



S
V
G

La sección geológica del río Miguelena, Camurí¹ Grande, estado Vargas: Una ventana a la geología de la Cordillera de la Costa. Guía de excursión

Guía: Franco URBANI
UCV & FUNVISIS
urbanifranco@yahoo.com

14 septiembre 2002

*Guía de Excusiones Geológicas No. 02-1
Ediciones Sociedad Venezolana de Geólogos,
Caracas*

LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL RÍO MIGUELENA, CAMURÍ GRANDE, ESTADO VARGAS. VENEZUELA: UNA VENTANA A LA GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA. GUÍA DE EXCURSIÓN.

Franco URBANI

UCV, Fac. Ingeniería, Dept. Geología.
FUNVISIS.
urbanifranco@yahoo.com

RESUMEN

El río Miguelena, afluente occidental del río Camurí Grande en el estado Vargas, presenta una excelente sección a través de las principales unidades geológicas de la parte central de la Cordillera de la Costa. Allí afloran dos de las tres fajas que constituyen la Serranía del Litoral de la Cordillera de la Costa, que de norte a sur son las siguientes: **Faja Costera** (Mesozoico) una unidad con muchos elementos ofiolíticos de afinidad MORB; la **Faja Ávila** (Paleozoico-Precámbrico), con rocas de un margen continental pasivo posteriormente exhumado formando el núcleo de la Serranía. En la excursión se verán varias unidades de esas fajas, incluyendo el Esquisto de Tacagua, el Mármol de Antímano y un excelente cuerpo de rocas ultramáficas, así como rocas esquistosas del Complejo de San Julián y finalmente el Augengneis de Peña de Mora. Igualmente se verá una de las estructuras mayores como la Falla de Macuto.

ABSTRACT

Field Trip Guide. Geological section on Miguelena river, Camurí Grande: A window to the geology of the Coastal Range, Vargas state, Venezuela.

The Miguelena River which is the western branch of the Camurí Grande River, shows a good section through two of the belts of the Coastal branch of the Cordillera de la Costa, and from north to south are as follows: **Coastal Belt** (Mesozoic) which contain many ophiolitic elements some with MORB affinity, follows the **Ávila Belt** (Paleozoic - Precambrian) with rocks of a passive continental margin later exhumed to form the core of the Range. The excursion will have stops in the Tacagua Schist, the Antímano Marble, in a well exposed body of ultramafic rocks, and also the schistose rocks of the San Julián Complex, and the last, in the Peña de Mora Augengneiss. Also several E-W faults of the Macuto fault system will be seen.

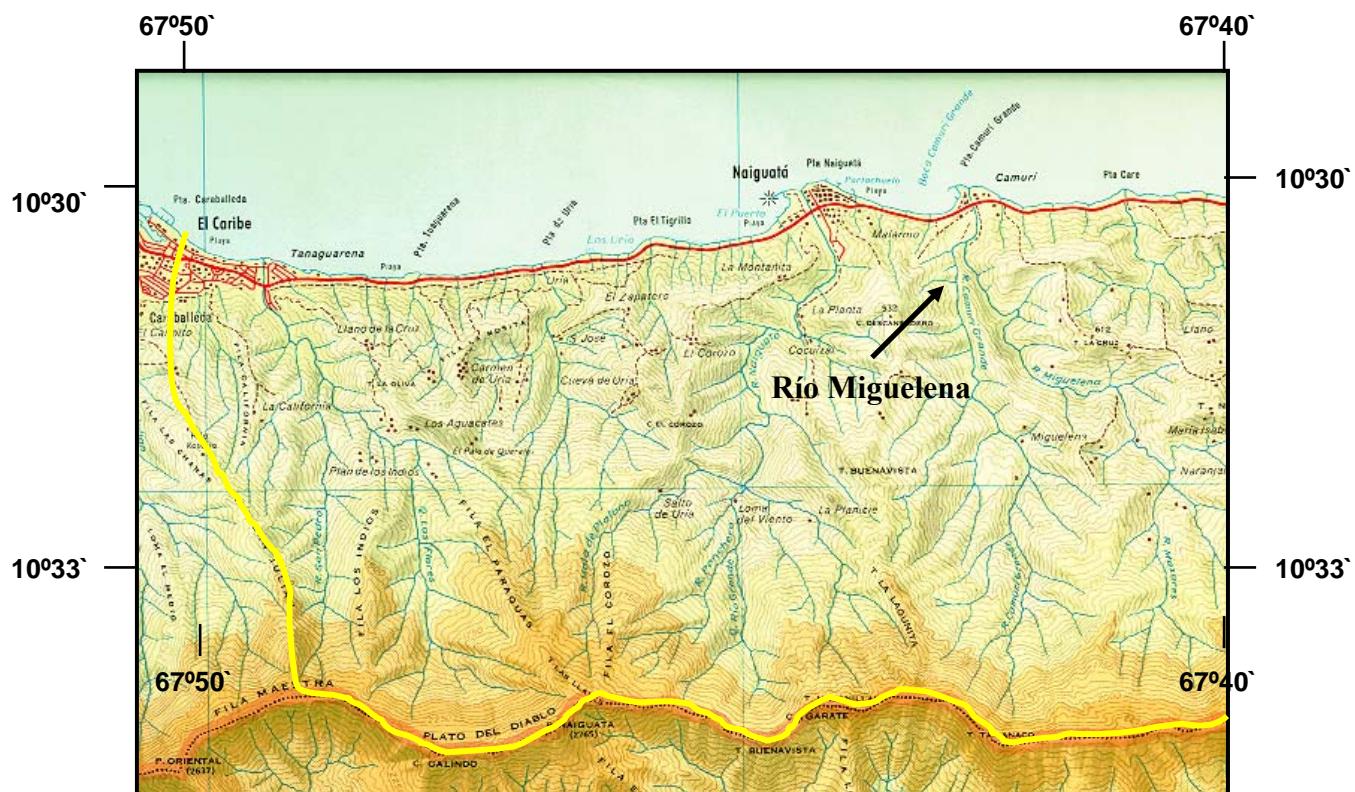
1. INTRODUCCIÓN

El trabajo pionero de la geología regional de la Cordillera de la Costa fue presentado en el Primer Congreso Geológico Venezolano por Santiago AGUERREVERE & Guillermo ZULOAGA (1937), quienes establecen las bases de los estudios y nomenclatura empleada. Existen algunos buenos trabajos puntuales como los de LAMARE (1928) y RUTTEN (1940). Las tesis doctorales de DENGÖ (1951) y SMITH (1952) realizan la primera cartografía geológica de la trasversal en el meridiano de La Guaira - Caracas - Paracotos. Posteriormente, el trabajo de WEHRMANN (1972) extiende una excelente cartografía regional. La densificación posterior de la información ha sido

realizada fundamentalmente por tesis de la UCV (1975-2001). En la actualidad se están extendiendo los trabajos a los estados Aragua y Carabobo.

La primera excursión geológica a la Cordillera de la Costa fue la de Santiago AGUERREVERE (1960) durante el 3er. Congreso Geológico Venezolano, a través de la Autopista Caracas - La Guaira, con pocos años de construida y afloramientos muy frescos. Más recientemente realizamos una nueva excursión a la zona de la Autopista y carretera vieja Caracas - La Guaira (URBANI 2002a).

En esta oportunidad se trabajará en el río Miguelena (Fig. 1), afluente del río Camurí Grande en el estado Vargas, con buena diversidad de tipos de rocas y estructuras. A futuro tenemos planificado realizar otras dos excursiones a las secciones Valencia - El Palito, estado Carabobo, y otra al río Todasana, estado Vargas. Como material introductorio a las guías de estas excursiones iremos modificando según las necesidades la misma introducción de URBANI (2002a).



*Fig. 1. Mapa de ubicación del río Miguelena. Dir. Cart. Nac., 1963
(Tomado de CANO & MELO 2002).*

Luego del fenómeno hidrometeorológico de diciembre de 1999 de trágicas consecuencias, surgió la necesidad de disponer de los mapas geológicos de todo el estado Vargas y del flanco sur del macizo del Ávila, por ello la UCV y FUNVISIS iniciaron una serie de nuevos trabajos de campo y de recopilación que concluyeron con las tesis y publicaciones de BARBOZA & RODRÍGUEZ (2002), CANO & MELO (2002) y CASTILLO & SUÁREZ (2002), con las cuales se presentan 23 hojas geológicas a escala 1:25.000 (publicadas formalmente en el boletín *Geos* 35,

2002) (Fig. 2), si bien en estos momentos el proyecto continua para completar toda la Cordillera de la Costa. En estos trabajos se utilizó una nueva nomenclatura para las unidades de rocas ígneos-metamórficas, siguiendo las recomendaciones internacionales para unidades litodémicas, y con el acuerdo entre las instituciones involucradas INGEOMIN - FUNVISIS - UCV (URBANI, RODRÍGUEZ & VIVAS 2000), nuevamente actualizada en función de las tesis ya citadas en URBANI (2002b).

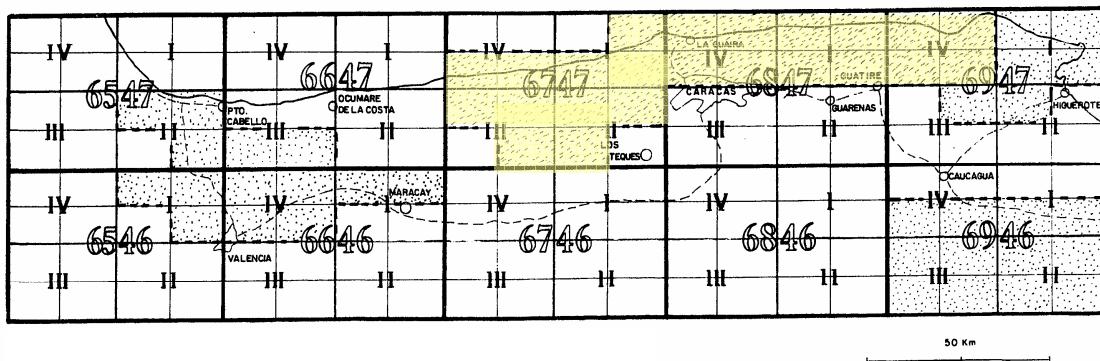


Fig. 2. Mapa índice de las hojas a escala 1:25.000.
La zona en amarillo corresponde a las 23 hojas concluidas.

2. GEOLOGÍA REGIONAL

Las primeras observaciones geológicas de la Cordillera de la Costa fueron realizadas por Alejandro de Humboldt y Aimé Bonpland (Fig. 3) quienes la recorren entre fines de 1799 y comienzos de 1800, publicándose los resultados en 1814 y años sucesivos. Humboldt menciona los tipos de rocas observados en el hoy conocido como Camino de Los Españoles, así como en la Silla de Caracas y la ruta por los valles de Aragua, Valencia, Las Trincheras, continuando por Villa de Cura y San Juan de Los Morros.



Fig. 3.
Aimé Bonpland en 1857
(1773 – 1858)
y
Alejandro de
Humboldt en 1800
(1769-1859).
Tomado de RÖHL (1948)



Como se ha mostrado en URBANI & OSTOS (1989), URBANI (2002a,b), URBANI, RODRÍGUEZ & VIVAS (2001) y BARBOZA & RODRÍGUEZ (2002), la Serranía del Litoral de la Cordillera de la

Costa está constituida de tres fajas de unidades fácilmente cartografiadas y bien distinguibles en el campo y laboratorio, además formadas en espacio y tiempo diferentes, e igualmente de orígenes y contextos geodinámicos distintos, éstas son:

Norte:	Faja Costera.	Mesozoico
Centro:	Faja Ávila.	Paleozoico-Precámbrico
Sur:	Faja Caracas.	Mesozoico

La Fig. 4 presenta un mapa geológico simplificado donde se muestra la distribución de dichas fajas. Los contactos entre ellas son tectónicos, con fallas de ángulo alto en los sistemas de orientación Este - Oeste y NW-SE y movimiento normal y/o dextral. También hay fallas con una tendencia NE-SW que generalmente se han interpretado como inversas, tanto de ángulo alto como bajo.

Para mayores detalles sobre las características de estas fajas, así como la evolución de la nomenclatura hasta el presente, puede consultarse la revisión en URBANI (2002b).

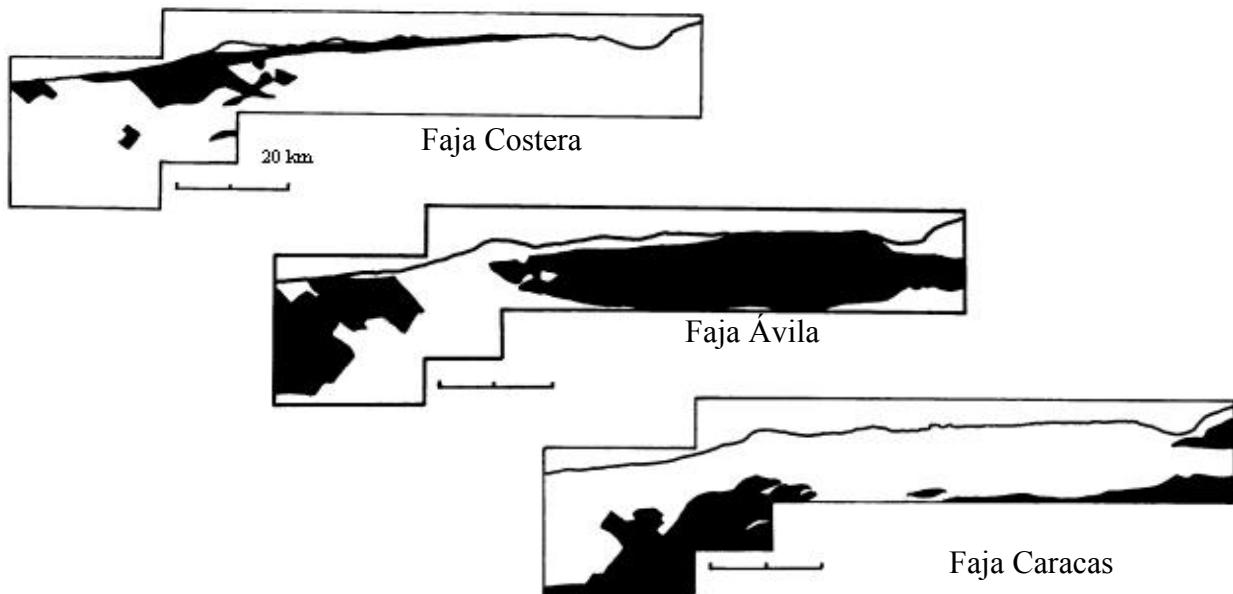


Fig. 4. Distribución de las tres fajas metamórficas

La **Faja Costera** está compuesta por unidades con una compleja mezcla de litologías metaígneas y metasedimentarias, con la conspicua presencia de elementos ofiolíticos (anfibolita, metagabro, metabasalto, eclogita, grauofanita, serpentinita, etc.), donde los minerales metamórficos ferromagnesianos indican haber sido sometidos a un régimen de alta presión - baja temperatura (AP/BT). Esta unidad corresponde a un terreno adosado debido a la interacción por la colisión oblicua entre las placas Caribe y Sudamérica. Las edades disponibles indican que corresponde al Cretácico. Las rocas de esta asociación afloran en la zona definida como “Napa Costera - Margarita” de STEPHAN (1982) y BECK (1985) (Fig. 5).

Las unidades constitutivas son:

Mármol de Antímano, con predominio de rocas carbonáticas entremezcladas con rocas máficas (DENGO 1950) y esquisto con mineralogía variada.

Complejo Nirgua, donde resalta la presencia si bien no mayoritaria de rocas anfibólicas de diversos tipos, incluyendo eclogita y glaucofanita, pero igualmente esquisto y gneis de mineralogía variable.

Esquisto de Tacagua, esta es una unidad mayormente metasedimentaria, con esquisto grafitoso formado en una cuenca anóxica, donde los sedimentos terrígenos están interestratificados por capas de material piroclástico (ahora esquisto actinolítico epidódico ± albita ± cuarzo ± calcita), con escasos lugares donde pueden interpretarse algunos flujos de lava.

Serpentinita. Estos cuerpos usualmente se encuentran ubicados cerca de fallas. Además de diversos tipos de serpentinita propiamente dicha, se encuentran anfibolita granatífera, anfibolitita, metagabro, rodingita, etc.

Dentro de esta asociación, Nirgua posee mezcla de elementos de corteza continental (metasedimentos y rocas metaigneas de la familia del granito) con aquellos de corteza oceánica. Mientras que Tacagua y Antímano son fundamentalmente una cobertura metasedimentaria de las anteriores, intermezclada con material volcánico. Los cuerpos de serpentinita son bloques desmembrados de rocas máficas o ultramáficas de la corteza oceánica o manto.



Fig. 5. Laderas del flanco Norte del macizo del Ávila con suelos rojizos debido a la meteorización de las rocas del Esquisto de Tacagua de la Faja Costera. En el primer plano se observa el valle del Río Cerro Grande de Tanaguarena.

Foto desde helicóptero por A. Singer, dic. 1999.

Las rocas de la **Faja Ávila** con edades desde el Precámbrico al Paleozoico, corresponden a unidades típicas de un margen pasivo de corteza continental, representando un basamento exhumado, donde a gran escala la foliación muestra una estructura antiforme. La configuración del macizo del Ávila, localidad tipo de la Faja, muestra una estructura tipo horst (Fig. 6), controlado mayoritariamente por las fallas San Sebastián, Macuto y Ávila, con otras fallas intermedias que producen un notable escalonamiento topográfico tanto en el flanco Norte como en el Sur.

Las unidades individuales corresponden en gran parte a cuerpos de composición granítica, originalmente de composición y granulometría muy diversa, de fina a muy gruesa, que debido a la posterior deformación ha permitido la formación de una amplia gama de tipos de gneis, hasta el típico augengneis con “ojos” de hasta 4 cm (Augengneis de Peña de Mora).

Las rocas graníticas están intermezcladas o envueltas por rocas esquistosas de típica naturaleza metasedimentaria (algunos de los tipos de esquisto del Complejo San Julián), de probable edad Paleozoica. El sedimento original pudo haberse depositado en un margen continental pasivo sobre un basamento mayormente granítico (protolitos del Augengneis de Peña de Mora y de los otros cuerpos graníticos, de edad Precámbrico - Paleozoico). Hay muchas intercalaciones, mayormente concordantes de rocas máficas (pero no hay serpentinita). Estas rocas pueden representar intrusiones de diabasa, gabro, piroxenita, etc.

En las rocas máficas es frecuente encontrar anfíbol verde azul, que permite interpretar que las rocas hayan sufrido un metamorfismo en la facies de la Anfibolita en una alta relación P/T. Las zonas metamórficas predominantes son aquellas de la biotita y el almandino.

Esta faja mayormente está constituida de elementos metaígneos félsicos de corteza continental probablemente un fragmento de cratón (granito, gneis, migmatita, etc.), con una cobertura metasedimentaria, como las partes de esquisto cuarzo micáceo grafitoso granatífero, bien expuesto en la carretera vieja Caracas - La Guaira (URBANI 2002a).

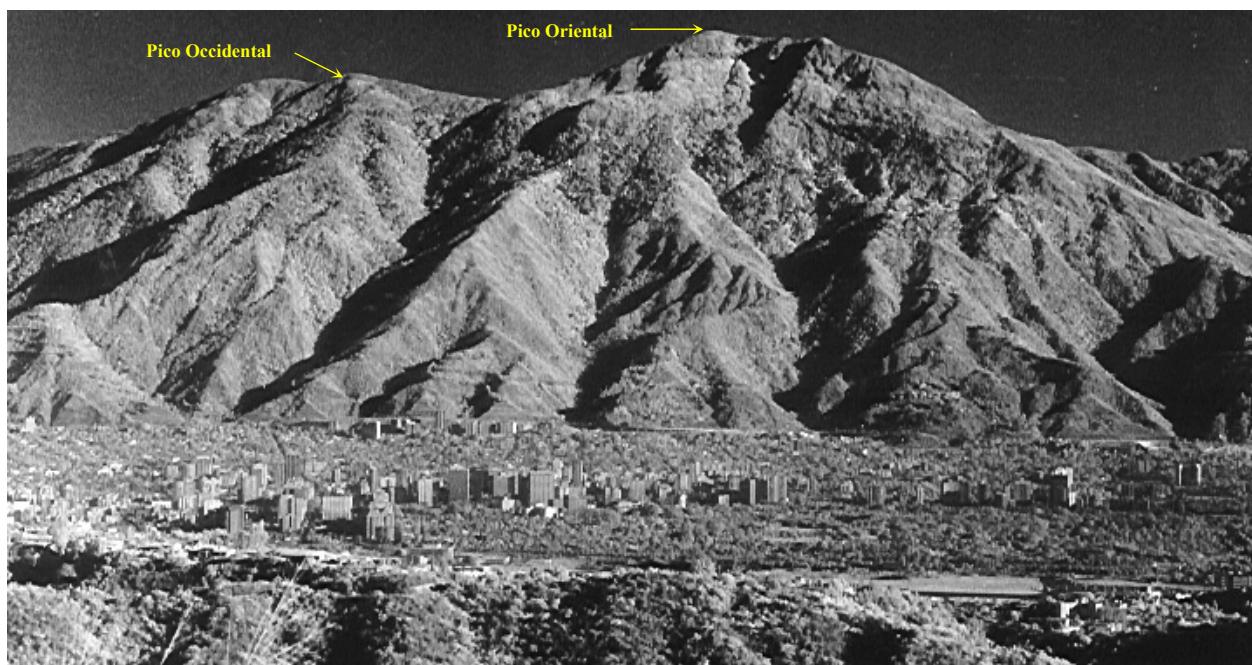


Fig. 6. Fotografía con película infrarroja de la Silla de Caracas. Foto por F. Urbani, 1977.

La **Faja Caracas** está constituida por rocas de origen sedimentario, con dos unidades principales, a saber: 1- *Esquisto de Las Brisas* con rocas de colores claros, con predominio de esquisto con una variable combinación de muscovita, clorita, cuarzo y albita, así como metarenisca y metaconglomerado, 2- *Esquisto de Las Mercedes* con rocas de colores gris oscuro a negro, mayormente filita y esquisto grafitoso, pero con cantidades esenciales de cuarzo, muscovita, albita y calcita, minoritariamente hay niveles de metarenisca. Ambas unidades contienen cuerpos carbonáticos (mármol), mayormente dolomíticos en Las Brisas (Mármol de Zenda) y calcíticos en Las Mercedes (Mármol de Los Colorados) (URBANI *et al.* 1997). Un excelente trabajo sobre la deformación de los cuerpos de mármol y las rocas adyacentes es el de LAUBSCHER (1955), en los afloramientos de Baruta.

Las rocas del Esquisto de Las Brisas corresponden a sedimentos de ambientes plataformales de aguas poco profundas, mientras que para el Esquisto de Las Mercedes, hubo ambientes marinos de aguas más profundas y a veces anóxicas, con ocasionales cuerpos de arena aportados por flujos turbidíticos. El metamorfismo de toda la faja alcanza la facies del esquisto verde, zona de la clorita, con algunos pocos lugares con trazas de biotita o granate.

La sedimentación ocurrió en un ambiente de margen continental pasivo, como una cobertura sobre un basamento granítico poco expuesto, como lo es el Gneis de Sebastopol, que pudiera corresponder al margen de la placa suramericana sobre la extensión del cratón de Guayana.

En la región de Caracas esta Faja sólo aflora al Sur de la Falla del Ávila (Fig. 7).

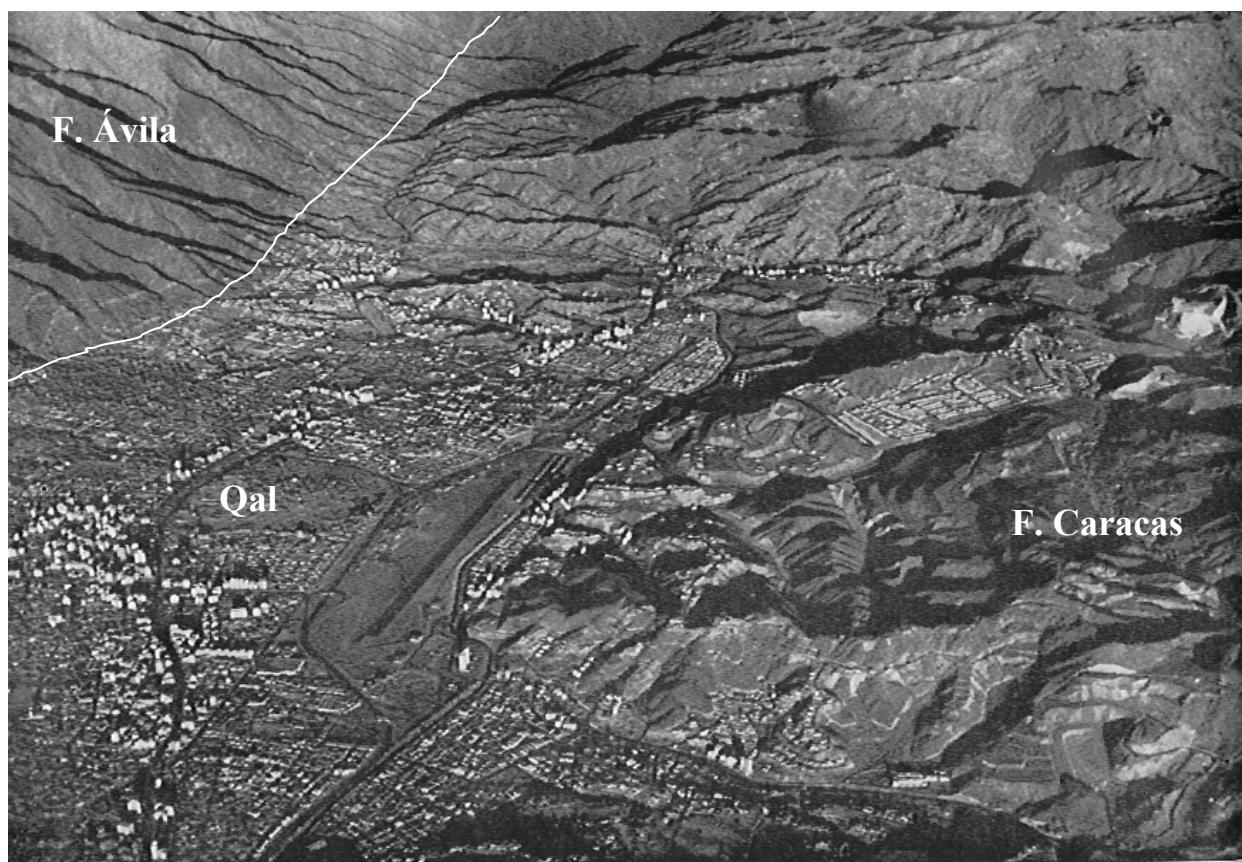


Fig. 7. Foto aérea oblicua del valle de Caracas, tomada por Guillermo Zuloaga con película infrarroja luego del terremoto del 29 de julio 1967.

La línea muestra la traza de la Falla del Ávila.

La separación formal entre las fajas Costera, Ávila y Caracas fue postulada en 1989, pero conviene hacer notar que en el mapa geológico de AGUERREVERE & ZULOAGA (1937) se muestran símbolos diferentes para las rocas del macizo del Ávila (líneas verticales segmentadas), en comparación a las rocas al sur de la falla del Ávila (líneas verticales continuas). Ni en el texto, ni en la leyenda del mapa hay indicación alguna del significado de las líneas segmentadas, pero puede sugerir que estos autores pioneros observaron alguna diferencia significativa entre estas dos zonas (Fig. 8).

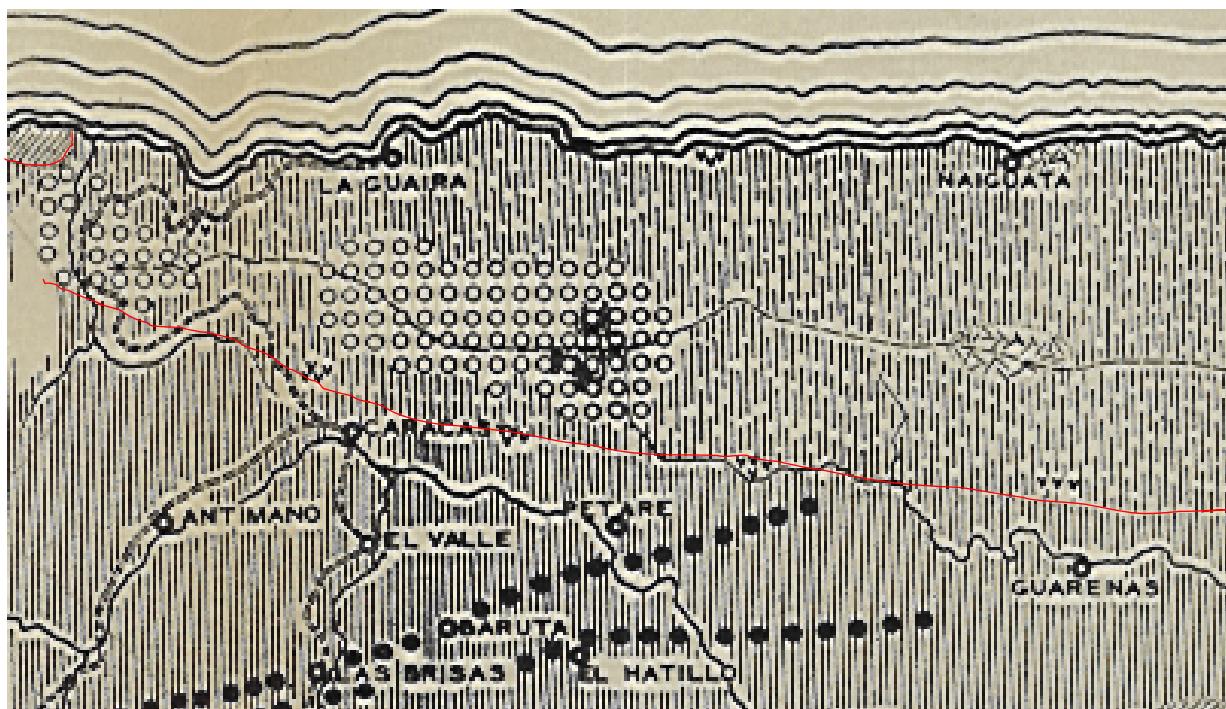


Fig. 8. Fragmento del mapa de AGUERREVERE & ZULOAGA (1937). Nótese los símbolos diferentes para el macizo del Ávila en comparación con las rocas al Sur (ver texto). Otros símbolos = círculos: augengneis, pequeñas líneas en varias direcciones: granito, V's: serpentinita, líneas continuas inclinadas a la izquierda: rocas sedimentarias de Cabo Blanco.

El basamento de la Faja Caracas

Los trabajos de Aguerrevere, Zuloaga y Dengo, indican la observación de un contacto sedimentario discordante de metaconglomerado de Las Brisas sobre el Gneis de Sebastopol. Hoy día no bien visible por la cobertura del urbanismo y el alto grado de meteorización (el gneis es explotado en areneras). Por ello, a pesar de la importancia del Gneis de Sebastopol, ésta quizás es la unidad menos estudiada y peor expuesta de la Cordillera.

Durante las tres últimas décadas se han propuesto fundamentalmente dos tipos de modelos geotectónicos de evolución de la Cordillera, entre los cuales aun hay debate, a saber: Un primer grupo que pudiéramos locales (e.g.: TALUKDAR & LOUREIRO 1982, NAVARRO 1985, MESCHEDE &

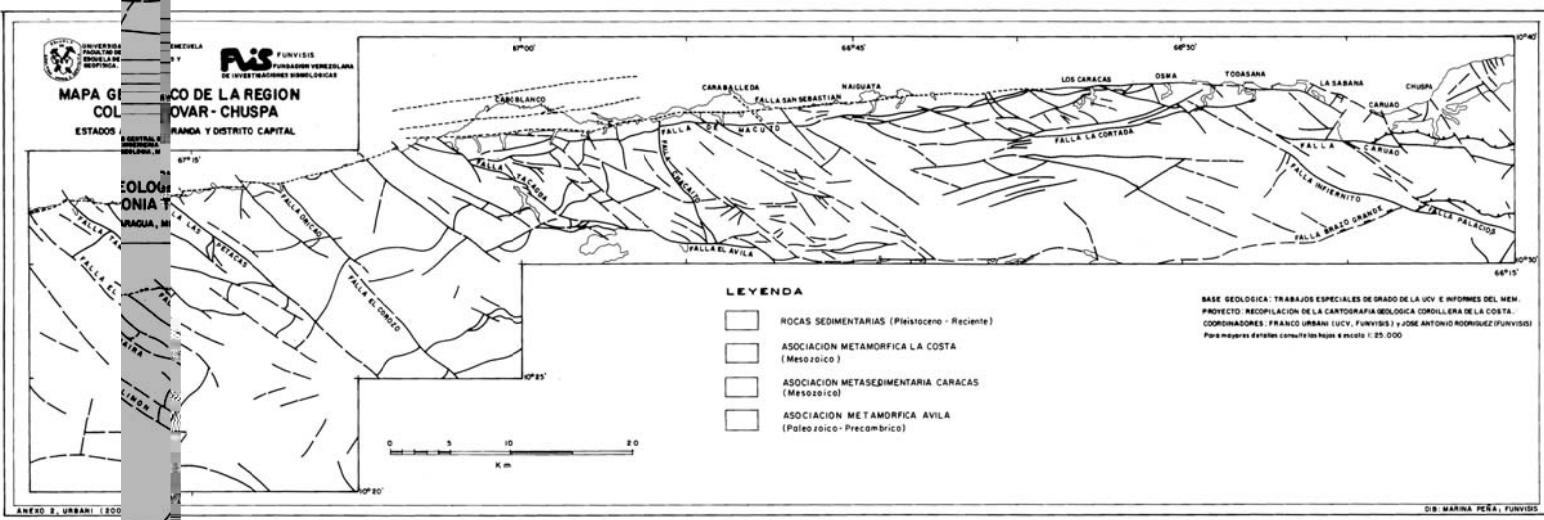
FRISCH 1998), y un segundo grupo o modelos del Pacífico, que son los más aceptados en la literatura internacional y proponen traslaciones de más de mil kilómetros y rotación de casi 90°, donde tanto de las rocas de Villa de Cura como las de la faja Ávila (“Microcontinente Sebastopol” en OSTOS 1990), han llegado a su posición actual desde lo que hoy es el océano Pacífico (e.g.: PINDELL *et al.* 1988, OSTOS 1990, AVÉ LALLEMANT & SISSON 1993, McMAHON 2001). A la luz de este trabajo, de continuar usando una denominación específica para el bloque o “microcontinente Sebastopol” de NAVARRO (1985) y OSTOS (1990), su nombre debería cambiarse a “microcontinente Ávila” y dejar el nombre de Sebastopol exclusivamente para el basamento de la faja Caracas.

De cualquier manera queda pendiente un mejor estudio del basamento sobre el cual se depositaron los sedimentos de la faja Caracas. Pero con la información disponible y los regímenes metamórficos sufridos por las tres fajas, preferimos la hipótesis que la faja Caracas se formó sobre el margen septentrional pasivo de la placa Suramericana (e.g.: BELLIZZIA 1986), e implícita en las interpretaciones que el Esquisto de Las Mercedes pueda correlacionarse con las formaciones La Luna y Querecual (e.g.: AGUERREVERE & ZULOAGA 1937, WEHRMANN 1972), e inclusive NAVARRO *et al.* (1988) indican que la única diferencia entre Las Mercedes y el Grupo Guayuta lo constituye el metamorfismo.

En un reciente intento de estudiar dicho basamento se han iniciado investigaciones en las zonas de: Sebastopol en la carretera vieja Caracas – Los Teques, sin éxito; en unos cuerpos aflorantes en la zona de El Jarillo que WEHRMANN (1972) cartografía como pegmatitas, pero la nueva evaluación de campo y petrografía indica que se trata de metaconglomerado, semejante al “gneis microclínico” de DENGO (1951) de la zona de Baruta.

Se está programando el estudio de la zona de quebrada Topo donde ARREAZA (1978, recopilado en BARBOZA & RODRÍGUEZ 2001) identificó cuerpos de gneis, así como en La Mariposa. Con las futuras obras del Metro a Los Teques, a través sus nuevos taludes y túneles, probablemente sea posible un buen estudio del Gneis de Sebastopol.

Fig. 9. Mapa geológico simplificado del estado Vargas y áreas circunvecinas.



Fallamiento

Los principales tipos de fallas en la zona abarcada por la Fig. 9 son aquellas con rumbo E-W, entre ellas el sistema de fallas de San Sebastián, que controlan la linealidad de la costa entre Morón y La Sabana, estas son denominadas 'fallas longitudinales' por WEHRMANN (1972) (Fig. 10), probablemente fueron corrimientos al momento en que el frente de la colisión estaba en este meridiano, siendo posteriormente reactivadas con movimiento mayormente normal y de transcurriencia dextral. Siguen en importancia las fallas con rumbo NW-SE ('transversales' de Wehrmann) (Fig. 11), éstas usualmente desplazan dextralmente las anteriores. También están las fallas con rumbo NE-SW que por lo general han sido interpretadas como inversas, con ángulo variable y con buzamiento Norte.

En este trabajo usamos el nombre de falla de San Sebastián, cuyo nombre deriva de las colinas de San Sebastián de Maiquetía (denominado así por S. Aguerrevere, A. SINGER, *com. personal*). Algunos trabajos utilizan el nombre de falla de Morón para esta expresión, pero San Sebastián es el nombre que tiene prioridad en la literatura.

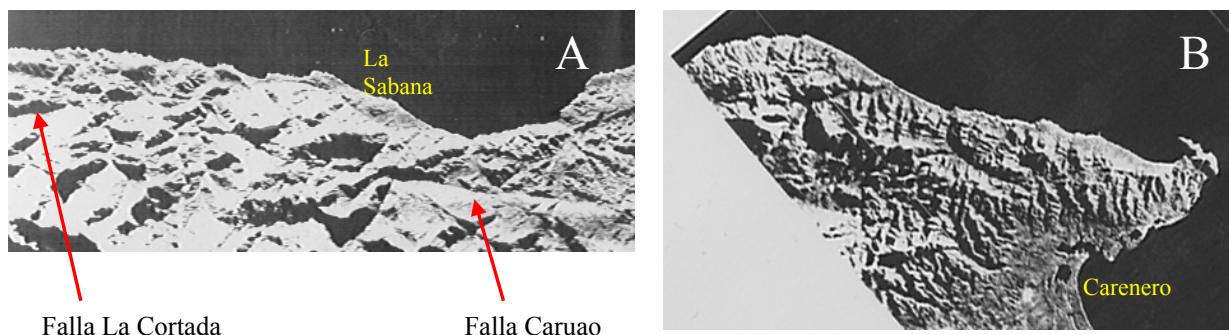


Fig. 10. Fragmentos de imágenes de radar, se muestran algunas de las fallas longitudinales. Grumman Ecosystems Corp., NY, 1971, para CORPOTURISMO (hoy disponible en IGVSB). A: Faja "Los Caracas to Cabo Codera", azimut de vuelo 90°. B: Faja "Cabo Codera to Río Tuy", azimut de vuelo 150°. Escala original 1:250.000.

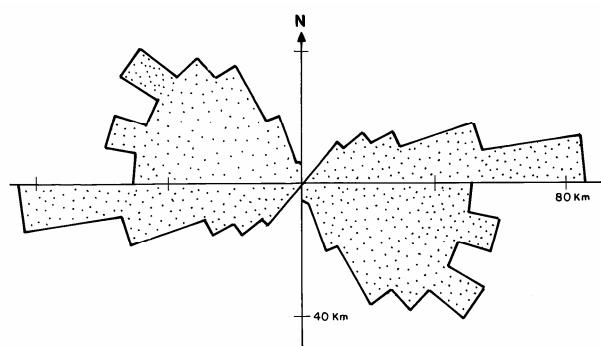


Fig. 11. Roseta de orientación de las fallas identificadas en el mapa geológico de Colonia Tovar – Guatire de WEHRMANN (1972). Se representan un total de 580,6 km de fallas con intervalos angulares de 10°. Nótese que Wehrmann prácticamente no identifica las fallas NE-SW. Tomado de URBANI 1975.

La figura 12 muestra la importancia de la Falla de San Sebastián en el control de la morfología del Litoral Central. Entre Maiquetía y Los Caracas a pesar de estar presentes los mismos tipos de roca (Esquisto de Tacagua), la expresión geomorfológica de la Falla es distinta al Este y al Oeste del Río Cerro Grande de Tanaguarena. Al Oeste, los escarpes de falla están muy degradados con desniveles poco fuertes hacia la costa (Fig. 12; 13A,C), mientras que al Este de Tanaguarena, se presentan escarpes muy bien definidos (Fig. 13B,C), con muy altas pendientes, cauces colgados, cuerpos de sedimentos levantados hasta 90-100 m s.n.m., etc. Estas características deben estudiarse más a fondo para entender esta diferencia de comportamiento, donde probablemente influya la falla de rumbo NW-SE que controla el cauce del Río Cerro Grande.

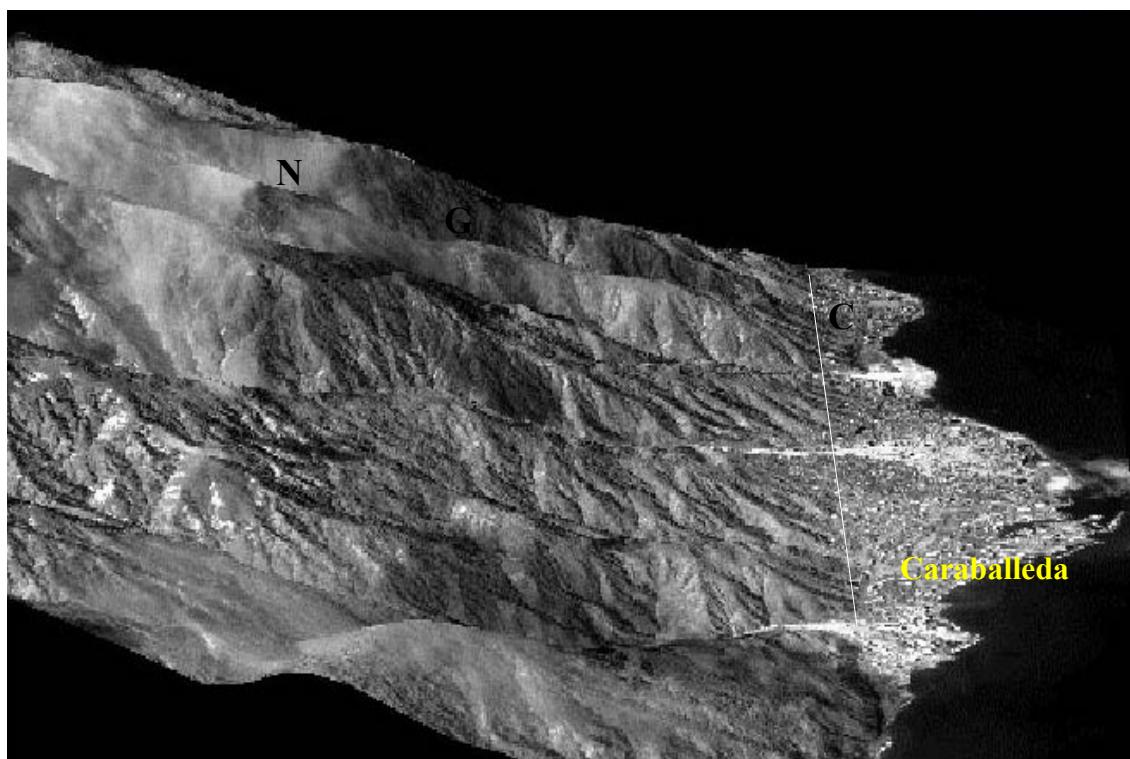


Fig. 12. Imagen del satélite Ikonos sobrepuerta a la información altimétrica digitalizada. Nótese la expresión debida a la Falla de San Sebastián (línea roja), al Norte de la misma se extienden los conos aluviales. Procesamiento por SIGIS C.A. y tomado de VILACHÁ & GARCÍA (2000). Véase también la figura 5.



Fig. 13. Panorámicas de la zona costera donde pasa la traza de la Falla de San Sebastián.

- A:** Sector Camurí Chiquito – Caraballeda con una expresión muy degradada de los escarpes de falla (Tomado de SINGER 2000).
- B:** Vista desde Punta El Tigrillo hacia Tanaguarena que por el contrario, muestra pronunciados escarpes de falla (Tomado de URBANI 2000a).
- C:** Imagen digital de la zona del Río Cerro Grande (Imagen procesada en DIGECAFA y tomada de PRATO 1999).

Bloques tectónicos

Por los patrones de fallamiento y las diferencias en cuanto a la forma de interactuar las tres fajas metamórficas (Fig. 9), nos ha permitido definir cinco principales bloques tectónicos. En dirección Este – Oeste estos bloques se delimitan por fallas con dirección NW-SE con gran movimiento vertical, mientras que dentro de cada bloque, las fajas están entremezcladas tectónicamente en forma compleja, a saber (Tabla 1):

Tabla 1. Características de los bloques tectónicos

Bloque	Interacción entre las Asociaciones Metamórficas (F.)	Características geográficas
Colonia Tovar	F. Ávila-F. Caracas (con fallas NE y NW)	La mayor elevación es el pico Codazzi (2.470 m s.n.m.), que constituye el mayor pico de la Cordillera fuera del macizo del Ávila
Chichiriviche	F. Costera-F. Ávila-F. Caracas (compleja intercalación con fallas NE y NW)	< 2.200 m s.n.m.
Carayaca	F. Costera-F. Caracas (con fallas NE y NW). <i>Notable ausencia de la faja Ávila</i>	< 2.200 m s.n.m.
Galipán	F. Costera-F. Ávila (con fallas NE, NW y E-W). faja Ávila-F. Caracas (con fallas E-W).	< 2.200 m s.n.m. Su mayor elevación es el pico Ávila (Hotel Humboldt) de 2.159 m s.n.m.
Naiguatá	F. Costera-F. Ávila-F. Caracas (con fallas E-W). El macizo del Ávila muestra una estructura horst	Posee las mayores alturas de la Cordillera, Silla de Caracas (2.640 m) y Naiguatá (2.765 m s.n.m.)
Chuspa	F. Costera-F. Ávila-F. Caracas (con fallas E-W y NW)	< 1.500 m s.n.m.

Al visualizar el tramo de la Cordillera en consideración, en sentido Este-Oeste puede notarse un claro escalonamiento que muestra grados distintos de exhumación, lo que se resume gráficamente en la fig. 14B.

El macizo del Ávila corresponde a los prominentes bloques de Galipán y Naiguatá (elipse roja en la Fig. 14A) y muestra una configuración tipo horst, por ser los únicos bloques claramente delimitados al Norte y al Sur por fallas E-W, como son las de San Sebastián y Ávila.

El Bloque Naiguatá en su flanco Sur, al frente de la Urbanización Miranda, presenta un par de fallas E-W que definen un interesante cuerpo lenticular del Esquisto de Las Mercedes rodeado de rocas gnésicas de la faja Ávila (ver “Cuña Ayala” en la Fig. 14A), estas dos fallas pertenecen al sistema de fallas del Ávila, pero hoy día inactivas.

La estructura tipo horst de éstos bloques se pierde tanto al Este de la falla Infierrito-Palacios, como al Oeste de la falla de Tacagua, donde -en tierra- las fallas con orientación E-W se hacen menos importantes.

El Bloque Carayaca (1 en fig. 14B) tiene la particularidad de que en él no aflora la faja Ávila, y la faja Costera se encuentra en contacto directamente con la faja Caracas, dicho Bloque probablemente corresponda al nivel cortical más somero hoy día expuesto, de la interacción en el momento en que el arco frontal a la placa Caribe pasaba por este meridiano hace unos 40-50 Ma atrás. Los bloques Chichiriviche y Galipán (2 en fig. 14B) pueden representar un nivel cortical más profundo que el anterior, mientras que los bloques Colonia Tovar y Naiguatá (3 en fig. 14b) por su más reciente y gran levantamiento diferencial exponen niveles mucho más profundos de la corteza continental. De hecho la faja Ávila en el bloque Naiguatá es donde presenta la mayor proporción de rocas metaígneas plutónicas (familia del granito), mientras que hacia el Este y al Oeste, se incrementa la proporción de rocas metasedimentarias.

La Fig. 15 presenta una visión tridimensional donde pueden verse las fallas de Tacagua y Chacaito que limitan los bloques de Carayaca, Galipán y Naiguatá. Mientras que la Fig. 16 muestra una perspectiva poco usual del Bloque Naiguatá.

El Bloque Naiguatá al ser visto en detalle en cuanto a sus características de relieve y tipos de fallas, puede tentativamente subdividirse en tres sub-bloques (Fig. 17): Este, Centro y Oeste. En el Oeste hay un predominio de fallas NW-SE, en el sub-bloque Centro hay tanto fallas E-W como NW-SE, mientras que en el sub-bloque Este hay predominio de fallas E-W (ejm.: fallas de La Cortada y Caruao, Fig. 10A). Las elevaciones generales de la Fila Maestra decaen escalonadamente entre los sub-bloques Oeste, Centro al Este.

El Topo Gárate parece ser el límite aproximado entre los sub-bloques Oeste y Centro (Fig. 17) y a través de un par de fallas de rumbo NW-SE escalonadas, que siguen los cursos del Río Cerro Grande de Tanaguarena, Qda. Los Aguacates, Topo Gárate y Club Izcaragua. Previamente ya se indicó de la posible importancia de la falla que pasa por el Río Cerro Grande, para explicar las diferencias de la expresión geomorfológica de la Falla de San Sebastián. Esta falla probablemente podría estar causando un efecto de basculamiento al Bloque Naiguatá-Centro relativo al Naiguatá-Oeste, con un efecto de mayor levantamiento al Norte, produciendo por consiguiente una mayor elevación de la parte cercana a la costa y deprimiendo relativamente la parte media de la Fila Maestra (Fig. 17).

Fig. 14. Mapa esquemático de bloques tectónicos.

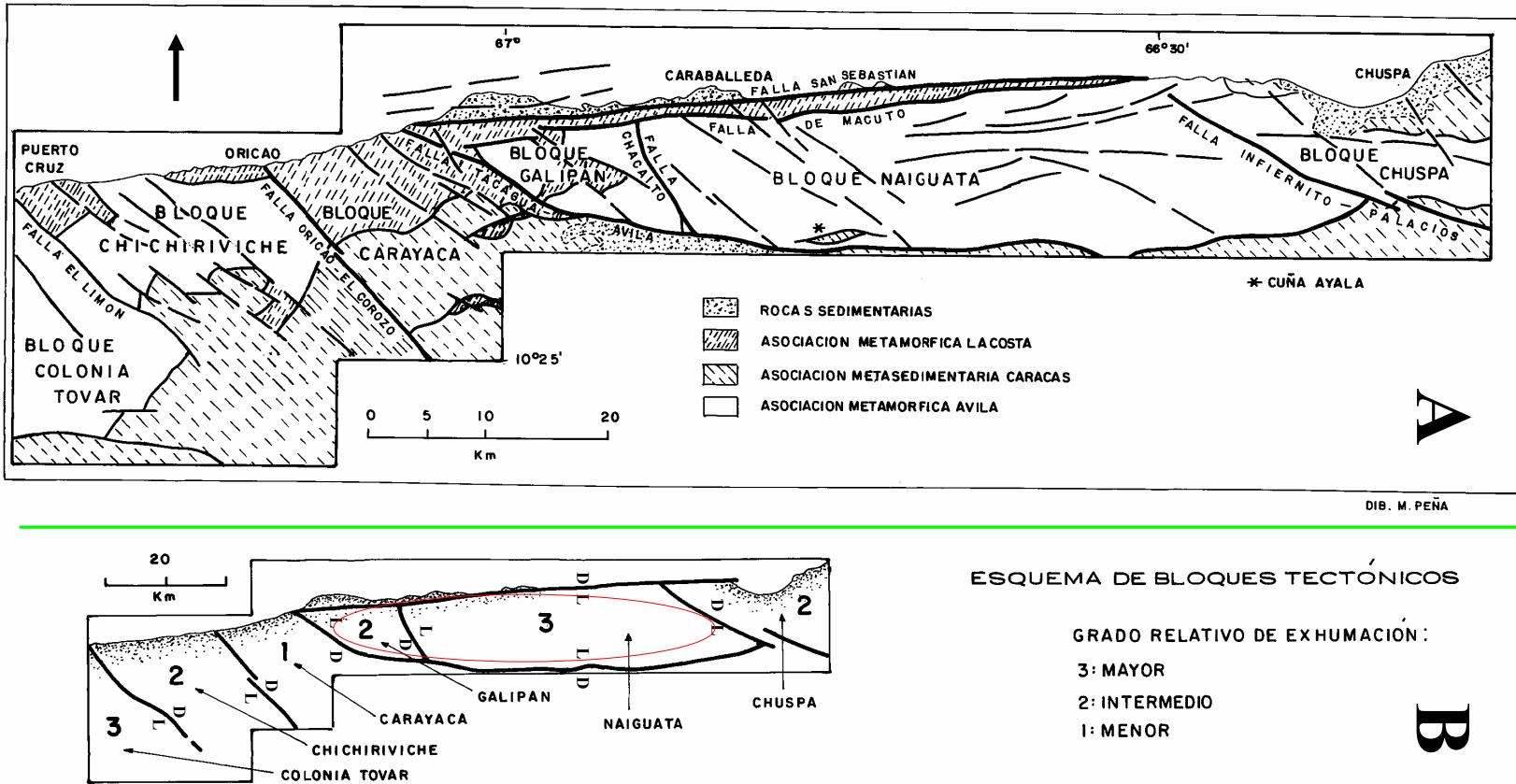




Fig. 15. Imagen digital donde de Oeste a Este se nota la diferente morfología del bloque Carayaca (C) en contraste con los bloques Galipán (G) y Naiguatá (N). Imagen procesada por SIGIS C.A. y tomada de VILACHÁ & GARCÍA (2000).



Fig. 16. Fila Maestra y cumbres del sub-bloque Naiguatá-Oeste. Parcialmente puede notarse la rápida disminución de alturas al Este del Pico Naiguatá (al Bloque Naiguatá-Centro). Foto aérea oblicua de autor desconocido, distribuida por Internet en 2000.

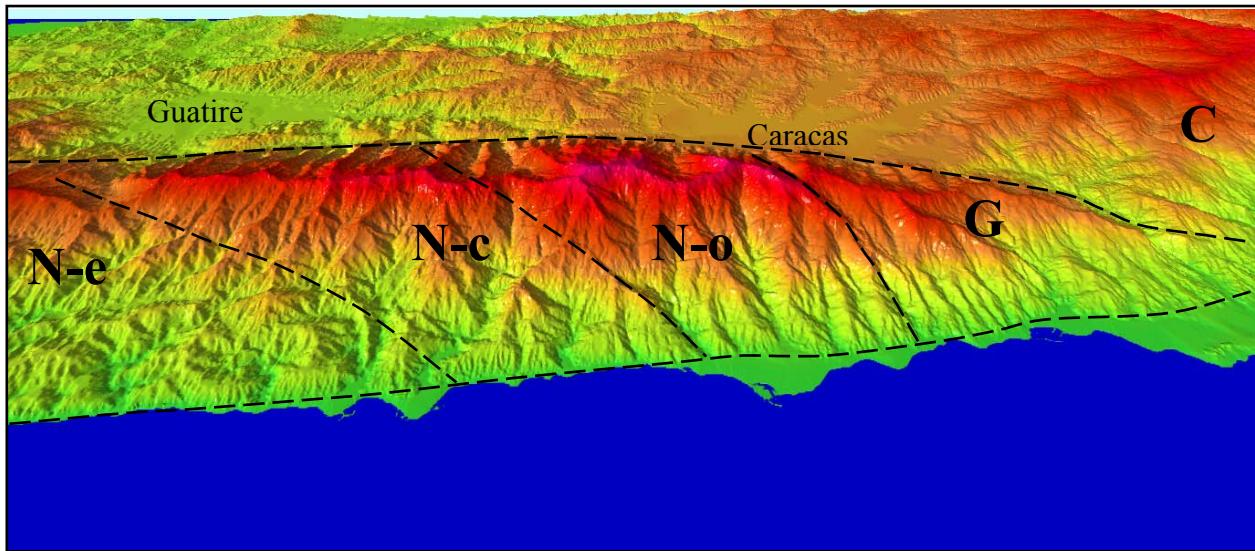


Fig. 17. Imagen digital mostrando los límites aproximados entre los distintos bloques y sub-bloques: Carayaca (C), Galipán (G), Naiguatá Oeste (N-o), Naiguatá-Centro (N-c) y Naiguatá-Este (N-e).
Imagen procesada en DIGECAFA y tomada de PRATO (1999).

Las fajas de la Cordillera de la Costa

La zona de interacción entre las placas Caribe y Sur América comprende una amplia zona de deformación de 250 a 500 km de ancho, que se ha subdividido en varias fajas (clasificación no genética) con tendencia Este-Oeste. Estas fueron reconocidas desde MENÉNDEZ (1966), modificadas y redefinidas por muchos autores posteriores, de manera que la versión más aceptada en la literatura actual (e.g. AVÉ LALLEMAND & SISSON 1993) es como sigue (Fig. 18):

- Faja deformada del sur del Caribe.
- Faja del arco volcánico de las Antillas de sotavento.
- Faja Cordillera de la Costa.
- Faja Caucagua – El Tinaco.
- Faja Paracotos.
- Faja Villa de Cura.
- Faja volcada y plegada

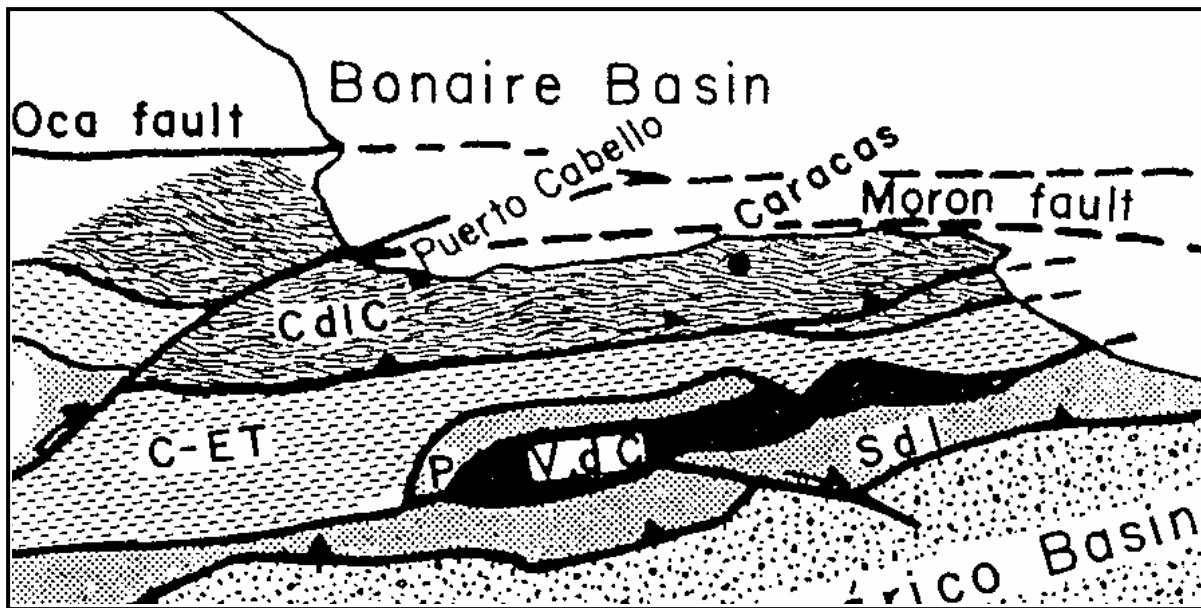


Fig. 18. Fajas geológicas del norte de Venezuela. Tomado de AVE LALLEMAND & SISSON (1993).

Las dos primeras fajas corresponden a la zona mar afuera, la última a rocas sedimentarias del Sur. Las cuatro fajas centrales forman la parte ígneo – metamórfica, y desde el punto de vista geográfico propiamente constituyen la Cordillera de la Costa, por tanto parece inútil el uso del término “Sistema Montañoso del Caribe” utilizado por muchos autores cuando se refieren a la región montañosa nor-central de Venezuela (e.g. STEPHAN 1985, BELLIZZIA 1986). Según criterios geográficos, la Cordillera de la Costa se subdivide en las serranías del Litoral y del Interior, separadas por una serie de valles intermedios (Valencia, Aragua, Ocumare del Tuy, Barlovento).

En esta división de fajas, la denominada “Faja Cordillera de la Costa” abarca toda la Serranía del Litoral. Posteriormente, STEPHAN (1982) la subdivide en:

- Faja Costera - Margarita.
- Faja de la Cordillera de la Costa.

Esta interpretación fue afianzada por BECK (1985) quien la describe y presenta un mapa con su distribución (Fig. 19).

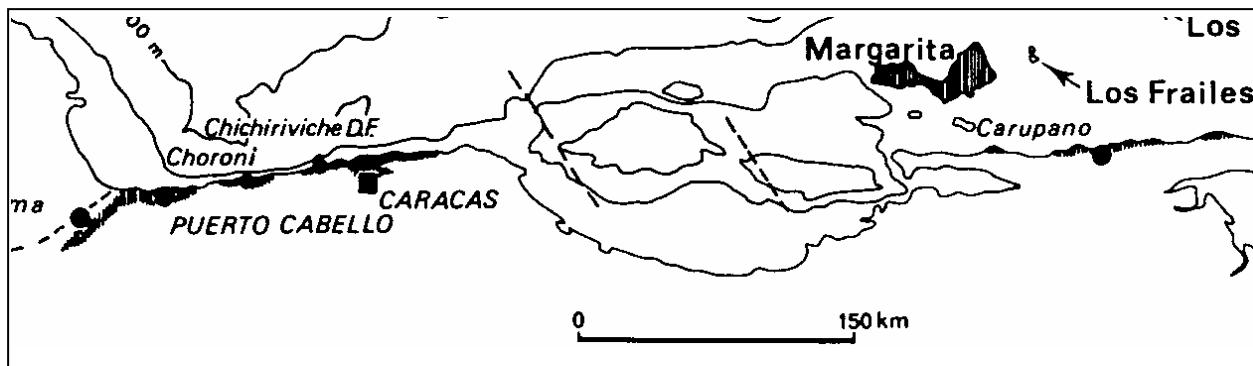


Fig. 19. Distribución de las rocas de la Faja Costera - Margarita. Tomado de BECK (1985).

Si bien ya se había indicado desde URBANI & OSTOS (1989), ha sido sólo a partir del trabajo geológico realizado a raíz del evento hidrometeorológico de diciembre 1999, cuando se elaboran los 23 mapas geológicos actualizados a escala 1:25.000 del estado Vargas y zonas circundantes (URBANI & RODRÍGUEZ 2002) (programa que se está ampliando activamente al resto de la Cordillera de la Costa), que se puede mostrar claramente que desde el estado Yaracuy hasta el extremo de Cabo Codera en el estado Miranda, la “Faja Cordillera de la Costa” arriba indicada, puede subdividirse no en dos, sino en tres fajas bien cartografiadas y distinguibles, con orígenes en el espacio – tiempo y con significados distintos, de manera que URBANI (2002a) propone la subdivisión que sigue:

- **Faja Costera**, constituida en los estados Yaracuy, Carabobo, Aragua, Vargas, DC y Miranda por las rocas de la faja Costera (Cretácico). Se mantiene el nombre propuesto por STEPHAN (1982) por ser una denominación con prioridad en la literatura.

- **Faja Ávila**, correspondiente a la zona de afloramientos de la faja Ávila (Paleozoico – Precámbrico).

- **Faja Caracas**, con las rocas de la faja Caracas (Jurásico - Cretácico) y el Gneis de Sebastopol (Paleozoico).

Las figs. 4 y 9 muestran en forma esquemática la distribución de estas fajas. La Tabla 2 presenta un esquema de las subdivisiones y su evolución en el tiempo.

Tabla 2. Evolución de los nombres de las fajas de la Serranía Costera, Venezuela nor-central.

MENÉNDEZ (1966) y otros	STEPHAN (1982) y otros	URBANI (2002a)
Cordillera de la Costa	Margarita - Costera	Costera
	Cordillera de la Costa	Ávila
		Caracas

Con lo anterior y basándonos en los criterios de índole más genética, como los de STEPHAN (1985) y con más detalle expuestos en BECK (1985), podemos subdividir la parte central de la Cordillera de la Costa, en dos grandes grupos de napas, como sigue:

* Fajas de la Serranía del Litoral

- Faja Costera
- Faja Ávila
- Faja Caracas

* Fajas de la Serranía del Interior

- Faja Caucagua - El Tinaco
- Faja Loma de Hierro (incluye a Paracotos)
- Faja Villa de Cura

3. GEOLOGÍA LOCAL

La zona comprendida entre Caraballeda y Care ha sido cartografiada geológicamente por CANO & MELO (2002), y un fragmento de su mapa geológico se utiliza para ubicar las paradas (Fig. 20). Las unidades a ser visitadas son las siguientes:

Rocas sedimentarias.

- Aluvión
- Terraza Pleistocena.

Faja Costera. Mesozoico

- Esquisto de Tacagua (esquisto grafitoso, mármol, esquisto epidótico-actinolítico)
- Mármol de Antímano (mármol, esquisto y metaconglomerado carbonático, anfibolita)
- Serpentinita

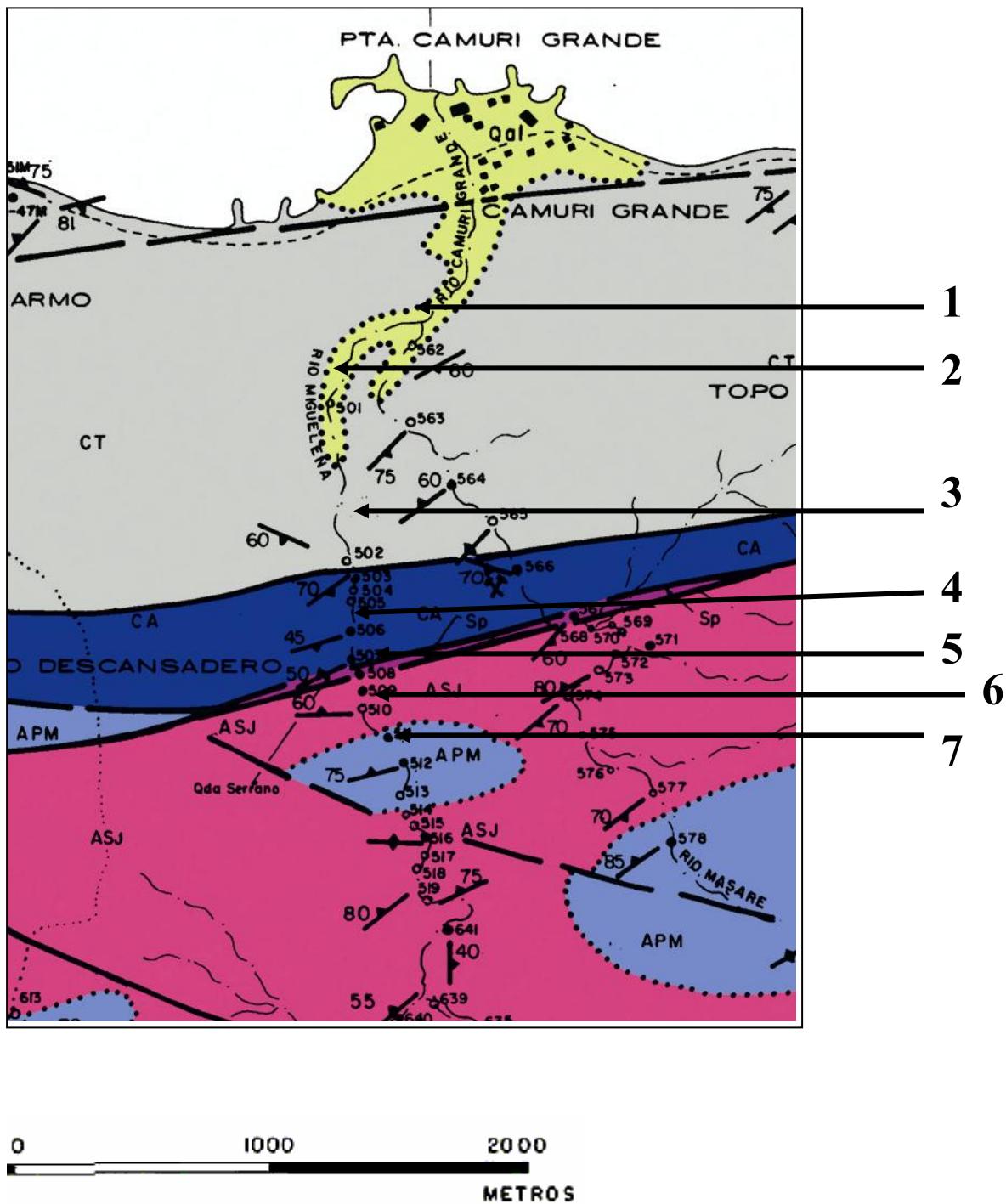
Faja Ávila. Paleozoico-Precámbrico

- Complejo San Julián (esquisto, gneis, anfibolita)
- Augengneis de Peña de Mora (augengneis)

Los detalles litológicos y estructurales de cada unidad se indicarán al describir cada parada. La mayor parte de los bloques rodados de rocas metaígneas que se verán a lo largo de la excursión, proceden de un cuerpo de rocas metaígneas cartografiado por CANO & MELO (2002) en las cabeceras de los ríos Naiguatá, Miguelena y Masare.

Fig. 20. Mapa geológico y de ubicación de las paradas. Tomado de CANO & MELO (2002)

Página siguiente →



LEYENDA
UNIDADES LITOLOGICAS
ROCAS SEDIMENTARIAS

Qal ALUVION

ROCAS IGNEO-METAMORFICAS

ASOCIACION METAMORFICA LA COSTA (MESOZOICO)

CA MARMOL DE ANTIMANO
(mármol y anfibolitas)

CT ESQUISTO DE TACAGUA
(esquisto grafitoso y epidocita)

ASOCIACION METAMORFICA AVILA (PRE-MESOZOICO)

ASJ COMPLEJO SAN JULIAN
(gneis y esquisto cuarzo plagioclásico micáceo)

APM AUGENGNEIS DE PEÑA DE MORA
(augengneis granítico)

ROCAS ULTRAMAFICAS

Sp SERPENTINITA

Tomado de CANO & MELO (2002)

4. PARADAS

Ruta de la excursión: Bajada hacia el litoral por la Autopista Caracas-La Guaira – Camurí Grande - Campus de la Universidad Simón Bolívar. Caminata aguas arriba del Río Miguelena.

PARADA 1. Campus de Núcleo del Litoral de la Universidad Simón Bolívar

Durante el fenómeno hidrometeorológico de diciembre de 1999, el Campus fue casi totalmente destruido, a excepción de las dos casas coloniales. En las figuras 21 y 22 se muestra el grado de destrucción ocurrido.



Fig. 21. Vista aérea de los efectos de los flujos torrenciales de diciembre de 1999 en el campus del Núcleo Litoral de la USB. Fotografía tomada desde helicóptero en febrero 2000.

1: Río Miguelena. 2: Río Masare.

3: Río Camurí Grande (después de la confluencia de los ríos Miguelena y Masare).

4 y 5: sitios de las fotografías de la figura 22.



*Fig. 22. Campus de la USB.
Arriba edificaciones de aulas y oficinas. Abajo edificio de laboratorios.
Fotografías del 5 de enero de 2000.*



PARADA 2. Aluvión, terrazas

En la margen izquierda del Río se observan terrazas aluviales antiguas, donde hasta a 6-8 m sobre el nivel actual se ven grandes bloques graníticos (Fig. 23) acarreados por algún evento torrencial pasado, probablemente de mayor intensidad al del diciembre 1999. Igualmente se observan los remanentes de un nivel de sedimentos a unos 15 m por encima del cauce (Fig. 24).



Fig. 23. Bloques de gneis granítico en la margen izquierda del Río Miguelena.



Fig. 24. Remanentes de terraza aluvial antigua levantada a unos 15 m por encima del nivel actual del Río.

Si bien no ubicados en la localidad precisa de esta parada, sino en varios lugares aguas arriba, todavía son visibles diversos niveles producto de los flujos torrenciales de diciembre 1999 (figs. 25 y 26).



Fig. 25. Sedimentos del evento torrencial de diciembre 1999, con granulometría relativamente fina, probablemente depositados en condiciones de inundación. En casos como este, la edad relativa de los niveles y de más viejo a más joven es de 1 a 4



Fig. 26. Sedimentos del evento de diciembre de 1999, con granulometría media arriba y gruesa abajo, probablemente depositados en condiciones de inundación y de flujos hiperconcentrados, respectivamente. Nótese la imbricación de los bloques.

Parada 3. Esquisto de Tacagua

Los afloramientos de esta unidad en el río Miguelena no son especialmente buenos, pero al igual que en otros sectores del estado Vargas, consiste de las típicas rocas de color verde claro (esquisto actinolítico epidótico) intercaladas con rocas oscuras (esquisto grafitoso ± mármol ± esquisto carbonático) (Fig. 27). Esta combinación de rocas se ha interpretado como tobas volcánicas intercaladas con sedimentos pelíticos ± carbonáticos, probablemente en una cuenca anóxica.

En algunas localidades costeras de esta unidad, MÉNDEZ & NAVARRO (1987) y BECALUVA *et al.* (1995) reconocen metalava, que a partir de su caracterización geoquímica interpretan como de afinidad MORB (“Mid-Ocean Ridge Basalt”). En los trabajos de tesistas de la UCV (CANO & MELO 2002, CASTILLO & SUÁREZ 2002) se indica que en algunas muestras el anfíbol aparece en su variedad verde azul (barroisita), indicativa que han sufrido un metamorfismo en un régimen de AP – BT. Mas recientemente, el grupo de trabajo coordinado por el Prof. Michele Marroni con investigadores de las universidades italianas de Pisa y Ferrara, y de la UCV, en rocas de esta unidad en la zona de Carayaca, ha reportado el anfíbol crossita igualmente un mineral de alta presión.

La Fig. 28A muestra un detalle de una zona con predominio de rocas verdes, con finas intercalación de tales rocas verdes con aquellas oscuras, lo que se ha interpretado como una secuencia de cenizas volcánicas con sedimentos terrígenos. La Fig. 28B muestra las “columnas estratigráficas” de dos afloramientos típicos de la Unidad. En las zonas con predominio de rocas verdes, el grado de plegamiento visible es mucho menor que en aquellas zonas donde predomina el esquisto grafitoso (Fig. 28C).

Según el trabajo de BRAVO & VILAS (2002) las mediciones microtectónicas en un afloramiento de esta Unidad en el Río Miguelena resultó en un σ_1 de N43°W y declive de 14° SE (ver Anexo 1). En la zona de Carayaca, ELLERO *et al.* (2002a,b) caracterizan cuatro fases de deformación en esta unidad.



Fig. 27. Esquisto de Tacagua, Río Miguelena. Tomado de BRAVO & VILAS (2002)

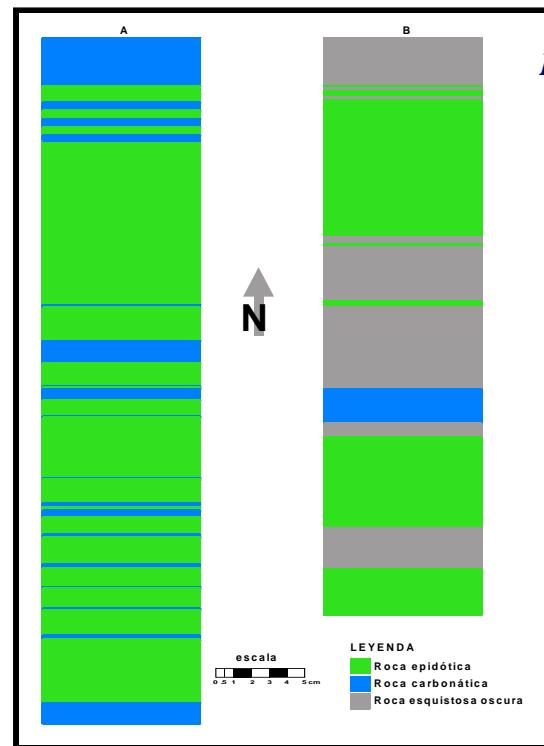


Fig. 28. A. Fotografía de un afloramiento con íntima intercalación de rocas verdes y oscuras, Río Uria. B. Gráficos de dos afloramientos de Quebrada Seca de Caraballeda, donde igualmente se nota la intercalación entre las rocas verdes de protolito volcánico y sedimentos pelíticos y carbonáticos. Tomado de CANO & MELO (2001). C. Esquisto grafitoso muy plegada en dominio dúctil, Quebrada Seca de Caraballeda.

PARADA 4. Mármol de Antímano

Los afloramientos de esta unidad en el río Miguelena se caracterizan por la presencia de cuerpos de mármol muy plegados que incluyen intercalaciones y boudines de rocas anfibólicas (Fig. 29 y 30). Igualmente se observan rocas con grado creciente de foliación presentándose toda la gama desde mármol masivo hasta esquisto carbonático, esto debido al incremento del contenido de muscovita. En uno de los afloramientos a visitar se observa una roca carbonática de grano grueso que se ha interpretado como un metaconglomerado carbonático.

Las rocas anfibólicas tanto de esta unidad como del Complejo Nirgua, se caracterizan por la presencia de anfibol verde-azul (barroisita) y ocasionalmente glaucofano, típicas de rocas sometidas a un régimen metamórfico de AP - BT.

Los primeros en estudiar las rocas glaucofánicas, precisamente en la localidad tipo de la Unidad en la zona de Antímano y Mamera fueron SCHURMANN (1950) y DENG (1950). Este último incluye la interesante observación que los mármoles son rocas estructuralmente competentes en comparación con los esquistos que las rodean, pero incompetentes en relación con las rocas anfibólicas, mostrando pliegues de flujo alrededor de ellas y resultando así la estructura de “boudinage”. Esto es precisamente lo que se puede también observar en el Río Miguelena (Figs. 29).

Las rocas maficas y en especial las eclogitas de la faja Costera ha sido intensamente estudiadas en la zona de Puerto Cabello (MORGAN 1966, 1968), así como TALUKDAR & LOUREIRO (1982) en la zona de Puerto Cruz - Carayaca. Más recientemente SISSON *et al.* (1997) realizan un trabajo en la zona de Puerto Cabello, cuyos resultados petrográficos se incluyen en el Anexo 2, a fin de visualizar la amplia gama de minerales presentes en este tipo de rocas.

Tanto el Marmol de Antímano como el Complejo Nirgua se han interpretado como un melange metamórfico, donde las condiciones registradas de alta presión indican que se formaron durante o antes del pico metamórfico de una zona de subducción del Cretácico medio (TALUKDAR & LOUREIRO 1982, SISSON *et al.* 1997).



Fig. 29. Afloramiento de mármol plegado. Nótese el desconchado del árbol que denota el nivel alcanzado por los flujos torrenciales de diciembre de 1999

Fig. 30. Fotografías diversas de los afloramientos del Mármol de Antímano.

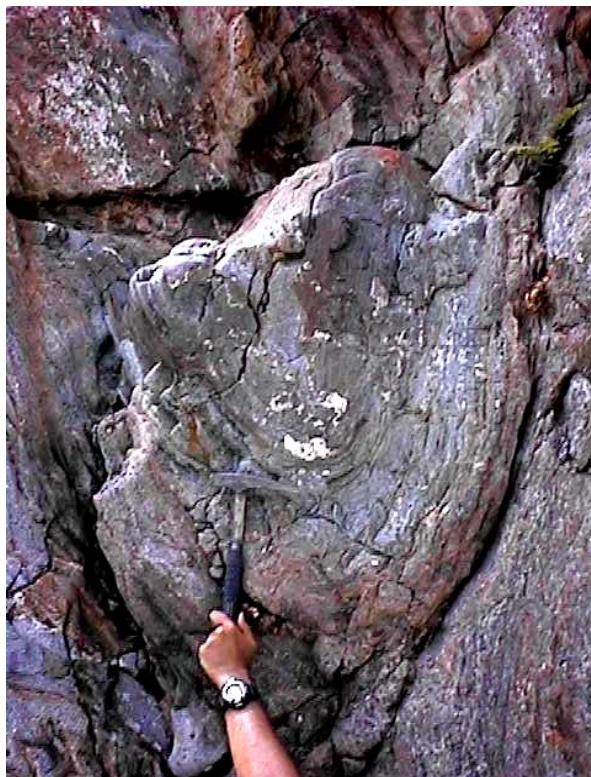


Veta de cuarzo y pirita.



*Boudines de anfibolita en mármol.
Foto abril 2000.*

*Pliegues.
Tomado de BRAVO & VILAS (2002).*



Boudines. Tomado de BRAVO & VILAS (2002)

PARADA 5. Rocas máficas y ultramáficas

Esta parada se encuentra en un afluente de la margen izquierda del río Miguelena, denominada por los lugareños como quebrada Serrano o Verde, topónimo este último, indicativo del aspecto de las rocas del sitio. Meses después de la catástrofe de diciembre 1999, al estar totalmente despejada la zona por causa de los deslizamientos, podía observarse claramente la zona de serpentinita de color verde intenso, y el material granular procedente de la quebrada era verde, que contrastaba con los sedimentos aportados por el río Miguelena.

Este cuerpo de serpentinita y rocas asociadas fue cartografiado por CANO & MELO (2002). Por las observaciones de campo e interpretaciones de fotografías aéreas, se conoce que tiene una geometría vertical y tabular, lenticularizándose hacia los extremos. Se extiende por 2 km en dirección E-O, observándose adicionalmente en el río Masare, otro de los afluentes del río Camurí Grande. Si bien se cartografía como “Serpentinita”, se distinguen otros tipos de rocas.

ARIAS *et al.* (2002) analizan petrográfica y químicamente un grupo de muestras del cuerpo (Tabla 3, Fig. 31), de los cuales la litología predominante es la serpentina (desde casi pura a clorítica), y cantidades minoritarias pero bien expuestas de cloritocita, anfibolita (actinolita, clorítica, clorítico-epidótica, clorítica-epidótica-granatífera), metagabro (con anfibol, plagioclasa y clorita).

El anfibol en todas las variedades litológicas es actinolita, ya sea sola o acompañada con barroisita. La asociación mineralógica presente indica que las rocas estuvieron sujetas a una fase metamórfica de AP - BT (indicado por la presencia de barroisita + granate), ya comentado para la parada anterior, habiendo sido sometidas a un segundo evento en las facies de los esquistos verdes, probablemente no mayor a la zona de clorita (actinolita, clorita, epidoto).

Los análisis químicos parciales muestran una concordancia con los tipos de rocas, muy altos en MgO para la serpentinita y en segunda instancia para las rocas ricas en clorita, altas en Fe₂O₃ ricas en granate almandino.

Lamentablemente no se dispone de los elementos como Nb, Y y P en los cuales se basan muchos gráficos utilizados para establecer el ambiente tectónico de rocas máficas, así que de los numerosos gráficos indicados por OSTOS (1990), sólo hemos podido usar el de Ni vs. Ti/Cr, que nos indica que esas rocas se formaron en un ambiente MORB. Este mismo resultado es el obtenido por otros autores que han analizado rocas máficas de la AMLC.

Este cuerpo, entonces presenta una amplia gama de rocas típicas de corteza oceánica, posteriormente metamorfizadas, a saber: peridotita (serpentinita), rocas máficas de grano fino ya sea basalto o diabásicas (varios tipos de anfibolitas, pero interesa señalar que todas presentan plagioclasa o sus productos de alteración), gabro de grano medio a casi pegmatítico (metagabro). No se encontraron rocas eclogíticas (piroxeno + granate) o sus productos posteriores de transformación.

Fig. 31. Tipos de roca de Quebrada Serrano.



31a. Serpentinita con aspecto grueso.



31b. Serpentinita con aspecto foliado.



31d. Cloritocita.



31e. Metagabro de grano fino.



31c. Anfibolita (casi una actinolita)



31f. Metagabro de grano muy grueso.

Tabla 3. Análisis químicos e identificación petrográfica de muestras de Quebrada Serrano.

ID	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	K2O	TiO2	V	Cr	Co	Cu	Ni	Ga	Ge	Sr	Zr	Ba	La	Ce	Tipo petrográfico	Unidad
CG-1	5,75	3,28	0,03	<1	1,31	0,07	0,39	<30	213	25	157	80	21	<10	66	<100	432	46	96	Esquisto cz.-fel.	CSJ
CG-2	5,88	6,08	0,15	24,65	6,87	<0,01	0,16	67	2576	40	68	1370	40	16	<50	<100	1610	<10	<10	Serpentinita	CSp
CG-3	<2	9,71	0,12	31,73	0,48	<0,01	<0,1	64	2700	109	<50	1700	22	<10	<50	<100	943	<10	55	Serpentinita	
CG-4	8,97	8,36	0,08	26,12	1,84	<0,01	0,56	<30	909	75	<50	1070	18	<10	<50	<100	797	<10	58	Cloritocita	
CG-5	2,22	9,16	0,11	33,63	2,48	<0,01	<0,1	50	2840	84	<50	1680	<15	<10	<50	<100	1340	<10	18	Anfibolita clorítica	CSp
CG-6	10,00	13,97	0,37	6,26	7,30	0,16	0,35	<30	220	114	<50	<50	49	24	124	<100	1100	<10	<10	Anfibolita granat.	
CG-7	13,07	10,19	0,18	9,38	5,58	1,79	0,41	<30	223	112	130	<50	49	30	107	341	1460	<10	22	Metagabro (4-5 mm Ø)	CSp
CG-8	6,73	9,84	0,09	12,64	6,12	<0,01	0,38	<30	334	79	<50	727	31	18	<50	<100	712	<10	33	Anfibolita	
CG-9	11,84	12,55	0,19	13,72	5,14	<0,01	0,98	66	197	115	<50	127	21	16	147	<100	742	<10	37	Anfibolita clorítica	CSp
CG-10	14,88	6,73	0,09	9,77	9,63	0,41	0,38	<30	197	37	87	<50	30	17	364	190	1090	28	69	Metagabro (5 a 10 mm)	
CG-11	13,51	6,02	0,14	1,89	10,23	1,13	0,33	<30	227	33	75	<50	38	12	465	202	1690	19	17	Metagabro (<15 mm)	CSp
CG-13	2,19	10,33	0,18	<1	16,54	0,15	0,66	51	687	56	<50	721	17	23	418	<100	1230	<10	<10	Anfibolita granat.	
CG-15	11,01	12,91	0,22	8,7	5,31	0,26	0,39	83	219	127	367	195	22	<10	194	<100	900	<10	33	Anfib. clorítica granat.	CSp
CG-16	6,44	11,23	0,17	13,02	4,83	<0,01	2,04	94	114	90	<50	125	16	<10	<50	<100	1380	<10	<10	Anfibolita clorítica	
CG-17	13,45	12,35	0,26	15,62	2,82	<0,01	1,31	<30	147	117	39	180	41	20	123	<100	<100	<10	99	Metagabro (< 20 mm)	CSp
CG-18	15,71	7,85	0,14	<1	17,58	0,1	0,12	<30	275	32	<50	<50	31	23	1470	103	1520	<10	<10	Metagabro	
CG-19	9,36	11,28	0,21	8,66	9,72	0,17	0,56	72	241	97	78	187	40	23	913	164	890	<10	28	Metagabro	CA
CG-20	<2	7,96	0,13	32,33	0,27	<0,01	<0,1	59	2040	83	<50	1950	<15	<10	<50	<100	986	25	72	Serpentinita	
CG-21	<2	9,58	0,13	31,76	0,21	<0,01	<0,1	93	3440	117	<50	1540	19	13	<50	<100	685	<10	61	Serpentinita	
CG-22	11,5	9,18	0,14	5,34	8,73	0,14	0,64	53	459	68	<50	275	24	16	163	<100	827	<10	<10	Anfibolita granatífera	CA
CG-23	8,58	5,64	0,05	0,33	18,39	0,95	0,48	<30	271	<15	<50	339	21	31	362	<100	1710	23	37	Mármol	

Métodos analíticos: Espectrometría de fluorescencia de rayos X por dispersión de energía (FRX-DE). Componentes mayoritarios con el equipo Minipal Philips fuente de tubo de Rh en paso de aire y los elementos traza V, Cr, Co, Cu, Ga, Ge, Zr, Ba, La y Ce con paso de He. Elementos traza: Ni y Sr con un equipo de FRX-DR con fuente de ^{109}Cd (Niton XL 722S)

Unidades: CSJ: Complejo San Julián. CSp: Cuerpo de serpentinita, CA: Marmol de Antímano.

Fallas de Macuto

Los contactos de este cuerpo de rocas ultramáficas son de falla, tanto con el Mármol de Antímano al norte, como con las rocas cuarzo feldespáticas del Complejo San Julián al sur. De hecho esta última falla en particular corresponde a la traza principal de la Falla de Macuto, que se extiende entre Macuto y Osma y pone en contacto las rocas de las fajas metamórficas Costera (Cretácico) y Ávila (Paleozoico-Precámbrico). En las filas adyacentes se nota la clara ensilladura debida a la falla.

A lo largo de esta falla es frecuente encontrar cuerpos de serpentinita como el presente.

Un corte geológico esquemático N-S por el Río Miguelena hasta la Fila Maestra de la Cordillera se muestra en la Fig. 32.

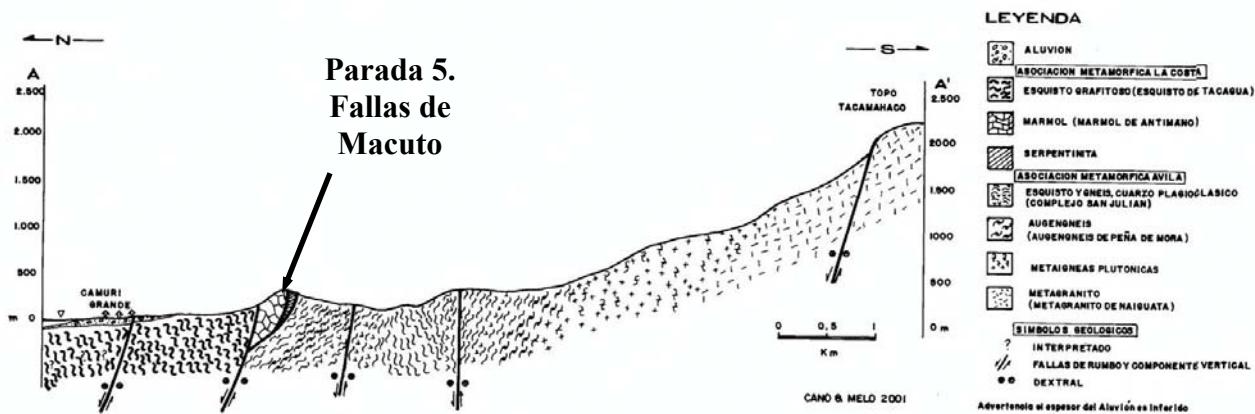


Fig. 32. Corte geológico tomado de CANO & MELO (2002).

En el Anexo 4 se presentan diversos gráficos relacionados con la geología estructural de esta región.

PARADA 6. Complejo San Julián

Esta parada es la primera de la Faja Ávila de edad Paleozoico- Precámbrico. Aquí se muestran rocas esquistosas y gnéisicas de mineralogía cuarzo feldespática micácea (Fig. 33), con intercalaciones de rocas máficas. Estas rocas son predominantemente metaígneas.

Se notará claramente la foliación y estructuras plegadas en dominio dúctil, inclusive con evidencias de foliación transpuesta, como los típicos remanentes desconectados de las partes apicales de pliegues (pliegues sin raíz, “rootless folds”) (flecha en la Fig. 34). En el Anexo 3 se presentan algunas figuras para facilitar el reconocimiento de estas estructuras.



Fig. 33. Vista general de uno de los afloramientos. Tomado de BRAVO & VILAS (2002).



Fig. 34. Foliación con evidencias de transposición. La flecha indica un pliegue sin raíz.

Esta unidad presenta una amplia gama de rocas esquistosas y gnéisicas. La proporción entre ellas varía a lo largo de su amplia región de exposición dentro de la Cordillera de la Costa (Cabo Codera - Yaracuy). En la zona de Caraballeda - Care estudiada por CANO & MELO (2002), dentro de la cual se encuentra la cuenca del Río Miguelena, aparecen los tipos de rocas indicados en la tabla siguiente (Tabla 4):

*Tabla 4. Tipos litológicos del Complejo San Julián., Caraballeda - Care, estado Vargas.
Tomado de CANO & MELO (2002).*

Unidad	Tipo litológico	Subtipo litológico	Nombre	Muestra
C O M P L E J O S A N J U L I A N	Esquisto cuarzo plagioclásico	Esquisto plagioclásico cuarzo micáceo	Esquisto plagioclásico cuarzo micáceo	40, 45, 83-B, 84, 527-C, 640
			Esquisto plagioclásico cuarzo biotítico	41-A
			Esquisto plagioclásico cuarzo muscovítico	68
		Esquisto cuarzo plagioclásico micáceo	Esquisto cuarzo plagioclásico micáceo	30, 85-B, 509-B, 536, 571
		Esquisto cuarzo plagioclásico micáceo	Esquisto cuarzo plagioclásico muscovítico	35-A, 538, 568
	Esquisto epidótico	Esquisto cuarzo plagioclásico clorítico	Esquisto cuarzo plagioclásico clorítico	644
		Esquisto clorítico cuarzo muscovítico	Esquisto clorítico cuarzo muscovítico	526-A
	Esquisto carbonático	Esquisto plagioclásico cuarzo epidótico	Esquisto plagioclásico cuarzo epidótico	60, 551, 626-B
		Esquisto epidótico plagioclásico cuarzoso	Esquisto epidótico plagioclásico cuarzoso	85-A, 554
		Esquisto carbonático cuarzo muscovítico	Esquisto carbonático cuarzo muscovítico	31
	Gneis cuarzo plagioclásico	Gneis plagioclásico cuarzo micáceo	Gneis plagioclásico cuarzo micáceo	76-B, 628
		Gneis feldespático cuarzo muscovítico	Gneis feldespático cuarzo muscovítico	86-B, 87, 635, 645
		Gneis feldespático cuarzo clorítico	Gneis feldespático cuarzo clorítico	607
	Gneis cuarzo plagioclásico micáceo	Gneis cuarzo plagioclásico micáceo	Gneis cuarzo plagioclásico micáceo	7, 516
		Gneis cuarzo muscovítico granatífero	Gneis cuarzo muscovítico granatífero	509-A
	Gneis epidótico	Gneis plagioclásico cuarzo epidótico	Gneis plagioclásico cuarzo epidótico	47, 561
	Anfibolita granatífera	Anfibolita clorítica granatífera	Anfibolita clorítica granatífera	526-C
		Esquisto plagioclásico anfibólico	Esquisto plagioclásico anfibólico	641-A

La unidad previamente denominada como “Esquisto de San Julián” por URBANI & OSTOS (1989), fue modificada a Complejo San Julián por URBANI *et al.* (2000), adaptándose así a las normas de unidades litodémicas, asignándole el nombre de Complejo, ya que posee tipos de rocas entremezclados de diversos orígenes: metasedimentos (esquistos micáceos), plutónicas félsicas (gneis de diversos tipos de composición, globalmente granítica), plutónicas - hipoabisales - volcánicas de naturaleza máfica (rocas anfibólicas muy diversas).

Las litologías más finas de esta unidad (esquisto y gneis) se encuentran intercaladas concordantemente, ya sea en forma abrupta o transicional, con niveles de augengneis, entonces, a los efectos de la cartografía geológica cuando predomina el augengneis o gneis de grano grueso en áreas representables en los mapas a escala 1:25.000, lo denominamos como Augengneis de Peña de Mora, mientras que en la mayor parte, donde la litología de augengneis no aparece o es minoritaria, se cartografía como Complejo San Julián.

Las rocas anfibólicas se encuentran dentro de las rocas cuarzo-feldespáticas como intercalaciones tabulares y lenticulares concordantes a la foliación, así como en estructuras de boudines (Fig. 35).

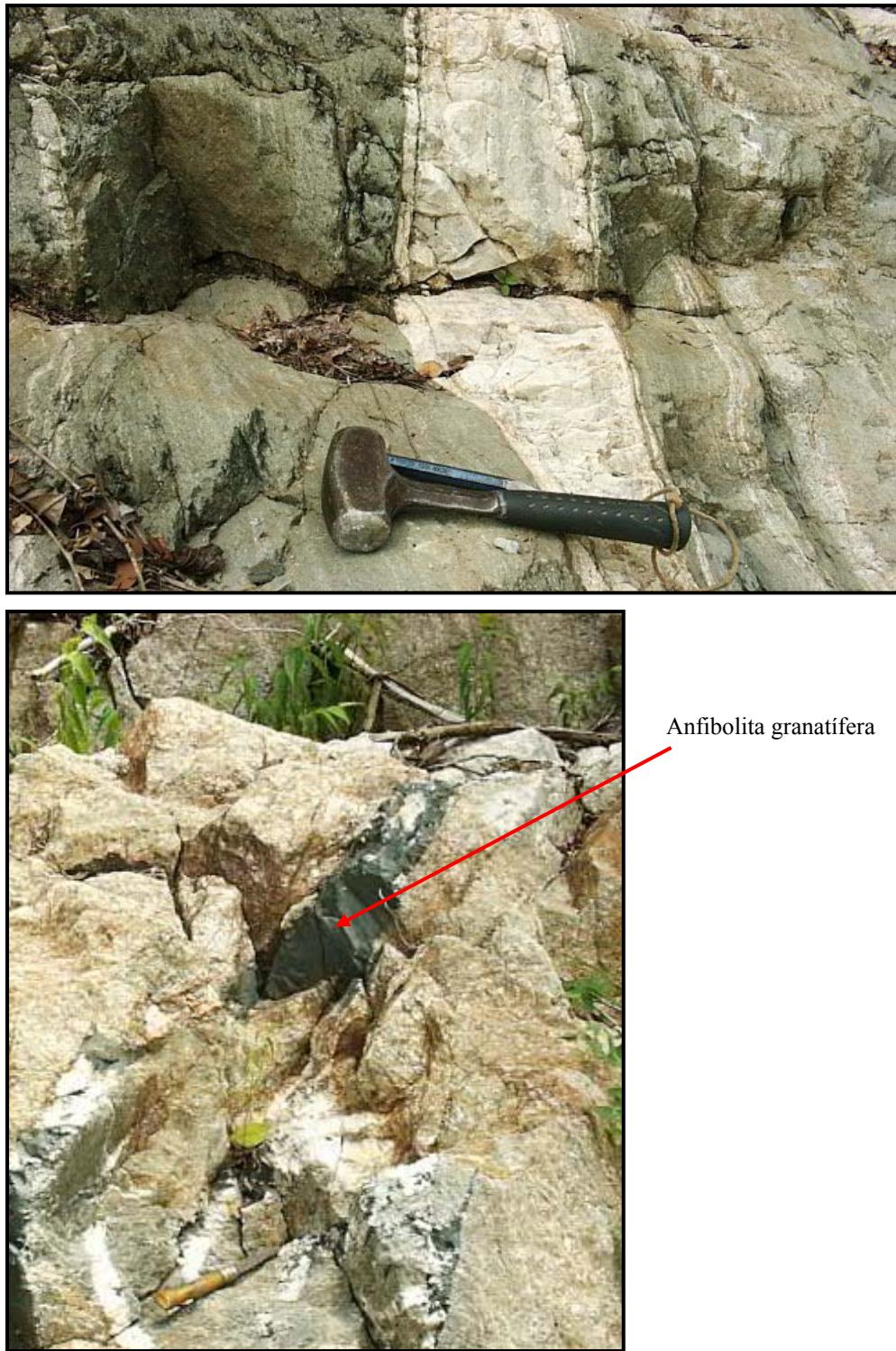


Fig. 35. Afloramientos del Complejo San Julián en la cuenca alta del Río Miguelena.
Arriba: gneis cuarzo feldespático intercalado con esquisto cuarzo feldespático biotítico.
Abajo: Boudín de anfibolita granatífera. Tomado de CANO & MELO (2002).

PARADA 7. Augengneis de Peña de Mora

En esta parada se observa el gneis de grano grueso con la típica estructura de ojos (Fig. 36). En la cuenca del Río Miguelena se distinguen tres tipos litológicos diferenciados (Tabla 5).

Tabla 5. Tipos litológicos del Augengneis de Peña de Mora. Tomado de CANO & MELO (2002).

Unidad	Tipo litológico	Nombre	Muestra
A U Ñ G E N G N E I S M O D R E A	Augengneis feldespáctico cuarzo cuarzos	Augengneis feldespáctico cuarzo micáceo	32, 36, 89, 597
		Augengneis feldespáctico cuarzo muscovítico	46, 71, 511-B, 527-B, 578,
		Augengneis feldespáctico cuarzo biotítico	532
		Augengneis feldespáctico cuarzo clorítico	90-B
		Augengneis feldespáctico cuarzo epidótico	4-A
	Gneis cuarzo plagioclásico	Gneis plagioclásico cuarzo micáceo	57, 90-A
		Gneis cuarzo plagioclásico clorítico	49
		Gneis micáceo cuarzo plagioclásico	528
	Anfibolita granatífera	Anfibolita granatífera	541
		Gneis plagioclásico clorítico anfibólito	512-A

A los efectos prácticos de la cartografía geológica regional se ha utilizado el nombre de Augengneis de Peña de Mora, para todos los cuerpos con predominio de este tipo de roca en la Serranía del Litoral. Se conocen desde Chirimena (Miranda) hasta Urama (Carabobo). Aquí conviene recalcar que la estructura augen se forma por la deformación de rocas graníticas de grano grueso a muy grueso (OSTOS 1987a,b), por consiguiente, no se puede esperar que todos los cuerpos cartografiados como pertenecientes a esta Unidad, provengan de un protolito de la misma edad que él de la localidad tipo en la Carretera Vieja Caracas - La Guaira (1,56 Ga). Seguramente al continuar los trabajos geocronológicos se encontrará toda una gama de edades.

Fig. 36. Aspecto del augengneis.



RÍO MIGUELENA AGUAS ARRIBA

En la cuenca alta de los ríos Miguelena, Masare y Naiguatá, CANO & MELO (2002) cartografían dos unidades de rocas metaígneas plutónicas, una que denominan como “Metaígneas Plutónicas”, con predominio de rocas tonalíticas (Fig. 37) y dioríticas (Tabla 5), así como el Metagranito de Naiguatá. A la primera unidad no se le ha dado un nombre formal, pero tiene gran parecido a la Metatonalita de Caruao, descrita en el Río Caruao de la parte más oriental del estado Vargas.

Tabla 5. Tipos petrográficos de las “Metaígneas Plutónicas” de CANO & MELO (2002).

Unidad	Tipo litológico	Nombre	Muestra
M P E L T U A T Í O	Granofel plagioclásico cuarzoso (Metatonalita)	Granofel plagioclásico cuarzo biotítico	72-A, 611-C, 617,
		Granofel plagioclásico cuarzo clorítico	611-E, 611-G, 615
		Granofel plagioclásico cuarzo micáceo	611-A
G N N I E C	Granofel anfibólico	Granofel anfibólico biotítico	72-B
		Gneis plagioclásico cuarzo biotítico	73, 620-A, 626-A
A A S S	Gneis plagioclásico cuarzoso (Metatonalita)	Gneis plagioclásico cuarzo micáceo	625



Fig. 37. Afloramiento de metatonalita en la cuenca alta del Río Miguelena. Nótense los xenolitos de rocas anfibólicas con orientación mineralógica. Tomado de CANO & MELO (2002).

A continuación se muestran diversas fotografías (Fig. 38) de bloques con tipos de rocas que no tendremos oportunidad de observar en afloramientos.

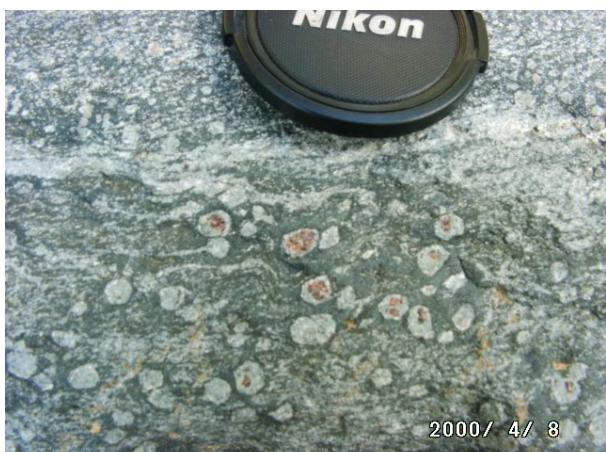
Fig. 38. Fotografías de diversas tipos de rocas aflorantes en la cuenca alta del Río.



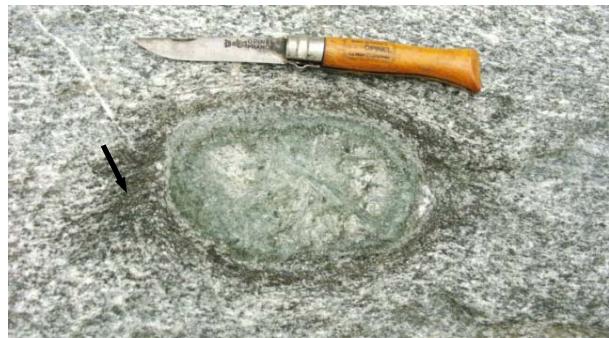
37a. Esquisto cuarzo micáceo granatífero.



37b. Esquisto cuarzo micáceo granatífero.



37c. Anfibolita granatífera ligeramente foliada, nótese que el granate (rojo) se encuentra parcial o totalmente transformado a clorita (verde claro).



37d. Metatonalita con un xenolito máfico a cuyo alrededor se ha desarrollado una estructura de corona zonada, también se notan sombras de presión (→) con un aumento de biotita en ellas.



37.e. Montaje con una amplia gama de rocas metaígneas.



37f. Parche con cristales de anfibol de muy gran tamaño en la metatonalita. Afloramiento de la unidad de "Metaígneas Plutónicas". Tomado de CANO & MELO (2002).

5. AGRADECIMIENTOS

Se agradece a FUNVISIS por el continuo apoyo en los trabajos geológicos de la Cordillera de la Costa. A los geólogos José Antonio Rodríguez, Eugenio Szczerban y Víctor Vivas por las discusiones geológicas en el campo y oficina. Muy especialmente a “mis tesistas”, ahora ingenieros geólogos, Lucía Barboza, Argenis Bravo, Víctor Cano, Adrián Castillo, Luis Melo, Siúl Rodríguez, Juan Carlos Suárez y Brian Vilas, con sus importantes y probablemente irrepetibles contribuciones a la geología del estado Vargas post-1999. A Marina Peña de FUNVISIS por el paciente dibujo de las ilustraciones.

6. BIBLIOGRAFÍA

Abreviatura: UCV-TEG: Universidad Central de Venezuela, Fac. de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, Caracas. Inédito.

- AGUERREVERE S. E. 1955. Aspectos geológicos en la construcción de la autopista Caracas - La Guaira. *Revista Colegio Ingenieros de Venezuela*, Caracas, (255): 4-8.
- 1960. Guía de la excursión B-5. Autopista Caracas - La Guaira. *Bol. Geol.*, Caracas, *Public. esp.* 3, 1: 75-78.
- & G. ZULOAGA. 1937. Observaciones geológicas de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Bol. Geol. y Min.*, Caracas, 1(2-4): 8-24.
- & ----- 1938. Nomenclatura de las formaciones de la parte central de la Cordillera de la Costa, *Bol. Geol. y Min.*, Caracas, 2(2-4): 281-284.
- AVÉ LALLEMAND H. & V. B. SISSON. 1993. Caribbean – South American Plate interactions: Constraints from the Cordillera de la Costa Belt, Venezuela. *GCSSEPM Foundation 13th Annual Research Conference Proceedings*, p. 211-219.
- ARREAZA C. 1978. *Geología de una zona en la carretera El Junquito – río mamo, Distrito Federal*. UCV-TEG, 221 p.
- ARIAS I., E. ESPÍNOLA, M. NOGUERA, R. OLLARVES & F. URBANI. 2002. Las rocas máficas y ultramáficas en la Quebrada Serrano, afluente del Río Miguelena, Camurí Grande, estado Vargas. *Geos*, UCV, Caracas, 35: 62 (+ resumen extenso en CD).
- BARBOZA L. & S. RODRÍGUEZ. 2002. Integración de la geología del estado Vargas y del flanco sur del macizo del Ávila. *Geos*, UCV, Caracas, 35: 55 (+versión completa en CD). UCV-TEG.
- BECCALUVA L., M. CONTORTI, G. GIUNTA, M. ITURRALDE-VINENT, E. NAVARRO, F. SIENA & F. URBANI. 1995. Cross sections through the ophiolitic units of the southern and northern margins of the Caribbean Plate in Venezuela (Northern Cordilleras) and Central Cuba. *1st. Italian-Latin American Geological Meeting*, Venezuela - Cuba, January 9-16, 1995. *Ophiolite of the Caribbean Plate Margins, Programme and Field Trip Guide*. 23 p. Reimpreso en: *Ophioliti* (International Journal on Ophiolites and Related Topics, Italia), 21(2): 85-103, 1996.
- BECK C. 1985. *La chaîne Caraïbe au meridien de Caracas: géologie, tectogenèse, place dans l'évolution géodynamique Mésozoïque-Cénozoïque des Caraïbes Meridionales*. L'Université des Sciences et Techniques de Lille, Tesis de doctorado de estado, 462 p. Reimpreso en: 1986. *Geologie de la chaîne Caraïbe su meridien de Caracas (Venezuela)*. Soc. Geol. de Nord, Villeneuve s'Ascq, Francia, *Public. no. 14*, 462 p.
- BELLIZZIA A. 1986. Sistema Montañoso del Caribe – Una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. *VI Congr. Geol. Venezolano*, Caracas, *Memorias*, 10: 6657-6836.

- BRAVO A. & B. VILAS. 2002. Estudio microtectónico de la vertiente norte del macizo del Ávila, entre Punta Care y La Guiara, estado Vargas. UCV-TEG. (*Geos*, UCV, Caracas, 36, en prensa).
- CANO V. & L. MELO. 2002. Reconocimiento geológico entre las cuencas de Quebrada Seca y Río Care, estado Vargas. *Geos*, UCV, Caracas, 35: 55-56, (+versión completa en CD). UCV-TEG.
- CASTILLO A. & SUÁREZ J. C. 2002. Reconocimiento geológico de la región Anare – Osma, vertiente Norte del macizo del Ávila, estado Vargas. *Geos*, UCV, Caracas, 35: 56, (+versión completa en CD).
- DENGO G. 1950. Eclogitic and glaucophane amphibolites in Venezuela. *Trans. American Geophys. Union*, 31(6): 873-878.
- 1951. Geología de la región de Caracas. *Bol. Geol.*, Caracas, 1(1): 39 - 115. Versión en inglés: Geology of the Caracas region, Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64(1): 7-40, 1953.
- ELLERO A., M. MARRONI, E. PADOA, L. PANDOLFI & F. URBANI. 2002a. Deformation history of the coast belt ophiolitic unit (Cordillera de la Costa), Northern Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 35: 64.
- , ----, L. PANDOLFI & F. URBANI. 2002. Structural map of the Cordillera de la Costa belt in the area between Arrecife and Chichiriviche (Northern Venezuela) (Abstract). *Geos*, UCV, Caracas, 35: 64.
- HOBBS B. E., W. D. MEANS & P. F. WILLIAMS. 1976. *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons. 571 p.
- LAMARE P. 1928. Contribution à l'étude pétrographique des roches de la Cordillère Caraibe (Venezuela). *Bull. Soc. Geol. de France*, 4 ser., 27: 127-162.
- LAUBSCHER H. P. 1955. Structural and petrogenetic aspects of the Baruta area in the Venezuelan Coast Range. *Eclog. Geol. Helv.*, 48 (2): 329-344.
- MÉNDEZ J. & E. NAVARRO. 1987. Caracterización geoquímica de las metalavas de la Formación Tacagua. *Iras. Jornadas de Investigación en Ingeniería*, UCV, Facultad de Ingeniería, Caracas, *Memorias*: 44-47.
- MENÉNDEZ A. 1966. Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 8(15): 116-139.
- MEHNERT K. R. 1969. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier. 383 p.
- MESCHEDE M. & W. FRISCH. 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296: 269-291.
- MORGAN B. A. 1966. Significación de las eclogitas en la Cordillera de la Costa. *Bol. Geol.*, Caracas, 8(15): 154-155.
- 1968. Eclogite and eclogite-amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 115: 155-156.
- NAVARRO E. 1985. Faja de Villa de Cura. ¿Realmente un complejo de arco de islas alóctono?. *Mem. VI. Congr. Geol. Venezolano*, Caracas, 3: 6615-6637.
- , M. OSTOS & F. YORIS. 1988. Revisión y redefinición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte norte-central de Venezuela durante el Jurásico Medio – Paleógeno. *Acta Científica Venezolana*, 39: 427-436.
- OSTOS M. 1981. *Geología de una zona ubicada entre la autopista Caracas - La Guaira y el estribo Galindo, Parque Nacional El Ávila, D.F.* UCV, Escuela de Geología, Trabajo de ascenso, 279 p.
- . 1987a. Texturas de cizalla en la Formación Peña de Mora, Cordillera de la Costa, Venezuela. *Mem. Iras. Jornadas Investg. Ingeniería*, UCV, Caracas, p. 102-105.
- 1987b. Transporte tectónico de la Formación Peña de Mora, parte central de la Cordillera de la Costa, D.F. *Mem. Iras. Jornadas Investg. Ingeniería*, UCV, Caracas, p. 106-109.
- 1990. *Tectonic evolution of the south-central Caribbean based on geochemical data*. University of Rice, Houston, Texas, Tesis doctoral, 411 p. Traducción parcial, “Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicos”. *Geos*, Caracas, (30): 1-294.
- , E. NAVARRO & F. URBANI. 1989. Edad Rb/Sr del augengneis de Peña de Mora, Cordillera de la Costa. *Mem. VII Congr. Geol. Venezolano*, Barquisimeto, 1: 127 - 136.
- PDVSA. 1992. *Imagen de Venezuela. Una visión espacial*. Ed. PDVSA. Caracas.
- PINDELL J.L., S. C. CANDE, W. C PITMAN, D. B. ROWLEY, J. F. DEWEY & W. HAXBY. 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155: 121-138.

- PRATO R. 1999. *Acciones acometidas por DIGECAFA durante la emergencia por inundación y deslizamientos en el estado Vargas, diciembre 1999*. Dirección de Geografía y Cartografía de las Fuerzas Armadas Venezolanas (DGECAFA), Caracas, edición en CD.
- RUTTEN L. 1940. Remarks on the geology of Colombia and Venezuela. I. The age of the non-fossiliferous slates and the metamorphic schists. *Koninklijke Nederlandse Akademie van wetenschappen, Proceedings*, 43(3): 340-344.
- SCHURMANN H. M. E. 1950. Glaukophangesteine aus Venezuela. *Neues Jahrb. Min. Monatshefte*, 7: 145-156.
- SINGER A. 2000. Áreas fuente, trayectorias y sectores de expansión de los aludes torrenciales del 15 y 16 de diciembre de 1999. *Foro “Litoral Central: Geología, geomorfología y procesos asociados”*. 8 feb. Soc. Venezolana Geólogos. Caracas. Edición en CD.
- SISSON V. B., I. E. ERTAN & H. AVÉ LALLEMANT. 1997. High-Pressure (-2000 Mpa) Kyanite – and Glaucomphane-bearing Pelitic Schist and Eclogite from Cordillera de la Costa Belt, Venezuela. *Jour. Petrology*, 38(1): 65-83. (Véase tabla de datos petrográficos en el Anexo 2 de esta Guía)
- STEPHAN J. F. 1985. Andes et chaîne Caraïbe sur la transverse de Barquisimeto (Venezuela): évolution géodynamique. En: *Geodyn. Carib. Symp.* A. MASCLE (Ed.), Edit. Technip, París, p. 505-529.
- TALUKDAR S. & D. LOUREIRO. 1982. Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: metamorfismo y deformación. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de placas. *Geos*, Caracas, (27): 15-76.
- URBANI F. 2002a. Geología del área de la Autopista y Carretera Vieja Caracas - La Guaira, Distrito Capital y estado Miranda. Guía de excursión. *Geos*, UCV, Caracas, 35: 27-41, (+versión completa en CD).
- 2002b. Nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 35: 61, (+versión completa en CD).
- & M. OSTOS. 1989. El Complejo Ávila, Cordillera de Costera, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 29: 205-217.
- , J. A. RODRÍGUEZ & V. VÍVAS. 2000. Geología del estado Vargas: 1.- Nomenclatura actualizada de las unidades ígneo - metamórficas de la parte central de la Cordillera de la Costa. *Resúmenes, Jornadas de Investigación de la Facultad de Ingeniería*, UCV. Noviembre.
- VILACHÁ V. & J. GARCÍA. 2000. Nuevas tecnologías en análisis de eventos naturales. *Foro “Litoral Central: Geología, geomorfología y procesos asociados”*. 8 feb. Soc. Venezolana Geólogos. Caracas. Edición en CD.
- WEHRMANN M. 1972. Geología de la región de Caracas - Colonia Tovar. *Bol. Geol.*, Caracas, *Public. esp.* 5, 4: 2093-2121.
- WHITTEN E. H. T. 1966. *Structural geology of folded rocks*. Rand McNally & Co, Chicago. 679 p.
- YÉPEZ S., I. ARIAS & F. URBANI. 2002. Estudio químico y petrográfico de algunas rocas del esquisto de Tacagua, Quebrada Seca, estado Vargas. *Geos*, UCV, Caracas, 35: 62 (+ resumen extenso en CD).

Versión ligeramente corregida, febrero 2012

ANEXO 1

OBSERVACIONES MICROTECTÓNICAS EN LA CUENCA DEL RÍO MIGUELENA

Tomado de BRAVO & VILAS (2002)

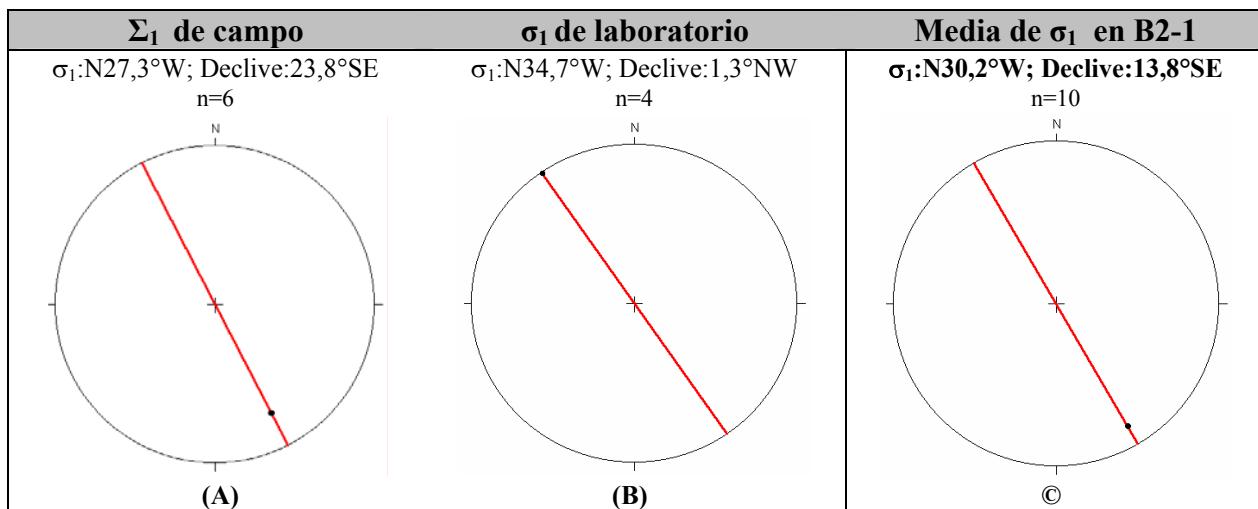
Complejo San Julián

Cuenca	Estación	Unidad	Proyección	Coordenadas		Cota	Mapa
				N	E		
Miguelena	B2-1	ASJ	Lambert	+10.200	+23.920	150 m	II-13



Fotografía azimut 060°

Muestra la estación B2-1 (Complejo San Julián) de la cuenca del río Miguelena.



Estereografías de la estación de trabajo B2-1, cuenca del río Miguelena. **(A):** σ_1 de campo. **(B):** σ_1 de laboratorio. **(C):** Media aritmética entre σ_1 de campo y σ_1 de laboratorio.

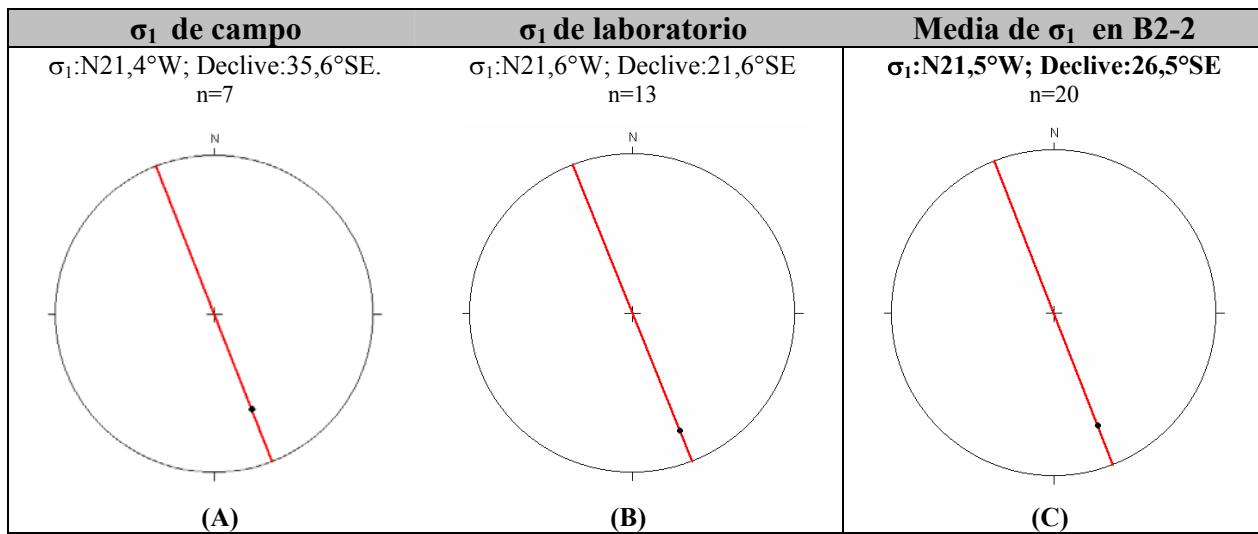
Mármol de Antímano

Cuenca	Estación	Unidad	Proyección	Coordenadas		Cota	Mapa
				N	E		
Miguelena	B2-2	CA	UTM	1.173.350	749.820	80 m	B-49



Fotografía azimut 275°

Muestra la estación B2-2 (Mármol de Antímano) de la cuenca del río Miguelena.



Estereografías de la estación de trabajo B2-2, cuenca del río Miguelena. (A): σ_1 de campo. (B): σ_1 de laboratorio. (C): Media aritmética entre σ_1 de campo y σ_1 de laboratorio.

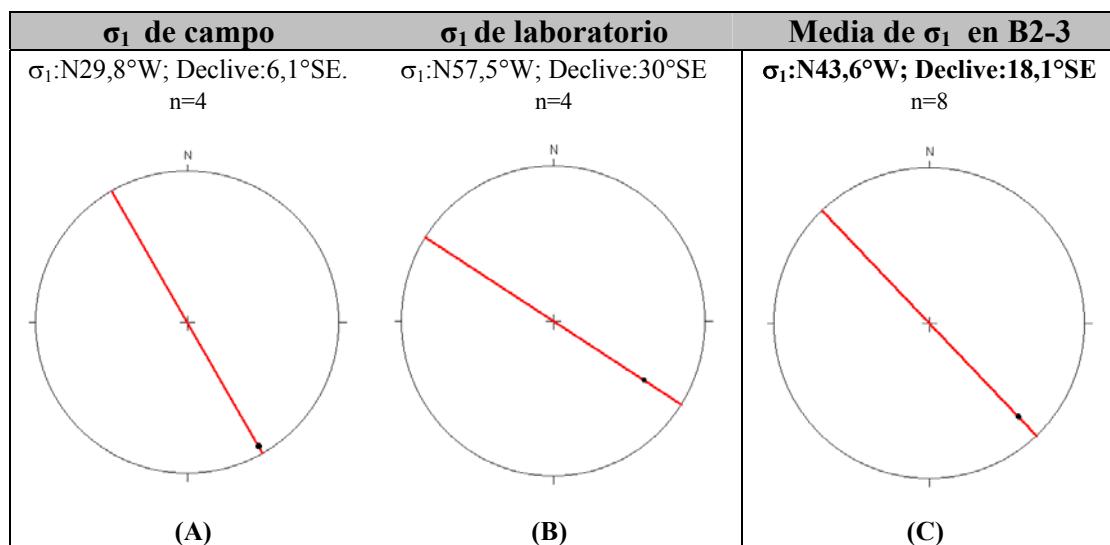
Esquisto de Tacagua

Cuenca	Estación	Unidad	Proyección	Coordenadas		Cota	Mapa
				N	E		
Miguelena	B2-3	CT	UTM	1.173.960	749.760	55 m	B-49



Fotografia azimut 135°

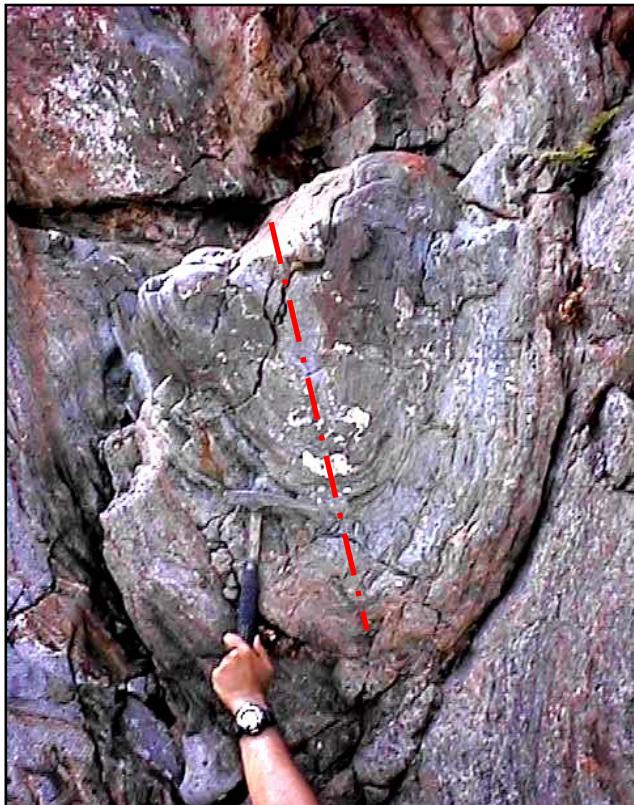
Muestra la estación B2-3 (Esquisto de Tacagua) de la cuenca del río Miguelena



Estereografías de la estación de trabajo B2-3, cuenca del río Miguelena. **(A):** σ_1 de campo. **(B):** σ_1 de laboratorio. **(C):** Media aritmética entre σ_1 de campo y σ_1 de laboratorio.

Los resultados de campo y laboratorio obtenidos en la cuenca del río Miguelena indican un vector compresivo (σ_1) en una dirección NNO-SSE (el cual se hace variable entre $N6^\circ$ - 60° W), revelando una cizalla de tipo dextral cuya orientación está cercana a una zona E-O.

El trabajo de campo revela en principio dos patrones o familias de direcciones de fracturas, una familia ordenada en la dirección NNO-SSE (no paralela a σ_1) y una familia orientada en NNE-SSO. Los buzamientos de estas fracturas son variables, pero, existe una tendencia general a hacerse subverticales hacia el contacto de falla de Macuto. En la familia orientada hacia el NNE-SSO la tendencia general de los buzamientos es hacia los 35° - 55° sur. También se reportan fallas transcurrentes con desplazamiento dextral, orientadas en estas últimas direcciones citadas.



A: Fotografía azimut 82°



B: Fotografía azimut 75°

Estación B2-2, margen izquierda del río Miguelena, cota 80 m. Las imágenes muestran las distintas estructuras observadas y medidas. (A) Pliegue con el plano axial indicado en rojo. (B) Puede observarse un patrón especial de fracturas las cuales se han marcado con líneas segmentadas en amarillo.

Datos de campo. Estaciones de trabajo B2-1, B2-2 y B2-3, cuenca del río Miguelena.

Cuenca	Fracturas	Pliegues	Dioclasis	Foliación
Miguelena B2-1 150 m ASJ	F0: N84°W71°S F1: N74°E61°N F2: N76°E63°N F3: N73°E70°N F4: N78°W10°S F5: N70°E72°N F6: N73°E74°N F7: N70°E70°N F8: N72°E70°N F9: N84°W60°N		D11:N84°E60°S 2:1 D12:N65°E36°S 2:1 D13:N80°E50°S 2:1 D14:N79°E47°S 2:1 D15:N70°E38°S 2:1 D16:N64°E40°S 2:1 D17:N85°W25°S 2:1 D21: N53°E25°N 2:1 D22: N73°E60°N 2:1	So1:N62°E85°N So2:N68°E72°N So3:N62°E60°N So4:N68°E65°N So5:N62°E65°N So6:N70°E69°N
	E1:N05°E84°N, e:74°NW E2:N05°E84°N, e:69°NW E3:N20°W84°N, e:30°SE (D,N) E3: (V-B21-01)		D3: N20°W85°N 1:1	
	F1: N72°W52°S F2: N70°W50°S F3a: N69°W60°S F3c: N75°W65°S F3e: N75°W65°S F3f: N77°W75°S F3g: N79°E84°S F3h: N86°W67°S F3j: N83°W85°N F4: N67°W60°S		Pa1:N80°W75°N, eje:15°SE Pa1: (V-B22-03) Pa2:N85°W65°N, eje:16°SE Pa3:N75°W68°N, eje:15°SE Pa3:(V-B22-01) (V-B22-02) Pa4:N75°W70°N, eje:16°SE	
			D1:N07°W75°N 1:3 D2:N55°E24°S 1:3 D3:N20°W83°N 1:1	
Miguelena B2-2 80 m CA	F1: N35°E44°S 0,8m F2: N35°E42°S 0,2m F3: N35°E44°S 0,1m F4: N35°E43°S F5: N81°E85°N F6: N30°W22°S 0,05m F7: N65°E39°N 0,3m F8: N50°E35°N	Dextral, Normal Dextral, Normal Dextral, Normal Sin desplazamiento Sin desplazamiento Sinistral, Inversa Dextral, Inversa Dextral, Inversa	D1:N70°W77°N 1:3 D2: N40°E89°N 1:4 D3: N50°W40°S 1:3	Soa:N58°E80°N Sob: N60°E84°N Soc: N62°E90°N Sod: N80°E85°N

Nota: Dx: Sistema de diaclasis X, Ex: Espejo de falla X, Fx: Falla X, Pax: Plano axial del pliegue X, Sox: Foliación X, (D,N): Dextral, Normal.

ANEXO 2

**PETROGRAFÍA DE ROCAS DE ALTA PRESIÓN / BAJA TEMPERATURA DE LA
ASOCIACIÓN METAMÓRFICA LA COSTA EN LA REGIÓN DE PUERTO CABELLO.**

Tomado de SISSON *et al.* (1997)

Table 1: Mineral assemblages of selected metamorphic rocks in the study area

Sample	Lithology	Grt*	Cpx	Am	Gln	Phe	Tlc	Pg	Ms	Bt	Cld	Ky	Qtz	Pl	Ep	Chl	Cai	Acces	Opaq	Rt
91-13a	Barroisite-bearing eclogite	x	x	x		x						x		x/zo					x	
91-13e	Ky-Pg-Gln schist	x			x			x			x	x			x	x/zrn	x	x		
91-21a	Eclogite	x	x	x	x	x						x						x	x	
91-21b	Grt-amphibolite	x		x								x	x?	x				x	x	
91-21c	Grt-Chl-Qtz-Act schist	x	x	x								x	x?	x/zo	x				x/ttn	
91-25	Barroisite-bearing eclogite	x	x	x			x					x							x	
91-28b	Tremolite-marble			x					x			x			x/zo	x		x	x/ttn	
91-43a	Barroisite-bearing eclogite	x		x					x			x		x/zo	x		x	x	x	
91-43c	Gln schist	x			x							x		x	x	x		x	x	
91-43d	Gln-schist	x			x							x		x	x			x		
91-43d	Grt-Qtz-Chl schist	x						x			?	x		x	x				x/ttn	
91-44a	Barroisite-bearing eclogite	x	x	x			x					x	x				x	x		
91-45	Barroisite-bearing eclogite	x	x	x	x							x		x			mag	x/ttn		
92-30a	Bar ec/Grt-Gln schist	x	x	x	x					x		x	x ab	x	x		x	x		
92-32a	Qtz-Grt-Ab-Mica schist	x							x	x		x		x/zo	x			x	x	
92-32b	Chlorite fels											x	x/symp†	x/zo	x	x		x		
92-34c	Barroisite-bearing eclogite	x		x		?						x	x	x	x			x	x/ttn	
92-35a	Grt-Mi-Qtz-Chl schist	x								x		x		x/zo	x	xx		x/gr?	x/ttn	
92-36c	Barroisite-bearing eclogite	x	?	x		?			x			x						x		
92-39a	Grt-Gln-Mica schist	x			x				x			x						x	x	
92-39a	Qtz-Grt-Mica schist	x					x					x						x	x	
92-39b	Barroisite-bearing eclogite	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x		x		x	x/ttn		
92-47c	Chd-Grt-Pg schist	x						x	x	x	x	x	x	x	x			x/ttn		
92-47d	Grt-Chl schist	x								x		x	x	x/zo	x	x		x	x/ttn	
92-47e	Grt-Mi-Act-Chl schist	x		x/act						fuchsite		x	x	x/zo	x	x		x	x/ttn	
94-13b	Mi-Grt-Qtz-Ab schist	x							x		x	x	x	x		x	x/zrn	gr	x	
94-18a	Ky-Pg-Gln schist	x		x	x	x	x	x			x	x		x/ab				mag		
94-18b	Grt-Qtz-Mica schist	x		?				x	x		x	x	x/ab	zo		dol	x	x/gr	x/ttn	
94-18c	Dol-Qtz-Mica schist			?				x			x	x								

*Mineral abbreviations after Kretz (1983); for some samples, the specific mineral species is given. Other abbreviations include: Acces for accessory minerals and Opaq for opaque minerals.

†Occurs in secondary symplectite.

x/ttn, rutile and titanite.

ANEXO 3

FIGURAS GUÍA PARA LA OBSERVACIÓN DE ESTRUCTURAS EN EL CAMPO

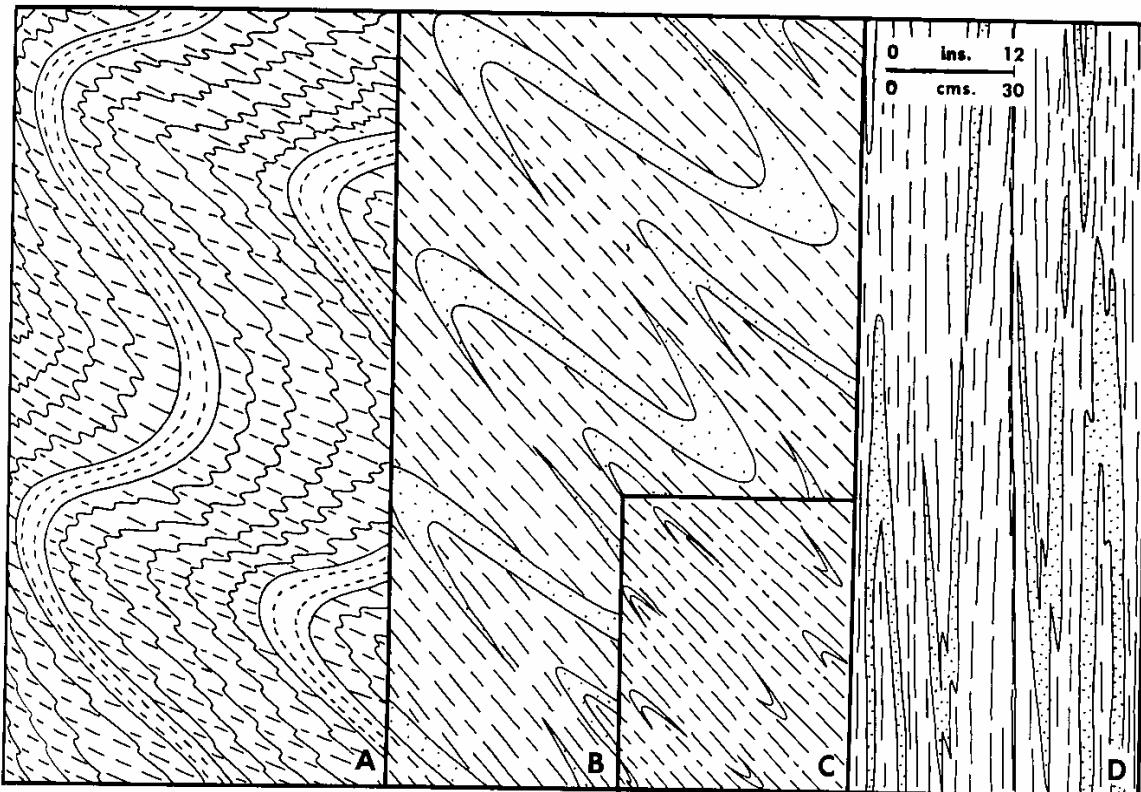


Figure 174. Diagrammatic profiles of fold structures in the pelitic schists of the Braemar-Kinloch Rannoch area, Central Highlands, Scotland. A: Initial folding with open flexures in quartzite layers and axial-plane schistosity in crenulated pelitic members. B: Limbs of quartzite folds attenuated so that only apices remain as indicators of the tectonic significance of the schistosity. C: More advanced stage of attenuation. D: Extreme elongation and flattening of quartzitic members so that schistosity and banding are almost, but not precisely, coincident: the oblique intersection reveals, even in the absence of fold closures, that the general layering is of tectonic origin (After King and Rast, 1956A, Fig. 2).

ESTRUCTURAS DE TRANSPOSICIÓN. Tomado de WHITTEN (1966).

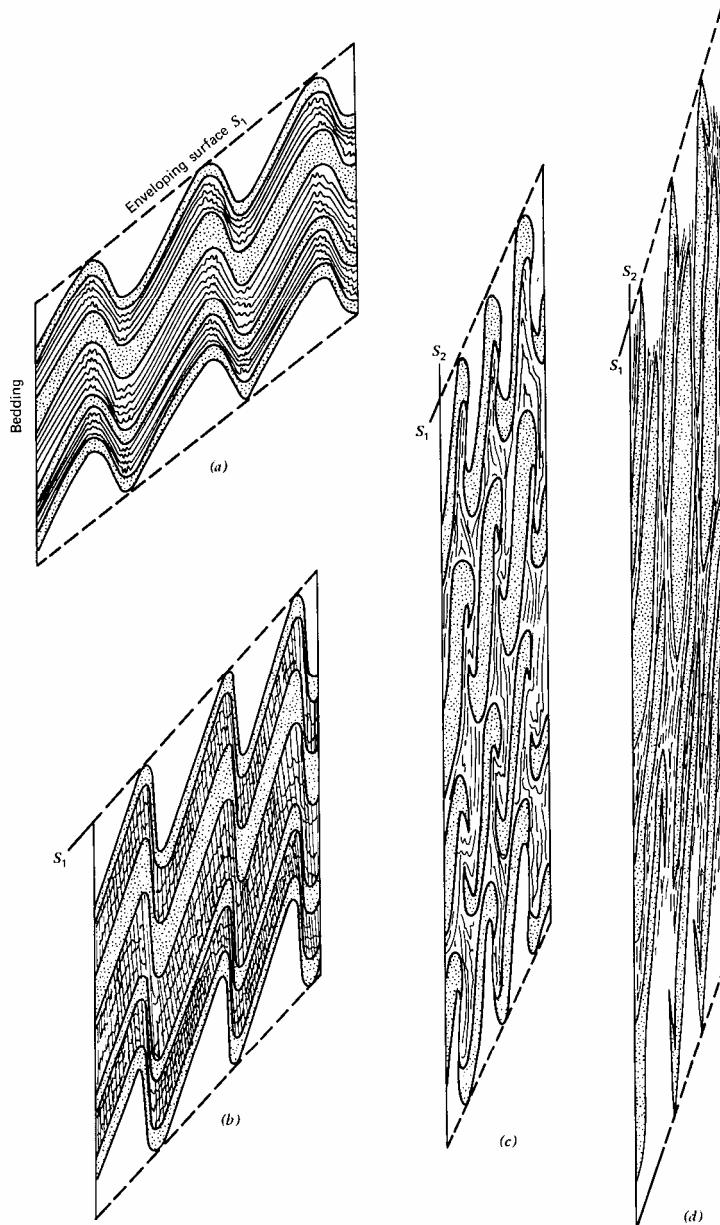


FIGURE 5.34 A possible sequence of events in the development of a transposed foliation (S_2) by folding of S_1 . [From F. J. Turner and L. E. Weiss (1963), *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. Copyright © 1963, McGraw-Hill Book Co. Used with permission of McGraw-Hill Book Co.]

ESTRUCTURAS DE TRANSPOSICIÓN. Tomado de HOBBS *et al.* (1976).

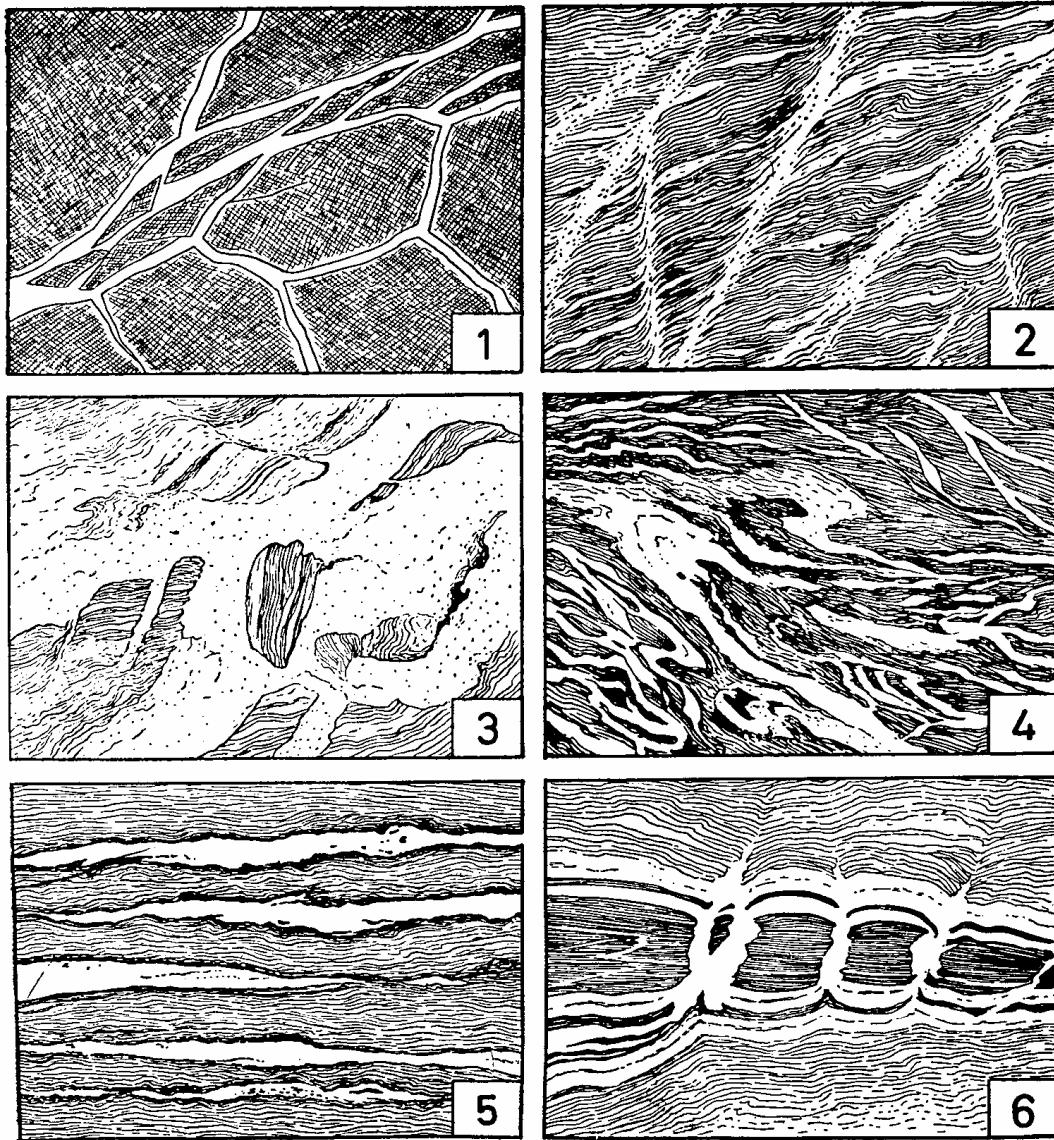


Fig.1a. Summary of typical migmatite structures.

1. Agmatic (breccia) structure.
2. Diktyonitic structure.
3. Schollen (raft) structure.
4. Phlebitic (vein) structure.
5. Stromatic (layered) structure.
6. Surreitic (dilatation) structure.

ESTRUCTURAS MIGMATÍTICAS.
Tomado de MEHNERT (1968).

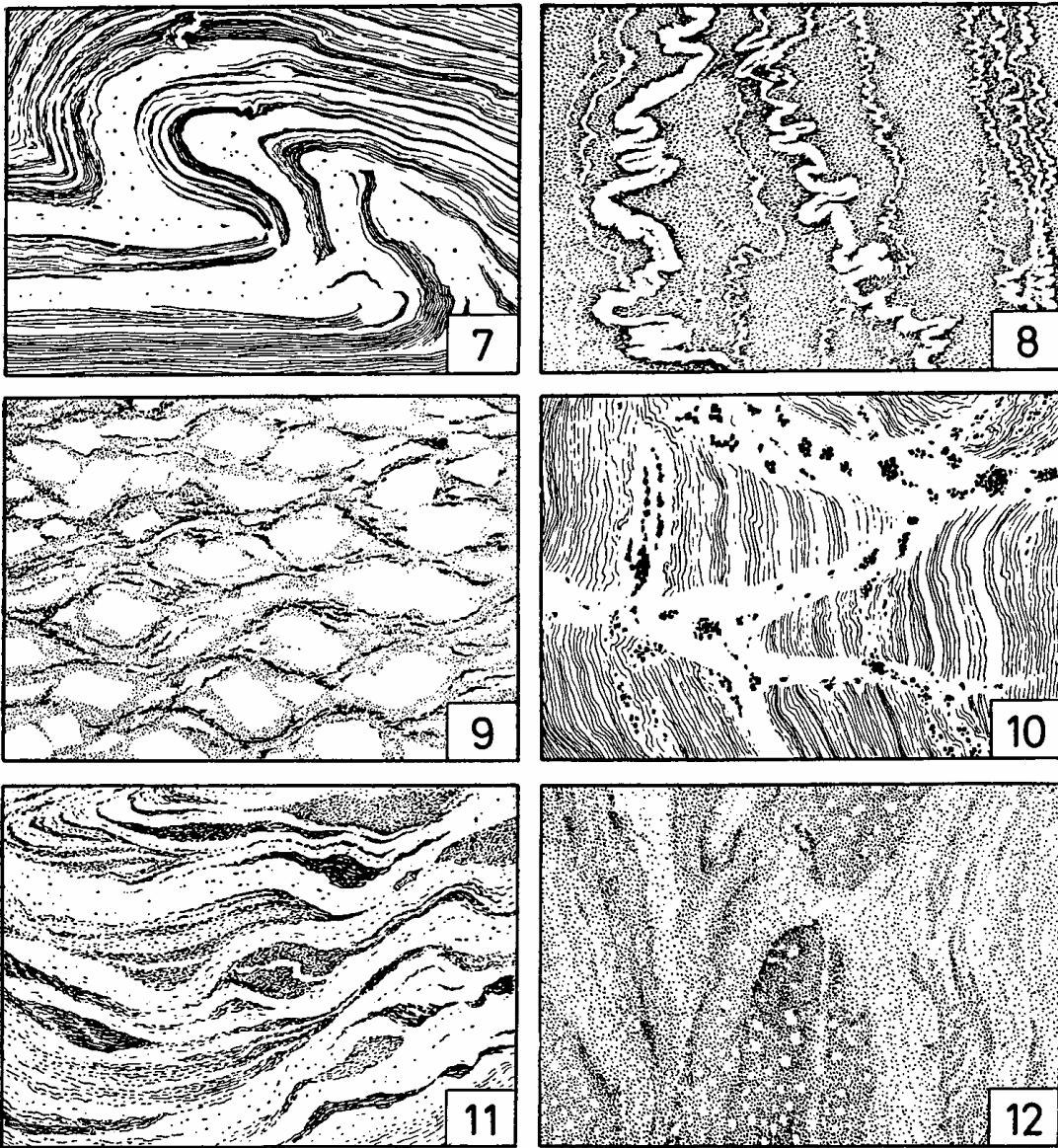


Fig.1b. Summary of typical migmatite structures.

7. Folded structure.
8. Ptygmatic structure.
9. Ophthalmitic (augen) structure.
10. Stictolithic (fleck) structure.
11. Schlieren structure.
12. Nebulitic structure.

ESTRUCTURAS MIGMATÍTICAS.

Tomado de MEHNERT (1968).

ESTRUCTURAS DE CIZALLA

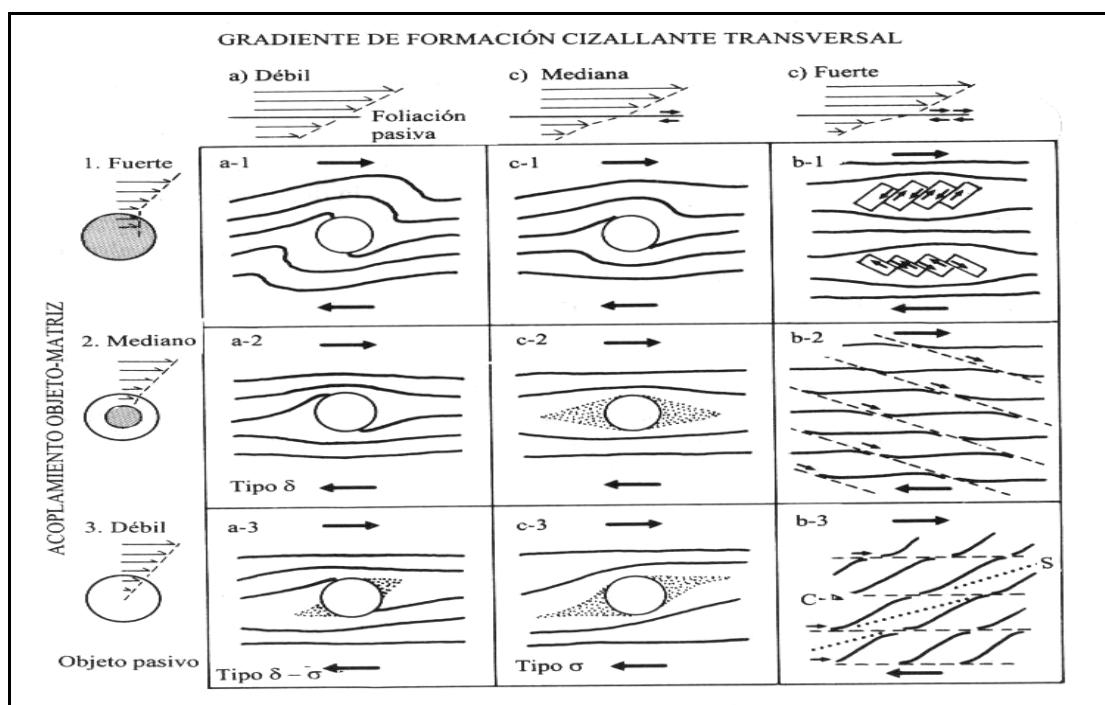
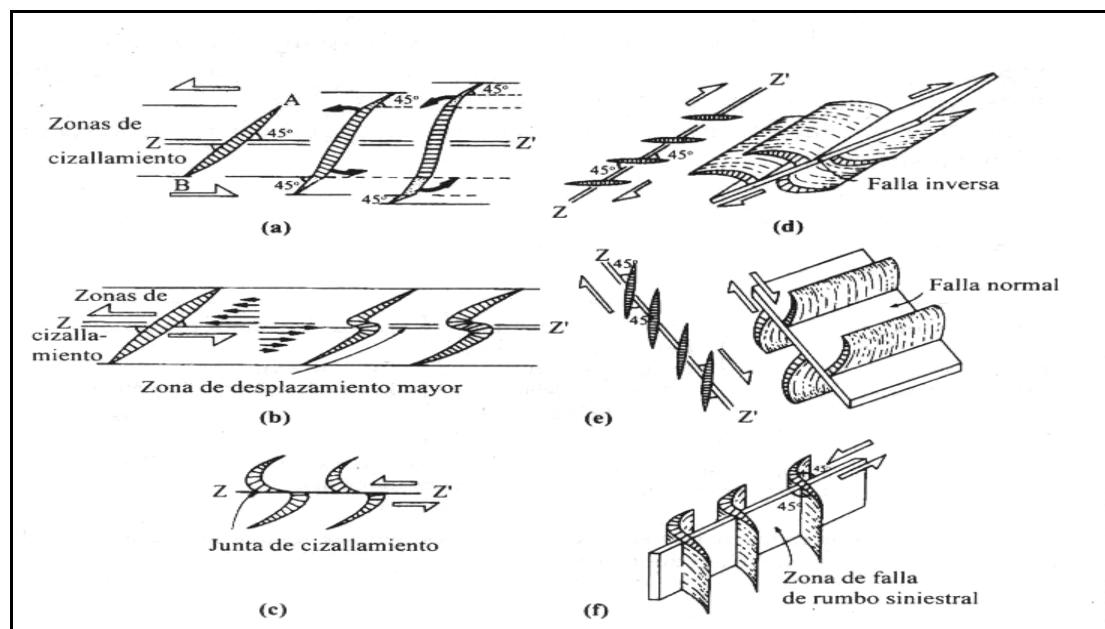


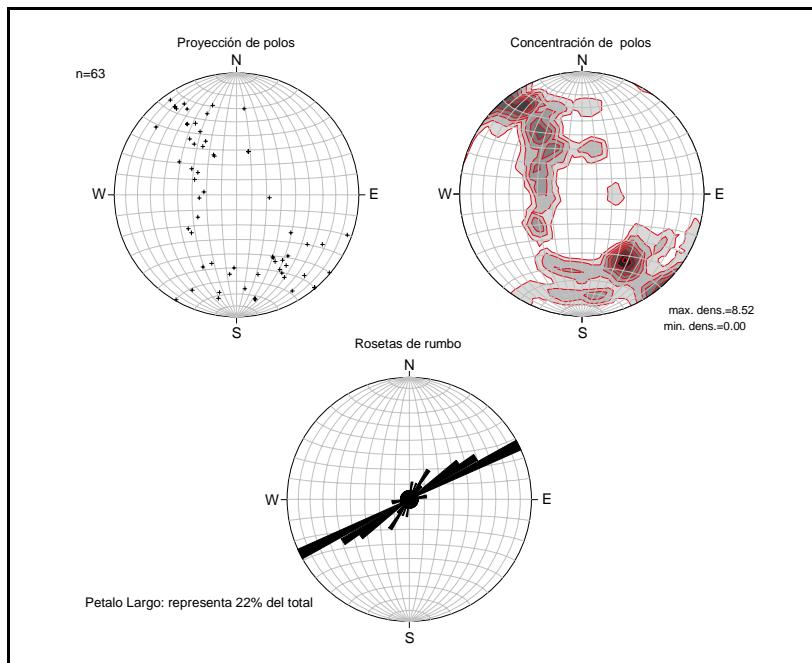
Tabla de la forma y orientación de los indicadores cinemáticos en las zonas con deformación de cizalla (rotacional).
Según BJORNERUD (1989). (Tomado de BRAVO & VILAS 2002).



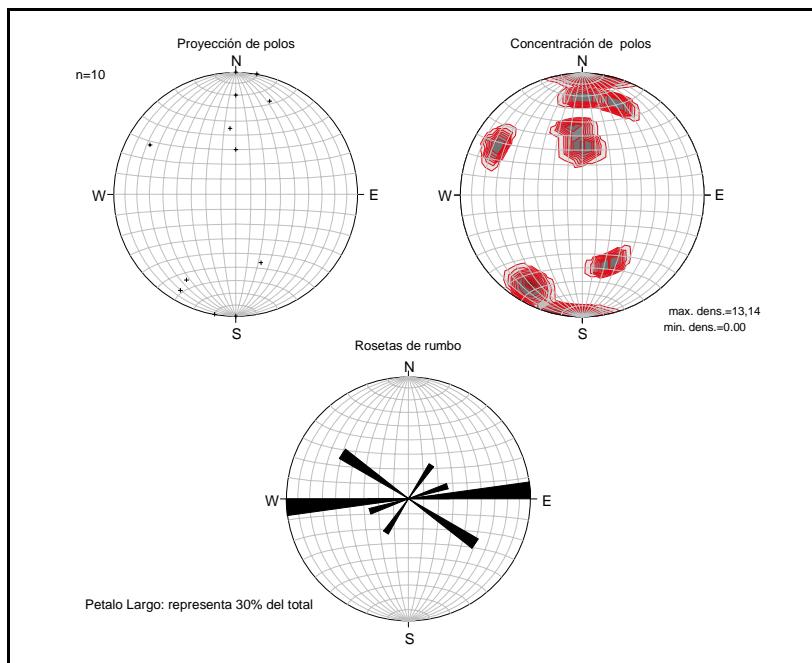
Grietas en echelon rellenas por mineralizaciones y su relación con la deformación. (a) Forma sigmoidal de las vetas debido a la rotación de la parte externa de las grietas ya formadas, en tanto que las extremidades continúan propagándose hacia la periferia, a 45° de la dirección de cizallamiento. (b) Determinación del sentido de cizallamiento a través de las grietas. (c) Forma sigmoidal producida por deformación cizallante dúctil y heterogénea del material, más intensa en el centro de cizallamiento R y/o P que cortan las grietas sigmoidales. (d) Asociadas a fallas inversas. (e) Asociadas a fallas normales. (f) Asociadas a fallas de rumbo. Según MERCIER & VERGELY, (2001). (Tomado de BRAVO & VILAS 2002).

ANEXO 4

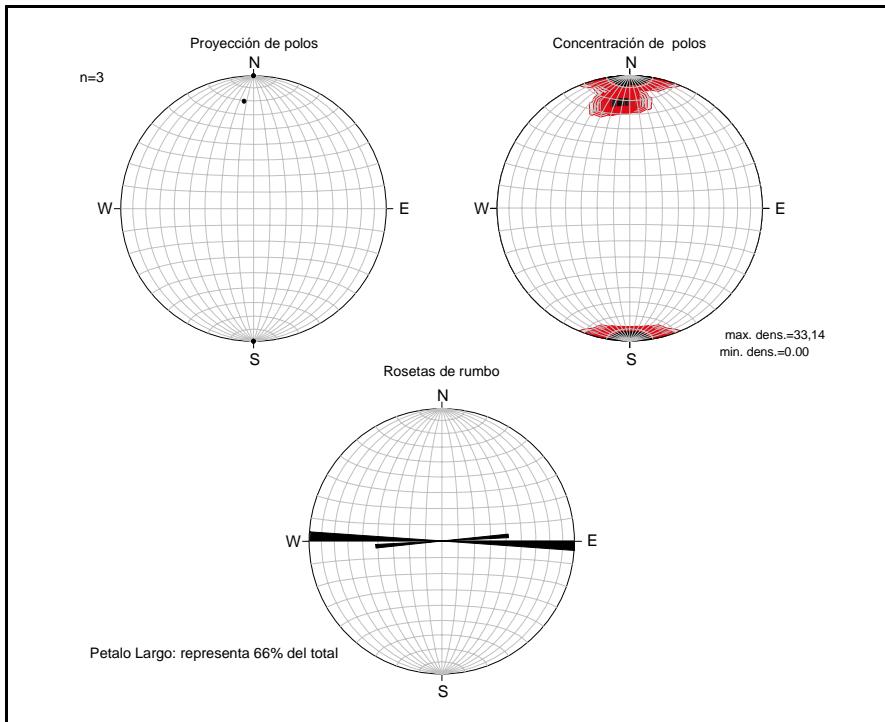
Diagramas estructurales tomados de CANO & MELO (2002)



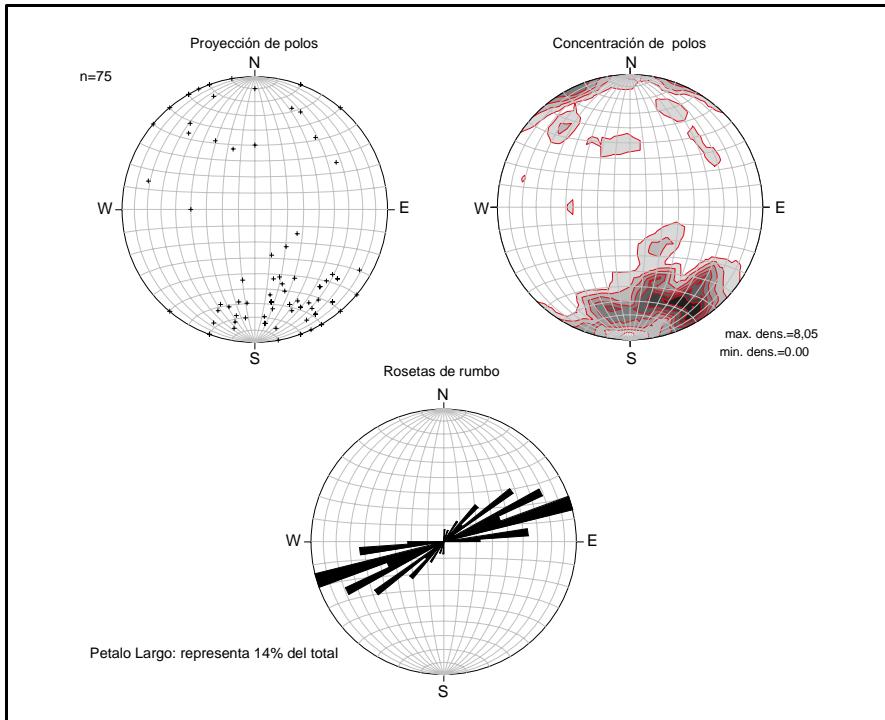
Proyección de polos, diagramas de concentración de polos y rosetas de rumbo de las foliaciones medidas en el **Esquisto de Tacagua**. Presentan una orientación promedio de N63°E y buzamientos 40° N y 25°S.



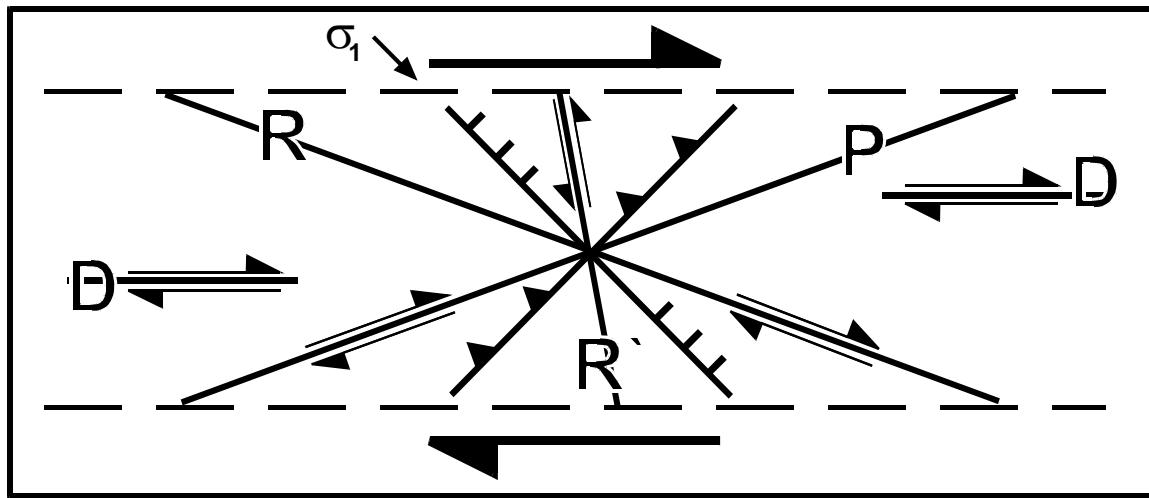
Proyección de polos, diagramas de concentración de polos y rosetas de rumbo de las foliaciones medidas en el **Mármol de Antímano**. Presentan una orientación promedio de N55°-85°W y buzamientos 50°-90°N y 45°-70°S.



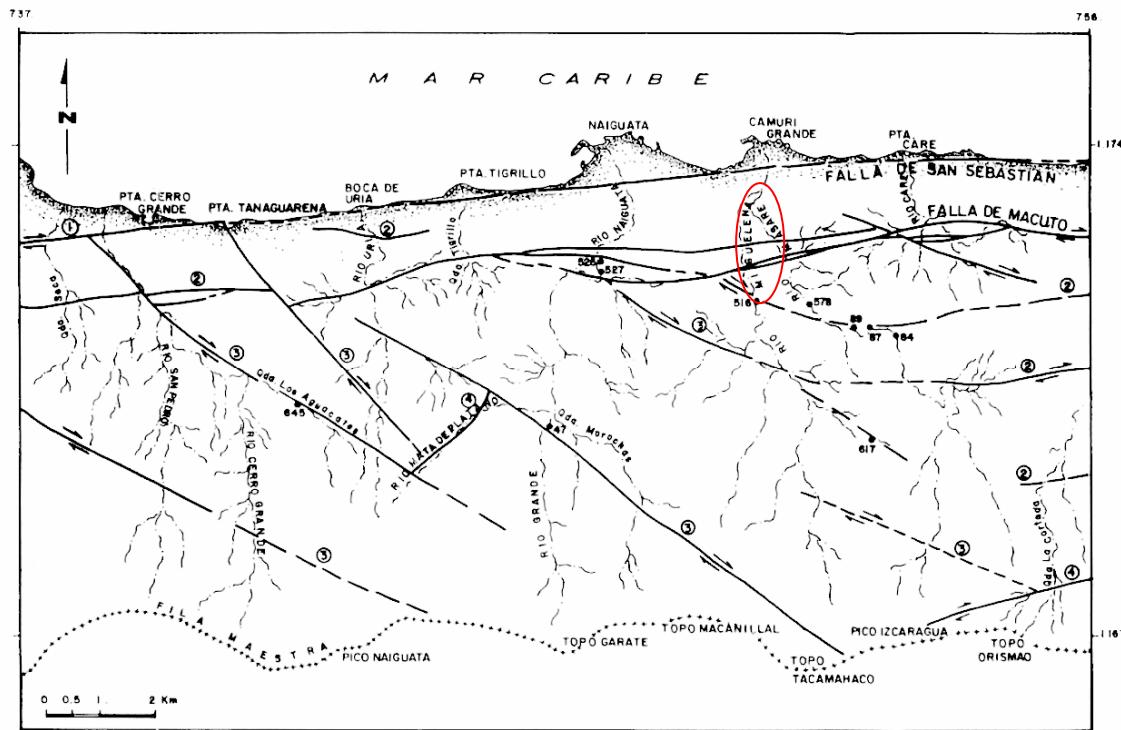
Proyección de polos, diagramas de concentración de polos y rosetas de rumbo de las foliaciones medidas en la serpentinita. Presentan una orientación promedio de E-W/70°-90°N.



Proyección de polos, diagramas de concentración de polos y rosetas de rumbo de las foliaciones medidas en el Complejo San Julián. Presentan una orientación promedio de N50°-80°E/N65°W buzamiento 60°-70°N



Esquema del modelo de WILCOX (1973), adaptado por CANO & MELO (2002) al sistema de fallas de la zona de Caraballeda - Care.



Esquema del fallamiento en la zona de Caraballeda - Care. El óvalo indica la zona de la excursión.
Tomado de CANO & MELO (2002)