales. Esto quiere decir que esta área está todavía incluida en el flanco volcado de la estructura (f<sub>1</sub>) mayor, cuyo plano axial progresivamente ha pasado de un buzamiento regional al norte a una posición subhorizontal.

Esta situación está gráficamente explicada en la lámina Nº 21 en la cual se representan la posición de los diferentes bloques con relación al pliegue mayor (f<sub>1</sub>).

Bloque Nº 4 (Fig. Nº 25)

Este bloque junto con los cortes geológicos Nos. 5, 6 y 7, en mapa Nº 2, explican la estructura en la península de Araya.

Como lo ilustra el dibujo, el plano axial del pliegue mayor (f<sub>1</sub>) corta a la superficie del terreno, originando una traza subparalela al fallamiento. El flanco normal de esta estructura mayor (f<sub>1</sub>) es cortado por zona de sutura que pone en contacto a la Formación Macuro (?) con Manicuaire, que como habíamos indicado, no pertenece a la provincia litológica de Paria - Araya.

Por lo tanto, básicamente, la estratigrafía en esta área está determinada por la presencia del "melange ofiolítico" que aflora especialmente en el área incluida entre las fallas de Laguna Grande y Salazar.

La Fig. Nº 21 presenta la estructura generalizada de Paria - Araya con la localización aproximada de este bloque diagramático.

II) INTERPRETACION TECTONICA DE LA PENINSULA DE MACANAO

a) Introducción

La interpretación de la estructura de la península de

Macanao (Margarita) está esencialmente basada en los cortes geológicos que aparecen en el mapa Nº 3.

Estos cortes fueron elaborados esencialmente a partir de las medidas realizadas en el campo de los planos de foliación y los envolventes de los pliegues f<sub>2</sub>; además de tomar en consideración los datos de carácter estratigráfico en nuestro poder, que figuran descritos en el capítulo de Estratigrafía, secciones C y D.

Por la falta de afloramiento continuo mencionado con anterioridad, no fue posible determinar en el campo si los buzamientos en sentido contrario que presentan los planos de foliación son debidos a verdaderos pliegues mayores (f<sub>3</sub>), o si en realidad se trata de el efecto de abanico relacionado con pliegues mayores (f<sub>2</sub>).

De estas dos posibilidades, resultó evidente que la solución presentada en el mapa Nº 3, en la cual los buzamientos a sentido contrarios de la foliación, fue interpretada como formadora de pliegues mayores, es la que mejor explica la estratigrafía de la zona.

La forma geométrica (ángulo interlimbar, planoaxial, etc.) con la cual está representado el plegamiento, ha sido obtenida de la que exhibe esta misma generación de plegamiento (f<sub>3</sub>) a escala mesoscópica, descrita en este capítulo, sección B.

b) Geometría de la estructura

La estructura predominante en el área, está constituida por una serie de pliegues mayores en foliación (f<sub>3</sub>), de forma geométrica muy parecida a "chevron".

Este modelo geométrico ha sido escogido a otros, para representar en los cortes a los pliegues mayores (f<sub>3</sub>), porque además de ser el más común visto en el campo, ha sido demostrado (RAMAY, 1974) que, en ciertas condiciones, los "chevron folds" se desarrollan con preferencia a otros estilos de pliegues.

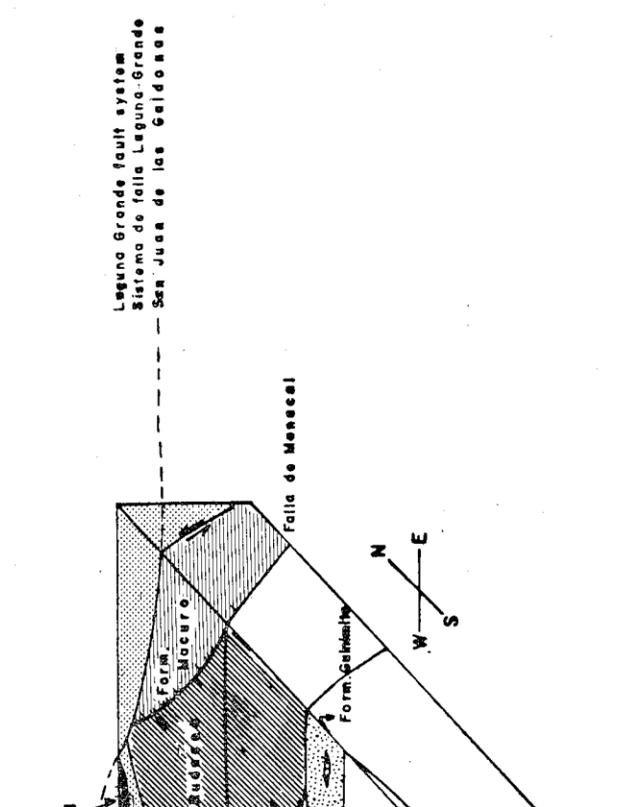
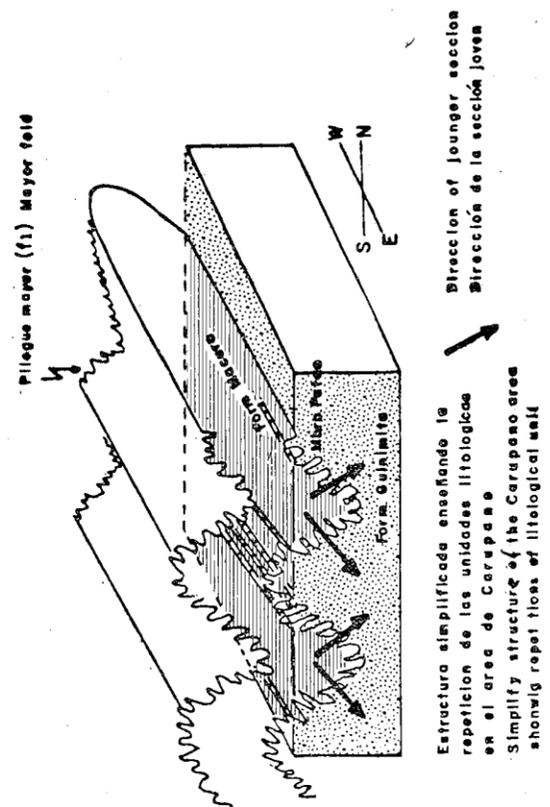
Los planos axiales de estos pliegues mayores son esencialmente verticales, como lo confirman las medidas realizadas en los de tamaño mesoscópico y presentan una traza de los ejes en dirección regional SW-NE, con declives incluidos entre 0 y 25°, y con trazas frecuentemente desplazadas por fallas transversales.

El plegamiento (f<sub>2</sub>) de forma isoclinal, con foliación axial, tiene las características geométricas ya descritas en la sección B de este capítulo.

Los datos estratigráficos excluyen la posibilidad de interpretar estructuras mayores de esta generación. El plegamiento (f<sub>2</sub>), como fue postulado en otra parte de este trabajo, es penecontemporáneo con el metamorfismo regional, y durante este proceso las rocas fueron afectadas por pliegues de flujo que alteraron la geometría de los pliegues (f<sub>1</sub>) preexistentes.

Un pliegue mayor (f<sub>1</sub>) esencialmente de forma anticlinal está presente en la parte central del área (ver secciones estructurales). Como es lógico pensar, su forma geométrica primitiva ha sido intensamente modificada por los sucesivos plegamientos y es solamente posible determinar que la traza de su eje tiene una dirección SW-NE. Esta traza, atraviesa la península de Macanao por su parte central, teniendo secciones progresivamente más jóvenes a ambos lados.

En la Fig. Nº 26 por medio de un gráfico, se intenta dar una idea de lo que pudo haber sido la dinámica de las sucesivas fases orogénicas hasta culminar en la presente situación.



BLOQUE ESQUEMATICO N° 3

Entre meridianos de Punta Gorda y Carupano  
Schematic blocks of structure between Punta Gorda and Carupano

(SIN ESCALA)

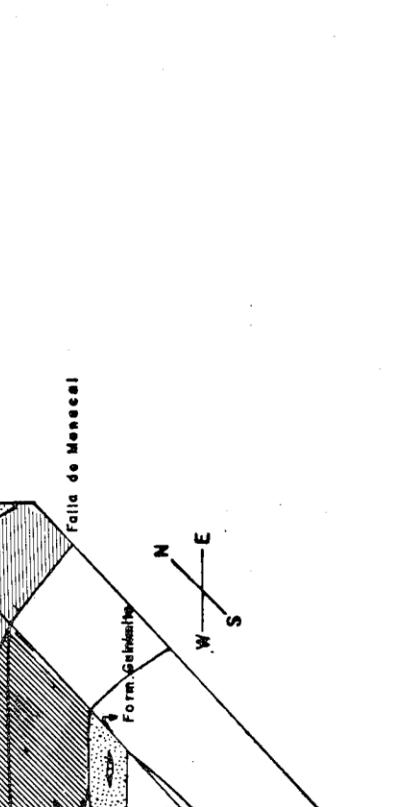
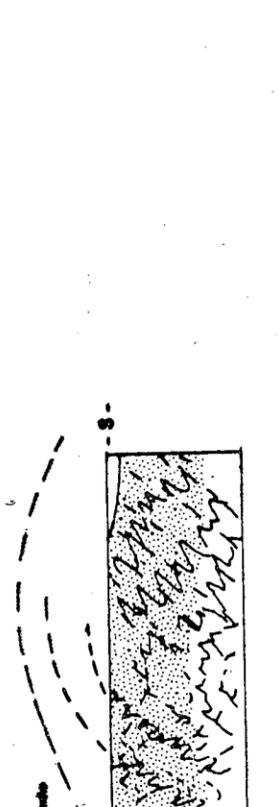
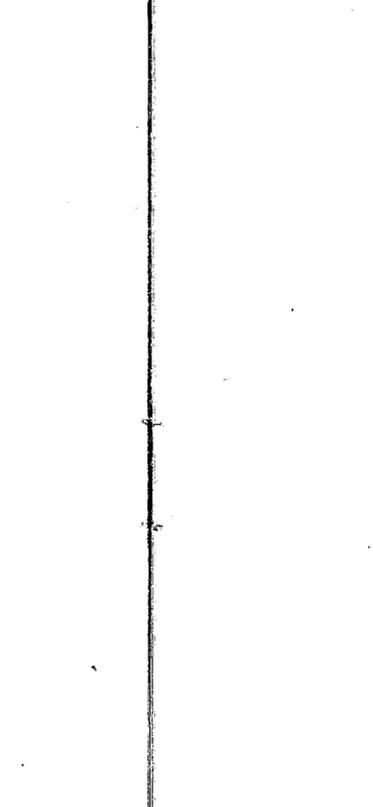


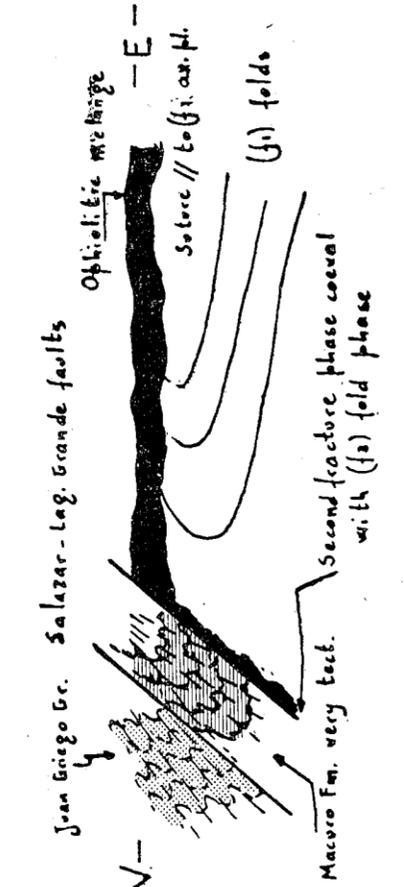
Figura 24



Oriental view of the block  
Vista oriental

(Meridiano Chocopete)

Very Schematic Profile of Araya Peninsula



Estructura Simplificada del bloque N° 4

Vista occidental del bloque diagramático

(Meridiano de Laguna Chica)

BLOQUE ESQUEMATICO N° 4

Entre meridianos de Chocopete y Laguna Chica  
Schematic block between Chocopete and Laguna Chica meridiano

(SIN ESCALA)

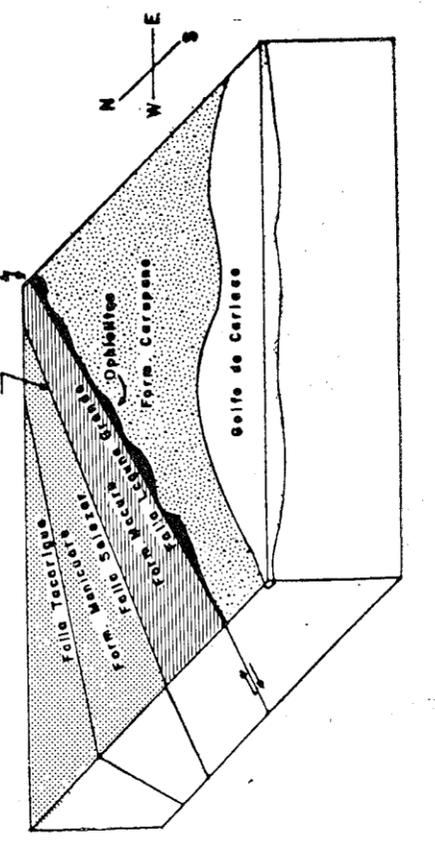


Figura 25

III) INTERPRETACION TECTONICA  
DE LA ISLA DE MARGARITA

a) *Introducción*

La interpretación estructural de la isla de Margarita se basa fundamentalmente en las mismas premisas ya utilizadas para la península de Macanao. Sin embargo, en esta zona se hace mucho más difícil la interpretación regional de la estructura en los metasedimentos, debido a que más del 70 por ciento de la isla está cubierta por aluviones y rocas de edad terciaria, además de numerosas áreas con afloramientos de rocas básicas y ultrabásicas que no permiten visualizar la estructura en las rocas infrayacentes.

b) *Geometría de la estructura*

En los cortes geológicos A-B-C-D-E-F y A'-B'-C', en el mapa N° 4, se puede notar la existencia de una serie de pliegues mayores que afectan a los planos de foliación ( $f_3$ ), cuya geometría ha sido representada, al igual que en la península de Macanao, extrapolando las observaciones a escala mesoscópica.

Es necesario hacer notar que mientras que en Macanao las trazas de los ejes de los pliegues tienen una dirección regional muy aproximada a E-W (N 60-80 E), en Margarita presentan en su parte sur, trazas con dirección de N 40-50 E, que paulatinamente van cambiando hasta convertirse en la parte norte de la isla en trazas con direcciones N-S (ver mapa N° 5).

Este mismo arqueamiento de los planos axiales de los pliegues ( $f_3$ ), es también evidente en las reconstruidas trazas de los ejes ( $f_1$ ) (ver mapas Nos. 4 y 5). Este arqueamiento representa el último impulso orogénico que afecta parcialmente la geometría de los plegamientos anteriormente establecidos, y muy posiblemente está relacionada con la que hemos denominado en este capítulo la tercera fase de la fractura.

En toda el área, las longitudes de onda de los pliegues ( $f_2$ ) se mantienen constantes entre valores comprendidos entre algunos centímetros y algunos metros, y no se ha visto, o podido deducir, pliegues mayores. Conociéndose con bastante certeza las condiciones bajo las cuales se desarrolló, en las rocas, este plegamiento contemporáneo con el metamorfismo regional, con temperaturas de hasta 600°C y presiones de 8-9 kb (NAVARRO, 1974), lo que implica la idea de que las rocas se encontraban parcialmente a profundidades superiores a los 18 km (HIETANEN, 1967; TURNER, 1968, etc.), se puede concluir:

- Las rocas se encontraban en estado visco-elástico y, como ha sido visto en el campo, siguen con buena aproximación el comportamiento teóricamente estudiado por BIOT (1961, 63, 64) y RAMBERG (1961, 63, 64).
- La relación inicial entre espesor de las capas y la diferencia de viscosidad en los estratos competentes e incompetentes que debía de prevalecer, dio origen a un plegamiento de "buckling" con una longitud de onda dominante para casi toda el área.

Basados en estas consideraciones y las de carácter estra-tigráfico, en los cortes presentados en el mapa N° 4 no se ha interpretado ningún pliegue mayor ( $f_2$ ), sino solamente pliegues ( $f_1$ ) modificados por los pliegues ( $f_3$ ) presentes

en el área y su posible relación con los determinados en Macanao. Estos mismos pliegues están indicados en los cortes A-B-C-D-E-F y A'-B'-C', en donde se destacan razones de tipo estratigráfico para determinar su presencia.

Básicamente, se trata de un plegamiento formado por dos sinclorios y un anticlinorio afectados y desplazados por las fallas mayores de Matasiete y de San Juan.

En la Fig. N° 27 se trata de explicar gráficamente la relación entre la secuencia del Grupo Juan Griego con la Formación de las Volcánicas de La Rinconada, a través de las sucesivas fases del plegamiento, hasta culminar con la presente situación.

*Evolución tectónica de la isla de Margarita*

La descripción completa de la evolución tectónica de la isla de Margarita, con los conceptos hasta aquí aclarados, no dejaría de ser una hipótesis de trabajo, por lo cual consideramos más conveniente resumir en forma cronológica los eventos tectónicos más importantes, basándonos en los datos obtenidos en el campo y el laboratorio.

1º) *Sedimentación de los grupos Juan Griego y Los Robles*

La evidencia de campo indica que existió en Margarita una sedimentación sin mayores interrupciones estratigráficas o tectónicas, desde el Cretáceo inferior al Cenomaniense. Esta secuencia, sin embargo, contiene cuerpos de rocas máficas y ultramáficas incluidos a diferentes niveles, de los cuales los únicos que pueden indicar un horizonte estratigráfico definido están constituidos por gneises anfibólicos, anfibolitas, eclogitas, etc., del Grupo La Rinconada (MARESCH, 1974) y que ocurren en la transición entre la secuencia feldespática y no feldespática del Grupo Juan Griego.

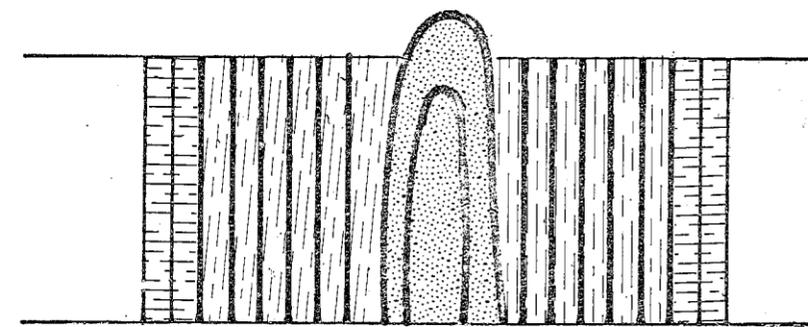
2º) *Metamorfismo temprano de alta presión y alta temperatura*

Los remanentes de estos eventos metamórficos han sido encontrados solamente en los cuerpos de rocas máficas intercalados en el Grupo Juan Griego, en donde las rocas eclogíticas indican temperaturas de  $\pm 800^\circ\text{C}$  y presiones de  $\pm 9$  kb (NAVARRO, 1974). Parece poco probable, a la luz de los conocimientos actuales, que la secuencia Juan Griego-Los Robles, haya sido sometida a estos mismos procesos metamórficos y si así fue, los mismos han sido completamente obliterados por el metamorfismo posterior.

Como hipótesis alternativa, podría pensarse que solamente los cuerpos de rocas máficas y ultramáficas han sido afectados por el primer proceso metamórfico, posiblemente a lo largo de una geosutura, como las descritas anteriormente en la península de Paria - Araya, y luego incorporados como olitostromas y/o bloques exóticos en la secuencia sedimentaria. Estos procesos gravitacionales deben ser postulados, en todo caso, para explicar la distribución actual de rocas máficas y ultramáficas en la secuencia metasedimentaria.

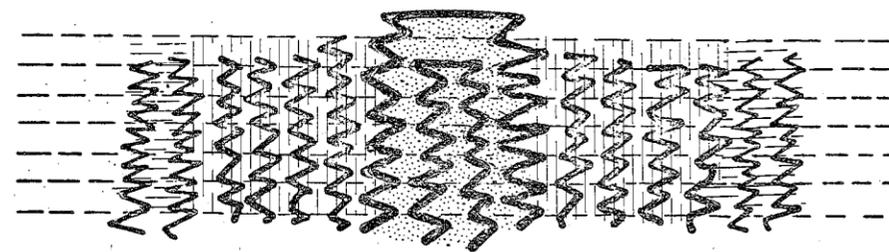
3º) *Plegamiento regional ( $f_1$ )*

El significado de esta fase de deformación y su relación con los procesos metamórficos es poco conocido. Si toda la secuencia de los grupos Juan Griego y Los Robles fue afectada por el metamorfismo temprano (véase pto. 2



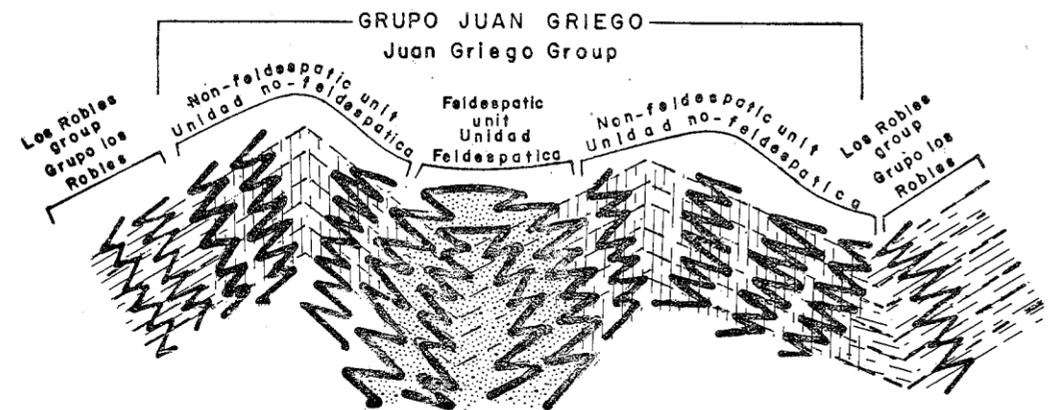
PLEGAMIENTO DE LA 1ª GENERACION

First generations of fold



PLEGAMIENTO DE LA 2ª GENERACION

Second generations of fold

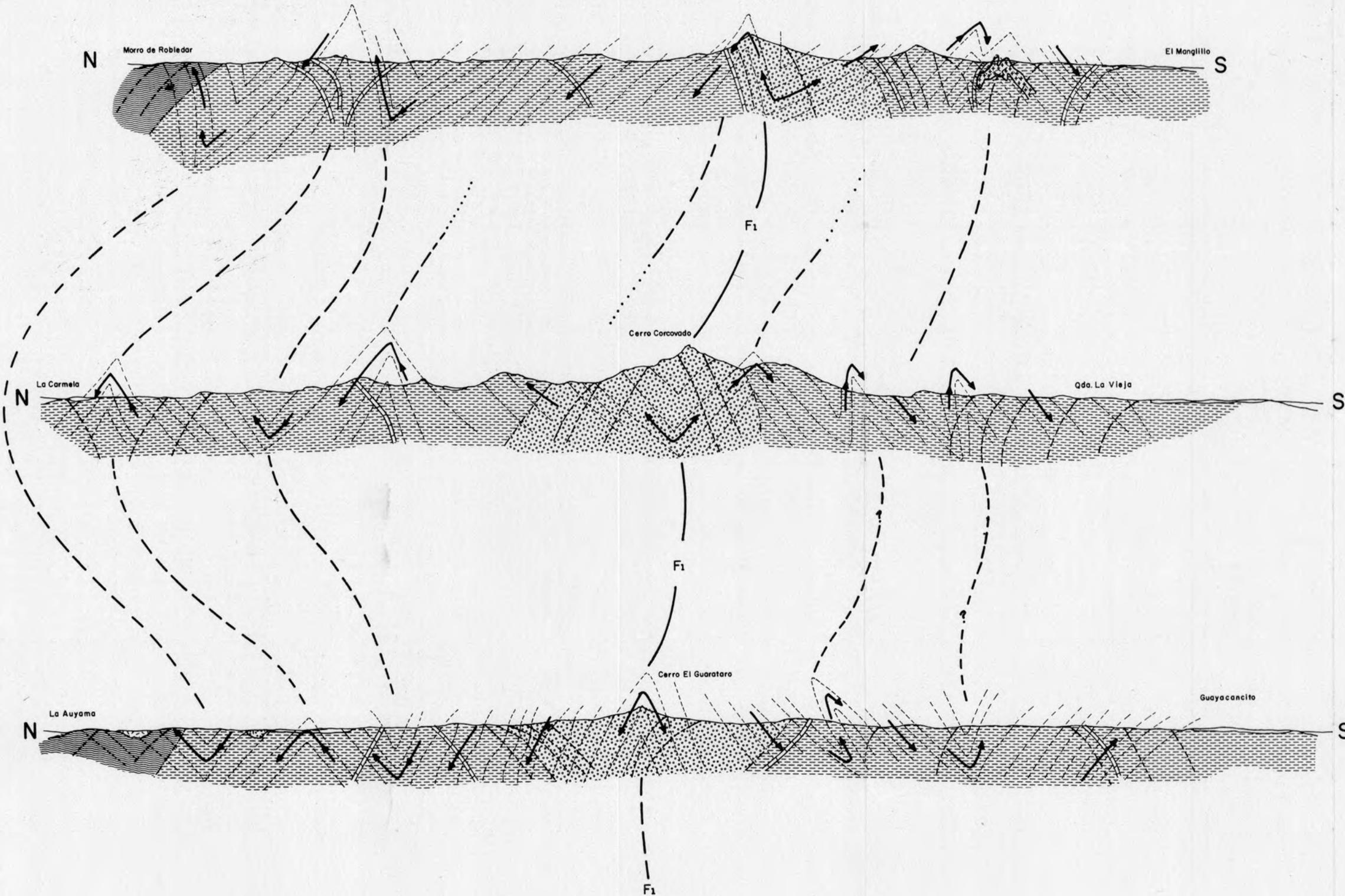


PLEGAMIENTO DE LA 3ª GENERACION

Third generations of fold

Figura 26

# CORTES GEOLOGICOS DE LA PENINSULA DE MACANAO



## LEYENDA

GRUPO LOS ROBLES

FILITAS CUARZO SERICITICAS  
CALIZAS DELGADAS ESQUISTOS  
MIC. GRAFITOSOS

GRUPO JUAN GRIEGO

ESQUISTOS CUARZO MIC. GRANATIFERO  
CON O SIN GRANATES. CUARCITAS  
CALIZAS  
CUARCITA FELD.  
GNEIS Y  
ESQUISTOS CUARZO FELD.

PERMATITAS INTRUSIVAS

BLOQUES DE ROCAS ULTRABASICAS

BLOQUES DE ROCAS ESCORITICAS

CALIZAS MASIVAS

PLANOS DE FOLIACION MEDIDOS  
E INTERPRETADOS

ENVOLVENTES DE PLIEGUES F2  
MEDIDAS E INTERPRETADAS

CONTACTOS

CORRELACION DE LA 1ª GENERACION DE PLIEGUES  
ENTRE LAS VARIAS SECCIONES ESTRUCTURALES

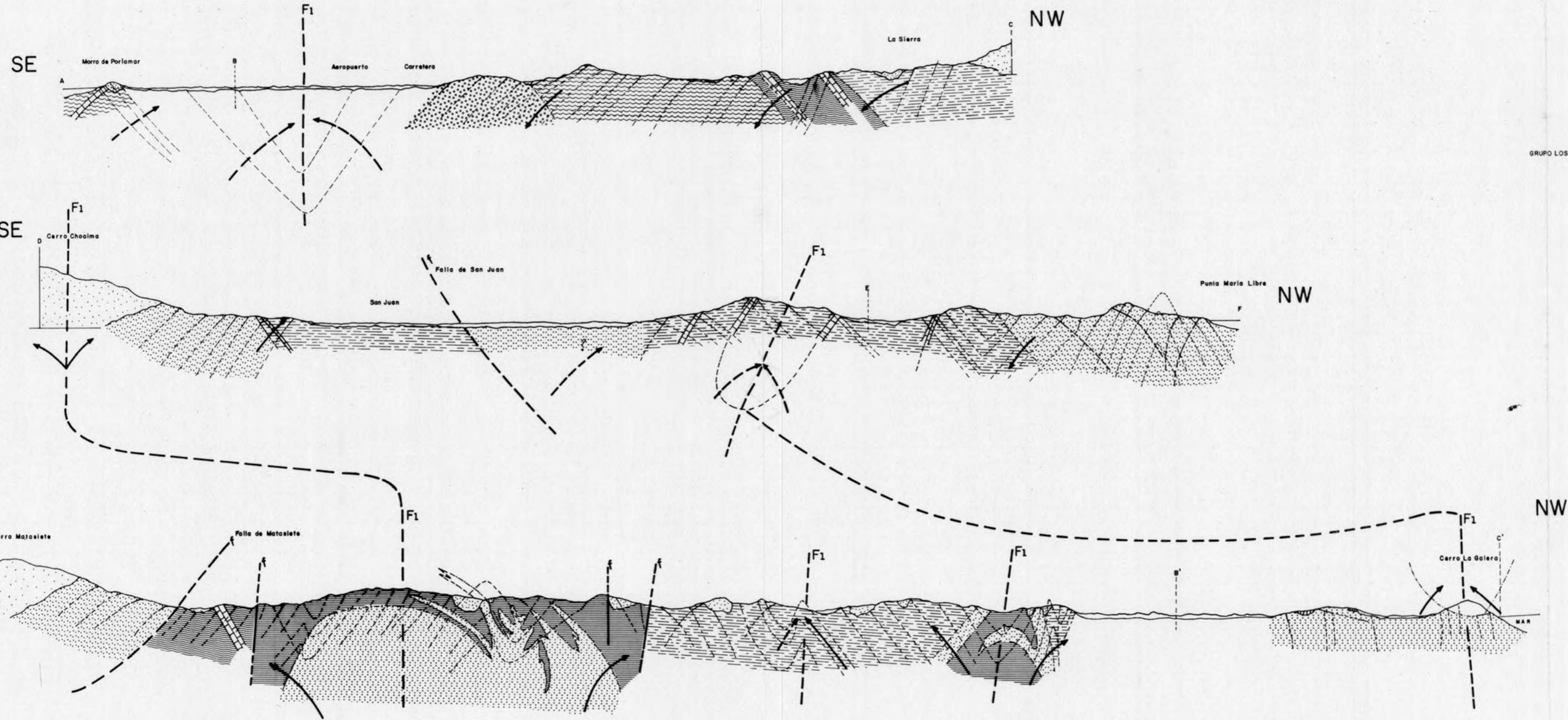
INDICACION DE POSICION DE LA  
SECUENCIA MAS JOVEN

CORRELACION DE LA 2ª GENERACION DE  
PLIEGUES ENTRE LAS  
VARIAS SECCIONES ESTRUCTURALES

Escala 1: 25.000

Realizado por: M. Vignoli  
1975

# CORTES GEOLOGICOS DE LA PARTE ORIENTAL DE LA ISLA DE MARGARITA



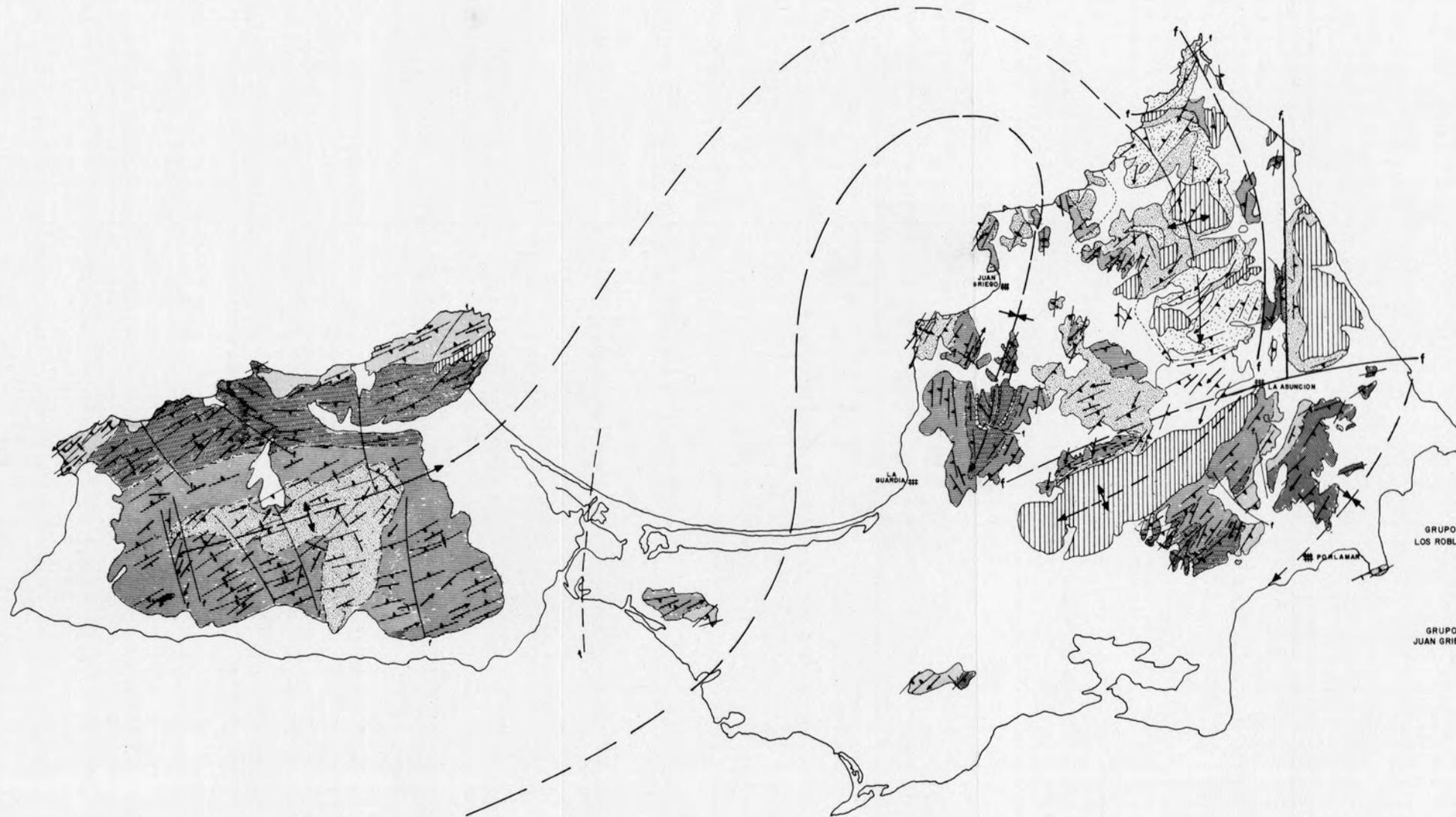
## LEYENDA

- GRUPO LOS ROBLES
  - FORM. EL CAUCA: ESQUISTOS CUARZO MICACEOS Y METACONGLOMERADOS
  - FORM. EL PIACHE: FILITAS SERICITICAS Y ESQUISTOS MICACEOS
  - CALIZAS MARIVAS Y FILITAS
  
- GRUPO JUAN GRIEGO
  - UNIDAD NO FELDSPATICA
  - ECLORITA Y ANFIBOLITA
  - UNIDAD FELDSPATICA
  
- "BLOQUE" ALOCTONO DE ROCA ULTRABASICAS
- "BLOQUE" ALOCTONO DE ECLORITA
- CALIZAS MARIVAS
  
- PLANOS DE FOLIACION MEDIDOS E INTERPRETADOS
- ENVOLVENTES DE PLIEGUES F2 MEDIDAS E INTERPRETADAS
- CONTACTOS
- INDICACION DE POSICION DE LA SECUENCIA MAS JOVEN
- CORRELACION DE PLIEGUES ENTRE DIFERENTES SECCIONES
- FALLAS
- F1: PLIEGUE MAYOR DE LA PRIMERA GENERACION

REALIZADO POR: M. VIGNALI  
1975

Escala 1: 25.000

DIBUJO J. URGELLES S.



**LEYENDA**

- ALUVION Y ROCAS SEDIMENTARIAS
- FORM. EL CAUCA
- ▨ FORM. EL PIACHE
- ▩ CALIZA Y CUARCITAS GRAFITOSAS
- ▧ ESQUISTO CUARZO MICACEO GRANATIFEROS  $C_2$  GRAFITO
- ▤ VOLCANICA DE LA RINCONADA
- ▥ UNIDAD FELDESPATICA
- ▨ BLOQUES MAYORES DE ROCAS ULTRABASICAS
- RUMBO Y BUZAMIENTO DE PLANOS AXIALES DE LA 3ª FASE DE LA ESTRUCTURA
- ↗ LINEACION "b" DE LA 2ª FASE DE LA ESTRUCTURA
- RUMBO Y BUZAMIENTO DE LA "SUPERFICIE MEDIA" DE LOS PLIEGUES DE LA 2ª FASE DE LA ESTRUCTURA
- - - CONTACTO ENTRE UNIDADES LITOLOGICAS
- ↗ FALLAS MENORES
- ↘ FALLAS MAYORES
- ⊥ TRAZA DE PLIEGUES DE LA 3ª FASE DE LA ESTRUCTURA
- ⊗ TRAZA APROXIMADA DE PLIEGUES DE LA 1ª FASE DE LA ESTRUCTURA

**MAPA TECTONICO Y DISTRIBUCION DE UNIDADES LITOLOGICAS SIMPLIFICADO**

**ISLA DE MARGARITA**

BASE TOPOGRAFICA ATLAS DE VENEZUELA 1969



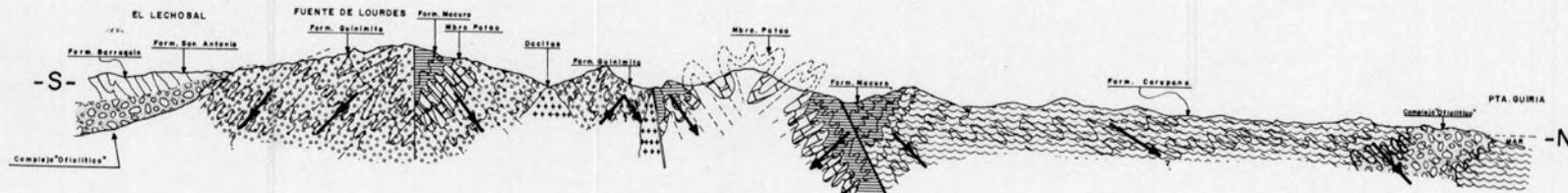
# CORTES GEOLOGICOS DE LAS PENINSULAS DE PARIA Y ARAYA

PARTE ORIENTAL DE LA PENINSULA DE PARIA



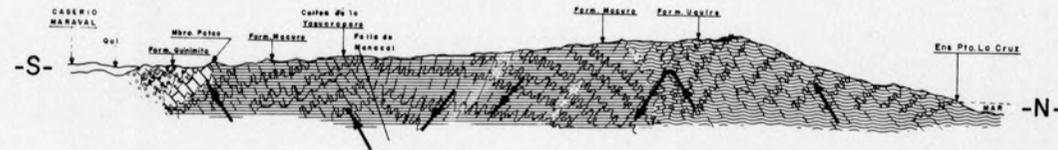
ESCALA 1:50.000

REGION DE CARUPANO



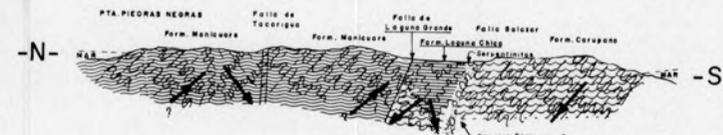
ESCALA 1:50.000

PARTE CENTRAL DE LA PENINSULA DE PARIA



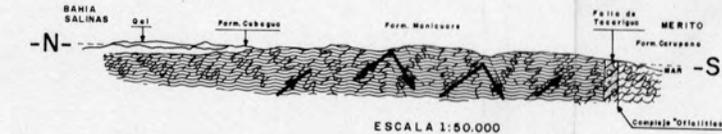
ESCALA 1:50.000

PARTE CENTRAL DE LA PENINSULA DE ARAYA



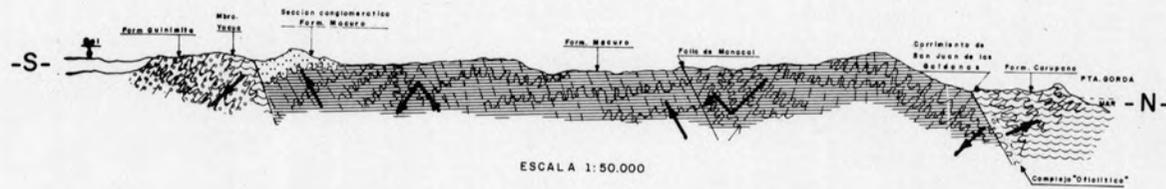
ESCALA 1:50.000

PARTE OCCIDENTAL DE LA PENINSULA DE ARAYA



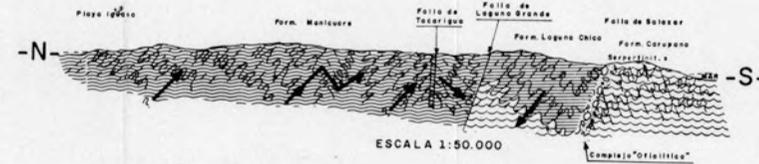
ESCALA 1:50.000

PARTE OCCIDENTAL DE LA PENINSULA DE PARIA



ESCALA 1:50.000

PARTE CENTRAL DE PENINSULA DE ARAYA

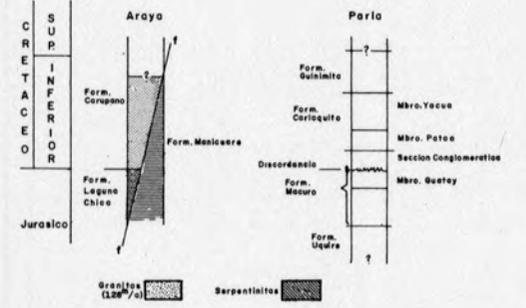
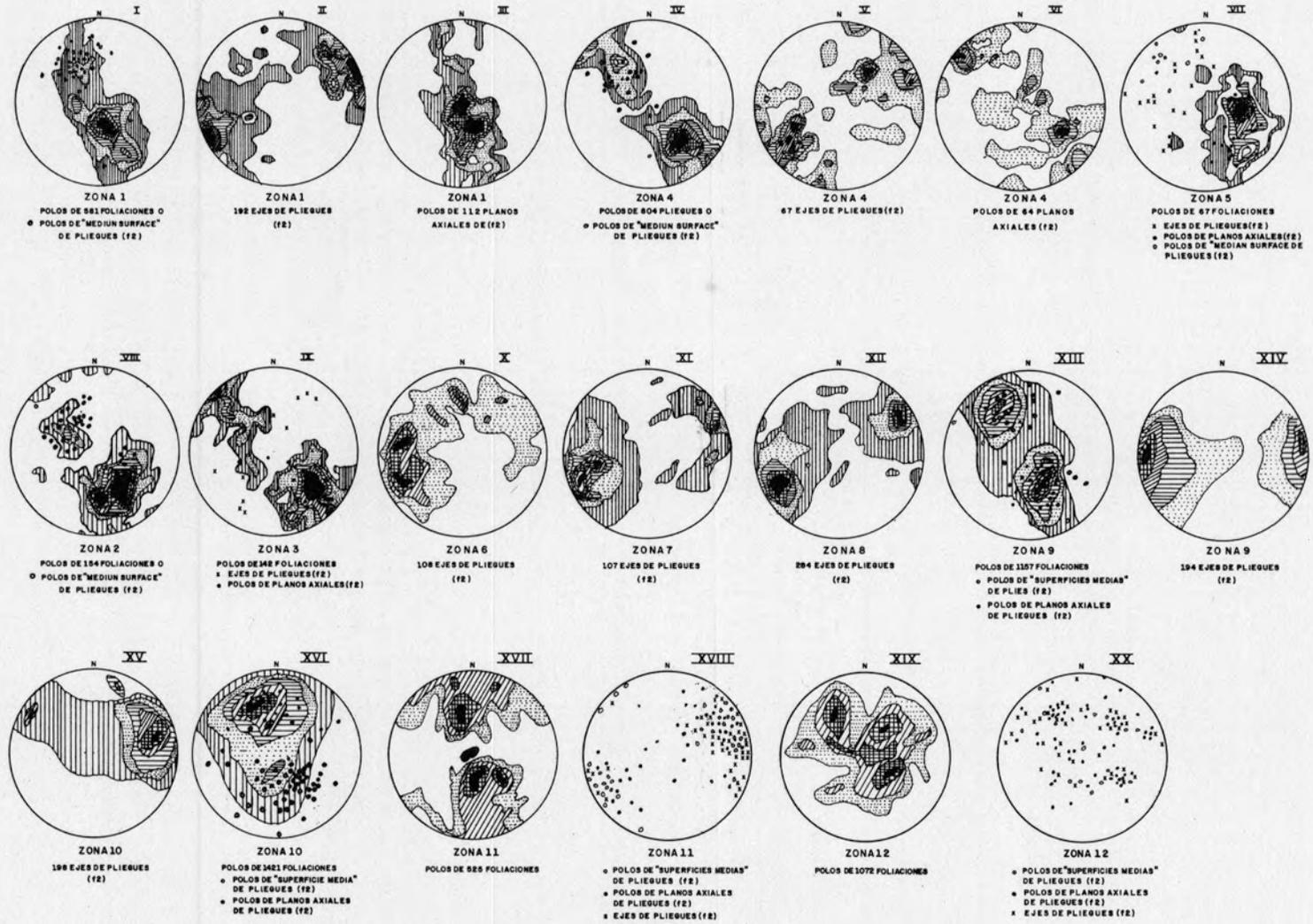
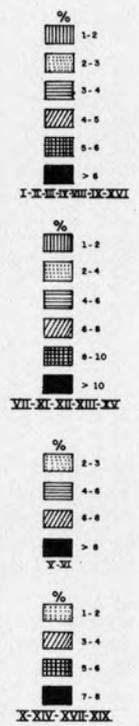
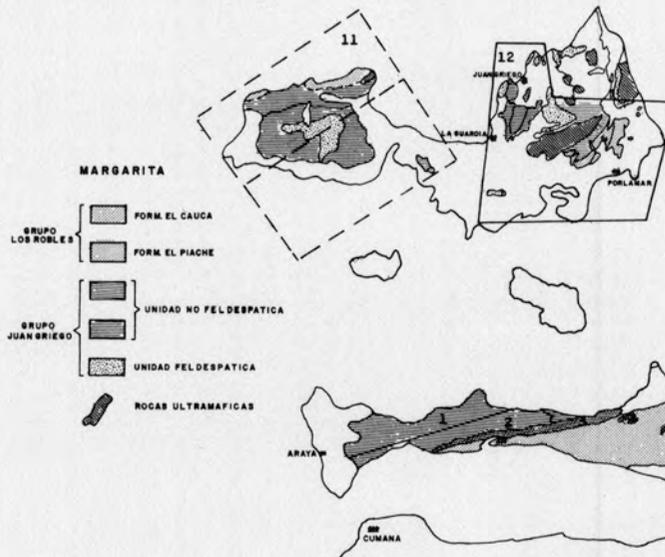


ESCALA 1:50.000

## LEYENDA

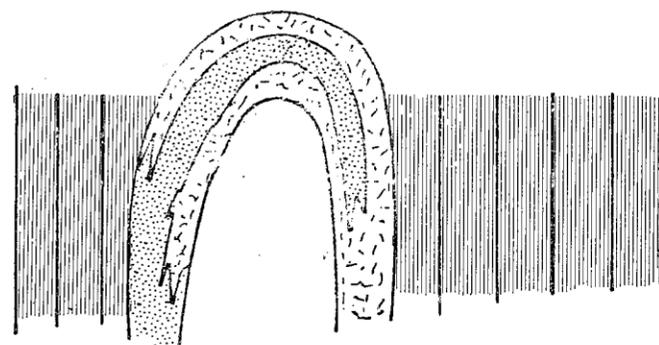
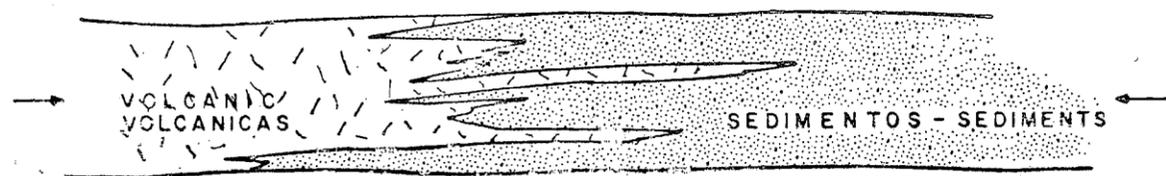
- PARIA**
- FORM. GUINIMITA
  - MBRO. YACUA
  - MBRO. PATAD
  - FORM. MACURO
  - FORM. UQUIRE
  - SECCION CONGLOMERATICA
- CARUPANO**
- FORM. SEDIMENTARIAS DEL CRETACEO
  - FORM. GUINIMITA
  - FORM. CARUPANO
  - MBRO. PATAD
  - FORM. MACURO
  - FORM. CUBAGUA
- ARAYA**
- FORM. CARUPANO SERPENTINITAS
  - FORM. LAGUNA CHICA
  - FORM. MANICUARE
  - PLANO DE FOLIACION
  - PLIEGUES DE PLANOS DE ESTRATIFICACION
  - INDICACION DE LA SECUENCIA MAS JOVEN
  - CONTACTOS GEOLOGICOS

# PROYECCIONES ESTEREOGRAFICAS

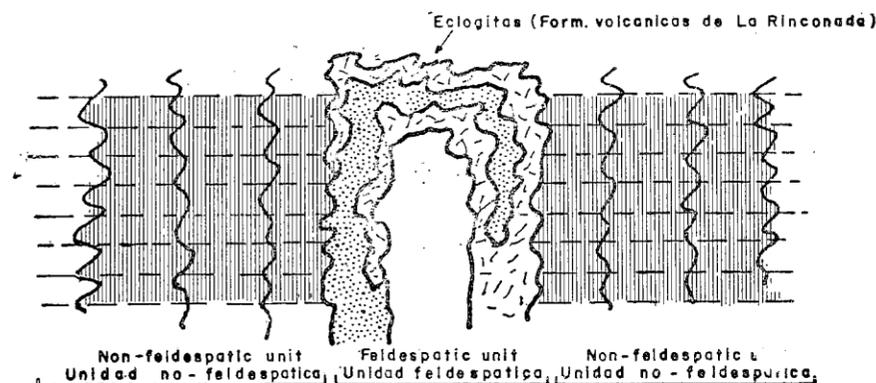


REALIZADO POR M. VIGNALI

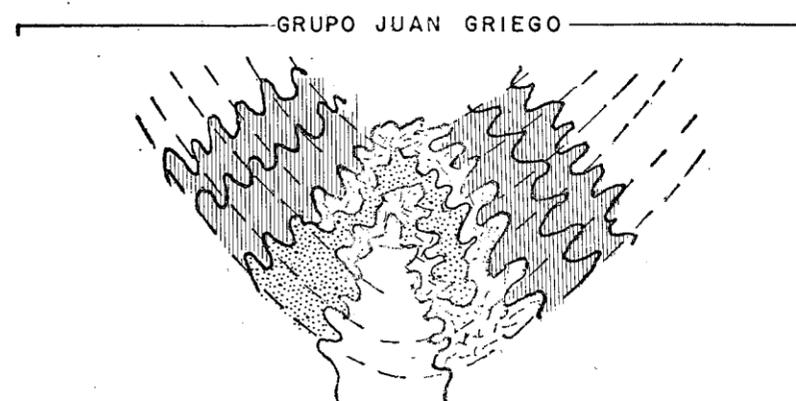
NOTA: LOS DATOS DE LOS PLANOS DE FOLIACION EN LAS ZONAS 1 AL 7 PROVIENEN PARCIALMENTE DE C. SCHUBERT Y F. SEIJAS



PLEGAMIENTO DE LA 1ª GENERACION  
First generations of folds



PLEGAMIENTO DE LA 2ª GENERACION  
Second generations of folds



PLEGAMIENTO DE LA 3ª GENERACION  
Third generations of folds

Figura 27

anterior y NAVARRO, 1974), es probable que los pliegues ( $f_1$ ) y el metamorfismo de alta presión y alta temperatura, puedan ser considerados como eventos relacionados.

#### 4º) Metamorfismo regional y plegamiento ( $f_2$ )

Los efectos del metamorfismo regional de las facies metamórficas variable entre esquistos verdes y anfibolitas, y la asociada intensa deformación fueron encontradas definitivamente superpuestas a los eventos anteriormente descritos. El origen de la esquistosidad regional, la transformación parcial de las rocas eclogíticas en anfibolitas con foliación paralela a la esquistosidad ( $f_2$ ) regional, la re-fusión parcial a los niveles más bajos para originar la unidad feldespática del grupo Juan Griego y las interdigitaciones visibles en los bordes de las grandes masas de rocas ultramáficas, fueron el resultado directo de las deformaciones de la fase ( $f_2$ ) del plegamiento.

Esta fase es de edad Cretáceo superior deducida de edades absoluta en K/Ar obtenidas de micas y feldespatos de rocas graníticas de Juan Griego.

#### 5º) Plegamiento tardío ( $f_3$ ) y fallamiento

Durante el período de levantamiento, toda el área fue alterada por pliegues de la tercera fase ( $f_3$ ) y numerosas fallas relacionadas, que originaron una mayor tectonización de los diferentes contactos litológicos. Estos procesos fueron acompañados por las intrusiones de pegmatitas con una edad K/Ar de alrededor de 35 M.a.

#### BIBLIOGRAFIA

- AGUERREVERE, S. E. (1936) "Notas geológicas sobre Margarita y Coche", *Soc. Ven. Cienc. Nat.*, Bol., Vol. 3 N° 28, pp. 397-403.
- ASUAJE, G. L. A. (1972) "Geología de la región de Guatire-Cabo Codera", *Bol. Geol. Caracas, Public. Esp.* 5, Tomo III, p. 1.289.
- BAILEY, E. B. & LAWRIE, T. R. M. (1960) "The geology of Ben Nevis and Glen Coe and the surrounding country", *Mem. Geol. Surv. U. K.*, pp. 1-307.
- BALDA, F. A. (1960) "Mapa geológico de la península de Araya" (1:25000), Ined., M. M. H., Caracas.
- BEETS, D. J. (1972) "Lithology and stratigraphy of the cetaceous and Danian succession of Curaçao", *Natur. Studiekring Suriname en Nederlandse, Antillen Uitgaven*, N° 70, 153 p.
- BELLIZZIA, A. & RODRÍGUEZ, G. D. (1967) "Guía de la excursión a la región de Duaca-Barquisimeto-Bobare", *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol.*, Guía N° 4, 23 p.
- BHATTACHARJI, S. (1958) "Theoretical and experimental investigations of Cross Folding", *Jour. Geol.* N° 66, pp. 625-667.
- BIOT, M. A. (1961) "Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implication in Tectonics and Orogenesis", *Geol. Soc. Am. Bull.*, N° 72, pp. 1.595-1.620.

- (1963) "Theory of stability of multilayered continua in finite anisotropic elasticity", *J. Franklin Inst.*, N° 276, pp. 128-153.
- (1964) "Theory of internal buckling of multilayered structure", *Geol. Soc. Am. Bull.*, N° 75, pp. 563-568.
- CHRISTENSEN, R. M. (1961) "Geology of the Paria & Araya península, north-eastern Venezuela". Tesis inéd., *Univer. Nebraska, U.S.A.*
- CUMMINS, W. A. & SHACKLETON, R. M. (1955) "The Ben Lui recumbent syncline (S. W. Highlands)", *Geol. Mag.*, v. 92, pp. 353-363.
- DELFINO, C. & GRILLET, J. (1949) Tesis inéditas, *Univ. Central de Venezuela.*
- DENGO, C. (1949) "The geology of Macanao and isla Margarita", Informe inédito, M. M. H., Caracas, Venezuela.
- (1953) "Geology of the Caracas region, Venezuela", *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 64, pp. 7-40.
- DE SITTER, L. U. (1960) "Cross folding in non metamorphic rocks of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees", *Geol. Mijnbouw*, N° 39, pp. 189-194.
- DEWEY, J. W. (1972) "Seismicity and tectonics of western Venezuela", *Seismol. Soc. Am., Bull.* Vol. 62, pp. 1.711-1.751.
- & PHILLIPS, W. E. A. (1963) "A Tectonic profile across the Calendonides of south Mayo", *Lpool. Manchr. Geol. Jour.*, v. 3, pp. 237-246.
- DIETERICH, J. H. (1969) "Origin of cleavage in folded rocks", *Am. Jour. of Science*, Vol. 267, pp. 155-165.
- DIVI, R. R. & Fyson, W. K. (1973) "Fold and strain in Grenville metamorphic rocks. Bancroft, Ontario, Canada", *Geol. Soc. Bull.*, v. 34, pp. 1.607-1.618.
- EDGAR, N. T., EWING, J. I. & HENNING, J. (1971) "Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea", *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Vol. 55, pp. 833-870.
- FLEUTY, M. J. (1961) "The three fold system in the metamorphic rocks of Upper Glen Orrin, Rosshire", *Quart. Jour. Geol. Soc.*, N° 117, pp. 447-449.
- (1964) "The description of fold", *Geol. Assoc. Proc.*, N° 75, pp. 461-492.
- FLINN, D. (1962) "On folding during three-dimensional progressive deformation", *Quart. Jour. Geol. Soc.*, N° 118, pp. 385-433.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1965) "Notas geológicas sobre rocas metamórficas de la región de Caratal. Munic. El Rincón, Edo. Sucre", *Geos* N° 12, Univ. Central de Venezuela.
- (1968) "Guía de la excursión geológica a la parte oriental de la isla de Margarita", *Asoc. Venez. Geol., Min. y Pet.*, Guía, 30 p.
- MUÑOZ, N. G. & VIGNALI, C. M. (1965) "Reconocimiento geológico de la parte oriental de Paria", *Asoc. Venez. Geol., Min. y Pet.*, Vol. 8, N° 9, pp. 255-279.
- MUÑOZ, N. G. (1968) "Rocas ultramáficas en la península de Paria, Venezuela", *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol.*, Vol. 11, N° 2, pp. 29-43.

- , VIGNALI, C. M. (1972) "Rocas metamórficas e ígneas de la península de Macanao, Venezuela", *Mem. 6th Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 63-68.
- , MUÑOZ N. G. & VIGNALI C. M. (1972) "Reconocimiento geológico de la península de Paria, Venezuela", *Mem. IV Cong. Geol. Venez.*, Tomo III, Pub. Esp. N° 5, M. M. H., pp. 1.549-1.588.
- , SANTAMARÍA, F. & NAVARRO, E. (1974) "A few considerations on the age, origin and relations of the Dragon Gneiss, Paria Peninsula, Venezuela". Contributions to the Geol. and Paleobiology of the Caribbean area. *Verhandl. Natur. Ges. Basel*, Vol. 84, N° 1, pp. 153-163.
- GANSSER, A. (1950) "Geological and petrological notes of Gorgona Island in relation to Northwestern S. América", *Schweiz Min. Petrol. Mitt.* 30, N° 2.
- GUILLAUME, H. A., BOLLI, H. M. & BECKMANN, J. P. (1972) "Estratigrafía del Cretáceo inferior en la Serranía del Interior, oriente de Venezuela", *Mem. IV Cong. Geol. Venez.* Tomo III, *Bol. de Geol. Pub. Esp.* N° 5, M. M. H., Caracas, pp. 1.619-1.654.
- HARKER, A. (1939) *Metamorphism* (2ª edic.), Methuen and Co., London, 362 p.
- HAWKES, D. (1962) "The structure of the Scotia Arc", *Geol. Magaz.*, London, Vol. 99, pp. 85-91.
- HEDBERG, H. D. (1950) "Geology of the eastern Venezuela basin", *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 61, N° 11, pp. 1.173-1.216.
- HENDERSON, J. R. (1970) "Deformation of the Chied Lake Batholith, Ontario, Canadá", *Int. Geol. Cong.* Montreal, Canadá.
- HESS, H. H. & MAXWELL, J. C. (1949) "Geological reconnaissance of the island of Margarita", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 60, N° 12, pp. 1.857-1.868.
- HIGGINS, A. K. (1964) "The structural and metamorphic geology of the area between Nufenenpass and Basodino", Ph.D. thesis, *Univ. London*.
- HSU, K. J. (1968) "Principles of mélangé and their bearing on the Franciscan - Knoxville paradox", *Geol. Soc. Am. Bull.*, N° 79, pp. 1.063-1.074.
- (1971) "Franciscan melange as a model for eugeosynclinal sedimentation an underthrusting tectonics", *J. Geophys. Res.*, N° 76, p. 1.162-1.170.
- HUGO, P. J. (1970) "The pegmatite of Hoc Kenhardt and Gordonia Dist. Cape Province U.S.A.", *Geol. Surv. Mem.* N° 58.
- HUMBOLDT, A. VON (1916-1832) "Viaje a las regiones equinociales del Nuevo Continente", traducción por L. Alvarado (1941-42) *Bibl. Nac. de Cultura*, Min. Educ. Nac., Caracas.
- JAM, P. L. & MÉNDEZ A., M. (1962) "Geología de la isla de Margarita, Coche y Cubagua", *Soc. Cienc. Nat. La Salle, Mem.*, Vol. 22, N° 61, pp. 73-115.
- KNIPPER, A. L. & CABRERA, R. (1972) "Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba", *Mem. Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 167-177.
- KUGLER, H. G. (1953) "Jurassic to Recent sedimentary environments in Trinidad", *Verein Schweiz Petr. Geol. und Ing.*, Bull., Vol. 20, N° 59, pp. 27-60.
- (1957) "Contribution to the geology of the islands Margarita and Cubagua", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 68, N° 6, pp. 555-566.
- (1969) *Geological map of Trinidad and geological sections through Trinidad*, Orell Fussli, S. A., Zurich, & E. Strand, London.
- (1972) "The Dragon gneiss of Paria peninsula, Venezuela", *Mem. 6th Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 113-116.
- (1974) "Geology of Patos Island", *Eclogae geologicae Helveticae*, Vol. 67, N° 3, pp. 469-479.
- LATTIMORE, R. K., WEEKS, A. L. & MURDOK, L. M. (1971) "Marine geophysical reconnaissance of continental margin north of Paria peninsula", *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Vol. 55, pp. 1.519-1.729.
- LAU, W. & RAJPAULSINGH W. T. (1974) "A structural review of Trinidad", *VII Caribbean Geol. Conf.* (Guadaloupe).
- LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1970) 2ª edición, *Bol. de Geol. Publ. Espec.* N° 4, M. M. H., Venezuela, 756 p.
- LIDDLE, R. A. (1946) *The geology of Venezuela and Trinidad*, 2nd. ed., Paleont. Res. Inst., Ithaca N.Y., 890 p.
- MACSOTAY, O. (1972) "Significado cronológico y paleontológico de los Amonites desarrollados de la Form. Chuspita de Grupo Caracas", *Mem. IV Cong. Venez.*, Tomo III, Pub. espec. N° 5, pp. 1.703-1.714.
- MARESCH, W. V. (1971) "The metamorphism and structure of northeastern Margarita island, Venezuela", Ph.D. thesis, *Princeton Univ.*, 278 p.
- (1972) "Mesozoic high-P low-T metamorphism on isla Margarita, Venezuela, and its significance in the development of the Venezuela Coast Ranges", *Mem. 6th. Carib. Geol. Conf.* p. 366.
- (1974) "Plate Tectonics origin of the Caribbean Mountain system of northern South America: Discussion and proposal", *Geol. Soc. of Am. Bull.*, v 85, pp. 669-682.
- MARTIN BELLIZIA, C. (1968) "Edades isotópicas de rocas venezolanas", *Bol. Geol.*, Caracas, Vol. 9, N° 19, pp. 356-380.
- MAXWELL, J. C. & DENGGO, G. (1950) "Geología del área de Carúpano", *Bol. Asoc. Venez. Geol., Min. y Pet.*, Vol. 2, N° 1, pp. 149-161.
- METZ, H. L. (1968) "Geology of the el Pilar Fault zone, Venezuela", *4th. Caribbean Geol. Conf.*, pp. 293-298.
- (1968) "Stratigraphy and geological history of extreme north-eastern Serranía del Interior, Venezuela", *4th. Caribbean Geol. Conf.*, pp. 175-292.
- MILNES, A. G. (1974) "Post-Nappe folding in the western Lepontine Alps", *Eclog. Geol. Hel.*, vol. 27/2, pp. 333-348.
- MOORE JR., J. M., REBSOR, J. E. & PROESE, E. (1972) "Tectonic and metamorphic history of Gneiss Domes in the Schuswap Complex of British Columbia, Canadá", *24th. Int. Geol. Cong.* (Canadá).
- MOORE, B. & DENNEN, W. H. (1970) "A geochemical trend in silicon, aluminium, iron ratios and the classification of clastic sediments", *Journ. Sed. Pet.*, Vol. 40, pp. 1.147-1.152.
- MORGAN, B. A. (1969) "Geología de la región de Valencia, Venezuela", *Bol. Geol. M. M. H.*, Vol. 10, N° 20, pp. 2.136.
- MOTICKSA, P. (1972) "Geología del Archipiélago de Los Frailes, Venezuela", *Mem. 6th Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 69-73.
- NEUMAN DE GAMBOA, A. & GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1966) "Depósitos de yeso en la península de Paria, Venezuela", *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol.* Bol. Inform., Vol. 9, N° 5.
- OXBURG, E. R. & HESS, H. H. (1958) "Paria - Araya reconnaissance notes", *Inf. Ined.*, M.M.H., Caracas.
- POTTER, H. C. (1974) "Type section of the Maraval, Caracas, and Chancellor formations, in the Caribbean Group, of the Northern Range of Trinidad", *Mem. 7th Caribbean Geol. Conf.*
- PETER, G. G. (1972) "Geologic structure of shore north-central Venezuela", *Mem. 6th Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 283-294.
- PETZALL, W. (1972) "Geología general de la isla de Aruba", *Mem. 6th Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 79-80.
- PICARD, X. (1966) "Estudio geológico de una zona en la península de Paria, Tesis inédita, *Univ. Central de Venezuela*.
- RAMBERG, H. (1961) "Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression", *Geol. Round.*, N° 51, pp. 405-439.
- (1963) "Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks", *Bull., Am. Assoc. Petrol. Geol.*, N° 47, pp. 484-515.
- (1964) "Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory of simultaneous formation of several orders of folds", *Tectonophys.*, N° 1, pp. 307-341.
- RAMSAY, J. G. (1958) "Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire", *Quart. Jour. Geol. Soc.*, N° 113, pp. 271-307.
- (1960) *Folding and fracturing of rocks*, Mc Graw-Hill book Company, 568 p.
- (1963) "Structural investigation in the Barberton Mountain Land, Eastern Transvaal", *Trans. and Proceedings of Geol. Soc. of South Africa*, pp. 353-398.
- (1974) "Development of chevron folds", *Geol. Soc. Am. Bull.*, N° 85, pp. 1.741-1.745.
- RASZ, N. (1958) "Metamorphic history of the Schichallion Complex", *Trans. Royal Soc. Edin.*, v 63, pp. 413-431.
- ROSALES, H. (1959) "Discusión sobre la Formación El Cantil, Venezuela", *Bol. Geol. M. M. H.* Vol. 5, N° 10.
- (1960) "Estratigrafía del Cretáceo - Paleoceno - Eoceno de la Serranía del Interior, oriente de Venezuela", *3er. Cong. Geol. Venez. Caracas*, Mem., Tomo II, pp. 471-495.
- RUTTEN, L. (1940) "On the geology of Margarita, Cubagua and Coche", *Akad. Wetén.* Amsterdam, Proc., Vol. 43, N° 7, pp. 828-841.
- SANTAMARÍA, F. & SCHUBERT, C. (1974) "Geochemistry and Geochronology of the Southern Caribbean-Northern Venezuela plate boundary", *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 7, pp. 1.085-1.048.
- SAUNDERS, J. B. (1972) "Recent paleontological results from the Northern Range of Trinidad", *Trans. 6th Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 455-460.
- SCHUBERT, C. (1971) "Metamorphic rocks of the Araya peninsula, eastern Venezuela", *Geol. Rundschau*, Vol. 60, N° 4, pp. 1.571-1.600.
- (1972) "Geología de la península de Araya Edo. Sucre", *Mem. IV Cong. Geol. Venez.*, Tomo III, Pub. Esp. N° 5, M. M. H., pp. 1.823-1.882.
- & SIFONTES, R. S. (1970) "Boconó fault, Venezuelan Andes: Evidence of post glacial movement", *Science*, V. 170, pp. 66-69.
- & MOTICKSA, P. (1972) "Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el mar Caribe, entre Los Roques y Los Testigos", *Act. Cient. Venezolana*, Vol. 23-24, Nos. 1-6.
- SEIJAS, F. J. (1972) "Geología de la región de Carúpano", *Mem. IV Cong. Geol. Venez.*, Tomo III, Pub. Esp. N° 5, M. M. H., pp. 1.887-1.923.
- SIFONTES, R. S. & SANTAMARÍA, F. (1972) "Rocas intrusivas jóvenes en la región de Carúpano", *Mem. 6th Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 121-125.
- & SEIJAS, F. (1972) "Geología del Morro de la Esmeralda, Edo. Sucre, Venezuela", *Mem. 6th Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 117-120.
- SILVER, E. A., CASE J. E. & MAC GILLAVRY, H. J. (1975) "Geophysical study of the Venezuela bordeland", *Geol. Soc. of Am. Bull.* Vol. 86, N° 2, pp. 213-226.
- SUTTON, J. & WATSON, J. (1959) "Structures in the Caledonides between Loch Duich and Glenelg, North-West Highlands", *Quat. Jour. Geol. Soc.* London, Vol. 114, pp. 231-257.
- TAYLOR, G. C. (1960) "Geología de la isla de Margarita", *Mem. III Cong. Geol. Venez.*, Bol. Geol. M.M.H., Tomo II, pp. 838-893.
- THAYER, T. P. (1966) "Serpentinization considered as constant volume metasomatic process", *The Am. Mineral.*, Vol. 51, pp. 150-162.
- (1972) "Gabbro and epidiorite versus granulite and amphibolite. A problem of the amphibolite assemblage", *Mem. 6th Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 315-320.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1960) *Igneous and metamorphic petrology* (2ª edic.), Mc Graw-Hill Book, 649 p.
- VÁZQUEZ, E. E. & DICKEY, P. (1972) "Major faulting in north-western Venezuela and its relations to global tectonics", *Trans. VI Caribbean Geol. Conf.* Venezuela, pp. 191-202.
- VIGNALI, C., M. (1965) "Estudio de las rocas sedimentarias de Araya", *Geos.* N° 13, UCV, Caracas, pp. 23-36.
- (1969) "Algunos problemas tectónicos con implicaciones de carácter estratigráfico en las cordilleras metamórficas del oriente de Venezuela", *Resumen IV Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, Venezuela.

- (1972) "Análisis estructural y eventos tectónicos en la península de Macanao-Margarita", *Mem. 6th Caribbean Geol. Conf.*, Venezuela, pp. 241-246.
- (1972) "Guía de la excursión en la península de Araya", *Mem. 6th Caribbean Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela, pp. 44-47.
- (1973) "Guía de la excursión geológica a Venezuela nororiental", *II Congreso Latinoamericano de Geología*.
- (1977) "Geology between Casanay and El Pilar, Edo. Sucre, Venezuela", *8th. Carib. Geol. Conf.* p. 215.
- VILA, P. (1960) *Geografía de Venezuela. El territorio nacional y su ambiente físico*, Minist. de Educ., Caracas, 454 p.
- WALL, G. P. & SAWKING (1960) "Report on the geology of Trinidad", *Geol. Surv., Mem.*, London, 211 p.
- WEEKS, A. L., LATTIMORE, E., HARRISON, R. N., BASSINGER, B. C. & MARRIL, G. F. (1971) "Structural relations among Lesser Antilles, Venezuela and Trinidad-Tobago", *Am. Asoc. Petrol. Geol. Bull.*, Vol. 55, pp. 1.741-1.952.

- WEHRMAN, M. (1972) "Geología de la región de Guatire-Colonia Tovar, *Mem. IV Cong. Geol. Venez.*, Tomo IV, Publ. Espec. N° 5, pp. 2.093-2.121.
- WHEELER, J. O., ed. (1970) "Structure of Southern Canadian Cordillera", *Geol. Assoc. of Canada, Special paper N° 6*, 166 p.
- WHITE, W. S. & JAHNS, R. H. (1950) "The structure of central an east-central Vermont", *Jour. Geol.* N° 58, pp. 179-220.
- WHITTEN, E. H. T. (1959) "A study of two directions of folding: The structural geology of Monadhlianth and Mid-Strathpey", *Jour. Geol.* N° 67, pp. 14-47.
- (1966) *Structural geology of folded rocks*, Rand McNally (Chicago).
- WEYL, R. (1966) *Geologie der Antillen*, Berlín, 410 p.
- ZAMBRANO, E. (1967) "Geología de la región norte-central del Edo. Sucre", *Inf. Ined. M.M.H.*, Caracas, Venezuela, 43 p.
- ZULOAGA, G. (1937) "Observaciones geológicas en la parte central de la Cordillera de la Costa", *Bol. Geol. y Min.*, Caracas, Tomo I, Nos. 2-4, pp. 3-22.

## NOTAS GEOLOGICAS

### HISTORIA METAMORFICA DE LA PARTE NOR-CENTRAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE CARAYACA Y PUERTO CRUZ Y SU SIGNIFICADO

Por Suhas C. Talukdar, Daniel Loureiro C., Julio Mendoza G., Arturo Lara C., e Isabel Serrano de Rojas

Escuela de Geología y Minas  
Universidad Central de Venezuela  
Apartado 50926  
Caracas, 105

#### RESUMEN

En el área se exponen esquistos pelíticos y semipelíticos, gneises, cuarcitas, mármoles, esquistos calcáreos, anfíbolitas granatíferas, anfíbolitas eclogíticas y serpentinitas. Las anfíbolitas aparecen como capas lenticulares o boudines de diversos tamaños. Las serpentinitas se observan como pequeños cuerpos emplazados en diferentes rocas metasedimentarias, representando partes de ofiolitas metamorfizadas y desmembradas dentro de secuencias terrígenas depositadas en un talud continental.

El metamorfismo regional en la facies de los esquistos verdes, perteneciente a las series de presiones intermedias, afectó a todas las rocas y se relaciona con la primera generación de plegamiento observada mesoscópicamente. La deformación asociada, produjo pliegues isoclinales, esquistosidad paralela a los planos axiales de tales pliegues, así como foliación transpuesta. Un metamorfismo relicto, en la facies de los esquistos glaucofánicos, puede ser reconocido eventualmente en esquistos semipelíticos y en anfíbolitas debido a las siguientes evidencias: 1) presencia de ensamblajes mineralógicos incompatibles, tales como glaucofano y barroisita (?) en conjunto con actinolita; 2) zonación en anfíboles (núcleo de glaucofano y bordes de actinolita); 3) zonación de epidoto (núcleo de pistacita y bordes de epidoto); 4) zonación en granates; y 5) microestructuras que sugieren la cristalización pre-tectónica de algunos granates con respecto al plegamiento F-1 y la esquistosidad asociada.

La deformación y esquistosidad relacionada al metamorfismo en la facies de los esquistos glaucofánicos, ha sido casi completamente eliminada debido, probablemente, a la naturaleza coaxial del plegamiento isoclinal durante ambas fases metamórficas.

Ciertas evidencias sugieren que la mezcla tectónica de las rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas, con los sedimentos terrígenos, sucedió previamente al metamorfismo en la facies de los esquistos glaucofánicos, implicando una historia preliminar para las anfíbolitas y serpentinitas. Se sugiere que el emplazamiento tectónico de la mayoría de las rocas anfíbolíticas ocurrió cuando éstas se hallaban en forma de anfíbolitas granatíferas, eclogitas hornbléndicas y eclogitas, provenientes de diversos niveles de una corteza oceánica subducida y representando de este modo, diferentes condiciones de P y T en el metamorfismo de alta presión que afectó a las rocas de tal corteza.

Se sugiere, por otra parte, la superposición de dos cinturones metamórficos de características diferentes y separados en el tiempo como modelo de placas tectónicas para relacionar la historia polimetamórfica.

#### ABSTRACT

The area exposes pelitic to semi-pelitic schists and gneisses, quartzites, marbles, calcareous schist, garnet amphibolites, eclogitic amphibolites and serpentinites. Amphibolites occur as lenticular layers or boudins of various sizes, and serpentinites as small bodies within the different metasedimentary rocks, representing parts of metamorphosed and dismembered ophiolites within the terrigenous sequence of continental slope-rise/trench deposits.

Regional metamorphism of greenschist facies belonging to Intermediate Pressure series pervades all rocks and related to mesoscopically observed first generation deformation that produced isoclinal folds, a strong axial-plane schistosity and a transposition foliation. Relicts of an earlier, High Pressure, glaucophane schists facies metamorphism are recognizable locally within amphibolites and rare semi-pelitic schists by (i) existence of incompatible mineral assemblages like glaucophane and barroisite (?) with actinolite, (ii) zonation in amphibole (glaucophane