

traslación del sistema de arco hacia el sureste por acreción, finalizando esta traslación al alcanzar condiciones de sutura. El autor considera que el punto de sutura actual se ubica en Paria y que hacia la parte oriental de la Península el proceso de acreción continúa activo. A propósito de esta conclusión señala que la Falla El Pilar ocurre a lo largo de la superficie de sutura presentando un movimiento activo dextral en las áreas donde la acreción cesó, de manera tal el desplazamiento y edad de la falla se incrementa hacia el oeste. En las ideas expuestas en este trabajo se señala que la F. El Pilar hacia la zona oriental de Paria y en Trinidad es probablemente un corrimiento que buza al norte superponiendo el terreno Araya-Tobago por encima del cinturón de deformación del antepaís. El Terreno Tobago representa una cobertera de rocas metamórficas alóctonas emplazadas tectónicamente sobre el zócalo granítico, estas rocas están expuestas en la zona limítrofe entre un arco de islas acretado y(o) suturado y el continente. Los protolitos son mayoritariamente sedimentos Mesozoicos de talud y costa-afuera depositados entre el antearco y el margen pasivo, actualmente sobrecorrido sobre el continente. El metamorfismo representa los efectos de la profundidad alcanzadas en el antearco así como posiblemente el calor asociado al sobrecorrimiento del arco magmático durante la colisión. El desarrollo de una cuenca antepaís asimétrica con subsidencia máxima cerca del frente de deformación, con migración diacrónica al sur y al este del frente de corrimiento es producto de la colisión oblicua y a permitido la traslación de rocas alóctonas e imbricación hacia el continente, de las fases sedimentarias tempranas, generando un engrosamiento tectónico que da lugar a un reacomodo isostático flexural que se traduce en una deficiencia de masas, evidenciada a través de la anomalía gravimétrica negativa presente en la Cuenca Oriental de Venezuela.

MOTISCKA (1987) realiza un estudio petrográfico de las intrusiones graníticas jóvenes de la zona de Carúpano, clasificándolas como pórfidos de granito subalcalino y brechas ígneas hipoabisales.

ERLICH & BARRETT (1990) para los autores la historia geológica Cenozoica del norte de Venezuela y el área de Trinidad esta dominada por desplazamientos rumbo-deslizantes de bloques corticales. Variaciones de poca magnitud en la configuración cinemática del margen Caribe-Suramérica durante el Oligoceno permitieron el desarrollo de un relevo dextro de la Falla de Morón que dio lugar al desarrollo de la cuenca tensional (pull-apart) de Cariaco y de la zona de fallas de El Pilar. El desplazamiento máximo estimado para la falla de El Pilar esta en el orden de 125 km. Un régimen de esfuerzos transpresivo entre la placa Caribe y el norte de Suramérica

se desarrolla y migra hacia el este como consecuencia del desplazamiento relativo de la placa Caribe en la misma dirección, cambios en la geometría del margen permite el desarrollo local de estructuras transtensivas.

CRISAFI (1991) en un área ubicada al SE de Carúpano produce una cartografía geológica con énfasis en rocas ígneas y metamórficas, realizando un estudio petrográfico y petrogenético. Menciona la presencia de afloramientos en el sector de estudio de rocas que en el sector evaluado alcanzan metamorfismo dinamothermal, en la facie del esquisto verde, zona de la clorita. Estas rocas corresponden a las metasedimentarias de Güinimita y al Esquisto de Tunapui, las últimas afectadas por intrusivos de dimensiones variables, que de acuerdo a análisis químicos presentan una afinidad riolítica, mostrando petrográficamente una textura porfirítica, características que llevan a la autora a clasificar estos intrusivos como pórfidos de granito de origen hipoabisal, coincidiendo con MOTISCKA (1987). En virtud de las relaciones existentes entre los elementos trazas Rb, Y y Nb y de la relación de estos elementos con la proporción de SiO<sub>2</sub>, los intrusivos estudiados geoquímicamente por la autora son asociados a ambientes tectónicos intra-placa y no de arco volcánico como interpretaciones anteriores sugerían. Se menciona que los cuerpos hipoabisales presentan evidencias de alteración hidrotermal, sin embargo, la ausencia de cizallamiento en los mismos indica el evento intrusivo es posterior al paroxismo de metamorfismo y deformación.

RUSSO & SPEED (1992) a partir de una síntesis de datos de geología regional que incluyen un análisis de la anomalía gravimétrica negativa del Cuenca Oriental de Venezuela, sismicidad regional, tomografía sísmica (VAN DER HILST 1990) y características topográficas de Paria, señalan que una parte de la placa oceánica Caribe, en subducción por debajo de Suramérica, se ha quebrado y separado al suroeste de Paria, y como consecuencia de su flotabilidad negativa ha sido succionada por debajo del continente. Las características de flotabilidad de la corteza transicional sobrecorrida sobre el continente genera un espesor considerable que no permite la subducción de está por debajo de Suramérica continental. La carga isostática producida por el espesor de corteza transicional acretada y los procesos de compensación mantelar dan lugar al levantamiento y erosión pronunciada de las terrenos sobrecorridos en la parte occidental de Paria, que por el carácter diacrónico de la interacción entre el denominado Terreno Tobago en la Placa Caribe y Suramérica Continental han generado un mayor efecto de rebote elástico de la corteza en el sector occidental en respuesta a la succión del fragmento de placa oceánica (slab),

completamente separado que yace en la subcuenca de Maturín. Este hecho explica para los autores la ausencia de sismos profundos al oeste de Paria, los esfuerzos tensionales no logran propagarse a través del continente flotante, por lo que se concentran en dicho fragmento (slab). Cinemáticamente el modelo de acuñaamiento tectónico propuesto por los autores implica una colisión progresiva oeste-este de los terrenos Caribe con Suramérica y la eventual sutura de algunos terrenos sobrecorridos al continente.

ALGAR (1993) a partir de análisis en detalle en la Northern Range de Trinidad, combinados con análisis de facies sedimentarias, datación en huellas de fisión y análisis estratigráficos, estructurales y tectónicos regionales genera un modelo evolutivo de Trinidad que toma en consideración la deformación que caracteriza la zona limítrofe del sur del Caribe. En este modelo, la existencia de una orogénesis Cretácica a lo largo de la zona nooriental de Suramérica no encuentra sustentación, ya que las secuencias estratigráficas de margen pasivo de Trinidad no fueron deformadas hasta el Eoceno u Oligoceno. Exceptuando las unidades asociadas a Sans Soucy, el autor identifica cuatro fases de deformación en el área evaluada al norte de Trinidad, todas post-Maestrichiense, esto por su carácter aloctóno respecto al resto de la metasecuencia. La primera fase de deformación implica procesos de depositación gravitacional, con vergencia norte, del talud continental de la Northern Range. Los deslizamientos son inducidos por incremento de la pendiente del talud como consecuencia de la migración del depocentro antepaís y el levantamiento flexural asociado al desplazamiento hacia el este de la Placa Caribe, que genera una somerización depositacional apreciable en la parte central de Trinidad. Con la aproximación del frente de deformación del Caribe, la Northern Range es cabalgada por el prisma acrecional del Caribe, y el sur de Trinidad es deprimido por subsidencia, antes de experimentar una deformación transpresiva que culmina en el Mioceno Medio con un plegamiento y corrimientos tipo antepaís. Hacia el final del Mioceno y comienzos del Plioceno, según el autor, el fallamiento rumbo-deslizante dextral domina sobre la deformación transpresiva, de manera que el Golfo de Paria se desarrolla como una cuenca transtensional (pull apart), al mismo tiempo el norte de Trinidad acomoda depósitos erosionados de la Northern Range, espacio que es generado como consecuencia de una zona transtensional de fallas con vergencia norte. Esta última fase de deformación implica quizás una componente de divergencia entre las placas Suramérica y Caribe. Las edades determinadas de huellas de fisión son concordantes con la interpretación de una deformación fundamentalmente Terciaria y post Eocenas. Señala el autor que la evaluación en

detalle de los datos estructurales de Paria son fundamentales para entender algunas de las relaciones estructurales definidas en Trinidad y re-evaluar las fases de deformación propuestas.

FLINCH & RAMBARAN (1996) estudian aspectos estructurales del Golfo de Paria, que consiste en un complejo conjunto de cuencas extensionales ubicadas aledañas al cinturón de plegamiento y deformación de Venezuela Oriental. Para los autores los aspectos estructurales más prominentes son: (1) la Falla de Casanay, que limita la provincia extensional al norte, (2) la falla de Warm Springs que constituye el límite sur y (3) los Altos de Domoil y Gopa, localizados en el centro del Golfo. Interpretan el desarrollo de semi-grabens como consecuencia de un colapso extensional desde el Neógeno Tardío y consideran que la compresión Pleistoceno Tardío-Holocena conduce a una inversión menor que afecta los límites del dominio estructural.

BABB (1997) define a partir de un estudio sismo-estratigráfico las características de las secuencias depositacionales del Golfo de Paria y características estructurales asociadas al desarrollo de esta cuenca tensional oblicua post – Mioceno Medio, aledaña al área de estudio. Señala que en esta depresión tectónica fallas normales orientadas NE-SO son controladas por cargas gravitacionales y esfuerzos tectónicos relacionados al desplazamiento rumbo-deslizante y normal de las fallas de El Pilar y Los Bajos - Warm Springs, para la falla Los Bajos determina un desplazamiento post-Mioceno medio acumulado de 10,5 km. Basado en perfiles sísmicos, considera que la Isla de Patos tiene un origen asociado a la traza de El Pilar, representando un régimen transpresivo responsable del levantamiento del bloque norte, siendo dicha isla la expresión geomorfológica del estilo estructural localmente resultante en dominio transtensivo, Hacia la parte norte de la Northern Basin, asociadas a la falla El Pilar, ocurren otras estructuras propias de un régimen transtensivo.

SPEED *et al.* (1997) presentan un modelo que explica el origen y significado tectónico de los cuerpos gnéissicos cuarzo-feldespáticos que ocurren a manera de cadenas restringidas dentro del cinturón alongado de esquisto que conforman la costa de Suramérica en el denominado Terreno Paria-Trinidad. Dataciones Pb/U en fracciones de circón, generalmente euhedral, señalan un intercepto de 321 (+ 13, -29) Ma, que los autores interpretan como la edad Paleozoica de cristalización magmática del protolito plutónico granitoide del Gneis del Dragón, que consideran, coincidiendo con apreciaciones de GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1974) basadas en análisis químicos y mineralógicos, equivalentes al Gneis de El Mango evolucionando ambos cuerpos de

un mismo intrusivo. Evaluaciones radiométricas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y Rb/Sr en micas metamórficas del Gneis del Dragón y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la biotita plutónica del Gneis El Mango, indican un metamorfismo Cenozoico Medio, causado por protomilonitización y presión solución, variable espacialmente en intensidad. En el modelo propuesto por los autores los gneis fueron transformados conjuntamente con el esquisto envolvente, de protolitos sedimentarios con proveniencia continental. Por otra parte los protolitos de los gneis son interpretados como fragmentos de un basamento Paleozoico continental, quizás de un pilar tectónico infrayacente y/o bordeado por sedimentos depositados en el marco tectónico pasivo Mesozoico. Como parte de los procesos derivados de la convergencia en la zona limítrofe entre las placas Caribe y Suramérica ocurrió la dislocación de fragmentos del basamento y de la cuña depositacional del margen pasivo, siendo estos transportados desde el NNO hasta su actual posición. El metamorfismo y deformación de los granitos es por protomilonitización y ocurre de manera sinmetamórfica a los eventos deformacionales responsables del desarrollo de la fábrica del esquisto verde en las rocas envolventes, el proceso ocurre dentro de una cuña de acreción transportada hacia el continente a partir del Cenozoico Medio. Los plutones, que resultaron en cuerpos gnéisicos por protomilonitización y presión solución en el Cenozoico Medio, presumiblemente representan evidencias de actividad ígnea intrusiva relacionada a la actividad postorogénica resultante de una zona de colisión entre Gondwana y el sur de Norteamérica tras la amalgamación de Pangea en el Paleozoico, específicamente en el Carbonífero, coincidiendo en edad y posible paragénesis con el Granito de El Baúl.

YSACCIS (1997) considera que el basamento pre-Terciario costa-afuera del noreste de Venezuela consiste en un complejo acrecional donde ha sido profundamente subductado un sistema Cretácico de arco de islas, formado de manera alóctona al oeste de su actual localización, la estructura interna de este basamento esta conformada por un conjunto de napas metamórficas que incluye secuencias de margen pasivo así como elementos oceánicos (ofiolitas). Para el autor la evolución Terciaria de la zona costa-afuera nororiental de Venezuela esta dominada por extensión Paleógena, de tipo retroarco, ocurrida hacia el norte de la actual localización de la Cuenca de Maracaibo; y transtensión Neógena, interrumpida por un evento de inversión tectónica que ocurre entre el Oligoceno y el Mioceno. Señala el autor que los sistema de fallas principales del norte de Venezuela son Neógenos, generados por un particionamiento de esfuerzos a lo largo de fallas rumbo-deslizantes que al norte definen un dominio transtensivo y al sur un dominio

predominantemente transpresivo responsable de una tectónica de despegues (décollement) en la Serranía del Interior, con inversión de estructuras de la cuenca antepaís de Monagas.

SPEED & SMITH-HOROWITZ (1998) definen las características tectono-estratigráficas de los terrenos que conforman la zona limítrofe entre las placas Caribe y Suramérica, con énfasis en el denominado Terreno Tobago, ubicado al norte de Paria, y con límites meridionales en la costa norte peninsular. La palabra terreno tiene implícito un carácter aloctóno y características geológicas distintivas relativas a las unidades aledañas. Los cinco aspectos principales del Terreno Tobago, definido por los autores, son: (1) litosfera oceánica Cretácica o quizás pre-Cretácica; (2) un complejo suprayacente de rocas sedimentarias (vulcanoclásticas y hemipelágicas) y rocas magmáticas con afinidad de arco de islas de posible edad Cretácico Medio; (3) rocas de arco de isla de edad Paleógeno; (4) rocas depositadas en una cuenca antearco Paleógena, y (5) cobertura sedimentaria Neógena. Las rocas ígneas básicas metamorfozadas aflorantes en Cabo Tres Puntas así como en otras de características similares que afloran localmente en la costa norte de Paria, definidas como Formación El Copey por SEIJAS (1972), son consideradas la parte basal del terreno. A través de una dudosa datación en roca total  $Ar^{40}/Ar^{39}$  y principalmente por correlación con un complejo metavolcánico alcanzado en el pozo exploratorio Bocas 1, ubicado 10 km al NE de Paria oriental, los autores asignan a los protolitos del complejo ígneo básico metamorfozado la posible edad pre-Barremiense. El complejo, es interpretado como un apilamiento imbricado con yuxtaposición de varios niveles provenientes de diferentes profundidades de litosfera oceánica, donde los protolitos basálticos de las serpentinitas tienen una posible afinidad MORB. La asociación y posición actual de los paquetes es el producto de fallamiento frágil somero que tuvo lugar en el Cenozoico Medio posiblemente como consecuencia de la interacción del Terreno Tobago con el Terreno Paria, interacción probablemente responsable del paroxismo de metamorfismo y deformación Cenozoico de las rocas que conforman el Terreno Paria-Trinidad y que ocasiona el desarrollo de este terreno como un antearco acrecional. El Terreno Tobago está limitado por fallas cuya edad de movimiento se extiende desde el Cretácico al presente, estas fallas ponen en contacto este con los terrenos Paria-Trinidad y Araya-Margarita, el primero comprende principalmente rocas metamórficas de bajo grado que alcanzan la facie del esquisto verde en el Cenozoico Medio y limita al sur a través de la Zona de Fallas del Pilar con rocas deformadas de la cuenca antepaís Oriental de Venezuela, el segundo contiene un basamento metasedimentario con metamorfismo progradante pre-Cenozoico de alto rango, el límite de estos

terrenos con el terreno Tobago se establece en la zona de fallas de Coche-North Coast, cuya componente de desplazamiento es normal y presenta bajo ángulo.

DE GUERRA, CRESPO DE CABRERA, DI GIANNI, SÁNCHEZ & FUNES (1998) a través de estudios geológicos integrados en la Cuenca Oriental de Venezuela determinan la ocurrencia de tres eventos transgresivos durante el Terciario asociados a la colisión entre las placas Suramérica y Caribe, que por su carácter diacrónico genera una traslación del depocentro de la cuenca y una consecuente variación de los ambientes depositacionales de oeste a este.

VILLAMIL & PINDELL (1998) en su estudio paleogeográfico del Mesozoico en Suramérica consideran que todos los terrenos alóctonos compuestos por rocas metamórficas Jurásicas a Cretácicas y/o rocas de arcos volcánicos fueron originadas distalmente respecto al margen pasivo, que se prolonga en el tiempo al menos hasta el Maestrichiense, señalan que el metamorfismo y deformación de estas rocas tiene relación con el prisma de acreción formado a partir del Cretácico Tardío por la Placa Caribe en su proceso de traslación desde el Pacífico. Los autores consideran que la posición actual de estas rocas en el margen Caribe-Suramérica es consecuencia de la interacción Cenozoica entre ambas

SIMS *et al.* (1999) evalúan la ocurrencia de la cuenca transtensional (pull apart) del Golfo de Paria, el cual esta conformado por fallas maestras normales oblicuas que resultan en el desarrollo de subcuencas asimétricas alongadas, separadas por altos intracuenca. A partir de modelos físicos determinan que la configuración de zona de separación (detachment), la reología y el espesor son controles fundamentales sobre el estilo estructural que se desarrolla en este tipo de cuencas. Concluyen a partir de los modelos que la configuración estructural del Golfo de Paria es resultante de la presencia de capas viscosas de bajo espesor dentro de la secuencia.

YSACCIS & AUDEMARD (2000) a partir de un perfil sísmico de 400 Km consideran posible la existencia de un orógeno flotante a partir de la interacción entre las placas Caribe y Suramérica, que al norte costa-fuera desarrolla un cinturón de Plegamiento de Blanquilla, sobre corteza oceánica, y al sur el Cinturón de Plegamiento de la Serranía del Interior, donde se produce la deformación de los sedimentos del margen pasivo de la Cuenca Oriental de Venezuela. En el centro del segmento del perfil, la Península Araya-Paria corresponde a un cinturón sobrecorrido de rocas metasedimentarias que corresponde a la parte frontal más profunda del margen pasivo Jurásico-Cretácico, el cual experimentó durante la evolución del orógeno, ajustes por transpresión y transtensión. De acuerdo a los autores durante el Oligoceno ocurrió inversión tectónica en

Carúpano, coeval con el desarrollo del depocentro en Guárico, mientras que la inversión Miocena en Blanquilla ocurre con el depocentro en Maturín. En el sur de Carúpano las estructuras compresivas Terciarias fueron enmascaradas por transtensión durante el Neógeno Tardío.

CRUZ *et al.* (2001) comparan los estilos de deformación del norte de Trinidad y aquellos propios de la Península de Paria, concluyendo que el contraste de estilos desarrollados es producto de la colisión oblicua y el acuñaamiento entre las placas Caribe y Suramérica en los últimos 50 Ma, proceso que genera una compleja historia de deformación que evoluciona de manera diacrónica de oeste a este. Los autores proponen dos modelos para explicar la generación y exhumación del cinturón de deformación, compuesto principalmente por rocas depositadas en el margen pasivo Mesozoico. El primer modelo considera la placa Caribe como un indentor que da lugar al desarrollo de un retrocabalgamiento frontal que deforma la corteza continental de Suramérica, de acuerdo a este modelo el acortamiento vertical decrece hacia el sur y la tasa de exhumación de incrementa al norte, la colisión diacrónica genera edades de deformación más jóvenes al este. El segundo modelo implica la dinámica de una zona media de la corteza que asociada a la traslación del bloque superior en un estado tensional transpresivo que genera deformaciones dúctiles en el sistema, dando lugar a fabricas subhorizontales, paralelas a las capas reológicas de la litosfera. Para ambos modelos, la clave de la comprensión de la historia deformacional radica en el entendimiento de las variaciones espaciales y cinemáticas de orientación de las fábricas, edades de enfriamiento y tasas de exhumación.

HIGGS & PINDELL (2001) consideran que durante el Paleógeno la corteza oceánica de Proto-Caribe subducía de manera amagmática (lentamente) por debajo del norte del margen pasivo Cretácico de Suramérica. La subducción da lugar al levantamiento E-W del margen (Serranía Araya-Paria), levantamiento que ocurre al norte de un surco que permitía la circulación marina desde Guarico hasta Trinidad, el cual estaba siendo rellenado con depósitos turbidíticos y olistostromos Cretácicos. Hacia el W el surco tuvo corta duración, debido a la obducción transpresiva de napas de la cuña acrecional de la Placa Caribe, proceso que resulta en el desarrollo de cuencas antepaís periféricas oblicuas que fueron parcialmente rellenas por turbiditas y olistostromos que provenían de ambos flancos (olistólitos ofiolíticos desde el aloctóno al norte y olistólitos sedimentarios desde el autóctono sur).

MANN *et al.* (2001) a partir de datos geodésicos y geológicos en Trinidad soportan la interpretación de una zona de margen de placas rumbo-deslizante dextral que presenta un

desplazamiento en Trinidad de hasta 3 mm/a en dirección N085°. Estudios costa-adentro y en el Golfo de Paria soportan la idea que las estructuras de falla son sensitivas a esta dirección regional de deslizamiento intraplaca, de manera tal que en los segmentos ubicados al NE la configuración estructural exhibe estructuras transpresivas a lo largo de la falla El Pilar y Central Range. Darien Ridge constituye el límite abrupto entre la provincial transpresiva y la zona afectada por un estilo de deformación transtensivo donde fallas normales NE son controladas por cargas gravitacionales y esfuerzos tectónicos relacionados al desplazamiento rumbo-deslizante.

PINDELL & KENNAN (2001) realizan una actualización del esquema evolutivo del Caribe y el Golfo de México desde el Jurásico, a partir de análisis palimpásticos congruentes con posibles relaciones cinemática estables entre las placas. En el Jurásico Tardío comienza la ruptura de Pangea y se desarrollan los elementos del margen pasivo del Proto-Caribe, hacia el Oxfordiense eventos de haloquinesis asociados a la apertura del Atlántico soportan la existencia de un margen marino Jurásico al norte de Suramérica, coevalmente un complejo de subducción con vergencia hacia el este se extendía desde México hasta Ecuador, hacia la región de los actuales de Andes de Perú probablemente se iniciaba para el Titoniense una expansión retroarco. Para el Cretácico Temprano cambia la dirección de expansión del océano Atlántico, la rotación y desplazamiento del Bloque de Yucatán afecta el flujo mantelar y disminuye la expansión hacia el Golfo de México, incrementando el flujo de calor hacia el Proto-Caribe, donde una dorsal se estaba desarrollando, esta para el Valanginiense estaba conectada con la dorsal desarrollada en el retroarco Andino. Datos termogeocronológicos citados por los autores, así como el cierre de la cuenca retroarco de los Andes, sugieren un revés en la polaridad de la subducción que ocurre en el Aptiense, siendo este evento hemisférico coincidente con una aceleración documentada de la tasa de expansión del Atlántico. El establecimiento del nuevo complejo de subducción con vergencia al oeste es responsable de la generación de la mayoría de las suites de rocas de alta P/T existentes en el norte de Venezuela y otras áreas de la región del Caribe, este evento en la isla de Hispaniola origina un cambio dramático en el magmatismo, que pasa de ser primitivo a calcoalcalino. Para los autores evidencias estratigráficas del Cenomaniense determinan un rango de edad probable para el inicio de la interacción entre Caribe y Suramérica, por lo cual el revés en el sentido de la subducción debe anteceder al Cenomaniense, de manera que los terrenos de Caribe pudieran ser capaces de aproximarse al margen Americano. Mientras tanto, hacia el sur la subducción andina proseguía, para entonces una placa Caribe, individualizada de Farallón, estaba

siendo engrosada a profundidades mantelares, quizás por puntos calientes ahora extintos, distintos al punto caliente de Galápagos, pues un origen Pacífico de la placa Caribe y un engrosamiento asociado a Galápagos es descartado en base a datos cinemáticos. La placa engrosada hacia el norte se desplazaba de manera relativa a Norteamérica hacia el NE, en el proceso, hacía cabalgar en Colombia terrenos oceánicos y continentales, dando lugar al desarrollo de los terrenos metamórficos de alta P/T ahora presentes en Margarita. El margen norte de Suramérica hacia finales del Cretácico no es muy claro. En el Paleógeno la subducción de una parte del Proto-Caribe por debajo del margen pasivo da lugar al levantamiento periférico de la Serranía del Interior Oriental, generado una fuente de sedimentos orogénicos asociada a los depósitos existentes en el norte en Trinidad. La historia evolutiva Cenozoica del margen de Venezuela continua con una convergencia oblicua dextral con colisión diacrónica hacia el este del arco, de manera que los elementos constituyentes del antepaís migraron desde el oeste hacia el este manteniéndose en un estado estacionario. En el oeste de Venezuela hacia el Oligoceno la convergencia entre Caribe y Suramérica es acomodada por el sobrecorrimiento del espesor de la cuña de acreción conformada por terrenos Caribe y otros de proveniencia continental, lo que genera la subducción de bajo ángulo de la placa Caribe por debajo del Bloque de Maracaibo. Para el Mioceno el desarrollo tectónico del Oligoceno se mantiene, el máximo pico de colisión se sitúa ahora hacia el este de la cuenca de Maturín. Variaciones en el vector de movimiento relativo de Caribe con respecto a Suramérica, es asociado por los autores al desarrollo de condiciones transtensionales en el margen sur oriental de la placa Caribe.

AUDEMARD (2003) en estudios para determinar las características de la superficie de ruptura generada por el terremoto de Cariaco de 1997, considera que al menos al N en la localidad de Guarapiche está superficie bordea un levantamiento local (push-up) resultante de la existencia de un relevo compresivo. A partir de la existencia de cuñas coluviales deduce la ocurrencia de al menos 15 eventos sísmicos en un periodo de 5,6 ka, con un rango de ocurrencia promedio cercano a los 350 a.

SUMMA *et al.* (2003) a partir de estudios moleculares en hidrocarburos de la Cuenca Oriental de Venezuela, señalan la ocurrencia de inclusiones que sugieren la presencia de una fuente Jurásica asociada a ambientes lacustrinos hipersalinos desarrollado en depresiones controladas por un rift, así como de fuentes Albienses en rocas carbonáticas. En su análisis interpretativo de los sistemas petrolíferos consideran que los procesos de maduración y migración de

hidrocarburos datan del Mioceno Temprano, pero que sólo a partir del Mioceno Medio se dan las condiciones de entrapamiento mixto. En términos de historia tectónica el sistema rift inferido por los autores es la continuación del Graben de Espino, cuyas estructuras remanentes infrayacen la Serranía del Interior y el Golfo de Paria.

CRUZ, *et al.* (2003) estudian el proceso de deformación y exhumación de la Península de Paria, la cual consideran un cinturón de montañas limitado al sur por la falla el Pilar y al norte por la falla dextral de El Coche. Coinciden con estudios tempranos que señalan que el cinturón de montañas esta conformado principalmente por rocas metasedimentarias que alcanzan la facies del esquisto verde, con un grado de metamorfismo que decrece de norte a sur. Al norte esquisto pelítico y gneis, plegados de manera isoclinal recumbente con gran amplitud caracterizan el grano estructural. La foliación buza al sur pocos grados (15-35°) y presenta un rumbo subparalelo a NE-SO que es oblicuo al sistema rumbo-deslizante E-W, la lineación es oblicua y presenta una inmersión moderada al SO. En el sur, mármoles y meta-areniscas moderadamente deformados en forma de pliegues isoclinales de baja amplitud conservan sus estructuras sedimentarias originales, la foliación buza al sur en un rango mayor (35-90°) y el rumbo es subparalelo al sistema rumbo-deslizante, la inmersión de la lineación es variable hacia el SO. El rango de edades de las huellas de fisión en apatitos va de 29 Ma al sur a 5 Ma al norte, indicando la relativamente reciente exhumación de las rocas al norte. Basado en la geometría de campo, en los elementos de fabrica ocurrentes en la región y los resultados termocronológicos, los autores proponen que la litosfera oceánica del Caribe actúa como un indentor que deforma la corteza continental Suramericana, la deformación se concentra en la parte del orógeno que acumula tensiones (cinturón metamórfico), disminuyendo esta acumulación al sur. La alineación oblicua resulta de la combinación de acuñaamiento y expulsión de material hacia arriba, la tasa de exhumación se incrementa hacia el norte, y las edades de deformación esperadas deben ser más jóvenes hacia el este en relación al avance de manera diacrónica de la colisión oblicua.

BAUMBACH *et al.* (2004) calculan los hipocentros y las soluciones de los mecanismos focales para la superficie de la falla El Pilar a partir de 222 eventos replica del sismo de Cariaco en 1997, de magnitud 6,9. Los eventos sísmicos menores se acumulan en su mayoría en la zona de falla documentada, presentando para el plano de falla soluciones mayoritariamente de tipo rumbo-deslizante. El conjunto de soluciones parece definir dos zonas de relajamiento de esfuerzos, por debajo de Cariaco y entre Casanay y El Pilar.

CRUZ (2004) en este estudio, basado en datos termocronológicos y estructurales de la Península de Paria, en su sector oriental, se reporta el desarrollo de fabricas de sobrecrecimientos donde la orientación de los ejes-c de cuarzo muestra un patrón indicativo de una deformación oblicua-normal. La evaluación del rango de edades a través de huellas de fisión en apatito y circón presenta valores que van de 29 Ma al sur a 4 Ma en el norte, lo que interpreta como un diacronismo del proceso de exhumación y deformación. Sobre la base de similitudes establecidas por el autor con el orógeno de los Alpes de Nueva Zelanda, se establece un modelo de doble cuña transpresiva en el cual la deformación interna del sistema es controlada fundamentalmente por la dirección de acreción, siendo la erosión el control de la configuración externa del orógeno.

CRUZ (2005) en este trabajo doctoral, los procesos superficiales tales como el transporte y redistribución de masas sobre la superficie terrestre, son explorados como modificadores de la carga gravitacional, del campo de esfuerzos y de la cinemática del orógeno de Paria, en el NE de Venezuela, el cual es comparable a los Southern Alps de Nueva Zelanda. A través de modelos de laboratorio el rol de la erosión asimétrica, ángulo de buzamiento del indector y flujo estacionario son evaluados en su capacidad de modificar los patrones de exhumación y deformación en cuñas orogénicas de doble lado (doubly-sided orogenic wedges). La erosión asimétrica y la condición de flujo estacionario juegan el papel más notable en la definición de los patrones de exhumación, deformación (esfuerzos) y topografía en dichas cuñas orogénicas. Según los resultados modelados, se tiene que el gradiente geotermal se incrementa en aquellos lugares donde se concentra la erosión. Resultados experimentales de edad en huellas de fisión en la retrocuña erosional de Paria y de Southern Alps están en consonancia con los patrones de edad establecidos por huellas de fisión obtenidas. La evaluación de sobrecrecimientos pos-orogénicos de los ejes C de cuarzo indican tensión oblicua-normal, máxima hacia el SO, patrón que es consistente a lo largo de la región de Paria. Las edades por huellas de fisión del levantamiento muestran un decrecimiento progresivo de las edades hacia la retrocuña. La topografía de la Península de Paria y su actual patrón de precipitación son ambos asimétricos, en el modelo propuesto en base a observaciones geológicas del autor la evolución de la exhumación, deformación, topografía, erosión y patrones de precipitación de la cuña transpresiva es controlada de manera importante por la oblicuidad de la compresión y de la erosión.

URBANI & CAMPOSANO (2005) a partir de la evaluación de imágenes satelitales definen multiples lineamientos estructurales orientados en dirección NO-SE entre Río Caribe y

Yaguaraparo, su interpretación considera a este accidente geomorfológico, de unos 40 km de longitud, como una posible megazona de cizalla dextral con una componente oblicua que deprime el bloque occidental respecto al oriental; permitiendo así la acumulación de depósitos Cuaternarios anegadizos en la zona tectónicamente deprimida al oeste de Yaguaraparo, mientras que en el macizo metamórfico genera el desarrollo de lo que consideran grandes pliegues de arrastre. Los autores consideran que la característica estructural es Cuaternaria y sugieren que posiblemente esté genéticamente asociada a las fallas que limitan al oeste la cuenca tensional del Golfo de Paria.

## **APENDICE II.**

### **DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES SEDIMENTARIAS**

En líneas generales la secuencia sedimentaria de la Península de Paria consiste en una serie de sedimentos y terrazas del Terciario ó Cuaternario, que poseen bajo buzamiento y poca deformación, originados por un proceso depositacional erosivo relativamente reciente. Ubicados en la parte suroriental de la Península, son depósitos suprayacentes a la secuencia ígneo-metamórfica de la región. En las siguientes páginas son descritas cada una de estas unidades.

#### **AII.1 MEDIOS DEPOSITACIONALES RECIENTES**

##### **AII.1.1 Depósitos aluviales terrestres y marinos (Pleistoceno Inferior)**

###### **Abanico de explayamiento (Qpae)**

Los abanicos de explayamiento son formas de acumulación forzada, similar a los conos de deyección, pero entre ellos existen diferencias como la topografía menos inclinada y su forma más abierta y menos abombada, la pendiente longitudinal es menor; el material que los constituye es heterogéneo, sin embargo a nivel de cantos la selección es un poco mayor.

###### **Explayamiento terminal (Qpet)**

Generalmente, los explayamientos están localizados en la parte terminal de una planicie aluvial, y presentan forma de abanico, en el cual el río pierde su individualidad originando el derrame en napa de las aguas fluviales; son frecuentes los sistemas de canales anastomosados y su génesis está relacionada generalmente con un represamiento de las aguas fluviales por otro cuerpo de agua poco profundo.

###### **Rampa de denudación (Qprd)**

También llamados de erosión son modelados por la arroyada difusa sobre rocas compactas in situ y muestra en su arranque una separación con las laderas de los relieves que los dominan. Resultan de una eficaz y generalizada desagregación de las rocas durante los tiempos muertos y una esorrentía abundante capaz de "barrer" el recubrimiento generado por la meteorización.

**Planicie piedemontina (Qppp)**

La planicie piedemontina se localiza en gran parte de la zona sureste extendiéndose al suroeste de la Península. Consiste en un paisaje amplio, con topografías bajas y planas, respecto al nivel de base, originado por sedimentación del material depositado por los ríos. Se ubica en una zona de transición entre relieves accidentados y las zonas mas bajas.

**AII.1.2 Depósitos aluviales terrestres y marinos (Pleistoceno Medio)****Explayamiento (Qpe1)**

Los explayamientos están localizados al centro-sur de la Península de Paria.

Son formas de escurrimiento superficial caracterizadas por el derrame de las aguas en numerosos surcos sin cauce definido o en formas de láminas de agua (COPLANARH 1974).

**Cono de deyección (Qpcd)**

También llamado cono o abanico aluvial, es una forma de modelado fluvial que en planta se caracterizan por tener una silueta cónica ó en abanico y una suave pendiente (entre 1° y 10°, dependiendo de la pendiente por la que se desliza). Este depósito de aluviones se generan al final de los valles torrenciales, en las zonas de pie de monte, donde la pendiente de las laderas enlaza con una zona llana. Su génesis viene dada por la pérdida de energía de los ríos con una importante carga de sedimentos que son depositados al disminuir la pendiente a lo largo del abanico aluvial. Su forma cónica hace que ejerzan de barrera natural en los ríos obligando a estos a desviar su curso y adaptarse al relieve. Sus dimensiones son variables y van desde los pocos m a los cientos de kilóm.

**Rampa de explayamiento (Qpre)**

VIERS (1974) acota que las rampas son grandes llanuras que descansan sobre un relieve montañoso con una pendiente que va modelándose lentamente de arriba hacia abajo, pasan de de 8 a 1 ó 2%, cuando se trata de rampas grandes, y manteniéndose entre 8 y 5% para rampas cortas, en ellas los cursos de agua llevan aluviones no solo de las partes altas sino también importantes aportes laterales. Generalmente encima de una rampa más grande bien conservada pueden notarse fragmentos de rampas antiguas que forman cerros testigo coronados de aluviones (Fig. AII.1)

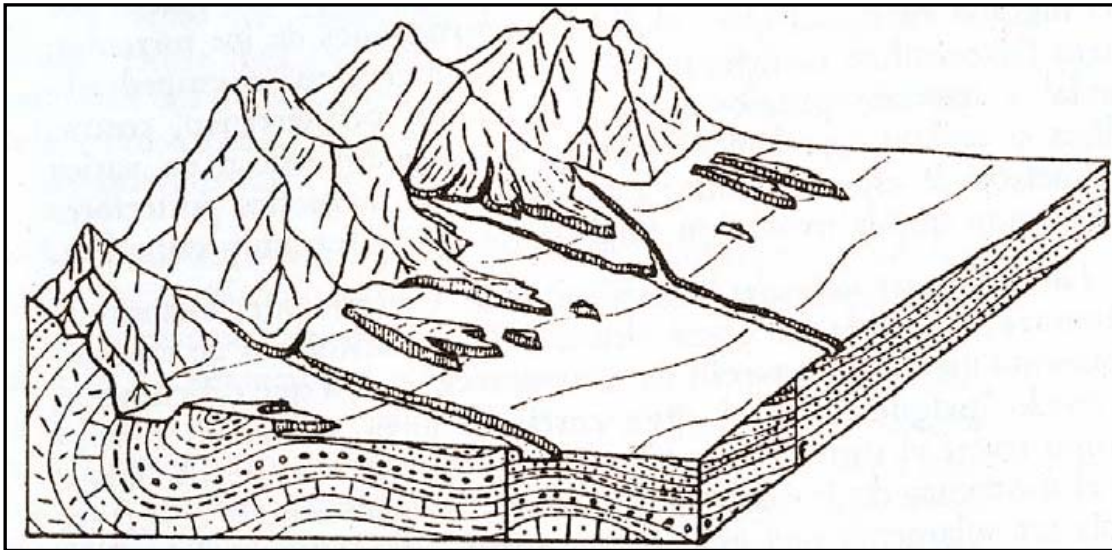


Fig. AII.1 Rampa de explayamiento. Pueden observarse vestigios de una antigua rampa como cerros testigos (Formación Mesa). Tomado de: VIERS (1974)

### **AII.1.3 Depósitos aluviales terrestres y marinos (Pleistoceno Superior)**

#### **Dunas (Qpd)**

Las dunas son montículos, colinas, lomas, caballetes o elevaciones constituidas por un material tamaño arena acumulada por el viento en medios costeros o áridos. También pueden estar cubiertas en algunos casos por vegetación.

#### **Explayamiento (Qpe2)**

Son formas de escurrimiento superficial caracterizadas por el derrame de las aguas en numerosos surcos sin cauce definido o en formas de láminas de agua (COPLANARH 1974).

### **AII.1.4 Depósitos aluviales terrestres y marinos (Holoceno- Pleistoceno Superior)**

Las unidades Holocenas de la Península de Paria, se describen a continuación, de acuerdo a la clasificación de DANIELO (1974), donde las unidades sedimentarias se tipifican mediante un criterio geomorfológico.

#### **Explayamiento terminal (Qet)**

Generalmente, los explayamientos están localizados en la parte terminal de una planicie aluvial, y presentan forma de abanico, en el cual el río pierde su individualidad originando el derrame en napa de las aguas fluviales; son frecuentes los sistemas de canales anastomosados y

su génesis está relacionada generalmente con un represamiento de las aguas fluviales por otro cuerpo de agua poco profundo.

**Valle aluvial (Qpa1)**

Valle fluvial o valle de inundación de un río, está constituida por un material detrítico transportado y depositado por la dinámica fluvial, donde sus características dependen de diferentes factores como el relieve y el caudal. Se puede hacer una clasificación de acuerdo a la distribución espacial de los aluviones:

- **Aportes longitudinales:** provienen directamente de los ejes de transporte o de alimentación principales, sea por ruptura de diques, por salida puntual del lecho fluvial o por desbordamiento generalizado.
- **Aportes laterales:** los cuales corresponden a depósitos de origen local y de procedencia lateral, acumulados en la franja intermedia que hace la transición entre las vertientes y el fondo de un valle.

**AII.1.5 Depósitos aluviales terrestres y marinos (Cuaternario –Holoceno)**

Las unidades Holocenas de la Península de Paria, se describen a continuación, de acuerdo a la clasificación de DANIELO (1974).

**Valle coluvio- aluvial (Qcal)**

Se caracteriza por la acumulación de materiales depositados en las partes planas o bajas; producto de la erosión y el arrastre del suelo y materiales, de la parte alta, en forma de lodo (coluviación), como también por materiales casi en estado de suspensión (proceso aluvial) en diversos ciclos.

**Valle aluvial (Qal)**

Valle fluvial o valle de inundación de un río, está constituida por un material detrítico transportado y depositado por la dinámica fluvial, donde sus características dependen de diferentes factores como el relieve y el caudal. Se puede hacer una clasificación de acuerdo a la distribución espacial de los aluviones:

- **Aportes longitudinales:** provienen directamente de los ejes de transporte o de alimentación principales, sea por ruptura de diques, por salida puntual del lecho fluvial o por desbordamiento generalizado.

- **Aportes laterales:** los cuales corresponden a depósitos de origen local y de procedencia lateral, acumulados en la franja intermedia que hace la transición entre las vertientes y el fondo de un valle.

**Cordón o flecha (Qhcf)**

Los cordones o playas son acumulaciones litorales, de materiales más gruesos que el limo. Estos materiales son depositados bajo los efectos combinados del oleaje, de las mareas y de las corrientes marinas y constituyen la parte más elevada de una playa; abarcando entre el límite de pleamar hasta la zona de dunas.

En varios tramos de la costa que reciben sedimentos de arcilla y limos se desarrollan llanuras fango-costeras, superficies lodosas dispuestas a lo largo del litoral. Por otra parte existen llanuras de marea que están presentes donde la costa tiene una suave pendiente, hay disponibilidad de sedimentos y la acción de las olas no es fuerte.

**Albuferas (Qha)**

Las albuferas son lagunas de agua generalmente salobre ubicadas en las cercanías del mar. Es común encontrar barras o cordones litorales separándolas del mar. Los tipos de sedimentos que se almacenan en las albuferas son de grano fino, tamaño limo. Las salinas son depósitos de sal que se precipitan por la evaporación del agua de mar que se infiltra en el subsuelo poco compactado. El agua marina, salada, aflora o emana y se evapora, quedando en la superficie la sal en forma de grandes cristales de halita.

**Llanura mareal herbácea (Qhh)**

Es la parte alta de la línea de costa, que sólo se inunda cuando sube la marea. Se caracteriza por una vegetación halophita, producto del tipo de suelo. Las llanuras herbáceas (schorre) bajas son cubiertas por las marea, excepto durante las “mareas muertas”, donde es colonizado por plantas herbáceas (Fig. AII.2).

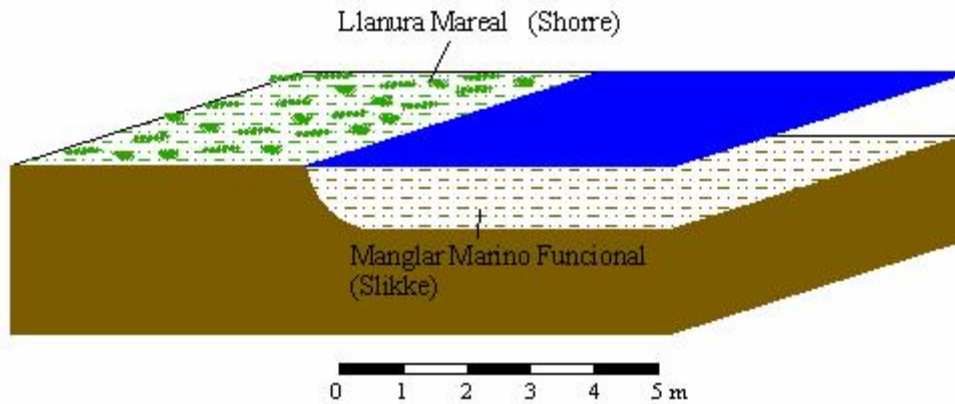


Fig AII.2. Llanura mareal. se observa la vegetación en el área alta de la línea de costa.

### **Llanura mareal arbolada (Qha)**

Es la parte alta de la línea de costa, que sólo se inunda cuando sube la marea. Se caracteriza por una vegetación halophita, como consecuencia del tipo de suelo. Los schorre bajos son cubiertos por las marea, excepto durante las “mareas muertas”, donde es colonizado por pequeños arbustos.

### **Manglar marino funcional (Slikke) (Qmm)**

El manglar marino funcional (slikke) corresponde a la parte baja de la línea de costa que es cubierta por la marea. Está esencialmente compuesto de sedimentos de grano fino (lodo), sin vegetación. Alberga una gran cantidad de bacterias que le permiten jugar un papel esencial en el proceso de autodepuración; así como también, una amplia fauna de especies de bivalvas (las almejas, berberechos), gasterópodos pequeños, cangrejos verdes y peces.

### **Cubeta de marea (turbera) (Qht)**

Son terrenos pantanosos y ácidos donde se acumula materia vegetal en diverso grado de descomposición, debido a la falta de oxígeno.

## **AII.2 UNIDADES SEDIMENTARIAS TERCIARIAS (DEPOSITADAS EN CUENCAS SUCESORAS POST-ACRECIONALES)**

Tras la fase de ensamblaje de terrenos Cenozoicos se desarrollan una serie de ajustes entre los límites rumbo-deslizantes de los terrenos acretados que da lugar al reacomodo de estos y la consecuente generación de depresiones topográficas que constituyen cuencas superimpuestas a

unidades estructurales previas. MIALL (2000:550), define estas cuencas como sucesoras, señala también que su depositación esta típicamente controlada por condiciones de alta energía en ambientes fluviales, incluyendo abanicos aluviales. En la Península de Paria la depositación Plio-Pleistocena responde en cierto modo a estos procesos, como se puede observar al evaluar las facies clásticas de las Formaciones Río Salado y Güiria; sin embargo, como consecuencia de algunas condiciones de sedimentación local, se desarrollaron ambientes estuarinos de poca extensión hacia la parte oriental.

### **AII.2.1 Formación LOS ARROYOS.**

MAXWELL & DENG (1950), bajo el encabezado de "Sedimentos clásticos Miocénicos" refieren en la vecindad de El Pilar, a la arenisca que yace discordantemente sobre la filita, y que en general buzan al sur. Estos sedimentos están constituidos de granos angulares de cuarzo; su matriz es limolítica con fragmentos de mica y muy poco feldespato; abundantes fragmentos de filita, cuarcita y algunos de caliza; los minerales pesados son pocos variados, entre ellos el leucoxen la turmalina verde y el zircón son frecuentes; el rutilo e hipersteno son raros. La lutita limolítica contiene fragmentos de plantas en abundancia. Los mismos autores sostienen que la unidad fue originada por erosión rápida de rocas metamórficas, las cuales, sufrieron poco transporte, por lo que posteriormente, se depositaron en aguas poco profundas. Otros autores que trabajaron en el área son METZ (1968), VIGNALI (1977) y VIERBUCHEN (1978).

**Localidad tipo:** La sección tipo esta la carretera desde el caserío río Pilar hasta el caserío Los Arroyos.

**Extensión geográfica:** Los afloramientos se siguen a lo largo de 5 km y pasan de secuencias normales en el área tipo a secuencias volcadas hacia el oeste donde se encuentra sobrecorrida por rocas metamórficas y sedimentarias del Cretácico. Regionalmente la Formación Los Arroyos se conoce desde la fila de Tunapuicito y forma una franja discontinua hasta las cabeceras de la quebrada Santa Tecla; también se ha observado en el talud meridional del cerro Cumacatal.

**Descripción litológica:** Se trata de una secuencia turbidítica, terrígeno-carbonática, que incluye conglomerado caótico, lodolita, limolita, litarenita, arenisca gradada, lutita arenosa y caliza arenosa alodápica. Los colores dominantes son beige, amarillo grisáceo y castaño claro. Se pueden apreciar tres litofacies.

**Espesor:** El espesor promedio es de 338 m, pero se debe tomar en cuenta que la sección se encuentra fallada, por lo que se estima que el espesor real debe sobrepasar los 1.000 m.

**Contactos:** Su contacto inferior es discordante, casi vertical con el Esquisto de Tunapuy. El contacto superior es con el Explayamiento Pleistoceno (Qpet).

**Fósiles:** En las muestras analizadas los foraminíferos pláncnicos están representados por *Globorotalia fohsi fohsi*, *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *Globorotalia mayeri*, *Orbulina universa*, *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia menardii*, *Globigerinoides trilobus sacculifer*. En las secuencias arenosas se observa bioturbación de escala decimétrica en casi todas las capas de la secuencia media y superior. Las capas de limolita, lutita arenosa y lutita de los tres miembros tienen bioturbación centimétrica y milimétrica presente en un 75% de las capas aflorantes.

**Edad:** Toda la fauna analizada es de edad Mioceno medio.

**Paleoambientes:** La Formación Los Arroyos es una turbidita que se depositó en una fosa tectónica con estructura ortogonal, entre dos frentes de corrimientos, Los Testigos en el norte y Pirital-San Juan por el sur. Se sugiere que la fosa dentro de la cual se sedimentó la Formación Los Arroyos se encontraba en mar abierto.

El conjunto de los tipos litológicos y sus estructuras sedimentarias, permiten definir a la Formación Los Arroyos como un flysch arenáceo.

### **AII.2.3 Formación MESA.**

**Consideraciones históricas:** HEDBERG & PYRE (1944) designaron como Formación Mesa, a los sedimentos jóvenes que cubren las secuencias de rocas de Venezuela oriental. Otras descripciones detalladas fueron publicadas por GONZÁLEZ DE JUANA (1946), HEDBERG (1950), DE SISTO (1961), SALVADOR (1961), BERTHOIS & ROA (1971), COPLANARH (1974).

**Localidad tipo:** No se ha designado una sección tipo, debido a que la formación aflora en casi todas las mesas, con secciones representativas. Corresponden a las hojas 7747-IV-NE y 7747-IV-SE.

**Descripción litológica:** En los límites norte y sur de la Mesa de Guanipa (GONZÁLEZ DE JUANA 1946), la Formación Mesa consiste de arena de grano grueso y grava, con cemento ferruginoso cementada y muy dura; conglomerado rojo a casi negro, arena blanco-amarillenta, rojo y púrpura, con estratificación cruzada; además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limolita. Los sedimentos de la Formación Mesa, gradan de norte a sur, de más gruesos a más finos al alejarse de las cadenas montañosas del norte.

**Espesor:** El espesor de la Formación Mesa es muy variable, pero en términos generales disminuye de norte a sur, como consecuencia del cambio en la sedimentación fluvio-deltáica y aumenta de oeste a este, por el avance de los sedimentos deltáicos (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

**Extensión geográfica:** La Formación Mesa se extiende por los llanos centro-orientales y orientales (estados Guárico, Anzoátegui, Monagas). Se encuentran algunos afloramientos en los estados Sucre y Bolívar, inmediatamente al sur del río Orinoco.

**Contactos:** La Formación Mesa suprayace en contacto concordante y transicional, a la Formación Las Piedras (Plioceno). En el estado Sucre se encuentra en contacto con las Formaciones Guiria y Río Salado, así como también con los sedimentos aluvionales recientes.

**Fósiles:** En la Formación Mesa se han encontrado fósiles de agua dulce, asociados con arcilla lignítica y restos de madera silicificada (GONZÁLEZ DE JUANA ET AL. 1980).

**Edad:** Con base en la relación transicional con la Formación Las Piedras (Plioceno), se ha postulado una edad Pleistoceno para la Formación Mesa. Zinck & Urriola (1970) y Coplanarh (1974), sugirieron que los suelos desarrollados sobre la Formación Mesa, pertenecen al Pleistoceno temprano. Sin embargo, Bezada y Schubert (1987), se oponen a esta propuesta.

**Correlación:** Los sedimentos de la Formación Mesa gradan hacia el este a la Formación Paria.

**Paleoambientes:** Según GONZÁLEZ DE JUANA (1946), la Formación Mesa es producto de una sedimentación fluvio-deltáica y paludal, resultado de un extenso delta que avanzaba hacia el este en la misma forma que avanza hoy el delta del río Orinoco. El mayor relieve de las cordilleras septentrionales desarrolló abanicos aluviales que aportaban a la sedimentación clásticos de grano más grueso, mientras que desde el sur el aporte principal era de arenas. En la zona central, postuló la existencia de cienagas. COPLANARH (1974) consideró que los sedimentos de la formación representan depósitos torrenciales y aluviales, contemporáneos con un levantamiento de la Serranía del Interior.

#### **III.2.4 Formación RÍO SALADO. (INFORMAL)**

MACSOTAY (1968) introdujo el nombre de Formación Río Salado para designar los niveles de conglomerado aluvial que desarrollan extensos acantilados a lo largo del flanco sur de la Península de Paria.

Cabe destacar que esta Unidad no posee una cartografía detallada, por lo que como no cumple con todos los requerimientos para ser considerada como válida; así pues es apropiado que sea considerada como una Unidad informal ó invalida.

**Localidad tipo:** Está ubicada entre los caseríos La Salina y Río Salado, al noroeste de Güiria; sin embargo, no se tiene la cartografía detallada de esta Formación.

**Descripción litológica:** Principalmente corresponde a una sección constituida por conglomerado grueso con estratificación irregular, a veces con estratificación cruzada, de color rojo ladrillo. Los clastos constitutivos del conglomerado presentan un tamaño muy variable, entre guijarros y peñones, cementados por arena rojiza ferruginosa, localmente arcillosa y generalmente micácea, los cantos son redondeados a subredondeados y raras veces subangulares, de cuarzo, esquisto, gneis y menos frecuentemente caliza.

Localmente hay intercalaciones de lentes alargados de arcilla arenosa compacta de color gris que meteoriza en castaño y rojo morado, con frecuencia moteado. Todos los sedimentos presentan gradación, la parte más fina del meta-conglomerado presenta por lo general estratificación cruzada. La arcilla arenosa y los conglomerados de grano fino, se encuentran impregnados de material carbonoso de tipo sapropélico, lo cual parecen indicar para el tipo de la sedimentación, un clima húmedo tropical con charcas y pantanos selváticos (MACSOTAY 1968).

**Espesor:** El espesor en la sección tipo se estimó en 200 m o más, aún cuando el espesor total se desconoce.

**Extensión geográfica:** La unidad se extiende desde su localidad tipo hacia el oeste, en una franja de 1 a 5 km de ancho, por unos 70 km hasta los caseríos de Bohordal y Río Seco, al oeste de Yaguaraparo. En las cercanías del caserío de San Antonio, sobre la carretera Güiria-El Pilar, en las quebradas vecinas a la localidad, aflora una espesa sección de conglomerado, e incluye mayor cantidad de esquisto que en la localidad tipo de la Formación Río Salado.

**Contactos:** Posiblemente recubre discordantemente a las rocas metamórficas y es recubierta por la Formación Mesa. Pasa lateralmente a la Formación Güiria. Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), los sedimentos de la Formación Río Salado son transicionales a los sedimentos de la Formación Güiria.

**Fósiles:** En los conglomerados fluviales abundan los bivalvos tales como: *Polymesoda* (*Cyanocyclas*) *comparana*, *P. (Cyanocyclas) Hyria*, *P. (Cyanocyclas) Monagasensis*. En la

arcilla de los paleosuelos se hallaron gasterópodos como: *Aperostoma (Cyclohidalgoa) Traslucidum* (MACSOTAY 1969).

**Edad:** En base a las correlaciones la unidad es Pleistoceno inferior a medio. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), indican que los sedimentos de la Formación Río Salado se pueden considerar como una facies transicional de carácter aluvial piemontina con los sedimentos de la Formación Güiria.

**Correlación:** La unidad es correlacionable con la Formación Güiria (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). Presenta buena correlación con la fauna fluvial, de edad Pleistoceno temprano-medio, de las Formaciones Talparo y Erin de Trinidad (MACSOTAY 1968). MACSOTAY (1977), estableció la correlación de la unidad con las Formaciones Chiguana y Cumaná.

**Paleoambientes:** Los sedimentos de la Formación Río Salado indican facies aluviales piemontinas y facies fluviales transicionales a los sedimentos de la Formación Güiria (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). Los sedimentos de arcilla arenosa y el conglomerado de grano fino, con frecuencia se hallan impregnados de material carbonoso sapropelítico, lo cual parecen indicar para el tiempo de la sedimentación, un clima húmedo-tropical con charcas y pantanos selváticos. MACSOTAY (1968), indica que la presencia de ciertos bivalvos como *Polymesada (Cyanocyclas) comparana* y *Polymesada (Cyanociclas) monaguensis*, representa una sedimentación fluvial muy cercana a un delta o ambiente estuarino, con predominio de aguas dulces o levemente salobre.

### **AII.2.5 Formación GÜIRIA.**

La referencia original se hace a BERMÚDEZ (1966), utilizando este nombre para designar capas esencialmente arcillosa, con marga carbonática y lentes de arena fosilífera, que afloran en la parte meridional de la Península de Paria, estado Sucre, dando como localidad tipo los acantilados costaneros próximos al aeropuerto de Güiria. Sin embargo, en trabajos realizados por el personal de la CREOLE (1959), se refleja la cartografía de la Unidad, denotada por las siglas Tptpg. MACSOTAY (1968), describió la unidad, incluyendo litología, relaciones estratigráficas y paleontología.

**Localidad tipo:** Acantilados costeros cercanos al aeropuerto de Güiria. Corresponde a la hoja 7747-IV-NE y 7747-IV-SE.

**Extensión superficial:** Esta formación está restringida a los alrededores de la población del mismo nombre. Los m inferiores constan de arcilita de color castaño, que meteoriza a gris claro y morado, no fosilífera; cubierta por una capa endurecida de caliche-arenisca Carbonática bioclástica de color ante y crema claro, de un metro de espesor. Esta capa está constituida por moldes de moluscos marinos y pequeños gránulos de algas calcáreas. En el km 13 de la carretera Güiria, un solo afloramiento de arenisca arcillosa y conglomerática, así como arcilita compacta, situada en el flanco sur de la carretera, dio una fauna compuesta exclusivamente por *Polymesoda* (*Cyanocyclas*) cf. *P. (C.) monogasensis* (Palmer).

**Descripción litológica:** La Formación Güiria pasa gradualmente de una sección arcillosa y yesífera en la base a una sección más arenosa hacia el tope. MACSOTAY (1968) describió una sección de 82,5 m cuya base se desconoce y comienza con 4 m de limolita gris verdosa, yesífera en su parte superior 1 m de marga arenosa yesífera, pardo amarillenta, con moluscos mal preservados así como también abundantes ostrácodos de aguas supralitorales (VAN DEN BOLD 1972); 4 m de arcilita gris claro que meteoriza a amarillo, con abundantes restos carbonáticos y hojas de plantas adjudicables a Angiospermas modernas (Dicotiledóneas); 12 m de limolita arcillosa sin estratificación aparente, con escasos foraminíferos bentónicos y pelecípodos pequeños de concha muy fina y frágil, como *Leptopecten* sp., *Tellina* sp., *Macoma* cf. *constricta* Say; el yeso selenita se presenta en vetas rellenando diaclasas verticales; 0,5 m de arcilita pardo amarillenta con fragmentos del coral *Manicina areolata* y gasterópodos como *Melongena melongena*; 20 m de arcilita de color gris claro, azulado, variablemente endurecida con yeso, en los 6 m superiores del tramo. Se presenta un nivel rico en foraminíferos bentónicos de aguas someras, descrito por BERMÚDEZ (1966:371) e impresiones de pelecípodos delgados y mal preservados; 0,5 m de coquina de matriz arcillosa-carbonática, muy macrofosilífera (MACSOTAY 1968); muchas galerías están cubiertas por capas de limonita, y otros completamente reemplazados por el mismo; 12 m de limonita arcillosa gris azulada que meteoriza a pardo, volviéndose mas arenoso al tope, con escasas impresiones de pelecípodos y ostrácodos; 0,5 m de arenisca conglomerática compacta, de matriz arcillosa, cuarzosa, no fosilífera; 12 m de limonita arenosa pardo clara, compacta, no fosilífera; 6 m de arcilita gris clara, que meteoriza a pardo amarillenta, no fosilífera.

**Espesor:** BERMÚDEZ (1966) estimó un espesor de 100 m. MACSOTAY (1968), midió 82,5 m de sección continua, estimándose que puede llegar a los 200 m en el subsuelo (la base de la Formación se desconoce).

**Contactos:** El contacto inferior de la unidad no aflora, pero se presume discordante sobre las rocas metamórficas. La unidad infrayace a sedimentos continentales recientes. MACSOTAY (1976), indica que el contacto superior se presenta como una discordancia angular de bajo grado con la Formación Río Salado.

**Fósiles:** La Formación Güiria en su parte inferior y media presenta una abundante fauna de moluscos bentónicos: *Anadara* (Larkinia) *grandis patricia*, *A. Chemnitzoides*, *Crassinella guadalupensis* y *Neritina virginea*. Hacia el tope una aglomeración de macrofósiles pequeños y medianos, con predominio de los géneros *Arca*, *Cerithium*, *Nerita* y *Ostrea*.

**Edad:** Originalmente se le asignó una edad Plioceno tardío (BERMÚDEZ 1966, VAN DEN BOLD 1972). MACSOTAY (1976) indica una edad de Pleistoceno temprano en base a su fauna de Moluscos. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) indican que la Formación Güiria representa facies marinas someras a lagunares, coevales y probables equivalentes laterales de las formaciones Mesa y Paria, con lo cual la edad es Pleistoceno.

**Correlación:** GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), indican una probable correlación lateral con las Formaciones Mesa y Paria de los llanos de Monagas, Anzoátegui y Delta Amacuro. Indican, estos autores, que la Formación Güiria, pasa lateralmente a facies aluviales piemontinas en la Península de Paria, descritas como Formación Río Salado. MACSOTAY (1968), correlaciona la Formación Güiria con la Formación Río Salado. MACSOTAY (1976), correlaciona la unidad con la Formación Chiguana (hacia el oeste) y los Miembros Matura y Comparo de la Formación Talparo en Trinidad, hacia el este.

**Paleoambientes:** La Formación Güiria representa facies marinas someras y lagunares, coevales y probablemente equivalentes laterales de las Formaciones Mesa y Paria (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). BERMÚDEZ (1966) & MACSOTAY (1968). En base al contenido faunal, indican que la Formación se depositó en un ambiente marino de aguas someras y salobres, con paleopropundidades de 2 a 10 m.

## APÉNDICE III.

### GLOSARIO DE UNIDADES ÍGNEO-METAMÓRFICAS

#### CUADRO SINÓPTICO.- UNIDADES ÍGNEO – METAMÓRFICAS DE PARIA

<p><b>Terciario (Mioceno Tardío)</b> Tc Riolita porfídica de Carúpano</p> <p><b>Cretácico Temprano (Aptiense)</b> Kec Metaígneas de El Copey Kec3g Metagabro Kec3p Metaperidotita Kec1s Serpentinita Kec3a Melange tectónico Kg Metasedimentarias de Güinimita</p> <p><b>Cretácico Temprano (Barremiense – Aptiense (?))</b> Kc Esquisto de Carúpano Ku Esquisto de Uquire</p>	<p><b>Cretácico Temprano (Neocomiense-Barremiense)</b> Kcq Esquisto de Cariaquito Kcqp Mármol de Patao Kcqy Esquisto de Yacua</p> <p><b>Jurásico Tardío – Cretácico Temprano</b> JKt Esquisto de Tunapui JKma Esquisto de Macuro JKmah Mármol de Yaguaraparo JKmah Mármol de La Horqueta JKmag Esquisto de Guatay</p> <p><b>Carbonífero</b> Pzcd Gneis de El Dragón Pzcm Gneis de El Mango</p>
--	--

#### AIII. 1. UNIDADES DE PROTOLITO ÍGNEO PALEOZOICO

##### AIII.1.1 Gneis de EL DRAGÓN

Esta unidad mencionada por trabajos pioneros en el área de estudio de WALL (1860) fue estudiada por KUGLER (1952) quien lo interpreta como parte del basamento granítico, sin embargo SUÁREZ (1964) lo interpreta como un “típico paragneis”, posteriormente el Prof. Clemente González de Juana y colaboradores, publicaron varios trabajos evaluando las características geoquímicas, que de acuerdo a sus interpretaciones, demostraban el carácter intrusivo de este cuerpo sobre las rocas de Macuro. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1972 1974). En el ámbito internacional, en ese momento la hipótesis usual para explicar los gneises de composición granítica era el metasomatismo alcalino, por lo tanto no extraña que casi todos autores de esas fechas, tanto en Paria como en la parte central de la Cordillera de la Costa postulen ese origen. Estudios petrológicos, geoquímicos y estructurales posteriormente, han mostrado que estas rocas son el producto de la deformación de cuerpos graníticos.

**Extensión geográfica:** aflora en el extremo oriental de la Península de Paria, desde la ensenada de El Palmar, hasta la ensenada Cariaquito. No aflora en Trinidad. Fue cartografiado

geológicamente por (GAMBOA 1964, SUAREZ 1964 y MENDOZA 1965). Según GÓNZALEZ DE JUANA (1965), el cuerpo presenta una longitud de 10 km.

**Descripción litológica:** es un ortogneis cuarzo-feldespático-micáceo-clorítico de granularidad variable, desde grano fino con aspecto esquistoso hasta de grano grueso con cristales alargados de ortosa, hasta de 2,5 cm (augengneis). Las variedades finas, son de color verdoso y las más gruesas de color blanquecino y verdoso. Meteoriza a tonos verdosos, rosados y amarillentos. Presenta además, intercalaciones de esquistos clorítico-grafíticos, con espesores variables, desde pocos centímetros hasta más de 10 m, y delgadas intercalaciones lenticulares ricas en actinolita. Bajo la óptica actual, el cuerpo de El Dragón, con sus variedades texturales de fino a grueso, corresponde a un cuerpo granítico deformado tanto en régimen dúctil como frágil. Las “intercalaciones” centimétricas a métricas de esquistos cloríticos, de formas tabulares y concordantes con el gneis circundante, que llamaron la atención a los autores originales, pueden tener diversos orígenes: xenolitos, o diques intrusionados después de la cristalización, o lonjas de la roca envolvente incorporados tectónicamente durante la evolución post - cristalización. Ahora todos estos materiales se encuentran altamente deformados y elongados, dado que estuvieron sometidos a un mismo proceso metamórfico que alcanzó la facies del esquistos verde, zona de la clorita. Según GAMBOA (1964) y SUAREZ (1964) el gneis al microscopio se presenta con porfidoblastos de albita, ortosa, microclino y ocasionalmente de cuarzo; son corrientes los intercrecimientos peritéticos entre el microclino y la albita; las maclas de la plagioclasa sódica son polisintéticas y macladas según la ley de albita donde predominan los porfidoblastos, no hay una orientación preferencial del cuarzo, la clorita en forma de laminas concentradas o aisladas; la biotita casi siempre altera a la clorita; la muscovita es frecuente y forma bandas alargadas; el epidoto es raro; algunas de las preparaciones muestran cristales de calcitas de origen secundarios; la estructura frecuente es la porfidoblástica. La roca verde oscuro está constituida de cuarzo, muscovita, clorita, hornblenda, actinolita, epidoto, apatito e ilmenita alterada de leucoxeno. Los cuatro últimos con excepción a la ilmenita no llegan al 8% de la constitución de rocas, el anfíbol es abundante 20%, se trata de una roca esquistosa anfibólica

**Petrogénesis:** los estudios más recientes de FOLAND *et al.* (1992) y SPEED *et al.* (1992 1997) sobre estas rocas, presentan una edad Pb/U en zircón de 321 (+13, - 29) Ma que interpretan como la edad de la cristalización magmática del plutón granitoide, mientras que edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  indican que la transformación de granito a gneis pudo ocurrir al final del Mioceno. A

continuación citamos un párrafo de SPEED *et al.* (1997: 457) que sintetiza la visión actual sobre esta Unidad y su envoltorio: “Esta transformación (granito a gneis) fue causada por protomilonitización y solución por presión, que varió de intensidad de un lugar a otro. El gneis evolucionó simultáneamente con el esquisto de bajo grado que lo envuelve, cuyos precursores fueron rocas sedimentarias de proveniencia y sedimentación continental. El protolito de los cuerpos de gneis se interpreta como parte de un basamento Paleozoico continental, quizás en un horst en el margen pasivo del Mesozoico temprano del Norte de Sur América”.

**Contactos:** el Gneis de Dragón, ocupa el nivel medio de la porción oriental del Esquisto de Macuro.

**Correlación:** GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1974) y NAVARRO (1974) muestran la semejanza química - mineralógica del Gneis de El Dragón con la Asociación Ígneo - Metamórfica El Mango–Doña Juana, hoy, de acuerdo a las normas para unidades litodémicas, Gneis de El Mango (URBANI 2002). Christensen (1962) correlaciona el Gneis de El Dragón con el Gneis de Sebastopol. SCHUBERT (1972) describe afloramientos de rocas gnínicas muy alteradas, en la Península de Araya, posiblemente correlativas.

**Edad:** Carbonífero, 321 (+13, - 29) Ma

### **AIII.1.2 Gneis de EL MANGO**

Entre el caserío El Mango y la quebrada Doña Juana (SUAREZ 1964, MENZOZA 1965), cartografían un cuerpo mayor de gneis, así como otros cinco cuerpos menores (Río Yaguara, Río La Horqueta, Quebrada de Mauro, Quebrada El Hoyo y Río Izquierdo), que en las publicaciones posteriores (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1974, NAVARRO 1974) se les domina Asociación Ígneo - Metamórfica El Mango - Doña Juana, más recientemente URBANI 2002 considera conveniente cambiar este nombre por el de Gneis de El Mango, simplificándolo así con el nombre de la litología mayoritaria y el topónimo más relevante. En GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1974) se publica un estudio químico comparativo, con ánimo de relacionar genéticamente esta asociación con el Gneis de Dragón. KUGLER (1972) no hace ninguna distinción entre la Asociación El Mango-Doña Juana y el Gneis de Dragón, y las describe como una sola unidad litológica; su opinión sobre la génesis de estas rocas, varía desde la idea de una gran masa granítica alóctona deslizada, hasta un basamento Paleozoico imbricado y deformado conjuntamente con los depósitos que dieron lugar al Esquisto de Macuro.

**Extensión Geográfica:** en la zona del caserío El Mango y la quebrada Doña Juana; aflora también con poca extensión en Río Yaguara, Río La Horqueta, Quebrada de Mauro, Quebrada El Hoyo y en el Río Izquierdo.

**Descripción litológica:** MENDOZA (1965) define la presencia de: (a) *granito leucocrático* (feldespato potásico perfitico, cuarzo, muscovita, albita, epidoto, biotita, circón, esfena y apatito), equigranulares, de textura variada, desde grano fino a grueso (hasta 5 mm), y de colores gris y crema, que meteorizan a pardo amarillento. Dentro de estos granitos se observan presuntos *xenolitos hornfélisados* (biotita, muscovita, epidoto, plagioclasa, esfena y apatito), de grano muy fino y color negruzco; (b) *gneis granítico* (feldespato potásico perfitico, cuarzo, biotita, circón, turmalina, esfena y apatito) intensamente fracturado y de colores gris claro a crema, con puntos verdosos, que meteorizan a amarillento y a pardo claro; (c) *Migmatita* compuestas por capas o bandas (de 1 a 2 cm de espesor), de una roca granítica con textura esquistosa, que se alterna con bandas de esquistos cuarzo-micáceo; también hay capas graníticas de 1 m de longitud y 3 mm de espesor. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1974) les considera como gneises de inyección.

**Edad:** no existen datos geocronológicos confiables y específicos para esta unidad, por lo que basados en la afinidad genética con el Gneis de El Dragón (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1974), asignamos a este cuerpo la misma edad determinada por FOLAND *et al.* (1992), es decir Paleozoico (Carbonífero). Hay que aclarar que SPEED *et al.* (1997) no pudo separar una cantidad suficiente de zircón de las rocas de El Mango como para obtener edades Pb/U del protolito granítico, pero si obtuvo una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita, que indica que la transformación de granito a gneis - al igual que en el caso de El Dragón - ocurrió a mediados del Cenozoico.

SANTAMARÍA (1974) y SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974) presentan cuatro edades K/Ar, una en "hornblenda (con aproximadamente 5% de clorita)" ( $128 \pm 11$  Ma), una de muscovita ( $81 \pm 4$  Ma) y otras dos en sendas muestras de roca total ( $53 \pm 3$  y  $60 \pm 4$  Ma). Con respecto a esto, SPEED *et al.* (1997: 465) presentan diversas razones geoquímicas para no considerar correcta la edad de la hornblenda, además de poner en duda la misma presencia de ese mineral, ya que ellos no la encuentran ni en el campo, ni en secciones finas. Tratando de ahondar sobre este punto URBANI (2002) revisa los informes de los tesisistas que trabajaron en estos cuerpos (e.g. MENDOZA 1965), pero ninguno de ellos menciona la presencia de anfíbol en las descripciones petrográficas de las muchas decenas de secciones finas estudiadas. Por lo anterior, se acoge a los criterios de SPEED *et al.* (1997) de cuestionar la validez de la edad en la presunta hornblenda.

**Petrogénesis:** GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1965 1972 1974) opinan que la unidad de El Mango, es genéticamente correlacionable con el Gneis de El Dragón, aceptando la validez de esta hipótesis y bajo la luz de los datos existentes para el Gneis de El Dragón consideramos que la transformación (granito a gneis) fue causada por protomilonitización y solución por presión, que varió de intensidad de un lugar a otro. El gneis evolucionó simultáneamente con el esquisto de bajo grado que lo envuelve, cuyos precursores fueron rocas sedimentarias de proveniencia y sedimentación continental. El protolito de los cuerpos de gneis se interpreta como parte de un basamento Paleozoico continental, quizás en un horst en el margen pasivo del Mesozoico temprano del Norte de Sur América (SPEED *et al.* 1997: 457).

**Contactos:** El Gneis de El Mango se presenta en el nivel medio-superior del Esquisto de Macuro, se describen contactos lateralmente interdigitados.

**Correlación:** GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1974) y NAVARRO (1974) muestran la semejanza química - mineralógica existente entre el Gneis de El Dragón y el Gneis de El Mango.

**Edad:** probablemente Carbonífero, al igual que el Gneis de El Dragón

## **AIII.2 UNIDADES DE PROTOLITO SEDIMENTARIO DEL MESOZOICO**

### **AIII.2.1 Esquisto de MACURO**

El nombre Formación Macuro fue empleado por los tesisistas RODRÍGUEZ, GLAENTZLIN & BRAVO (1964) de la Escuela de Geología, Minas y Metalurgia, UCV para designar un serie esquistosa que aflora entre las quebradas Uquire y Macuro, desde el caserío de Uquire en la costa norte, hasta las afueras del pueblo de Macuro. La descripción original de esta unidad fue presentada por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1965). El nombre "Capas de Maracas" (KUGLER 1953) es un sinónimo en desuso de la anteriormente denominada Formación Macuro, en la Península de Paria.

**Localidad tipo:** Península de Paria, Estado Sucre, en las quebradas Uquire y Macuro desde el caserío de Uquire en la costa norte, hasta las afueras del pueblo de Macuro.

**Extensión areal:** aflora a manera de una ancha faja continua a lo largo de la parte central de la Península de Paria.

**Descripción litológica:** los minerales distintivos del Esquisto de Macuro son: cuarzo, clorita, muscovita, sericita, biotita, en menor proporción minerales opacos y calcita, la cual es dominante en los cuerpos de mármol intercalados a la secuencias esquistosa. Los cristales de cuarzo están alargados según el eje C, son subhedricos; la mica muscovita se presenta en láminas concentradas formando bandas paralelamente a ellas, se disponen los cristales de cuarzo y albita; la mica ocasionalmente se ve al microscopio formando micropliegues. Estos minerales se presentan en una litología muy constante con un espesor cercano a los 3.800 m medidos en la localidad tipo tomando como referencia los palanos de foliación; presenta un intervalo inferior compuesto de cuarcita dura de color claro, generalmente pirítica y grafitosa hacia la base, un intervalo intermedio más característico, compuesto de esquisto cuarzo-clorítico micáceo de color verde, con foliación bien marcada; el intervalo superior consiste de esquisto cuarzo-clorítico, de color verde oscuro, foliación más gruesa y frecuentemente microplegados y corrugados.

Hacia el oeste estos tres intervalos son menos marcados y aumenta el porcentaje de cuarzo en los metasedimentos, reportándose la presencia de metaconglomerados líticos conformado por clastos de rocas ígneas ácidas y mármol, siendo peculiar la presencia de turmalina, variedad dravita, asociada con cuarzo recristalizado. De acuerdo a consideraciones de PICARD(1966) y de WERHMANN (1966) este mineral sugiere una fuente pegmatítica. La unidad en su parte central presenta cuerpos de mármoles cartografiados de hasta 300 m de espesor hacia la parte oriental de la península, estas sub-unidades son denominadas **Mármol de La Horqueta** y **Mármol de Yaguaraparo**. Al oriente de la Peínsula se presenta una cuarcita esquistosa, intercalada con esquisto cuarzo-micáceo, denominada **Esquisto de Guatay**.

**Espesor:** En la sección tipo se han medido 3.800 m de espesor.

**Contactos:** La unidad infrayace por contacto de falla de corrimiento al Esquisto de Uquire al norte, e infrayace concordantemente al Esquisto de Cariaquito al sur dela península. Dentro del área de afloramiento oriental del Esquisto de Macuro, se presentan discordantemente los Gneis de El Dragón y de El Mango.

**Fósiles:** carece de fósiles.

**Edad:** Jurásico Tardío- Cretácico Medio, sobre la base de amonites preservados en su unidad correlativa en Trinidad y por la presencia de equinoideos en la unidad correlativa en el área de Carúpano - Cabo Mala Pascua.

**Correlación:** es equivalente parcial de la Formación Maracas y Maraval de Trinidad al este y del Esquito de Tunapui al oeste. CHRISTENSEN (1962) establece analogías correlativas de esta secuencia metamórfica con la del Esquisto de Las Brisas, en la región de Caracas

#### **AIII.2.1.1 Esquisto de GUATAY**

Originalmente este nombre fue definido como parte de la sección inferior del Esquisto de Cariaquito. Posteriormente es integrado por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) dentro de la Unidad de Macuro como su parte superior. Esta subunidad consiste de cuarcita esquistosa, intercalada con esquisto cuarzo-micáceo.

**Localidad tipo:** En la quebrada Guatay cerca de Macuro, península de Paria.

**Extensión areal:** La unidad aflora en una faja angosta a lo largo de la parte sur de Paria oriental y desaparece al oeste de Güiria.

**Descripción litológica:** Consiste de cuarcita delgada esquistosa, intercaladas con esquisto cuarzo-micáceo replegado de color claro, que al meteorizar toma tinte marrón y rojizo característico.

**Espesor:** En la sección tipo es de 470 metros, y disminuye hacia el oeste.

**Contacto:** El contacto superior es concordante con el Esquisto de Macuro, y el contacto inferior es concordante con el Mármol de Patao del Esquisto de Cariaquito.

**Edad:** Jurásico Tardío- Cretácico Medio.

**Correlación:** Se considera como equivalente probable de parte de la Formación Grande Rivière de Trinidad.

#### **AIII.2.2. Esquisto de TUNAPUI**

SEIJAS (1972) propone nombrar como Formación Tunapui a una espesa secuencia meta-sedimentaria de esquisto cuarzo-micáceo-clorítico y metaconglomerado, los cuales varían a lo largo del rumbo Aunque la referencia original se concede a SEIJAS (1972), SIFONTES (1969) ya la había cartografiado con el mismo nombre en su mapa geológico de la región de Carúpano, ubicando inclusive los afloramientos de mármol y metaconglomerado. VIGNALI (1976) estudia la región en detalle y considera que parte de los afloramientos descritos en esta unidad cerca de Carúpano representan un melange de las unidades expuestas hacia el este. VIGNALI (1979) la considera inválida debido a que cree que las descripciones de las diversas litologías de esta formación corresponden a las de unidades aflorantes al este tales como Uquire, Macuro y el

Mármol de Patao de la entonces conocida como Formación Cariaquito. CAMPOS (1981) la incluye dentro de sus series Carúpano norte y Sur, considerándolas como de origen terrígeno (pelítico) hemipelágico. BLADIER (en BELLIZZIA 1986) considera que las rocas más antiguas en la parte central de las penínsulas de Araya-Paria, constituyen la Formación Tunapui, lo cual está en contradicción a la descripción de VIERBUCHEN (en BELLIZZIA *op. cit.*) quien plantea que la unidad está en el tope de las rocas metamórficas que afloran en el área. Se presenta en la tabla 3.X un resumen de las características más resaltantes de la unidad.

**Localidad tipo:** SEIJAS (1972) designa la expuesta en la quebrada Tunapui, que atraviesa el poblado del mismo nombre, situado pocos kilóm al este de El Pilar, Municipio Benítez, estado Sucre. La sección mencionada debe complementarse con las expuestas en los cursos de los ríos Burdeos (afluente del Yaguaraparo), Rivilla y Chuare, donde afloran las distintas litologías de la unidad.

**Extensión areal:** aflora en una extensa zona desde el golfo de Cariaco en la península de Araya, hasta la región al norte de Yaguaraparo en la península de Paria.

**Descripción litológica:** de manera generalizada, la secuencia litológica puede dividirse en tres intervalos principales: inferior, medio y superior. El intervalo inferior, cuya base no aflora en la región, consiste de esquisto cuarzo-clorítico y capas de mármol macizo que localmente alcanzan espesores de más de 200 m; esta parte del intervalo está en contacto de falla con el resto de la secuencia, el cual consiste de esquisto y filita clorítica y/o grafitosa que desarrollan zonas de conglomerado de matriz esquistosa, parcialmente carbonática, con granulometría variable; lentes de mármol delgados y esquisto carbonático-micáceo algo grafitoso, en el intervalo se incluyen también capas lenticulares de cuarcita, esquisto clorítico cuarzo-feldespático, zonas muy grafitosa, capas delgadas de mármol y filita sericítica, presentes en las zonas central y occidental de la región. El intervalo medio muestra intercalaciones de esquisto conglomerático de cuarzo oscuro de grano fino. El intervalo superior se caracteriza por desarrollos lenticulares de mármol en capas delgadas muy recrystalizadas, asociadas a esquisto conglomerático de color oscuro y filita micácea y/o grafitosa; en la parte superior del intervalo hay esquisto cuarzo-feldespático clorítico y/o grafitoso y cuarcita micácea gris algo clorítica. Al oeste del meridiano de Carúpano el esquisto desarrolla un carácter conglomerático, con cantos de tamaño variable entre 2 mm y 20 cm.

Las zonas de meta-conglomerado está mejor expuesta en los cortes de la carretera Bohordal - Santa Isabel, en las inmediaciones del puente sobre el río Grande, en las quebradas Platanito, Tacarigua y Tunapui, en la zona de la presa El Pilar No. 1, donde se hace bastante carbonática y el conglomerado es de grano fino continuando así hacia el oeste hasta la zona inmediata al poblado de Santa Marta. Las rocas del intervalo medio y superior, afloran en las cabeceras del río Unare, curso de los ríos Burdeos y El Silencio. El mármol del intervalo superior tienen su mayor desarrollo entre el río Chuare al este y las inmediaciones del poblado de San José de Areocuar al oeste, donde exhiben diseminada mineralización de sulfuros, especialmente las en capas de metarenisca muy calcárea expuesta en la zona de El Encanto. VIGNALI (1970) incluye parte de estos afloramientos en el Esquisto de Cariaquito; el autor señala que los conglomerados del intervalo superior afloran muy bien en los cortes de la carretera Carúpano-Casanay, especialmente entre Guaricuco y Carúpano y asume que pertenecen al Esquisto de Macuro.

BLADIER (1986) describe la unidad como una secuencia de esquisto cuarzo-micáceo, micáceo-calcáreo-grafitoso, filita, meta-conglomerado, cuarcita y mármol. Las condiciones sedimentarias que dieron lugar a las rocas de el Esquisto de Tunapui fueron variables, lo cual induce a postular una cuenca con movimientos oscilatorios frecuentes (SEIJAS 1972). La presencia de grandes desarrollos de zonas conglomeráticas también sugiere un ambiente de aguas menos profundas que el de las rocas de la “Formación Macuro” (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* 1965), parcialmente equivalente a Tunapui, de la cual sólo se distingue por la presencia en esta de zonas conglomeráticas. Según ZAMBRANO (1967) el conglomerado lítico de grano grueso se sedimentó por efecto de corrientes de turbidez.

**Espesor:** Debido a la ausencia de capas índices y a la gran complejidad estructural de su zona de afloramientos, el espesor se ha estimado en 2500 m tomando como base referencial los planos de foliación.

**Contactos:** El contacto inferior de la unidad no se ha observado por estar cubierta por aluviones o en relación de falla con unidades más jóvenes. Su contacto superior es de falla con el Esquisto de Carúpano, que le suprayace en toda su extensión. Al sur de Carúpano se presentan contactos abruptos intrusivos debido a la ocurrencia de pórfidos graníticos Mio-Pliocenos de pequeña extensión áreal, no se reporta metamorfismo de contacto.

**Fósiles:** MACSOTAY (1968) estudió muestras fosilíferas de esta unidad, en mármoles de hasta 0,8 m de espesor, con *Neomeris* sp., algas no diferenciadas *Textularia* cf. *T. rioensis* Carsey,

*Serpula* sp., *Ostreidae*, espículas y holotúridos y espinas de equinoides irregulares diversos. El mármol de quebrada Honda al sur de Cusma, contienen algas no diferenciadas y *Amphitriscoelus waringi* Harris y Hodson; según VIGNALI (1970) estas rocas corresponden a las Metasedimentarias de Güinimita.

**Edad:** Por su posición estratigráfica con el Esquisto de Carúpano, su equivalencia lateral con la parte inferior del Esquisto de Cariaquito y la presencia de *Amphitriscoelus waringi*, permiten asignar a las rocas de Tunapui un rango de edad que va del Jurásico tardío al Neocomiense-Barreniense.

**Correlación:** es equivalente parcial de la Formación Maracas y Maraval de Trinidad al este y del Esquisto de Macuro al este, el mármol del intervalo inferior del Esquisto de Tunapui correlaciona con el que aflora en la margen sur del río Yaguaraparo. CHRISTENSEN (1962) establece analogías correlativas de esta secuencia metamórfica con la del Esquisto de Las Brisas, en la región de Caracas

### **AIII.2.3. Esquisto de CARIAQUITO**

El nombre Formación Cariaquito fue empleado por los tesisistas GAMBOA y SUÁREZ (1964). La descripción original fue introducida formalmente por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1965). A partir de 1968, el conjunto de rocas definido en la costa noroccidental de Paria como “Formación” Cariaquito pasa a ser considerado parte de la unidad Carúpano.

**Localidad tipo:** la sección originalmente descrita aflora en la Ensenada de Cariaquito, a 5 km al este del poblado de Macuro en la Península de Paria, estado Sucre, prolongándose hacia el suroeste de Paria, donde la unidad se subdivide en tres subunidades: Guatay, Patao y Yacua, en orden ascendente,

**Extensión areal:** se extiende formando una franja de 2 a 3 km. de ancho desde la Punta Dubey en el este hacia Güiría en el oeste. A lo largo de la Península de Paria con variaciones laterales que dan lugar a litologías distintivas correlacionables en el sector oriental de Paria con litotipos existentes en Trinidad.

**Descripción litológica:** la unidad esta conformada por esquisto grafitoso, cuarzo-grafitoso-talcoso y cuarzo-grafitoso de colores negruzcos, con frecuentes intercalaciones clorítica hacia la base; en la parte media abunda el esquisto cuarzo-muscovítico de tonalidades pardo amarillentas;

el intervalo superior se caracteriza por esquistos carbonáticos intercalados con esquistos cuarzo-grafíticos y micáceos.

Según SUAREZ (1964), en la sección tipo no se diferenciaron subunidades, sin embargo se reconocieron tres intervalos que en orden estratigráfico de más antiguo a más joven los siguientes: (a) Intervalo de esquistos grafíticos y cuarzo grafítico con interestratificaciones de esquistos cuarzo cloríticos, y clorítico-grafíticos, con un espesor de 645 m. (b) la litología es bastante similar a la infrayacente, pero se diferencia en la disminución de esquistos cloríticos y aumento de esquistos cuarzo muscovíticos, tiene un espesor de 500 m. (c) en este intervalo de 175 m es característico la presencia de esquistos calcáreos de pocos centímetros de espesor intercalados con esquistos-grafíticos, esquistos cuarzo-grafíticos. Adicionalmente presenta dos sub-unidades denominadas **Esquisto de Yacua** y **Mármol de Patao**.

**Espesor:** alcanza un espesor, medido sobre la base de los planos de foliación, de 1.320 m en la sección tipo (ensenada de Yacua), donde no se observa su contacto superior.

**Contactos:** el conjunto de rocas que conforma el Esquisto de Cariaquito suprayace concordantemente a los Esquistos de Macuro e infrayace discordantemente a las Metasedimentarias de Güinimita.

**Fósiles:** *Thecosmilia cumanensis*, *Cladophyllia* cf. *stewartae* y espinas y placas de *Pseudocidaridites* sp., que determinan su edad Neocomiense - Barremiense.

**Edad:** se atribuye la depositación al Neocomiense - Barremiense.

**Correlación:** el Mármol de Patao es correlativo probable de una sección de la Formación Maracas en Trinidad, el Esquisto de Yacua se correlaciona lateralmente con una sección del Esquisto de Carúpano. En el Esquisto de Tunapui se incluye posiblemente rocas correlativas al Esquisto de Guatay (de Macuro) y al Mármol de Patao (SEIJAS 1969: 16).

#### **AIII.2.3.1. Esquisto de YACUA**

Este nombre fue empleado por GONZÁLEZ de JUANA *et al.* para designar la sección superior del Esquisto de Cariaquito. Conformada por una secuencia heterogénea de filita grafítica y carbonática, con lentes de mármol e intercalaciones de filita cuarzo-micácea con vetas de calcita.

**Localidad tipo:** En costa occidental de la ensenada de Yacua en la península de Paria.

**Extensión areal:** Esta sub-unidad aflora a todo lo largo de una faja al sur del Distrito Valdez, Estado Sucre.

**Descripción litológica:** Se presenta como una secuencia heterogénea de filita grafitosa y carbonática, con lentes delgados de mármol e intercalaciones de filita cuarzo-micácea con vetas de calcita.

**Espesor:** 630 metros de espesor en la localidad tipo.

**Contacto:** Es concordante en su base con el Mármol de Patao y en el tope discordantemente, se presenta el contacto por corrimiento con las Metasedimentarias de Güinimita.

**Edad:** Se atribuye al Neocomiense-Barremiense.

**Correlación:** El Esquisto de Yacua se correlaciona lateralmente con una sección del Esquisto de Carúpano.

### AIII.2.3.2. Mármol de PATAO

Este nombre fue introducido por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1965) para describir esta subunidad del Esquisto de Cariaquito. Está conformado por unos 300 m de espesor de mármol que infrayace a una capa de yeso que presenta una intercalación menor de esquisto (CALDERÓN (1964), LUZARDO (1964) & MASROUA (1964)).

**Localidad tipo:** Aflora típicamente en la quebrada Patao, al este de Puerto de Hierro, península de Paria, Estado Sucre.

**Extensión superficial:** Se extiende a lo largo de una faja cercana a la costa sur de Paria oriental, donde se destaca por la topografía prominente que soportan el mármol.

**Descripción litológica:** Es un grueso intervalo de mármol con una capa suprayacente de yeso e intercalaciones menores de esquisto. En la sección tipo los tramos inferior y superior son de mármol compacto, separado por un tramo intermedio de mármol finamente estratificado. La capa de yeso no se ha reconocido al oeste de la ensenada de Cumaca.

**Espesor:** Su espesor en la sección tipo es de 300 metros; el espesor del yeso varía entre 20 y 120 metros.

**Contacto:** Suprayace concordante sobre el Esquisto de Guatay, e infrayace concordante con el Esquisto de Yacua.

**Fósiles:** Entre los fósiles que contiene se ha identificado *Thecosmilia cumanensis*, *Cladophyllia cf. stewartae* y espinas y placas de *Pseudocidaris* sp (GONZÁLEZ DE JUANA *et al* 1965.).

**Edad:** Neocomiense-Barremiense.

**Correlación:** El Mármol de Patao es correlativo probable de una sección de la Formación Maracas en Trinidad.

#### **AIII.2.4. Esquisto de CARÚPANO**

ZAMBRANO (1967) denominó Formación Carúpano a una secuencia de esquisto carbonático cuarzo-micáceo con intercalaciones de esquisto filítico cuarzoso carbonático, y desarrollos de lentes delgadas de mármol negro, grafitoso, localmente actinolítico hacia la parte media y superior. Incluyó además al conjunto de rocas verdes (metalavas y metatobas) expuestas en diversas localidades costeras, que denominó Miembro El Copey. Autores posteriores (BLADIER 1977; CAMPOS *en* BELLIZZIA 1986) restringen el nombre de Formación Carúpano para la secuencia de filita carbonática grafitosa, capas lenticulares de mármol oscuro, esquisto cuarzo-micáceo grafitoso-carbonático, parcialmente conglomerático, y filita clorítica y/o grafitosa, expuestos en una franja situada en la parte septentrional de la región. CAMPOS (1981) coloca esta unidad dentro de su Serie Carúpano norte, junto a una porción superior de la serie metamórfica denominada para entonces Formación Tunapui ALVARADO (2005) en la integración geológica de Araya la redefine como unidad litodémica, utilizando la denominación de Esquisto de Carúpano.

**Localidad tipo:** los afloramientos a lo largo de la carretera Carúpano-Río Caribe, que puede completarse con los afloramientos en el morro de Puerto Santo, la ensenada de Puipui en las inmediaciones de Guaca.

**Extensión geográfica:** el Esquisto de Carúpano afloran a lo largo de toda la zona costera de Carúpano desde donde disminuye progresivamente hacia el este; entre San Juan de las Galdonas y San Juan de Unare su expresión superficial da lugar a desniveles abruptos en la costa. SEIJAS (1972) observa en las Península de Araya la continuación de esta unidad hasta el meridiano del poblado de Salazar, donde desaparece en el Golfo de Cariaco; en esta zona adquiere un desarrollo considerable con la presencia de numerosas capas de caliza recristalizada de más de 0,5 m de espesor individual, que sustentan las mayores elevaciones. La unidad se distribuye en los distritos Rivero, Bermúdez y Arismendi del estado Sucre.

**Descripción litológica:** consiste principalmente en filita y esquisto carbonático grafitoso, capas delgadas y lenticulares de mármol recristalizado presentes a diferentes niveles con mayor o menor frecuencia; el mármol de la parte basal tienen espesores de hasta 50 cm. La parte media de la unidad consiste de filita carbonática y grafitosa, verticalmente pasa a desarrollos de lentes de

mármoles delgados (20 cm de espesor) intercalados en filita grafitosa, esquisto carbonático y grafitoso, que localmente, en especial hacia el extremo oriental de la región, se hace bastantes cuarzoso, grafitoso y poco carbonático, los mejores afloramientos de esta sección ocurren al este del poblado del Puipui y adquiere su mejor expresión entre San Juan de Las Galdonas y Sipara, donde el esquisto y la filita carbonática son menores. Así mismo, en la parte superior de la unidad y en la zona comprendida entre Güiria de La Playa y La Esmeralda se desarrolla filita micácea grafitosa, con capas finas algo clorítica de yeso de origen secundario entre los planos de foliación; localmente aflora la filita carbonática y el mármol que caracterizan la mayor parte de la unidad. En el Morro de Puerto Santo, muy cerca del contacto con la las Metaígneas de El Copey, suprayacente, hay un desarrollo local de esquisto conglomerático con granos de cuarzo oscuro y de granulometría fina. Una característica muy notable es la gran cantidad de vetas delgadas de calcita y siderita en la unidad, en general paralelas a la foliación, pero que también rellenan y cortan la foliación.

**Espesor:** debido a la ausencia de una sección completa, la profunda meteorización, la ausencia de capas índices que permitan medir un espesor total, y el intenso plegamiento, solo ha sido posible estimar unos 750 m de espesor.

**Fósiles:** no se encontraron fósiles en ningún afloramiento.

**Edad:** se presume Cretácica

**Contactos:** en el área de Carúpano, SEIJAS (1972) considera que el Esquisto de Tunapui infrayace concordantemente al Esquisto de Carúpano con un contacto normal en toda su extensión, menos en la zona nororiental de su área de trabajo donde el contacto es de falla. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1972) postulan para estas rocas, en su límite sur, un contacto de falla de corrimiento sobre el Esquisto de Macuro.

**Correlacion:** los autores que han estudiado estas rocas concuerdan con su semejanza litológica parcial con el Esquisto de Yacua del Esquisto de Cariaquito. En GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) se establece la posible correlación con la parte superior del Esquisto de Cariaquito con la parte inferior de las Metasedimentarias de Güinimita, al no poder diferenciar claramente el contacto entre ambas unidades, lo cual permite inferir una edad Barremiense - Aptiense para el conjunto de rocas que conforman el Esquisto de Carúpano. VIGNALI (1976) extiende esta semejanza a la sección inferior de Güinimita, en las regiones donde el Esquisto de Yacua no puede ser claramente separado. CHRISTENSEN (1961) indica una correlación con las rocas del

Grupo Caracas. SCHUBERT (1972) discute una posible correlación de esta unidad con rocas litológicamente semejantes, en la región de Caracas, el Esquisto de Las Mercedes.

### **AIII.2.5. Metasedimentarias de GÜINIMITA**

La unidad fue introducida originalmente con rango formacional por los tesisas SCHERER (1964), SIFONTES (1964) y STREDEL (1964). El termino original, Formación Güinimita, fue utilizado formalmente por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1965) para designar metasedimentos y calizas expuestos en el flanco sur de la Península de Paria, estado Sucre.

**Localidad tipo:** lado oeste de la ensenada de Güinimita.

**Descripción litológica:** en su parte inferior la unidad consiste en esquisto sericítico ferruginoso con metaconglomerado cuarzo-ferruginoso de grano medio a grueso (3-15 mm diámetro) que presentan gradación inversa. Sigue una intercalación de metaconglomerado y de caliza delgada muy fosilífera, interestratificada con meta-arenisca conglomerática y conglomerado. Continúa una sección dominada por caliza gris oscura, fosilífera, maciza y compacta, con abundantes vetas de calcita blanca que anteceden una secuencia de 96 m de espesor de filita cuarzo-sericítica, micácea y ferruginosa, con intercalaciones de filita cuarzosa gris y metaconglomerado cuarzo-ferruginoso, con granos de hasta 15 mm de diámetro; en la parte superior alternan capas de mármol fosilífero y metaconglomerado cuarzo-ferruginoso rojizo, con un nivel característico de meta-conglomerado con granos elipsoidales de ferrolita. En la parte superior de la columna expuesta hay una capa delgada de caliza con abundantes corales bien preservados. Petrográficamente, en el metaconglomerado y la meta-arenisca domina el cuarzo con extinción ondulatoria muy débil, granos subangulares, cementados generalmente con óxido de hierro y raras veces por muscovita. Las calizas presentes están ligeramente recristalizadas, contienen un 10-15% de cuarzo y 5 a 10% de óxidos de hierro. La filita contienen 60% de cuarzo, 30% de sericita y de 5 a 10% de óxidos de hierro.

**Localidad tipo:** lado oeste de la ensenada de Güinimita.

**Extensión areal:** aflora en la parte sur de la Península a lo largo de la ladera sur de la cordillera metamórfica, desde El Pilar, hasta el lado oeste de la ensenada de Güinimita.

**Espesor:** en la sección tipo se midió un espesor incompleto de 269 m.

**Fósiles:** Las Metasedimentarias de Güinimita contienen varias capas de calizas ferruginosas con corales, moluscos y algas carbonáticas. SCHERER (1965) menciona los siguientes fósiles

diagnósticos identificados por O. Macsotay: *Actinastrea cf. guantanamensis*, *Cladopyllia cf. stewartae*, *Thecosmilia cumanensis*, *Pterotrignia cf. tocaimoana*, *Trignia honduana*, *Amphytriscoelus sp.*, *Choffatella decipiens*, *Trocholina ex. gr.* y *T. infragranulata*. De lo cual se establece una edad Barremiense-Aptiense, basada en su contenido faunal (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1965: 269, SEIJAS 1972: 1905).

**Ambientes:** La asociación litológica y los conjuntos de fósiles de las Metasedimentarias de Güinimita indican ambientes de plataforma marina abierta cercana a la costa. Los conglomerados con guijarros mayores de 1 cm sugieren cercanía de una fuente hacia el norte. Los moluscos presentes sugieren ambientes de alta energía y profundidades entre 10 y 20 m. Los corales son solitarios y poco desarrollados lateralmente indicando turbidez en las aguas. Recientemente MACSOTAY *et al.* (2005) consideran que las rocas de Güinimita fueron depositadas entre el Cenomaniense y el Turoniense en un medio depositacional tipo flysch que permitió la depositación de olitostromos y olistolitos.

**Contactos:** La base de las Metasedimentarias de Güinimita yace discordantemente por encima del del Esquisto de Cariaquito; su contacto superior no se conoce en el área oriental ya que se pierde por debajo del agua, en el area occidental de Paria la unidad se pesenta discordante con la secuencia sedimentaria Cretácica. En la Isla del Pato, SUAREZ (1964), señala que el arrecife se interdigitaliza hacia el oeste con detritos de ladera, formados principalmente de fragmentos del material arrecifal, mezclada con detritos de playa. Adelante del arrecife los cantos de arenisca son redondeados y los de caliza, por meteorización diferencial son angulosos; el agente que actúa sobre ellos es la acción hidráulica y química de las olas. El zircón, la turmalina, magnetita y pirita se presentan en cristales euhédricos, indicativos del corto transporte de los sedimentos.

**Edad:** Es aceptada una edad Barremiense-Aptiense, basada en el contenido faunal de la caliza fosífera (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1965: 269; SEIJAS 1972: 1905).

**Correlación:** La unidad se correlaciona con la Formación Laventille de Trinidad y ha sido correlacionada parcialmente con la Formación Barranquín de Venezuela oriental.

### **AIII.2.6 Esquisto de TOLETICO**

**(Invalida, véase AIV.1)**

El nombre Formación Toletico fue empleado por los tesisistas BUJOSA(1964). MOTICKA (1964) y SALAZAR (1964) para designar lo que consideraron como la parte basal del conjunto de rocas que afloran en Paria. Posteriormente, el conjunto de rocas grafitosa de Toletico fue incluido por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1967) dentro de la denominada Formación Uquire (Esquisto de Uquire en este trabajo).

**Localidad tipo:** Quebrada Toletico, al sur del caserío Toletico, costa norte de Península de Paria, 70 km al oeste de la localidad de Río Caribe.

**Extensión areal:** aflora en la parte norte de la Península entre Punta Cacao al este y el sector occidental, habiéndose reconocido al menos hasta la localidad de San Juan de Unare.

**Extensión areal:** aflora desde el extremo oriental de la península, donde ocurren secciones incompletas en algunas puntas de la costa sur, hasta el área de El Pilar

**Descripción litológica:** a partir del plano axial del Antiforme de Toletes la unidad se divide en cuanto intervalos distintivos, el primero, conformado por una alternancia de esquisto cuarzo-micáceo-grafitoso, cuarcita y cuarcita grafitosa, alcanza un espesor de 230 m, los esquitos son de color gris oscuro a negro, presentando muchas vetas de cuarzo de espesor variable, la cuarcita presenta color beige a gris oscuro, dependiendo del contenido de grafito. El segundo intervalo alcanza un espesor de 120 m y está constituido por una asociación litológica similar a la anterior pero con mayor contenido de grafito, hacia el tope de este intervalo se presenta una capa de cuarcita grafitosa dura y fracturada de más de 6 m de espesor. El tope de la unidad está constituido por 770 m de esquisto cuarzo-micáceo-grafitoso donde el contenido de grafito disminuye notablemente, hacia la parte superior se presentan cuarcita y esquisto cuarzo-micáceo.

**Espesor:** incompleto, por no conocerse la base, alcanza 1.670 m en la sección tipo.

**Contactos:** suprayace transicionalmente sobre el Esquisto de Macuro, el contacto inferior se desconoce.

**Edad:** Cretácico Medio

**Correlación:** la Unidad es invalida, se incorpora al Esquisto de Uquire (véase AIV.1)

### **AIII.2.7 Esquisto de UQUIRE**

El nombre Formación Uquire fue introducido por los tesisas BRAVO (1964), GLAENTZLIN (1964) y RODRÍGUEZ (1964) para designar metasedimentos expuestos entre Punta San Francisco y la quebrada San Francisco, en la ensenada de Uquire, Península de Paria, estado Sucre. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1965: 63) publica la descripción formalmente.

**Localidad tipo:** ensenada de Uquire, Península de Paria, estado Sucre.

**Extensión areal:** aflora a lo largo de la parte oriental de la Península de Paria. Al oeste pasa lateralmente al Esquisto de Macuro, que se presenta en contacto de falla de bajo ángulo, pudiendo reconocerse hasta la ensenada de Mejillones.

**Descripción litológica:** la unidad litodémica consiste en cuarcita grafitosa compacta atravesada por numerosas vetas de cuarzo que meteorizan en gris negruzco y esquisto grafitoso-micáceo muy pirítico, con una intercalación intermedia de cuarcita micácea blanquecina, muy dura, que meteorizan en colores crema. Continúa la secuencia con esquisto grafitoso que pasan, hacia el contacto con el Esquisto de Macuro, a una intercalación monótona de esquisto grafitoso y cuarcita dura de color gris

**Espesor:** alcanza un espesor de hasta 1.600 m en la sección tipo.

**Contactos:** es frecuentemente reportado como concordante con el Esquisto Macuro. En este trabajo se asume, de acuerdo a consideraciones correlativas, que el contacto es de tipo tectónico, por lo que la unidad yace por encima de Macuro a través de un plano de corrimiento.

**Edad:** se presume Cretácica.

**Correlación:** es equivalente parcial de la Formación Maraval de Trinidad, al este. CHRISTENSEN (1962) establece correlación de esta secuencia metamórfica con el Esquisto de Las Mercedes, en la región de Caracas.

## **AIII.3 UNIDADES DE AFINIDAD OCEÁNICA (MORB Y /O ARCO DE ISLAS)**

### **AIII.3.1 Metaígneas de EL COPEY**

La unidad fue definida por ZAMBRANO (1967) denominó Miembro El Copey de la Formación Carúpano a una secuencia de esquisto clorítico-epidótico, metatoba y metalava, expuesta localmente en la costa norte de la región. SEIJAS (1972), considera que estas rocas tienen características litológicas bien definidas y suficiente extensión geográfica como para asignarle

rango de Formación. CHRISTENSEN, (1961) empleó el nombre de Formación Tacagua para esta litología, que correlaciona directamente con rocas de origen similar en la parte superior del Grupo Caracas. CAMPOS (en BELLIZZIA 1985) describe a las rocas incluidas en la Formación El Copey por otros autores como un complejo ígneo plutónico inferior a una serie vulcanoclástica suprayacente. AUDEMARD & SÁNCHEZ (1976) explican que el esquistos epidótico no forma parte de la Formación El Copey y asumen que esta litología es una porción de la Formación Carúpano.

VIGNALI (1979) utiliza el nombre “Melange ofiolítico de Copey” al describir estas rocas. CAMPOS (1981) la presenta dividida en dos series: Serie volcanosedimentaria II (S.C.A<sub>2</sub>) y serpentinita y metagabro (S.C.A<sub>1</sub>) y acota que parte de ella pertenece a la Unidad costera de eclogitas y peridotitas de Margarita. MCMAHON (2001) la denomina Metalavas de El Copey determinando, a través de análisis químicos de elementos mayoritarios, que el protolito es basalto tholeítico, subalcalino. ALVARADO (2005) denomina a este conjunto, compuesto mayoritariamente en el área de Las Esmeraldas por metabasaltos, como Metavolcánicas de El Copey, en este trabajo, dado el amplio rango de rocas ígneas, tanto extrusivas como intrusivas, hemos denominado al conjunto aloctono de afinidad oceánica Metaígneas de El Copey.

**Localidad tipo:** ZAMBRANO (1967) y SEIJAS (1972) señalan buenas secciones en la carretera Carúpano-Playa El Copey. SEIJAS (1972), considera los afloramientos en la Punta Taquien, inmediatamente al norte de Guaca, distrito Bermúdez, estado Sucre, como los más representativos, sin embargo, se ha conservado el nombre El Copey por cuanto estas rocas están bastante bien representadas y accesibles en dicha localidad.

**Descripción litológica:** Esta unidad incluye metalavas básicas macizas finamente foliadas, afaníticas, de color verde pistacho y meteorización pardo-rojiza. Consisten en general de una masa densa pseudoisotrópica, formada por agregados de glomérulos de epidoto y clorita con algo de actinolita y pumpellyita en pequeñas agujas, junto con escasos restos de cristales de plagioclasas con desarrollo de estructuras volcánicas, como son almohadillas y amigdalas; en mayor proporción se presentan metatobas foliadas, afaníticas a porfidoblásticas, de color verde con bandas de epidoto y esquistos cuarzo-clorítico epidótico, muy bien foliado, el esquistos es localmente actinolítico; las vetas de calcita son bastante frecuentes. Estas rocas generalmente exhiben buena foliación, con planos lisos que forman planchones. En Cabo Tres Puntas en la península de Paria estas rocas aparecen en una zona intensamente fallada junto con esquistos grafitoso-carbonático similar al que ocurre en el Esquistos de Carúpano. VIGNALI (1976) considera

que el esquisto epidótico, y las rocas metavolcánicas y la serpentinita asociadas pueden corresponder a parte de una "mélange ofiolítica" la cual, en la península de Araya, yuxtapone a rocas de diferentes provincias litológicas como son el Esquisto de Manicuaire con el Esquisto de Carúpano.

BLADIER (1977) considera el conjunto de "rocas verdes" llamada Formación El Copey como una asociación de cuerpos pequeños ubicados en zonas de falla o de contacto entre diferentes formaciones, que pertenecen a planos de despegue de los corrimientos que caracterizan el estilo tectónico de este segmento de la cordillera de Araya-Paria; este autor además señala que en la península de Araya este horizonte pone en contacto al Esquisto de Manicuaire, de grado metamórfico correspondiente a la subfacies cuarzo-albita-epidoto-almandina, con un conjunto de grado más bajo, cuarzo-albita-muscovita-clorita. CAMPOS, (en BELLIZZIA 1985) describe una secuencia de rocas metamórficas, las cuales forman una franja discontinua a lo largo de la costa norte de la península Araya-Paria, dividida en tres unidades petrológicas: un complejo ígneo-plutónico y dos unidades vulcano sedimentarias; el complejo ígneo y la unidad vulcano-sedimentaria inferior se incluyen en la Unidad.

El complejo ígneo plutónico está formado por un conjunto de peridotitas generalmente serpentinizadas, gabros y dioritas, que afloran en forma discontinua entre la región de Carúpano y el cabo Tres Puntas al este; en la sección del morro La Esmeralda y en el complejo ígneo metamórfico del cabo Tres Puntas las asociaciones petrológicas son semejantes y en ambas localidades se detectó la presencia de epidoto y glaucofano. La serie vulcano-sedimentaria inferior incluye meta-basaltos, algunos con estructura de almohadillas y meta-tobas asociadas con algunos niveles silíceos y más frecuentemente con horizontes carbonáticos: según el mismo autor el complejo ígneo plutónico y la unidad vulcano-sedimentaria podrían representar una serie ofiolítica o el remanente de un arco insular primitivo y su cobertura.

**Espesor:** Se estima un espesor mínimo de 350 m en la región de Punta Taquién. En la península de Araya, el espesor y la distribución de las rocas de la Formación Copey disminuyen considerablemente y solo se desarrollan mesas lenticulares de poco espesor;

**Extensión geográfica:** Los afloramientos del Complejo El Copey se restringen a la zona costera del norte en forma discontinua y atraviesan toda la región en sentido este-oeste, desde cabo Tres Puntas hasta La Esmeralda.

**Edad:** no hay evidencia fósil o dataciones radiométricas; sin embargo, por similitudes petrológicas con los metabasaltos del Complejo Bocas se le asigna una edad Cretácico Temprano a Medio.

**Contactos:** VIGNALI (1976), BLADIER (1977), CAMPOS (en BELLIZZIA 1985) y SPEED & SMITH-HOROWITZ (1998), entre otros, consideran que el contacto entre dichas unidades es de origen tectónico que bajo la forma de un ensamblaje con apilamiento imbricado que yuxtapone diferentes niveles de litosfera oceánica por fallamiento frágil somero.

**Correlaciones:** CAMPOS (en BELLIZZIA 1985), proponen incluir esta unidad en la napa costera Margarita. Por afinidades petrológicas se considera equivalente lateral del Complejo Bocas penetrado en la plataforma continental, SPEED & SMITH HOROWITZ (1998) replantean esta equivalencia y asignan por tanto una edad Pre-Barremaniense. Es posiblemente equivalente al Esquisto de Tacagua definido en la Región de Caracas (CHRISTENSEN 1962).

### **AIII.3.2 Metavolcánicas de BOCAS**

El holoestratotipo de esta unidad es definido en el pozo Bocas-1, situado costa-afuera al norte de la Península de Paria, en la línea sísmica N° 41, punto de tiro N° 750 y de coordenadas geográficas N: 10° 48' 35,74" de latitud y O: 61° 59' 58,04" de longitud. El tope erosionado del grupo se encuentra a 10.158 pies y la base, que no fue alcanzada por la perforación, está a más de 12.190 de la profundidad final del pozo. Estas dos profundidades están corregidas al nivel del mar.

**Descripción litológica:** La litología de esta unidad consiste de un metabasalto que ha sufrido un metamorfismo de bajo grado indicado por la recristalización de las plagioclasas a cristales de albita que aún muestran vestigios de los cristales originales. No se encontraron indicios de minerales máficos, pues fueron completamente alterados y recristalizados. La matriz esta completamente recristalizada, aunque es posible identificar en la misma, indicios de una textura intersecal y la estructura de flujo hialopilitica es todavía reconocible por el arreglo y proporción de los fenocristales de plagioclasa recristalizada. La matriz se compone de los siguientes minerales metamórficos: albita, clorita, zoicita, clino-zoicita, epidoto, sericita, actinolita, prehnita (?), pumpellita (?), lawsonita (?), óxidos de hierro y esfena.

La asociación de la secuencia metamórfica está caracterizada por albita, clinozoicita, epidoto, clorita, actinolita y algo de lawsonita, prehnita y pumpellita. No se encontró glaucofano. Las

condiciones metamórficas son de alta relación P/ T, posiblemente entre la facies de la pumpellita/prehnita y la parte baja del esquisto verde, según informe inédito de TALUKDAR (1983).

**Espesor:** El espesor no está determinado debido a que la perforación del pozo Bocas-1 fue suspendida antes de atravesar toda la sección perteneciente a este complejo. Se penetraron 2.032 pies (620 m) del mismo.

**Extensión geográfica:** La unidad está presente solamente en el pozo Bocas-1.

**Contactos:** La unidad infrayace en contacto discordante al Complejo Mejillones; el contacto inferior no fue alcanzado por la perforación.

**Fósiles:** No se encontraron fósiles como es de suponer en rocas de esta naturaleza.

**Edad:** Cretácico Temprano a Medio

**Correlación:** el metabasalto presenta una composición similar al que aflora en la faja costera, al norte de las Penínsulas Araya y Paria, y que se presenta en este trabajo como Metaígneas de El Copey

**Paleoambientes:** no hay fósiles ni otros indicios que evidencien ambiente. El metabasalto tiene afinidad oceánica MORB (TALUKDAR *en* PEREIRA 1985).

### AIII.3.3 Complejo MEJILLONES

El Complejo Mejillones ocurre en el subsuelo y es alcanzado por los pozos exploratorios Patao-1, Patao-3, Dragón-1, Dragón-2, Mejillones-1, Mejillones Sur-1, Bocas-1 y Río Caribe-1. El holoestratotipo de esta unidad está ubicado en el pozo Mejillones-1, situado costa-afuera al norte de la Península de Paria, en la línea sísmica número 37, punto de tiro 530 y de coordenadas geográficas N: 11° 01' 18" de latitud y O: 62° 12' 0.6" de longitud. El tope erosionado del complejo se encuentra a 2.967,84 m y la base que no fue alcanzada por la perforación está a más de 3.107 m, profundidad final del pozo. Estas dos profundidades están corregidas al nivel del mar.

El hipoestratotipo de este complejo está ubicado en el pozo Patao-1, situado al norte de la península de Paria, en la línea sísmica K punto de tiro 1.970 y de coordenadas geográficas N: 11° 02' 42" de latitud y O: 61° 58' 24" de longitud. El tope erosionado del complejo se encuentra a 9.833 pies y la base, que no fue alcanzada por la perforación, está a más de 13.553 pies, profundidad final del pozo. Estas dos profundidades están corregidas al nivel del mar. Se escogió esta sección en el pozo Patao-1 como hipoestratotipo por presentar mayor espesor.

**Descripción litológica:** La secuencia litológica está formada por sedimentos lutíticos, carbonáticos y arenáceos además de clásticos de origen ígneo de diversa granulometría, todos interestratificados con mantos de lava. También se encuentran caliza masiva de color gris, en parte meteorizada, fosilífera, arenisca generalmente carbonática, chert marrón y lutita de color crema y otras más silíceas y arcillosas de color oscuro que representan un ambiente euxínico.

Los fragmentos de rocas ígneas están representados por basalto porfírico, masivo, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos. La matriz es bastante fina. No hay efectos de metamorfismo regional y la alteración secundaria se debe a procesos hidrotermales submarinos. También están presentes brechas volcánicas, diabasa de grano fino, tufa, lapilli y cenizas volcánicas.

**Espesor:** espesor total no determinado. Se penetraron 140 m en Mejillones-1 y más de 1.135 m en el hipoestratotipo, en Patao-1.

**Contactos:** en el pozo Bocas-1 el contacto inferior es discordante sobre el complejo Bocas. El contacto inferior en el área del Pilar Tectónico Central, no se conoce por no haber sido alcanzado.

**Fósiles:** se encuentran foraminíferos planctónicos tales como: *Heterohelix* sp. y *Hedbergella* sp. Hay radiolarios presentes, generalmente en los cherts. Los palinomorfos estudiados se encuentran en el rango Barremiense a Santoniense.

**Edad:** Cretácico. La edad de un núcleo tomado en las rocas basálticas entre 13.582'-13.583' de Patao-1 dio por el método K/ Ar una edad entre 87 y 102 Ma (Albiense superior a Cenomaniense inferior).

**Correlación:** el Complejo Mejillones correlaciona cronológicamente con los Grupos Guayuta y Sucre de Venezuela Oriental y la Formación Naparima Hill y la parte superior de la Formación Gautier en Trinidad.

**Paleoambientes:** la ocurrencia de radiolaritas es indicativo de un ambiente batial, la alternancia sedimentos clásticos mal escogidos puede representar depósitos derivados de abanicos submarinos, los sedimentos anteriores se presentan interestratificados con basaltos y/o depósitos vulcanoclásticos. En las cuencas antearco es común este tipo de depósitos (MIALL 1984: 393).

### **AIII.4 UNIDAD ÍGNEA SUBALCALINA HIPOABISAL (DE AFINIDAD ARCO DE ISLAS)**

#### **AIII.4.1 RIOLITA PORFÍDICA DE CARÚPANO**

El término informal anteriormente utilizado para esta roca era Intrusivos Graníticos Jóvenes de Carúpano. Esta unidad fue clasificada por primera vez por MAXWELL & DENGU (1950) como pórfido dacítico, GANSSER (1954) la llama andesita, SEIJAS (1972) y SIFONTES (1972) la clasifican como dacita y estudian su relación con la roca caja (Esquisto de Tunapui) concluyendo que podría estar aflorando pequeños apófisis de una intrusión mayor. VIERBUCHEN (1983) y URBANI (1985) proponen la existencia de un plutón granítico a escasa profundidad bajo las apófisis, basándose en datos gravimétricos e información geotérmica respectivamente. La edad Pliocena ( $5 \pm 0,5$  Ma, establecida por análisis isotópicos de K/Ar) fue determinada por SIFONTES & SANTAMARÍA (1972).

Autores como GANSSER (1954), CAMPOS (1981) y SCHUBERT & SIFONTES (1983) relacionan este magmatismo con el arco volcánico de las Antillas Menores, los últimos la llaman riolita, al igual que CRISAFI (1991) quien cartografía y estudia los valores geoquímicos de estos cuerpos en el sur de Carúpano, más concretamente los aflorantes en las cercanías de la localidad de El Rincón. Estos autores describen además brechas ígneas relacionadas con las intrusiones. MCMAHON (2001) la llama riolita porfídica y al analizarla químicamente también la relaciona al magmatismo del arco de las Antillas Menores, ALVARADO 2005 utiliza este nombre y concuerda con la petrogénesis propuesta por MCMAHON (2001).

**Extensión areal:** los afloramientos se distribuyen al sur de Carúpano entre las localidades de Cusma, El Rincón y Gran Probre en forma pequeños cuerpos intrusivos de dimensiones variables que no sobrepasan lo 200 m.

**Descripción litológica:** petrográficamente muestra una textura porfirítica típica, en la cual la matriz, generalmente microgranofrica y compuesta por cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasas mayoritariamente, llega a constituir entre el 65% y 90%. Los fenocristales están conformados principalmente por cuarzo, ortosa y biotita. Se menciona que los cuerpos hipoabisales presentan evidencias de alteración hidrotermal, siendo los productos de tal proceso clorita, sericita y calcita, los cuales alteran respectivamente a partir de biotita y feldespatos.

**Petrogénesis:** MOTISCKA (1987) realiza un estudio petrográfico en las intrusiones graníticas de la zona de Carúpano, clasificándolas como pórfidos de granito subalcalino y brechas ígneas hipoabisales. Análisis químicos practicados por CRISAFI (1991) muestran una afinidad riolítica, en virtud de las relaciones existentes entre los elementos trazas Rb, Y y Nb y de la relación de estos elementos con la proporción de SiO<sub>2</sub>, la autora propone que esta roca puede ser asociada a ambientes tectónicos intra-placa y no de arco volcánico, como interpretaciones anteriores sugerían. La ausencia de cizallamiento de los pórfidos indica el evento intrusivo es posterior al paroxismo de metamorfismo y deformación, a conclusiones similares llegan ROJAS & VALERO (1989). MCMAHON (2001) señala que el magmatismo se asocia al arco de islas de las Antillas Menores, y que la composición enriquecida en elementos de afinidad litofila se produce como resultado de la asimilación del esquisto que conforma la roca caja.

**Edad:** Mioceno Tardío - Plioceno, a estas rocas de acuerdo a análisis K/Ar se les atribuye una edad de 5 Ma (SIFONTES & SANTAMARÍA 1983).

## APÉNDICE IV.

### NOTAS SOBRE LAS UNIDADES DEFINIDAS ENTRE 1964 Y 1969

#### AIV. 1. SOBRE LA EQUIVALENCIA TOLETICO – UQUIRE

En 1964 las unidades denominadas Uquire y Toletico son definidas de manera paralela por los tesisistas BRAVO (1964), GLAENTZLIN (1964) y RODRÍGUEZ (1964) en la ensenada de Uquire, mientras que el nombre Formación Toletico era empleado por los tesisistas BUJOSA(1964). MOTICKA (1964) y SALAZAR (1964) en la quebrada Toletico, al sur del caserío Toletico, costa norte de Península de Paria, 70 km al este de la localidad de Río Caribe. Ambas unidades definidas se referían a un mismo conjunto de esquisto cuarzo-grafitoso que aflora en la franja norte de Paria

En la continuación del trabajo de campo realizado en la Península de Paria por tesisistas UCV, bajo la supervisión de los profesores C. González de Juana y M. Vignali, se tiene que a partir de 1966 se deja utilizar la denominación de Toletico para las rocas grafítica que afloran en parte de la costa norte del área de estudio, con sección tipo en la Quebrada Toletico, pasando estas a integrar, junto con rocas similares agrupadas en el Esquisto de Uquire, una sola unidad bajo el nombre aceptado para la última. Todo el conjunto de esquisto y cuarcita grafítica fue formalmente presentado como Formación Uquire por GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1969).

A continuación se presentan una tabla y datos petrográficos que recopila elementos que permiten evaluar las similitudes composicionales entre ambas unidades (Tabla AIV.1) resaltando la idoneidad de la agrupación litológica como una sola unidad

Tabla AIV.1. Análisis comparativo entre las unidades Toletico (Invalida) y Uquire

Unidad	Litología	Contactos	Aspectos estructurales que afectan la Unidad
<b>Esquisto de Toletico</b>	Predominante esquisto micáceo-grafitoso (MÉNDEZ 1965), muy baja proporción de clorita en estos respecto a los litodemos presentes en Macuro (OCHOA 1965). Los tipos litológicos mayoritarios son los siguientes: (1) esquisto cuarzo-micáceo-grafitoso; (2) esquisto	Transicional con Macuro en la parte central y occidental de Paria (MÉNDEZ 1965). Abrupto con El Copey (en cabo Tres Puntas y Punta Muro).  El Esquisto de Macuro puede ser diferenciado de Toletico por la presencia de	Falla de Toletico: inversa con vergencia al norte (CASTILLO & RODRÍGUEZ 1965), fallas rumbo-deslizantes NE-SO y fallas conjugadas con estas; además son

	cuarzo-grafitoso; (3) cuarcita micácea-grafitosa; (4) mármol.	cuarcita más pura en la base del primero.	reportadas en la costa norte fallas normales (ej. Falla de Cangua).
<b>Esquisto de Uquire</b>	Esta constituido principalmente por cuarcita grafitosa que se intercala con esquisto muscovítico-grafitoso y/o esquisto grafitoso.  Los tipos litológicos mayoritarios en orden de importancia en la unidad son lo siguientes: (1) cuarcita grafitosa; (2) esquisto micáceo-grafitoso y (3) esquisto cuarzo-grafitoso.	Al S de Cabo Tres Puntas contacto de falla (corrimiento con vergencia sur) con el Esquisto de Carúpano (unidad que en la zona fue denominada Esquisto de Cariaquito hasta 1967) (PÉREZ 1968), el contacto sur es transicional (?) con el Esquisto de Macuro	Antiforme asimétrico de Toletes (MÚJICA 1967).

En efecto, a partir de 1966 se deja utilizar la denominación de Toletico (Apéndice III.2.6) para las rocas grafitosa que afloran en parte de la costa norte en el área de estudio, pasando estas a integrar, junto con rocas similares agrupadas en el Esquisto de Uquire, una sola unidad bajo el nombre aceptado para la última. Todo el conjunto de esquisto y cuarcita grafitosa fue formalmente presentado como “Formación” Uquire por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1967). En este trabajo se asume esta correspondencia, pero se respetan los señalamientos de los autores que utilizan la denominación invalida, por lo cual toda referencia presente en este trabajo a la unidad Toletico debe ser considerada como una referencia implícita al Esquisto de Uquire.

#### **AIV.2 LA EQUIVALENCIA CARIAQUITO - CARÚPANO (INVALIDA EN LA COSTA NORTE DE PARIA)**

Hasta 1966 los tesisistas UCV (CAMPOS 1965, BELFORT 1965, NAVARRO 1966, VILLEGAS 1966, PICARD 1966, WEHRMANN 1966, entre otros) denominan a una secuencia de esquisto predominantemente carbonático-cuarzo-micáceo con intercalaciones de esquisto filítico cuarzoso-carbonático como Esquisto de Cariaquito. Esta metasecuencia presenta analogías composicionales con un conjunto similar que aflora hacia la parte sur del orógeno. No obstante, a partir de reevaluaciones realizadas en 1968, (BETORET 1968, entre otros) se considera que estas rocas son más bien equivalentes a las que ocurren entre Carúpano, y que se prolongan hasta Puipuy, previamente denominadas por ZAMBRANO (1967) como “Formación” Carúpano. De tal manera los mapas geológicos de 1968 extienden la unidad denominada en este trabajo Esquisto

de Carúpano hasta San Juan de Las Galdonas, donde se presenta en contacto de falla con el Esquisto de Uquire. De tal manera la unidad Esquisto de Cariaquito queda define sólo rocas que afloran en el flanco sur de la cordillera ígneo-metamórfica, a saber: Mármol de Patao y Esquisto de Yacua.

Tabla AIV.2. Análisis comparativo entre las unidades Cariaquito (al norte (Invalida) y al sur de Paria y Carúpano).

Unidad	Litología	Contactos
<p align="center"><b>Esquisto de Cariaquito (Al norte de Paria) (INVALIDO)</b></p>	<p>Esquisto grafitoso y cuarzo-grafitoso de colores negruzcos, con frecuentes intercalaciones clorítica hacia la base; en la parte media abunda el esquisto cuarzo-muscovítico; el intervalo superior se caracteriza por esquisto carbonático interestratificado con esquisto cuarzo-grafitoso-micáceo</p>	<p>La unidad presenta su límite sur en contacto de falla con el Esquisto de Macuro y de Uquire, al norte se presentan contactos abruptos con rocas ígneo-metamórficas de protolito básico (en Punta Muro)</p>
<p align="center"><b>Esquisto de Cariaquito (Al sur de Paria)</b></p>	<p>Conformado por dos sub-unidades, en orden ascendente: Mármol de Patao y Esquisto de Yacua. La primera es un intervalo de 300 m de espesor de por mármol con una capa suprayacente de yeso e intercalación menor de esquisto. La subunidad superior es una secuencia heterogénea de filita grafitosa-calcárea, con lentes delgados de mármol e intercalaciones de filita</p>	<p>GÓNZALEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1980) señalan que el Mármol de Patao yace discordantemente sobre la secuencia esquistosa de Macuro. El contacto superior es abrupto con las Metasedimentarias de Güinimita.</p>
<p align="center"><b>Esquisto de Carúpano</b></p>	<p>Secuencia de filita carbonática grafitosa, capas lenticulares de mármol, esquisto cuarzo-micáceo-grafitoso carbonático, parcialmente conglomerático de cantos finos, y filita clorítica y/o grafitosa, expuestos en una franja situada en la parte septentrional de la región Araya-Paria</p>	<p>Al este mismos límites definidos para Cariaquito al norte de Paria, y al oeste la unidad se presenta en contacto de falla con el Esquisto de Tunapui. Al norte de manera discontinua el limite superior se presenta en contacto de fallas con las rocas básicas y ultrabásicas metamorizadas de El Copey</p>

### AIV.3 LA EQUIVALENCIA TUNAPUI – MACURO, TUNAPUI – CARIAQUITO, TUNAPUI – GÜINIMITA.

La referencia original de la “Formación” Tunapui (actual Esquisto de Tunapui), se hace a SEIJAS (1972), quien utiliza ese nombre para designar la secuencia metasedimentaria que aflora en el norte del estado Sucre, desde el golfo de Cariaco hasta el norte de Yaguaraparo. Sin embargo, SIFONTES (1969) cartografía esta unidad a la cual asigna un rango de edad Jurásico-Cretácico. SEIJAS (1972) admite que dentro de la litología de la unidad Tunapui, existen secuencias que pudieran ser equivalentes a partes de Macuro y de Cariaquito.

VIGNALI (1976), considera que el área de afloramiento asignada a Tunapui, en la región al sur de Carúpano, corresponde más bien a un ordenamiento aparentemente caótico de partes de las unidades expuestas hacia el este. Apoya esta consideración en los siguientes argumentos:

1. En varios lugares asignados a la unidad, como es la sección expuesta en la parte media superior del río Unare, se presentan afloramientos de esquisto y cuarcita clorítica, típicas del Esquisto de Macuro.
2. La secuencia de clásticos gruesos que marcan la discordancia post-Macuro/ pre-Patao aflora al sur de Unare y Río Caribe, y ha sido cartografiada como parte de Tunapui.
3. Al oeste de San José de Areocuar, en la carretera Carúpano-Maturincito y el río Agua, entre El Pilar y Yaguaraparo, se encuentran intervalos calcáreos con yeso y anhídrita asignados a Tunapui, que VIGNALI (1976) considera típicos del Mármol de Patao, sub-unidad de Cariaquito.
4. El metaconglomerado con fragmentos de ferrolita y de mármol de la localidad fosilífera de la quebrada Honda al sur de Cusma, que SEIJAS (1972) incluye dentro de Tunapui es una roca típica de la unidad Güinimita. Así mismo existe mármol lenticular con *Hamites* sp. cerca de la toma de la presa de El Pilar, dentro del área de afloramiento de Tunapui.

Tabla AIV.3 Análisis comparativo entre las unidades Cariaquito, Güinimita, Macuro y Tunapui.

Unidad	Litología	Contactos
<b>Esquisto de Macuro</b>	Esquisto cuarzo-clorítico, Esquisto cuarzo-clorítico micáceo, de color verde y cuarcita.	La unidad infrayace por contacto de falla de corrimiento al Esquisto de Uquire al norte, e infrayace concordantemente al Esquisto de Cariaquito al sur de la península.
<b>Metasedimentaria de Güinimita</b>	Esquisto sericítico ferruginoso, cuarzo-ferruginoso, meta-arenisca, metaconglomerado, caliza	Yace discordante por encima del Esquisto de Cariaquito; en el área occidental de Paria la unidad se

	fosilífera, mármol, meta-arenisca conglomerática, meta-conglomerado y filita.	presenta discordante con la secuencia sedimentaria Cretácica
<b>Esquisto de Cariaquito</b>	Conformado por dos sub-unidades, en orden ascendente: Mármol de Patao y Esquisto de Yacua. La primera es un intervalo potente de mármol con una capa suprayacente de yeso e intercalación menor de esquisto. La subunidad superior es una secuencia heterogénea de filita grafitosa-calcárea, con lentes delgadas de mármol e intercalaciones de filita.	GÓNZALEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1980) señalan que el Mármol de Patao yace discordantemente sobre la secuencia esquistosa de Macuro. El contacto superior es abrupto con las Metasedimentarias de Güinimita.
<b>Esquisto Tunapui</b>	Puede dividirse en tres intervalos: El intervalo inferior, esquisto cuarzo-clorítico, mármol macizo, filita clorítica y/o grafitosa; esquisto carbonático-micáceo cuarcita y filita sericítica. El intervalo medio muestra intercalaciones de esquisto conglomerático de cuarzo oscuro. El intervalo superior se caracteriza mármol muy recristalizado, esquisto conglomerático, filita micácea y/o grafitosa, esquisto cuarzo-feldespático clorítico y/o grafitoso y cuarcita micácea gris algo clorítica.	El contacto inferior esta cubierto por aluviones o en relación de falla con unidades más jóvenes al sur. Su contacto superior es de falla con el Esquisto de Carúpano, que le suprayace sobre recorrido en toda su extensión. Al sur de Carúpano se presentan contactos abruptos intrusivos debido a la ocurrencia de pórfidos graníticos Mio-Pliocenos de pequeña extensión areal.

#### AIV.4. ACERCA DEL ORIGEN ALTERNATIVO DE LA UNIDAD GÜINIMITA

La unidad Metasedimentarias de Güinimita, que aflora al sur de la cordillera de Paria probablemente corresponde a una unidad que incluye capas o lentes de edad contemporánea o casi, a la de la unidad, pero deslizados por gravedad desde una posición somera a una profunda (MACSOTAY *et al.* 2005). Parte de esta idea fue notada tempranamente por KUGLER (1953), quien menciona "bloques exóticos" que se hallan en una compleja sucesión estratigráfica en secuencias Paleógenas, tanto en Trinidad como en Venezuela oriental; por otra parte ALGAR (1993) y BABB (1997) ya definían este proceso sedimentario para la formación correlativa Laventille en sus respectivos trabajos doctorales.

Para los suscritos la edad Cretácico Tardío señalada por MACSOTAY *et al.* (2005) en el caso de la unidad en consideración no es relevante, la misma se basa en fósiles neríticos hallados tanto en Tunapui como en Güinimita, mas el hallazgo no es formalmente presentado, ni en está ni en

ninguna de las numerosas publicaciones de autor principal. Mientras que el rudista Aptiense *Amphitricoeilus waringi* es descrito en Güinimita por el Dr. Macsotay en la década de los 60's, durante el desarrollo de los trabajos de campo regionales de la UCV, el autor de la edad mencionada, no rectifico o aclaro el origen de los bloques exóticos contentivos de la fauna Aptiense, siendo por ende parcialmente responsable de la aceptación de la edad Aptiense asignada a Güinimita por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1969) y aceptada en lo sucesivo.

La descripción fosilífera, común a ambas unidades; en contacto de falla; es reportada por SEIJAS (1969,1972), quien a su vez plantea la necesidad de un estudio paleontológico amplio y detallado en Tunapui. Cabe destacar que parte del área de afloramiento de Tunapui ha sido considerada también una unidad litodémica parcialmente conformada por olistolitos u olistones metamorfizados (VIGNALI 1976, MACSOTAY *et al.* 2005), sin embargo ésta, al SSO de Carúpano, quizás corresponde al área de afloramiento del Complejo Lechozal.

Es así como la edad mencionada no debe ser considerada más que una estimación informal y quizás irrelevante para los efectos de interpretaciones coherentes con la realidad geológica, pues el rango de edad asignado coincide con un evento de retrogradación y ahogamiento de las plataformas carbonáticas, ampliamente reconocido globalmente. En dichas condiciones es improbable que los efectos erosivos y depositacionales en el quiebre del plataforma-talud hallan sido posibles, ya que estos son procesos propios de un sistema depositacional de bajo nivel del mar (LST por sus siglas en inglés) sostenido y de amplio rango. No obstante, MACSOTAY *et al.* (2005) señalan que los ammonites reconocidos fueron depositados en Güinimita *sensu stricto* durante el Cenomaniense, sin embargo los autores no consideran la posibilidad de que el nivel donde estos fueron hallados (?) sea también un bloque del Cretácico Superior gravitacionalmente desplazado y re-depositado, hecho tempranamente reconocido en el noroeste de Venezuela (RENZ 1955), y muy bien explicado por los autores; de la misma manera como es enseñado en varias cátedras dictadas por la Escuela de Geología, Minas y Geofísica en la actualidad. Es importante mencionar que hasta el momento, los únicos hallazgos de amminoides preservados mencionados formalmente en unidades correlativas a las unidades de Paria, ocurren en Trinidad, donde conjuntos fósiles neríticos de Maraval presentan un rango de edad restringido al Titoniense (BABB 1997:17).

Replanteando las ideas originales de los autores antes mencionados, y sobre la base de las asociaciones estratigráficas y el bajo grado de metamorfismo que presenta Güinimita, los

suscritos consideran que los litotipos constituyentes de esta unidad fueron probablemente depositados en la base de un surco o depocentro antepaís (feredeep) en donde la sedimentación gravitacional predominantemente terrígena, y principalmente conglomerática, presenta de manera embebida grandes bloques exóticos deslizados desde ambos flancos, quedando como masas hectométricas, interestratificadas (embebidas) a los estratos siliciclásticos, típicamente conglomeráticos.

HIGGS & PINDELL (2001) señalan que durante el Paleógeno la corteza oceánica de Proto-Caribe subducía de manera amagmática por debajo del norte del margen pasivo Cretácico de Suramérica. La subducción da lugar al levantamiento oeste-este del margen (Serranía Araya-Paria), levantamiento que ocurre al sur de cuencas antepaís periféricas oblicuas asociadas al avance del frente de deformación, estas cuencas fueron parcialmente rellenadas por turbiditas y olistolitos que provenían de ambos flancos (olistolitos ofiolíticos desde el aloctono al norte y olistolitos sedimentarios desde el autóctono sur). El proceso erosivo en el límite sur de la cuenca tiene relación con el combamiento flexural de la litosfera, resultante de re-arreglos isostáticos producidos en respuesta a la carga ejercida por el alóctono, que se aproximaba al noreste de Venezuela (Fig. AIV.1), levantamiento que quizás llega a exponer la plataforma Aptiense.

En el depocentro de dicha cuenca periférica migrante al este, desde Barquisimeto hasta Trinidad (RENZ 1955), ocurrieron depósitos constituidos por olistolitos calcáreos de edad Cretácica en una matriz siliciclástica. El área de noroccidental de Venezuela recibe tales depósitos durante el Paleoceno- Eoceno (RENZ 1960), encontrándose actualmente en la región de Carora afloramientos que evidencian el proceso y en la región nororiental este proceso sedimentario pudo tener lugar, mas no antes del Eoceno Tardío – Oligoceno, cuando comienza el desarrollo del antepaís oriental (EARLICH & BARRET 1990).

La Figura AIV.1 permite apreciar de manera aproximada el desarrollo post-Eoceno del margen nororiental de Suramérica, en el caso clásico representado, el avance del frente de deformación es frontal, sin embargo las características de la colisión del margen Caribe-Suramérica generan un cierre oblicuo progresivo de la cuenca y una migración lateral del depocentro hacia el este. El ajuste isostático da lugar al levantamiento periférico del margen continental (forebulge), exponiendo la plataforma Cretácica a los efectos erosivos, a su vez el levantamiento al oeste pudo generar una removilización del material acretado hacia el depocentro, diacrónicamente migrante.

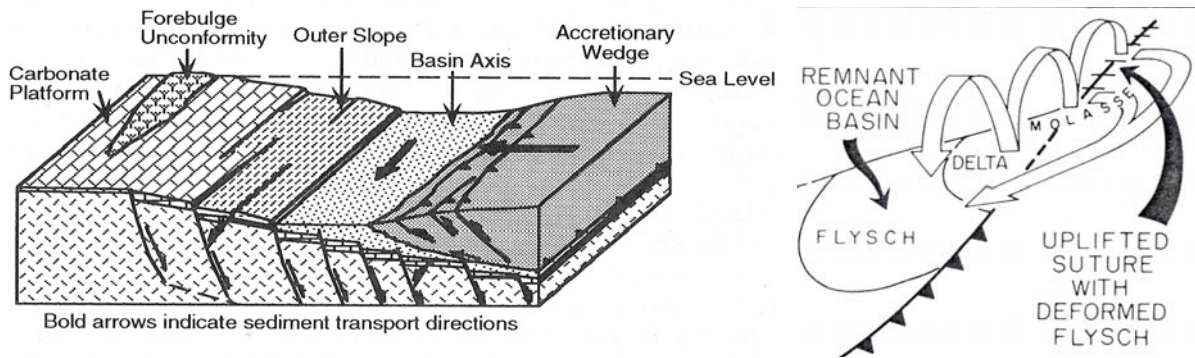


Figura AIV.1 .Desarrollo de Cuencas antepaís frontales, e incorporación progresiva de un flysch sinorogénico en un cinturón de sutura debido al cierre secuencial de cuencas remanentes (Tomada de INGERSOLL 1988: Fig. 9).

Todo el conjunto de rocas sería posteriormente acretado conjuntamente con el avance del cinturón de deformación lo que genera que protolito de Güinimita sea cabalgado tanto por el aloctóno Caribe como por el para-autoctono continental durante el Mioceno (*cf.* SPEED *et al.* 1997), por lo que sufre un metamorfismo regional de bajo grado, finalmente durante el Plioceno las metasedimentarias pasan a ser exhumadas, conjuntamente con la parte superior, correspondiente a la secuencia flysch no metamorfizada (Los Arroyos). En la metasecuencia, tras el proceso erosivo prevalece de manera diferencial ciertos tipos de esquisto, alguna cuarcita, mármol y la caliza recristalizada, todas embebidos dentro del meta-conglomerado que constituye la mayor parte de la unidad Güinimita, sobre la cual se depositan de manera discordante depósitos molásicos y deltaicos Cuaternarios (Fig. AIV.1).

Las rocas de Güinimita pudieron haber sido depositada durante el Terciario inferior hacia el oeste de su actual posición, y sufrir algún transporte tectónico asociado al emplazamiento de los terrenos Caribe. La hipótesis planteada explica la diferencia en el grado de metamorfismo existente entre Güinimita y las unidades aflorantes al norte, cuyos litotipos presentan una fábrica penetrativa muy marcada. Esta diferencia de grado metamórfico se debe a que la secuencia de margen pasivo fue deformada de manera polifásica desde el inicio de la colisión Caribe-Suramérica a finales del Cretácico. La hipótesis de metamorfismo regional Mioceno de SPEED *et al.* (1997) requiere ser válida para dar validez a esta interpretación, dado que Güinimita presenta características de metamorfismo de bajo grado en la facies del esquisto verde con replegamiento de filita, recristalización de las calizas fosilíferas y en los meta-conglomerados desarrollo de una cataclásis intensa (PICARD 1966: 32)

Estudios capaces de dilucidar la validez de esta hipótesis alternativa deben ser llevados a cabo, de tal manera la hipótesis planteada predice la existencia de filitas con alguna fauna nerítica preservada, indicativa de ambientes marinos Terciarios. Por otra parte la presencia de fragmentos y nódulos elipsoidales de ferrolita, y los cementos ocasionalmente ferruginosos que se presentan en la matriz del meta-conglomerado de Günimita, hace interesante el llevar a cabo estudios que permitan determinar la posible proveniencia u origen de dichos fragmentos nódulares y sus implicaciones respecto a zonas positivas aledañas a un depocentro donde estas rocas tuvieron su origen bajo evidente influencia próximal de una fuente continental, en tal sentido se tiene que la relación entre circones euhedrales y circones redondeados en los conglomerados es de 2:1 (PICARD 1966: 24).

## APÉNDICE V. COMPILACIÓN DE DATOS PETROGRÁFICOS DE UNIDADES METAMÓRFICAS

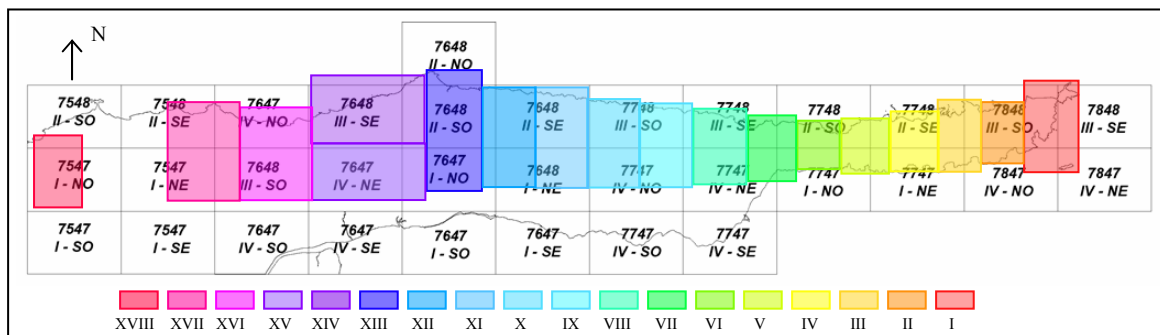
Las tablas petrográficas presentadas a continuación se han construido con los datos aportados por los autores que aparecen en la tabla V.1, según diversas zonas indicadas en la Figura V.1, éstas han sido organizadas según la unidad y el tipo litológico al cual pertenecen.

Tabla V.1. Autores de análisis petrográficos

Zona	Autor
I	GAMBOA (1964) SUAREZ (1964)
II	BRAVO (1964) RODRÍGUEZ (1964) GLAENTZLIN (1964)
III	SCHERER (1964) SIFONTES (1964) STREDEL (1964)
IV	CALDERÓN (1964) LUZARDO (1964) MASROUA (1964)
V	GONZÁLEZ (1964) VASQUEZ (1964)
VI	CHIQUITO (1964) GUEVARA (1964)
VII	GARCÍA (1964) MATHEUS (1964) SOUCY (1964)
VIII	BUJOSA (1964) MOTICKA (1964) SALAZAR (1964)
IX	CARTAYA (1965) MENDOZA (1965) NOGUEIRA (1965)

Zona		Autor
X	XIX	D'SUZE (1965) MATOS (1965)
XI		CHIRINOS (1965) SORIA(1965)
XII		BELFORT (1965) CAMPOS (1965)
XIII		CASTILLO (1965) RODRÍGUEZ (1965)
XIV		OCHOA (1965) MENDEZ (1965)
XV	NAVARRO (1966) VILLEGAS(1966)	
XVI	ORTEGA (1966) ROSAS (1966)	
XVII	PICARD (1966) WEHRMAN (1966)	
XVIII	CRISAFI (1991)	



**Figura V.1** Mapa de ubicación de zonas de tomas de muestras

Los autores de 1964 a 1966, trabajaron en grupos en zonas aledañas, en las tablas V.2, V.3 y V.4 se observa la distribución geográfica de oriente a occidente de dichas zonas. Entre 1967 y

1968 se realizaron estudios puntuales, para evaluar contactos litológicos y datos estructurales en la Península de Paria, que no desarrollaron petrografía extensiva en las áreas evaluadas, por lo que en estos trabajos no existen tablas con datos petrográficos que puedan ser incluidas en el presente estudio.

Tabla V.2 Distribución por zonas de los estudios realizados en el oriente de la Península de Paria para el año 1964

SUAREZ & GAMBOA	BRAVO, GLAENTZLIN & RODRÍGUEZ	SCHERER, SIFONTES & STREDEL	CALDERÓN, LUZARDO & MASROUA	GONZÁLEZ & VASQUEZ	CHIQUITO & GUEVARA	GARCÍA, MATHEUS & SOUCY	BUJOSA, MOTICSKA & SALAZAR	NEUMAN, PIMENTEL & SANZ
<b>Zona A</b>	<b>Zona B</b>	<b>Zona C</b>	<b>Zona D</b>	<b>Zona E</b>	<b>Zona F</b>	<b>Zona G</b>	<b>Zona H</b>	<b>Zona I</b>

Tabla V.3. Distribución por zonas de los estudios realizados en la Península de Paria para el año 1965

NOGUEIRA, MENDOZA & CARTAYA	MATOS & D'SUZE	CHIRINOS & SORIA	BELFORT & CAMPOS	CASTILLO & RODRÍGUEZ	OCHOA & MENDEZ
<b>Zona VI</b>	<b>Zona V</b>	<b>Zona IV</b>	<b>Zona III</b>	<b>Zona II</b>	<b>Zona I</b>
ITURRALDE					

Tabla V.4. Distribución por zonas de los estudios realizados en la Península de Paria para el año 1966

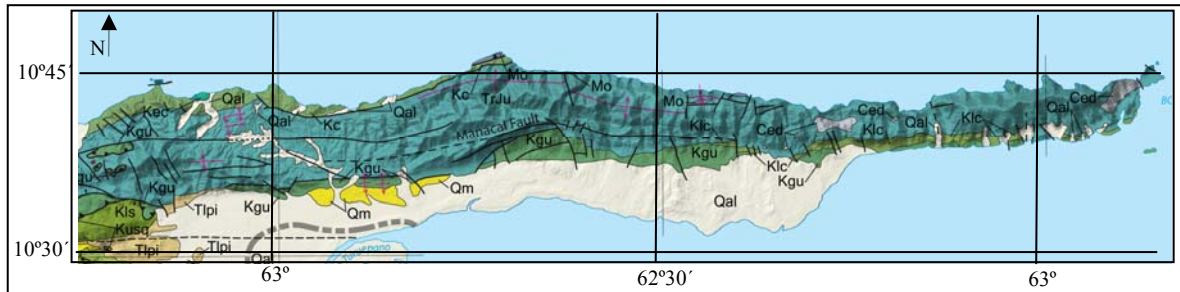
NAVARRO & VILLEGAS	ORTEGA & ROJAS	ROMERO, MUJICA & MOLINA	PICARD & WEHRMAN
<b>Zona I</b>	<b>Zona II</b>	<b>Zona III</b>	<b>Zona IV</b>

El nombre de la roca está determinado según la textura metamórfica (esquisto, filita, gneis) y su mineralogía específica (serpentinita, cuarcita, mármol) además de otros asignados por los autores originales (veta de cuarzo, nódulo carbonático). Las características texturales se han completado con calificativos mineralógicos en orden de abundancia (p. ej.: esquisto cuarzo clorítico micáceo, donde el % de cuarzo en la roca > clorita > micas). Generalmente los términos cuarcita y mármol se han utilizado cuando el porcentaje de cuarzo y carbonato respectivamente, ha sido mayor o igual a 70%, en caso tal que otro mineral esté presente dentro de la roca se le ha incluido en el nombre si presenta más del 5% total. En algunas muestras los autores indican porcentajes de grafito mayores a 5% del total, que para los efectos de este trabajo se incluye en

muchas muestras como una matriz muy fina no diferenciable de diminutas partículas de grafito diseminado.

Para las tablas petrográficas se utilizaron las abreviaturas de minerales presentadas por URBANI & GRANDE (2005), cuyos significados se expresan en la tabla V.5. Adicionalmente, acompañados de (\*), se indican algunos minerales no listados por dichos autores para los cuales se les dio en este trabajo las abreviaturas pertinentes.

Las unidades ígneo-metamórficas de la Península de Paria están organizadas de acuerdo a su posición dentro de los grandes arreglos litoestratigráficos de este sustrato metamórfico (Fig. V.2).



**Figura V.2.** Disposición general de las rocas ígneo- metamórficas (en colores verdes y morados), de la península de Paria (tomado y modificado de HACKLEY *et al.* 2005).

Para algunas unidades metamórficas se tiene la descripción petrográfica de las muestras estudiadas por los distintos autores antes mencionados, así como también las columnas estratigráficas realizadas por MORENO (1968), PEREZ (1968), y NAVARRETE (1968), en una sección en río Boca de Cumana; y CAMPOS (1965) y BELFORT (1965), entre el río El Morro-Maraval y Río Chiquito.

Tabla V.5 Abreviaturas utilizadas en las tablas petrográficas

Mineral	Nomenclatura	Mineral	Nomenclatura
Cuarzo	Qtz	Pigeonita	Pgt
Plagioclasa	Pl	Carbonato	Cal
Albita	Ab	Grafito(*)	Grf
Ortosa	Or	Pirita	Py
Microclino	Mc	yeso	Gp
Feldespatopotáscico pertítico(*)	Fkp	Turmalina	Tur
Clinozoisita	Czo	Apatito	Ap
Muscovita	Ms	Esfena(*)	Sf
Sericita	Src	Circón	Zrn
Biotita	Bt	Titanita	Ttn
Clorita	Chl	Epidoto	Ep
Talco	Tlc	Zoisita	Zo
Crisotilo	Ctl	Rutilo	Rt
Antigorita	Atg	Leucóxeno(*)	Lcx
Hornblenda	Hbl	Opaco(*)	Op
Actinolita	Act	Oxidos de Fe(*)	Ox-Fe
Tremo- Actinol	Act-Tr	Limonita	Lnt
Tremolita	Tr	Magnetita	Mgt
Glaucofano	Gln	Hematita	Hmt
Enstatita	En		

## AV.1 UNIDADES DE AFINIDAD GRANÍTICA (POST-COLISIONAL) PALEOZOICA

### AV.1.1 GNEIS DE EL MANGO

#### AV.1.1.1 Descripción petrográfica

De acuerdo a NOGUEIRA (1965), las rocas que componen esta unidad están compuestas por paragneis, ortogneis, granito y enclave (anteriormente denominados xenolito).

Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presenta en la Tabla V.6.

### Paragneis (?)

Presentan textura holocristalina, de granularidad variable (fino a grueso), que le dan un aspecto porfidoblástico, caracterizados por mostrar “fenocritales”, de formas elipsoidales, de feldespatos y muy comúnmente feldespato potásico perítico, envueltos en una matriz del mismo material, fracturado y molido (milonitizado).

Mineralógicamente están constituidos por cuarzo (20-25%), muy fracturado, presentando inclusiones de minerales accesorios. La feldespato potásico perítico (50-55%) esta formada por intercrecimiento de ortosa y albita. La ortosa (5-10%), alterada y con inclusiones de cuarzo, micas y albita. La plagioclasa es de tipo albita (14-15° de extinción), muy cizallada. La muscovita (8-10%) se presenta como mineral secundario. La sericita, asociada a la muscovita es frecuente en estas rocas (2-5%). Otros minerales secundarios son la epidoto y el oxido de hierro. Los minerales accesorios están el circón y la clorita.

Posiblemente la razón que tuvieron los autores para clasificar estas muestras como paragneis(?), se deba a las teorías comúnmente planteadas para esos años, los cuales consideraban un metasomatismo en las rocas pelíticas, originado por una intrusión granítica en el área (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1974), bajo el actual enfoque se puede decir que esta roca corresponde a granito afectado por cataclasis dinámica (milonitizado).

### Ortogneis

Rocas cristaloblásticas holocristalinas, de grano medio a grueso, (cuarzo de 3 a 4 mm hasta 1,05cm; feldespato potásico perítico 2mm hasta 1,50cm); de tejido equigranular. Muchas de las muestras presentan textura gneisica, observandose fracturamiento y cierta milonitización de bajo grado de los granos de cuarzo, en vez de bandas mineralógicas.

Su composición está definida por 30-35% cuarzo, fracturado con inclusiones de albita y muscovita. Cuarzo cataclástico en vetas o vetillas. El intercrecimiento perítico ocupa 55-60%, representado principalmente por microclino y albita, con evidencias de estar alterándose el microclino a ortosa. Biotita con fuerte pleocroismo (5-7%). Los minerales accesorios son circón, euhedral con zonación muy marcada, muy fracturados, turmalina, con intenso pleocroismo gris verdoso, titanita, subeuhedrales, o anhedrales y apatito, de fuerte relieve. La muscovita y sericita puede ser incluidos como minerales secundarios; así como tambien hematina limonita y epidoto.

### Granito

Rocas holocristalinas, de grano fino a medio, (cuarzos 0,90-0,50mm; microclino 0,75-0,90mm; ortosa 0,45-0,60; albita 0,45mm, y feldespato potásico peritítico 1,05-3.75mm), de tejido equigranular, formados por cristales alotriomorfos de cuarzo, hipidiomorficos de feldespato potásico peritítico, microclino, ortosa y biotita, e idiomórficos de albita.

Mineralógicamente están caracterizados por cuarzo 35-40%, muy fracturados, con marcada extinción ondulatorio y signo óptico biaxíl de algunos de ellos. Microclino con su maclado enrejado 10-12%, ortosa con su macla de Carlsbad 5-10%. El crecimiento peritítico 30-35%, constituido por microclino y albita, a veces con inclusiones no orientadas de fenocristales de albita, cuarzo y muscovita. Se presenta cierta albitización de los feldespátos potásicos o a un mayor enriquecimiento de albita en intercrecimientos peritíticos. La plagioclasa está representada por albita 15-20%. Los ferromagnesianos son escasos. La muscovita 1-3%, es un mineral primario y tiende a sustituir a la biotita. Los minerales accesorios son cuarzo de veta, hematina y sericita.

AV.1.1.2 Tablas Petrográficas

Tabla V.6. Análisis petrográfico del Gneis de El Mango.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Mc	Fkp	Ms	Src	Bt	Chl	Tur	Zrn	Ep	Ox-Fe	Nombre de la roca
IX	4326-A	35	12	40			3	7		2				1	Esquisto Gneisoideo micáceo
IX	4326-B	50	5	15			5	8	10	3				4	
IX	4326-C	45	10	20			10	5	4	4				2	
IX	7	22	2	10		35	10	20							Gneis esquistoso glandular
IX	12	25	15		45		5	7	1	Tz	Tz	Tz		Tz	Gneis, bandeado esquistoso
IX	54	15	3	Tz		60	3	8	10	Tz			Tz	Tz	Gneis glandular (focoide) micáceo
IX	4326-D	24	3	45			10	5	Tz	10		Tz	Tz		Gneis glandular esquistoso cloritico micáceo
IX	44	30	2	6		35	5	16	5	Tz				Tz	Gneis, glandular, esquistoso, micáceo
IX	46	30	5	10		35	4		6	1			3	Tz	
IX	6	20	3	Tz	Tz	60	10	6						Tz	Gneis, glandular, esquistoso
IX	29	35	5	Tz	Tz	35	5	12	5				2	1	Gneis, glandular, micáceo
IX	23	55	2	15		22	1	4						Tz	Gneis glandular
IX	30	20	1	8		50	3	14	2	Tz			1	Tz	Gneis, glandular, micáceo
IX	48	23	5	Tz	1	55	Tz	5	6	Tz			4	Tz	Gneis granítico
IX	57	22	7	Tz	2	52	4	6	6					Tz	Gneis granítico binario
IX	62	30	6	5	Tz	45	5	1	7					Tz	
IX	63	25	1	20	1	40	4	Tz	8				Tz	Tz	
IX	11	26	6	2	1	50	3	1	10					Tz	Gneis granitoide
IX	17	34	5	11		47	1	Tz	1	Tz			Tz	Tz	
IX	4326-E	17	6	60			3	7		6		Tz		Tz	Gneis granitoide cloritico

(\*) Renombrados a partir de la composición reportada, utilizando la nomenclatura de rocas plutónicas I.U.G.S. (1973).

Tabla V.6. Continuación del análisis petrográfico del Gneis de El Mango

ZONA	ID	Qtz	Pl	Ab	Or	Mc	Fkp	Ms	Src	Bt	Chl	Cal	Ap	Zrn	Ttn	Ep	Ox-Fe	Nombre de la roca	
VII	1707	20-30	10-15		20-30	20-30					1-5							Granito alcalino (*)	
VII	1715	20-30	1-5		20-30	20-30				1-5	1-5						1-5		
VII	1706	20-30	1-5		30-45	30-45				1-5	1-5						1-5		
IX	38	15		4		Tz	70	1	2	5				Tz	Tz	1	Tz	Meta- granito	
VII	1509	10	10		30	35		10			5							Sienita cuarcifera (*)	
IX	15	35		5	12		41	1	Tz	5						Tz	Tz	Granito gneisoideo	
IX	65	35		2	Tz	1	45	5	3	5			Tz			2	Tz	Granito, gneisico binario	
IX	68	30		5	2	3	43	3	5	6			Tz	Tz		2	Tz	Granito, gneisoideo biotitico	
IX	4326-F	15		5	60			3	5	Tz	10					Tz	1	granito gneisico cloritico grano fino medio	
IX	21	35		4			45	5	10									Granito gneisoideo	
IX	70	30		10	5	5	45	1	Tz	3			Tz			Tz	Tz	Granito gneisoideo	
IX	26	40		17	10	15	16	1	Tz					Tz			Tz	Granito, grano fino medio	
IX	32	23		5			50	5	15	Tz						Tz	Tz	Meta- granito microclínico	
IX	3	35		20	1	5	35	2	2	1			Tz	Tz			Tz	Meta- granito, Grano fino medio	
IX	4	30		12	10	6	35	2	2	1			Tz	Tz			1	Meta- granito, Grano fino medio meteorizado	
IX	1	40		10	5	10	30	2	1	1			Tz		Tz		Tz	Meta- sienogranito (*)	
IX	2	40		16	6	8	26	1	Tz	1				Tz			Tz		
IX	25	35		10	5	7	36	3	Tz	2							Tz		
IX	34	32		11	10	6	30	4	5	Tz					Tz		Tz		
IX	36	35		10		5	40	5	3	1									
VII	1513	20	10		35	30													5
VII	1515	30	10		55														5
VII	1582	20	10		30	30		5		5									

(\*) Renombrados a partir de la composición reportada, utilizando la nomenclatura de rocas plutónicas I.U.G.S. (1973).

**Nota:** Todas las rocas llevan el sufijo Meta

Tabla V.6. Continuación del análisis petrográfico del Gneis de El Mango

ZONA	ID	Qtz	Pl	Ab	Or	Mc	Fkp	Ms	Src	Bt	Chl	Cal	Ap	Zrn	Ttn	Ep	Ox-Fe	Nombre de la roca
VII	1708	30-45	10-15		30-45	20-30											1-5	Meta- sienogranito (*)
VII	1710	30-45	1-5		20-30	20-30		1-5		1-5								
VII	1716	30-45	10-15		20-30	20-30		1-5										
VII	1514	20	10		35	35												Meta- leucogranito (*)
VII	1618											100						Mármol

(\*) Renombrados a partir de la composición reportada, utilizando la nomenclatura de rocas plutónicas I.U.G.S. (1973).

**Nota:** Todas las rocas llevan el sufijo meta

**AV.1.2 GNEIS DE DRAGÓN**

Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presenta en la Tabla V.7.

AV.1.2.1 Tablas Petrográficas.

Tabla V.7. Análisis petrográfico del Genis de Dragón

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Mc	Fkp	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Hbl	Act	Cal	Tur	Py	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
IV	133	20	15	5	30		5	15			2			1	1		3		1	1	Meta- sienogranito
IV	222	20	10		35	5	5	10			10	1					1		1	1	
IV	227	30	15		20	5	5	10			10	1					2		2		
IV	86	33	10		30	10		7		5							1		2		
IV	104	20	10	5	40	10		8			5								1		
IV	248	30	10	5	5	25	3	15			5				1				1		
IV	249A	40	5	10	5	5	3	30											2		
IV	37	20	20		35		5	15							1		1		2		Meta- leucosienogranito
IV	46	25	20		30	15	5										1		2		
IV	148	30	10	10	15	15	5	10			3									1	
IV	151	30	15	10	20	10	2	8			3				1				1		
IV	158	25	10	10	15	20	4	10			3								1	2	
IV	208	25	10		10	30	7	15								1			1	1	Meta- monzogranito
IV	24	30	15	10	7		15	10			10			1					2		
IV	140	25	10	15	20		5	5			15								2	2	
IV	220	20	15	15	10	10	10	5		1	10			2			2			1	
IV	221	25	15	5	10	5	5	5		1	15	5	1	1			1		1	1	Meta- leucomonzogranito
IV	215	30	15	10	15	20		8								1			1		
IV	239	20	10	10	25	5	5	20			2								2		Meta- granodiorita
xv	4091	10-30	10-30	10-30			1-10	1-10	10-30	1-10	1-10			1-10				1-10			
IV	228	30	12	30	5	5	4	5		1	3						2		3		Meta- leucogranodiorita

(\*) Renombrados a partir de la composición reportada, utilizando la nomenclatura de rocas plutónicas I.U.G.S. (1973).

## AV.2 UNIDADES PARA-AUTÓCTONAS DE PROTOLITO SEDIMENTARIO

### AV.2.1 ESQUISTO DE MACURO

#### AV.2.1.1 Descripción petrográfica

Según diversos autores existen varios tipos litológicos dentro de la unidad, por lo que en este apéndice son descritos las rocas: cuarcita, esquisto cuarzo- micáceo- muscovítico, esquisto cuarzo clorítico micáceo, cuarcita esquistosa clorítica micácea y esquisto cuarzo calcáreo clorítico micáceo.

Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presentan en la Tabla V.8.

En la Figura V.3 se observa la columna estratigráfica de esta unidad descrita por CAMPOS (1965).

#### Cuarcita

NOGUEIRA (1965), indica que son rocas holocristalinas, totalmente recristalizadas, xenoblásticas de grano medio a grueso (0,90 – 1,50 mm) y de tejido granoblástico o equigranular. La textura es esquistosa, como lo muestra la orientación de la clorita y las micas que contienen. Las inclusiones son muy raras.

Se componen de cuarzo xenoblástico (80 – 90 %), muy limpio, de extinción ondulatoria; muscovita (1-3%); clorita, con pleocroismo débil (10-12%) y biotita pasando a clorita (5-7%). Los minerales accesorios más frecuentes son: titanita, magnetita, zircón, albita y turmalina. El carbonáto es de orden secundario. Los minerales secundarios más comunes son: sericita y óxido de hierro.

#### Esquisto cuarzo- micáceo- muscovítico

Estas rocas son de textura cristaloblásticas,; holocristalinas recristalizadas, de granos fino a medio (0,15-0,44mm), de tejido equigranular o granoblástico y de estructura esquistosa, mostrando micropliegues continuos u ondulaciones crespadas (NOGUEIRA 1965).

Se compone cuarzo, con inclusiones (45-55%); Muscovita muy deformada (25-30%); clorita (0-5%). En los minerales accesorios se encuentran circón, titanita y turmalina. Los

minerales secundarios más comunes son: sericita asociada a muscovita (5-10%) y óxido de hierro.

Esquisto cuarzo clorítico micáceo y cuarcita esquistosa clorítica micácea

El cuarzo se presenta en proporciones iguales (35-40%), la clorita es ausente en ocasiones y abundante en otras (60-75%), presenta un promedio de (hasta 40%). El cuarzo presenta interdigitalizamiento y sutura de unos cristales con otros. Las micas rodean los cristales de cuarzo. La muscovita alcanza (0-5%). En los minerales accesorios se encuentran circón, magnetita, albita, titanita y turmalina. Los minerales secundarios más comunes son: hematina, epidoto y sericita (CARTAYA 1965).

Esquisto cuarzo calcáreo clorítico micáceo.

Estas rocas son de textura cristaloblásticas,; holocristalinas recrystalizadas, de grano grueso (1,5mm promedio), granoblástico y de estructura esquistosa, bien marcada con abundantes micropliegues.

El porcentaje de cuarzo es bajo en relación con los otros esquistos (30-35%), presentando los granos algo fracturados y con inclusiones mineralógicas de clorita, circón y otros minerales. La clorita está presente en un (35-40%) y el carbonato (15-20%). Los minerales accesorios son circón y titanita, en porcentajes (5-10% cada uno), muscovita- sericita (0-1%) y albita y magnetita. Los minerales secundarios se nombran epidoto y oxido de hierro (CARTAYA 1965).

AV.2.1.2 Tablas Petrográficas del Esquisto de Macuro.

Tabla V.8. Análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Pl	Ab	Or	Mc	Chl	Ms	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Rt	Py	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca		
V	1096	75					5	10				5									Cuarcita	
VI	1266	75-100						5-10			0-5											
VI	1386	75-100					0-5	0-5			0-5											
VI	1395	75-100		0-5		0-5	0-5	0-5		0-5												
VII	1711	50-60					20-30	10-15				10-15					1-5					
VIII	1794	75-95					10	10										10				
XI	3915	40					20	20		5			5							10		
X	4022	30-40		1-10	1-10		10-30	1-10		1-10			1-10	1-10			1-10					
X	4163	30-60					10-30	10-30				1-10					1-10					
X	4194	10-30					30-60	1-10			10-30											
VI	1297	75-100					5-10	5-10													Cuarcita micácea	
V	1098	80	5				10					5									Cuarcita clorítica	
VIII	1891	75-95		10				10				10										
XII	3072	30					10	1-5	1-5		1-5	1-5	Tz			1-5	1-5					
XI	3780	40						10			30	20		5	1							
X	4139	30-60					10-30				1-10	10-30		10-30								

Tabla V.8 Continuación del análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Pl	Ab	Chl	Ms	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Lcx	Ox Fe	Lnt	Mgt	Hmt	Nombre de la roca
II	303	70			20	10													Cuarcita clorítica muscovítica
II	374	70			20	10													
V	1078	80	5		15														
V	1099	80			20														
VI	1377	0-75			20-30	5-10													
VII	1511	40			40	15									5				
VII	1512	80			5	10		5											
VII	1647	30-45				30-45		10-15		10-15									
VII	1649	30-45				20-30		30-45		20-30									
VII	1676	30-45			10-15	50-60				1-5					1-5				
VIII	1859	75-95			10	10-20								10					
XII	3178	80		Tz	1-5	1-5	1-5				Tz		1-5						
XII	3572	60-80			10-20	10-20			1-10			Tz	Tz						
VIII	H5	75-95			10-20		10	10									10		
I	19	70		1	2	20								2		2			Cuarcita muscovítica
I	201	80		3		15										1		1	
I	211	80			2	15										2			
II	305	80			5	15													
II	384	80				15							5						
II	385	80				15							5						
II	399	70				20				5			5						
VIII	1894	75-95			10-20	10				10									

Tabla V.8 Continuación del análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Pl	Ab	Or	Mc	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Ox-Fe	Lnt	Nombre de la roca
I	113	70					10	15			2							2	Cuarcita muscovítica clorítica
II	254	70					10	20											
II	257	70				10	10	10											
II	375	70					10	20											
II	425	70					10	20											
V	1053	80					10	10											
V	1094	70	10				10	10											
VII	1595	50					15	30									5		
VII	1596	40					15	40									5		
VII	1648	20-30						20-30			50-60		1-5				1-5		
VII	1650	30-45						20-30			20-30		1-5				1-5		
VII	1652	30-45						30-45			10-15		1-5						
VII	1653	30-45						30-45			10-15		1-5				1-5		
VIII	1967	30-40		10-20	10-20	30-40	10	10											
XII	3176	30		1-5			1-5	1-5		1-5		10	10	Tz					
XII	3179	30					10	1-5	1-5	1-5		1-5		Tz			1-5		
XII	3180	80					1-5			10				Tz	Tz		1-5		
XII	3181	80		1-5			10	1-5	1-5		10					1-5	1-5		
XII	3204	30					10			10					Tz		1-5		
XII	3208	50		1-5			1-5	10				10		Tz	Tz		10		
XII	3563	40-60					10-20	1-10		Tz				Tz			Tz		
XII	3626	10-20					40-60	10-20											
XII	3628	20-40					40-60	10-20				20-40							
VIII	1828'	50-60					10-20						30-40						
VIII	1897	50-60			10		10	30-40										10	Cuarcita muscovítica pirítica

Tabla V.8 Continuación del análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Mc	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Zo	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca	
V	1096	75			5	10					5									Cuarcita	
VI	1266	75-100				5-10				0-5											
VI	1386	75-100			0-5	0-5				0-5											
VI	1395	75-100	0-5	0-5	0-5	0-5			0-5												
VII	1711	50-60			20-30	10-15					10-15						1-5				
VIII	1794	75-95			10	10												10			
VIII	1813'	75-95				10			10									10			
V	1052	75				10	10			10											
VI	1297	75-100			5-10	5-10															
VII	1679	65-80			10-15	10-15											1-5				
VIII	1800	75-95			10	10										10		10			
VIII	1816	75-95			10-20	10			10					10				10			
VIII	1854	75-95			10-20	10-20												10	10		
VIII	1858	75-95			10-20	10		10													
XII	3157	80			10	1-5	1-5	1-5		1-5		Tz					10				
XII	3178	80	Tz		1-5	1-5		1-5				Tz		1-5							
XII	3179	65			10	1-5	1-5	1-5		1-5		Tz					1-5				
XII	3181	80	1-5		10	1-5	1-5		10					1-5			1-5				
XII	3573	80-90			10-20	1-10				1-10							Tz				
XI	3909	70			10	20						1	1							5	
XI	3912	70			10	10						5	1	10						10	
X	4195	80-100			1-10	1-10			1-10			1-10									

Tabla V.8 Continuación del análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Pl	Ab	Or	Mc	Chl	Ms	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Lc <sub>x</sub>	Ox-Fe	Lnt	Mgt	Hmt	Nombre de la roca	
VII	1621	65-80						10-15		10-15	10-15						1-5				Cuarcita micácea carbonática	
VIII	1808	75-95				10	10-20	10	10-20													Cuarcita micácea epidótica
VII	1674	50-60					10-15	10-15							10-15		10-15					Cuarcita micácea pirítica
V	1098	80	5				10					5										Cuarcita clorítica
XII	3072	60					10	1-5	1-5		1-5	1-5	Tz		1-5		1-5					
XII	3570	80-90					10-20	1-10			1-10			Tz			Tz					
XII	3575	80-90		1-10			10-20	1-10						Tz			1-10					
V	1078	80	5				15															
V	1099	80					20															
VIII	H5	75-95					10-20		10	10									10			
I	19	70		1			2	20								2		2				Cuarcita muscovítica
I	201	80		3				15										1		1		
I	211	80					2	15										2				
II	305	80					5	15														
II	384	80						15							5							
II	385	80						15							5							
II	399	70						20			5				5							
VII	1592	65					10	20									5					
VIII	1757	75-95		10	10			30-40							10	10						
VIII	1769	75-95						35							10							
XII	3579	80-90					1-10	20-40					Tz	Tz								
I	113	70					10	15		2								2				Cuarcita muscovítica clorítica
II	254	70					10	20														
II	257	70				10	10	10														
II	375	70					10	20														
II	425	70					10	20														

Tabla V.8. Continuación del análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Pl	Ab	Or	Chl	Ms	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Rt	Py	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
V	1053	80				10	10													Cuarcita muscovítica
V	1094	70	10			10	10													
VII	1512	80				5	10		5											
VIII	1864	75-95				10	10-20												10	
VIII	1897	50-60			10	10	30-40											10		
XII	3176	60		1-5		1-5	1-5	1-5		10	10	Tz								
XII	3208	60		1-5		1-5	10			10		Tz	Tz				10			
VIII	1859	75-95				10	10-20									10				
XII	3572	60-80				10-20	10-20			1-10			Tz		Tz					
VIII	1891	75-95		10			10				10									Cuarcita muscovítica grafitosa
II	303	70				20	10													Cuarcita clorítica muscovítica
II	374	70				20	10													
VI	1377	60-75				20-30	5-10													
VIII	1755	75-95				30-40	10												10	
VIII	1894	75-95				10-20	10				10									
XII	3563	40-60				10-20	1-10	Tz				Tz						Tz		
XII	3204	75				10		10					Tz					1-5		Cuarcita clorítica epidótica
XII	3180	80				1-5		10				Tz	Tz					1-5		Cuarcita epidótica
VIII	H3	75-95			10-20		10													Cuarcita feldespática
XI	3782	60									20	5	1	1					20	Cuarcita grafitosa
VIII	1828'	50-60				10-20					30-40									Cuarcita grafitosa clorítica
XI	3913	70				10	5				20									Cuarcita grafitosa micácea
X	4169	30-60					1-10	1-10	1-10		10-30	1-10	1-10				1-10			
II	396	80					10				10									Cuarcita grafitosa muscovítica

Tabla V.8. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Ap	Zrn	Py	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
V	1036	40-80			20-40	5-10											5-10			Esq. cuarzo clorítico
VIII	1834	50-60			30-40	10												10	10	
XII	3168	10	Tz		30	10	1-5		1-5			Tz					10			
XI	3776	40			40			1			20	5		1					10	
X	4009	30-60			30-60			1-10				1-10					1-10			
XII	3577	40-60			10-20	1-10				1-10				1-10			Tz			
X	4023	30-60	1-10	1-10	30-60	1-10		1-10					1-10	1-10			1-10			
I	18	55	2		20	10			1	3		1				1		2		Esq. cuarzo clorítico muscovítico
I	66	55			30	5												5	5	
I	204	50	2		20	15				10								2	1	
II	307	50			30	20														
II	309	50			30	20														
II	342	60		10	20	10														
II	426	50		10	25	15														
II	428	60		10	20	10														
IV	766	40-60			20-40	10-20														
V	1042	40-80			10-20	5-10											5-10			
V	1050	55			10	5									20		10			
V	1055	60			20		10										10			
VI	1396	30-45			20-30	10-20									0-5					
VII	1511	40			40	15											5			
XII	3129	10			30	10	10			10	1-5	Tz								
XII	3212	50			10	10	1-5			1-5	1-5	Tz					10			
XII	3576	40-60			40-60	1-10								Tz	Tz					
XI	3848	50			20	10						5		1	1				5	
X	4006	30-60	1-10		10-30	1-10		1-10	1-10			1-10	1-10	1-10			1-10			
X	4008	30-60			30-60	1-10			1-10				1-10	1-10			1-10			

Tabla V.8. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Pl	Ab	Or	Mc	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Zrn	Py	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
V	1089	40-80					10-20		5-10	0-5							5-10			Esq. cuarzo clorítico sericítico
XII	3203	30					10	1-5	1-5		10		1-5				1-5			Esq. cuarzo clorítico biotítico
VIII	1810	30-40					30-40	10		30-40		10						10		Esq. cuarzo clorítico epidótico
V	1040	40-80			5-10	5-10	10-20		5-10								5-10			Esq. cuarzo clorítico feldespático
V	1037	40-80					10-20						5-10							Esq. cuarzo clorítico grafitoso
VII	1673	50-60					20-30	1-5					10-15		10-15					
X	4139	30-60					10-30					1-10	10-30	10-30						
I	13	55		1			5	30										5	4	Esq. cuarzo muscovítico
I	90	45		8			10	25			5							5		
I	185	50					3	40										7		
I	199	65		2				30							1			2		
XII	3175	50					10	1-5	1-5					1-5			10			
I	22	55					10	25			5					1		2		
I	81	50		2			15	30			1							1		
I	111	60		1			10	20			5							3	2	
I	192	60					5	30										3		
II	300	50			10		10	20									10			Esq. cuarzo muscovítico clorítico
II	301	50					20	30												
II	311	60					10	30												
II	340	60			10		10	20												
II	357	50					20	30												
II	427	50	10			10	10	20												
IV	750	20-40					<10	20-40										<10		
VI	1268	30-45					10-20	20-30							0-5		0-5			
VI	1279	30-45			0-5		10-20	20-30		5-10					0-5					

Tabla V.8. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Chl	Ms	Ep	Bt	Cal	Grf	Ap	Py	Op	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
VI	1281	30-45			10-20	20-30					0-5						Esq. cuarzo muscovítico clorítico
VI	1286	30-45			10-20	20-30	0-5	0-5						0-5			
VI	1298	30-45			10-20	20-30								10-20			
VI	1371	30-45			5-10	20-30						0-5		5-10			
VI	1378	30-45	0-5		20-30	20-30			0-5								
VI	1380	30-45			20-30	20-30											
VI	1381	45-75			10-20	20-30											
VI	1398	30-45	0-5		20-30	20-30											
VI	1443	30-45	0-5		20-30	20-30			5-10					0-5			
VI	1458	45-75			10-20	20-30								0-5			
VI	1464	30-45	0-5	0-5	20-30	20-30	0-5							5-10			
VI	1467	30-45	0-5		10-20	20-30								5-10			
VI	1471	30-45	0-5		10-20	20-30		0-5	5-10								
VI	1473	45-75	0-5		10-20	20-30											
VI	1474	45-75			10-20	20-30	0-5							0-5			
VII	1595	50			15	30								5			
VII	1596	40			15	40								5			
VII	1677	30-45			10-15	50-60				10-15				10-15			
VII	1685	60			10	30											
VII	1705	50-60			10-15	20-30				10-15				1-5			
VIII	1814	75-95			10-20	10									10		
VIII	1823	50-60			30-40	30-40							10		10		
VIII	1825	75-95			10-20	10-20						10	10		10	10	
XI	3777	40			20	30		5		10						5	

Tabla V.8. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Pl	Ab	Or	Mc	Chl	Ms	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Ox-Fe	L nt	Nombre de la roca
X	4193	30-60					10-30	10-30		1-10			1-10			1-10		Esq. cuarzo muscovítico clorítico
I	249b	45		2			15	35									2	
I	250b	50		7	5		10	25		5							3	
VII	1508	55					15	25								5		Esq. cuarzo muscovítico biotítico
VII	1646	50-60						20-30		30-45								
VII	1651	30-45						30-45		10-15	1-5							
I	250a	35		6			5	35		15							2	Esq. cuarzo muscovítico carbonático
VI	1369	30-45		5-10				10-20			10-20							
VI	1270	20-30					5-10	20-30	10-20									
VI	1271	20-30					5-10	20-30	10-30		10-20							Esq. cuarzo muscovítico epidótico
VI	1262	20-30		10-20	10-20	5-10	5-10	20-30		0-5								
VI	1497	30-45		20-30	5-10	10-20		20-30										
I	250c	40		7	10		3	25									5	Esq. cuarzo muscovítico feldespático
II	372	40						30			10	20						
II	391	50						30				10		10				
II	394	50						30				20						Esq. cuarzo muscovítico grafitoso
XI	3781	40					5	30		5		20	5	1				
I	155	30		3	12		15	15		20							2	
II	252	50	10				20	20										Esq. cuarzo micáceo
V	1041	40-80					5-10	5-10								5-10		
V	1051	60					10	10			10					10		
VI	1260	20-30		10-20		0-5	10-20	10-20		5-10			0-5					
VI	1373	45-75					10-20	10-20		0-5								
VI	1388	30-45					10-20	10-20								0-5		
VII	1507	30						70										
VII	1593	60					15	20								5		
VII	1620	50-60						30-45		10-15						10-15		
VII	1650	30-45						20-30		20-30		1-5				1-5		

Tabla V.8. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Mc	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Rt	Py	Ox-Fe	Lnt	H <sub>mt</sub>	Nombre de la roca	
VII	1652	30-45					30-45			10-15		1-5									Esq. cuarzo micáceo
VII	1653	30-45					30-45			10-15		1-5					1-5				
VII	1680	60				20	20														
VIII	1860	50-60				10	30-40													10	
VIII	1889	50-60					30-40			10-20										10	
VIII	1967	30-40	10-20	10-20	30-40	10	10														
XII	3159	10	1-5			1-5	1-5	1-5	1-5		10						10				
XII	3164	10		1-5		50	10	1-5		1-5			Tz	Tz			1-5				
XII	3167	10				1-5	10	10			1-5	10	Tz	Tz							
XII	3171	30	1-5			30	1-5			10			Tz	Tz			1-5				
XII	3564	40-60				10-20	10-20				1-10		Tz	Tz							
XII	3627	60-80				10-20	1-10			1-10	1-10					1-10	1-10				
XII	3632	40-60				40-60	1-10				1-10			Tz			Tz				
XI	3910	30				20	20		20	20				1						5	
XI	3915	40				20	20			5			5							10	
X	4022	30-40	1-10	1-10		10-30	1-10			1-10			1-10	1-10			1-10				
X	4045	80-100					1-10									1-10	1-10				
X	4076	80-100					10-30							1-10		1-10	1-10				
X	4158	10-30				60-80	1-10			1-10	1-10	10-30					10				
X	4160	30-60				10-30	10-30														
X	4163	30-60				10-30	10-30					1-10					1-10				
XII	3213	30				10	1-5	10		10											
VIII	1827	75-95				10	10				10										Esq. cuarzo micáceo carbonático
XII	3209	30	1-5			10	10	1-5			10						1-5				
VII	1647	30-45					30-45			10-15		10-15									Esq. cuarzo micáceo grafitoso
VII	1649	30-45					20-30			30-45		20-30									
XI	3778	60				20	10					10	5	1	1						
VIII	1831	30-40									50-60								10		Esq. carbonático cuarzoso

Tabla V.8. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Mc	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Pgt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
VI	1367	10-20	20-30			5-10	10-20					20-30				0-5					Esq. carbonático feldespático cuarzo micáceo
X	4194	10-30				30-60	1-10					10-30									Esq. clorítico cuarzo carbonático
XII	3630	20-40				40-60	1-10		20-40			1-10				Tz		1-10			Esq. clorítico cuarzo epidótico
IV	768	20-40				40-60	<10														Esq. clorítico cuarzoso
X	4027	30-60				30-60	1-10		1-10					1-10	1-10			1-10			
XII	3628	20-40				40-60	10-20					20-40									Esq. clorítico cuarzoso carbonático
XII	3626	10-20				40-60	10-20														Esq. clorítico cuarzoso muscovítico
VI	1391	45-75	20-30		10-20	0-5	10-20							0-5							Esq. cuarzo feldespático muscovítico
VII	1654	50-60					10-15			20-30											
VIII	1887	30-40	10	10-20	10-20		10-20				10								10		
VIII	1865	75-95	10			10	10										10				Esq. cuarzo micáceo albitico
VIII	1852	75-95				10-20	10												10	10-20	Esq. cuarzo micáceo hematítico
VIII	1813	50-60				30-40	10-20									10			10	10	Esq. cuarzo micáceo pirítico
V	1038	20-40				20-40	10-20	10-20													Esq. micáceo cuarzoso
VII	1648	20-30					20-30			50-60			1-5					1-5			
VII	1676	30-45				10-15	50-60						1-5					1-5			
XII	3569	20-40				10-20	40-60														

Tabla V.8. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Mc	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Rt	Py	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca	
XII	3158	10				30	50	1-5				1-5	Tz			10				Esq. muscovítico clorítico	
I	29	40				5	45											5	4	Esq. muscovítico cuarzoso	
IV	767	20-40				10-20	40-60													Esq. muscovítico cuarzoso	
VIII	1798	30-40				30-40			50-60		10								10	Esq. epidótico cuarzo clorítico	
VIII	H4	30-40		30-40		10-20			10-20											Esq. feldespático micáceo	
VIII	1807	30-40	10		50-60	10	10		10		10									Esq. Feldespático cuarzo micáceo	
XII	3623	40-60				20-40	10-20				1-10									Esq. cuarzo hematítico grafitoso	
XI	3849	40					10		1	5		10	5		1				20	Esq. cuarzo hematítico muscovítico	
XI	3780	40					10				30	20		5	1					Esq. cuarzo carbonático grafitoso	
II	390	60					10				20	10								Esq. cuarzo carbonático grafitoso muscovítico	
VI	1272	20-30	10-20			10-20	5-10		5-10		10-20									Esq. cuarzo feldespático clorítico	
II	397	60										30				10				Esq. cuarzo grafitoso	
XII	3071	30					1-5	1-5				30					1-5				
XII	3098	50				10	30				1-5		Tz	Tz			10				
XII	3571	60-80				20-40	10-20				1-10			Tz							
XII	3618	40-60				10-20	20-40					Tz		Tz							
XI	3773	50										30							5		
XI	3774	70				20						5							5		
X	4097	60-80				1-10	1-10										1-10				

Tabla V.8. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de Macuro.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Mc	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Rt	Py	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
VIII	1806	50-60				30-40						50-60						10		Esq. cuarzo grafitoso clorítico
XII	3615	60-80				10-20	1-10						Tz	Tz			1-10			Esq. cuarzo grafitoso hematítico
II	380	50					20					30								Esq. cuarzo grafitoso muscovítico
X	4021	80-100		1-10			1-10	1-10	1-10		1-10	1-10	1-10	1-10			1-10			
II	400	60					10				10	10				10				Esq. cuarzo grafitoso muscovítico carbonático
XII	3201	30					1-5					50				1-5				Esq. grafitoso cuarzoso
VII	1719	5									95									Mármol
VIII	1821	10									75-95									
VIII	1828	10									75-95									
XII	3055	1-5									90					1-5				

AV.2.1.3 Esquisto de Guatay

Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presenta en la Tabla V.9.

Tabla V.9. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de Guatay.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Chl	Ms	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Ox-Fe	Lnt	Nombre de la roca
VI	1259	75-100			0-5			5-10					Cuarcita
VI	1363	75-100		0-5	0-5				5-10				
II	259	80			20								Cuarcita muscovítica
II	356	90			10								
II	419	90			10								
II	420	90			10								
II	422	80			10					10			
II	423	90			10								
II	424	90			10								
V	1044	5-10		80-100									
V	1043	20-40		40-20	0-5						5-10		Esq. clorítico cuarzoso
VI	1253	45-75		0-5	10-20				5-10				Esq. cuarzo micáceo
VI	1362	45-75		10-20	10-20					0-5			
IV	769	40-60			40-60								Esq. cuarzo muscovítico
IV	771	60-80		<10	10-20							<10	
IV	772	40-60		<10	20-40								
VI	1358	30-45			10-20		0-5						
VI	1359	45-75		5-10	20-30	0-5				0-5			
IV	801	40-60			10-20			10-20				10-20	Esq. cuarzo muscovítico carbonático
II	258	50		20	30								Esq. cuarzo muscovítico clorítico
VI	1360	30-45		5-10	10-20		0-5		0-5		0-5		
VI	1364	45-75	0-5	10-20	20-30								
VI	1258	30-45		5-10	10-20	0-5		20-30					Esq. cuarzo muscovítico feldespático

AV.2.1.4 Columna Estratigráfica

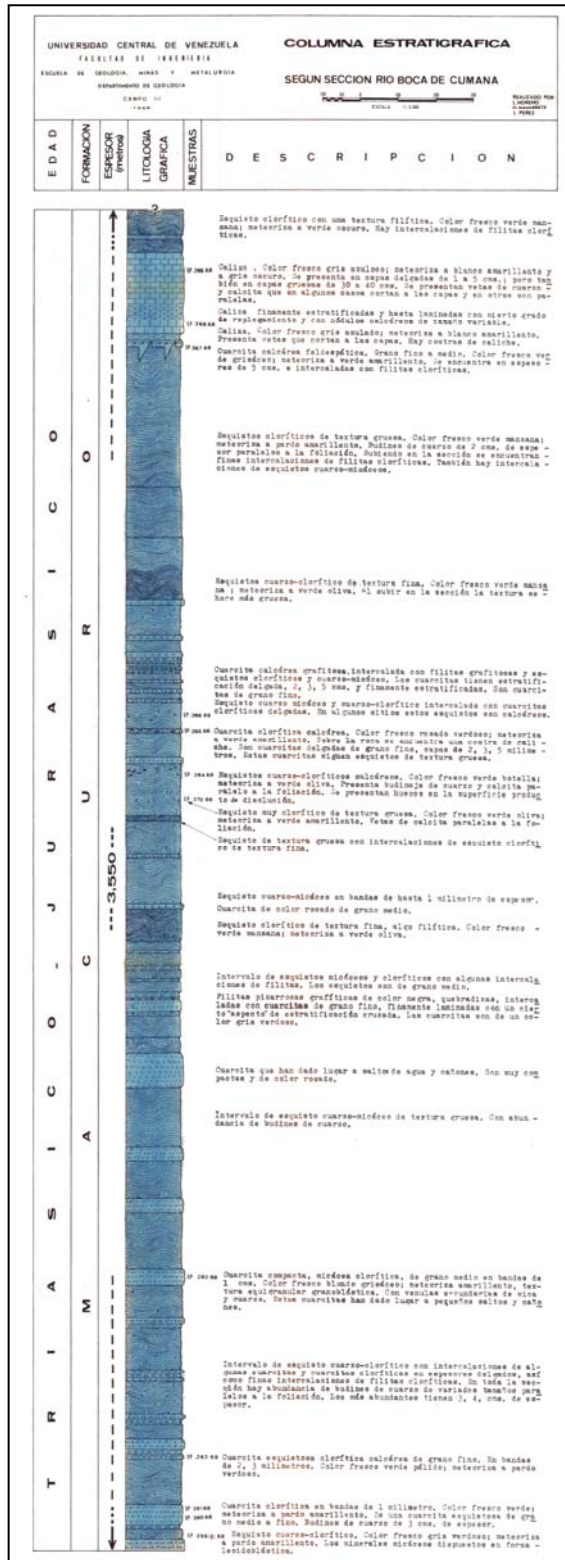


Figura V.3. Columna estratigrafica de el Esquisto de Macuro según MORENO (1968) (ver en versión digital de alta resolución Anexo 7)

### AV.2.2 ESQUISTO DE TUNAPUI

Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presenta en la Tabla V.10.

#### AV.2.2.1 Tablas petrográficas del Esquisto de Tunapui.

Tabla V.10. Análisis petrográfico del Esquisto de Tunapui presente en la zona XVIII.

ID	Qtz	Pl	Or	Chl	Ms	Ep	Cal	Tur	Lcx	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
417-88	76	2			20				1,5	TZ	0,5	Cuarcita muscovítica
408-88	79	1			15						1	
365-88	27	2			70				1		TZ	Esq. muscovítico cuarzoso
419-88	23		5		70				0,5		0,5	
449-88	50	1	17		20		7	TZ	0,5		0,5	Esq. muscovítico feldespático
50-88	50		13		18	9	5	TZ	TZ	3		
361-88	61		15		1	7			TZ	3	3	Esq. cuarzo feldespático
36-88	73	3	16		8				TZ	TZ	TZ	
9A-88	60	10	28		1					1		
6E-88	35		30		28			5	0,5	5	TZ	Esq. cuarzo feldespático micáceo
23-88	20	2	35	25	15		1		1		TZ	
383A-88	15	5	35		7		10			15	13	Esq. feldespático cuarzoso
29-88	58	1	2		30			TZ	1	9	TZ	Esq. muscovítico
445-88	65				25			TZ	4	6	TZ	
453-88	49	5			18		20		4	3	1	Esq. muscovítico carbonático
51-88	60	5	3		12		15	0,5	1			
374-88	1						98				1	Mármol
380-88	15		0,5				98			TZ		
412-88	6						94					
45-88	1						99		4			
458-88	2	3	1				97		TZ	TZ		
356-88	17	0,5	2		0,5		73	TZ			3	
359-88	8						92				TZ	Mármol cuarzoso
43-88	13	2			2		80				5	
372-88	7	1	27				65				TZ	Mármol feldespático

### **AV.2.3 ESQUISTO DE CARIAQUITO**

Esta unidad esta conformada por esquistos grafitoso y cuarzo-grafitoso, esquistos cuarzo-muscovítico, esquistos carbonáticos (Yacua) y mármol (Mármol de Patao) interestratificados con esquistos cuarzo-grafitoso y micáceo.

Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presentan en las Tablas V.11, V.12 y V.13.

En la Figura V.4 se presenta la disposición estratigráfica de las rocas que conforman esta unidad.

AV.2.3.1 Tablas Petrográficas del Esquisto de Cariaquito.

Tabla V.11. Análisis petrográfico de El Esquisto de Cariaquito.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Chl	Ms	Src	Cal	Grf	Tur	Py	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
IV	8	85			8		5						2		Cuarcita
IV	57	80	31		12				1		1		4		
V	1012	80			10							10			
IV	11	75			20								3	2	Cuarcita muscovítica
VII	1519	40		40	15							5			Esq. clorítico muscovítico
IV	2	60		10	35								5		Esq. cuarzo muscovítico
IV	94	60		10	12			8		5			5		
IV	96	30			60			5					5		
IV	100	60		10	20			5			1		4		
IV	52	35			35			25					5		Esq. cuarzo muscovítico grafitoso
IV	73	30				60		10							Esq. cuarzo sericitico
IV	55	65		5	20								10		Esq. muscovítico
VII	1527	85			10					5					
VII	1692	65-80			10-15		1-5					1-5			
VII	1694	65-80			10-15			10-15							
IV	59	65		10	20			5					4	1	Esq. muscovítico clorítico
VII	1516	70		10	20										
VII	1518	80		5	15							5			
VII	1691	65-80		1-5	20-30							1-5			
IV	93	45			10		35			5	5		5		Esq. cuarzo carbonático muscovítico
IV	5	7			1		90						2		Mármol
V	1049	10					90								
VII	1501	5					90					5			
VII	1502	5					90					5			
VII	1503	10					85					5			
VII	1700						100								
VII	1702						100								

Tabla V.11. Continuación análisis petrográfico de El Esquisto de Cariaquito.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Chl	Ms	Src	Cal	Grf	Tur	Py	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
XII	3023	1-5					90	1-5				1-5			Mármol
XII	3219	1-5					90					1-5			
IV	9	13			2		80						3	2	Mármol cuarzoso
IV	10	12					80						8		

AV.2.3.2 Tablas Petrográficas del Mármol de Patao

Tabla V.12. Análisis petrográfico de El Mármol de Patao.

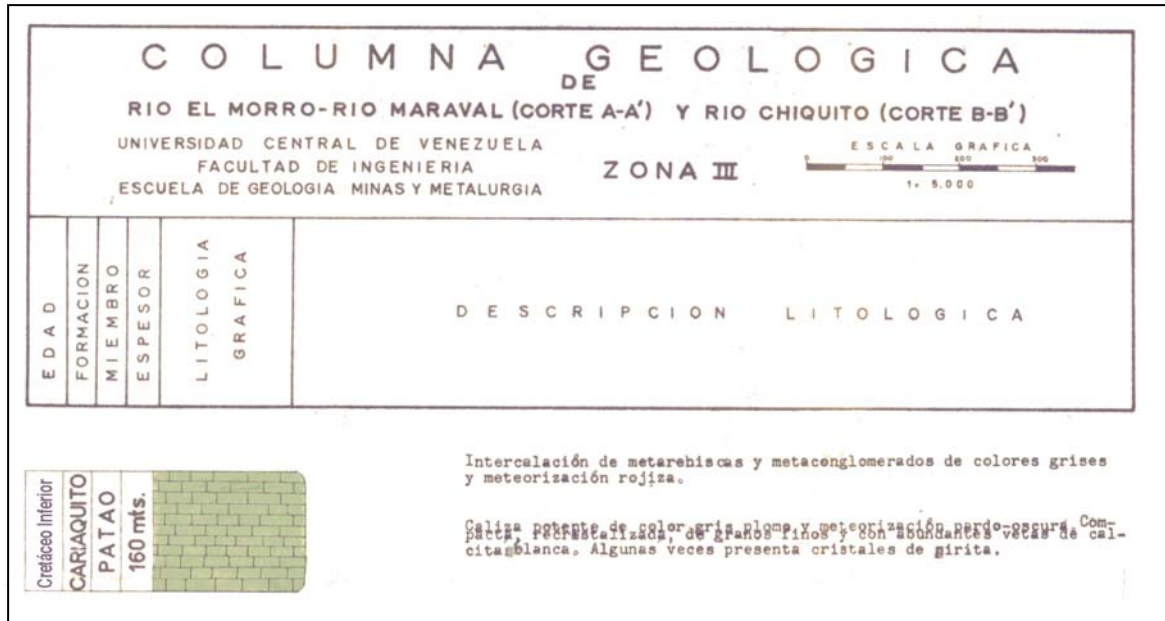
ZONA	ID	Qtz	Chl	Ms	Cal	Grf	Zrn	Py	Ox-Fe	Hmt	Nombre de la roca
XII	3841		80	5				5		5	Esq. clorítico
II	260	60			20	20					Esq. cuarzo carbonático
II	416	70			10	20					Esq. cuarzo grafitoso
II	316			10	90						Mármol
II	319	10			85	5					
II	415	10			90						
IV	803				>80						
IV	804			<10	>80						
IV	806				60-80						
V	1005			0-5	80-100			0-5			
V	1032				100						
V	1035	5-10		0-5	40-80						
VI	1251	0-5		0-5	75-100						
VI	1252	0-5		0-5	75-100						
VI	1434	0-5		0-5	75-100				0-5		
VI	1436	0-5		0-5	75-100			0-5	0-5		
X	4060				80-100		<1		1-10		
IV	807	10-20		<10	60-80						
II	355	20			80						Mármol cuarzoso

AV.2.3.3 Tablas Petrográficas del Esquisto de Yacua

Tabla V.13. Análisis petrográfico del Esquisto de Yacua.

ZONA	ID	Qtz	Or	Chl	Ms	Src	Cal	Grf	Tur	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Nombre de la roca
IV	813	60-80					<10	20-40				<10	Cuarcita grafitosa
II	349	30			20		50						Esq. carbonático cuarzoso
II	351	30					50			20			
II	323	30	10		20		30			10			Esq. cuarzo carbonático muscovítico
IV	782	40-60			<10		10-20	20-40				<10	Esq. cuarzo grafitoso
V	1034	20-40			5-10			20-40		10-20			
V	1004	40-80			10-20					5-10	20-40		Esq. cuarzo muscovítico
V	1006	40-80			10-20	0-5		0-5		0-5			
V	1031	40-80			10-20	5-10				5-10			
V	1033	40-80			10-20					20-40			
IV	765	10-20						60-80					Esq. grafitoso cuarzoso
IV	776	20-40			10-20			40-60					
VI	1399	30-45		5-10	10-20		0-5	10-20					Esq. muscovítico grafitoso
X	4010	60-80		1-10	1-10	1-10		1-10	1-10		1-10		Esquisto micáceo
II	318	5			5		90						Mármol
II	347	10					90						
VI	1406	0-5			0-5		75-100						
II	261	20			10		70						Mármol cuarzoso
II	262	20					80						
II	317	20	10		10		60						Mármol esquistoso

AV.2.3.4 Columna Estratigrafica



**Figura V.4.** Columna estratigrafica de el Esquisto de Cariaquito según CAMPOS (1965).  
(ver en versión digital de alta resolución Anexo 7)

### AV.2.4 ESQUISTO DE UQUIRE

Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presentan en las Tablas V.14.

#### AV.2.4.1 Tablas Petrográficas

Tabla V.14. Análisis petrográfico del Esquisto de Uquire.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Mc	Fkp	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Ox-Fe	Lnt	Nombre de la roca
XII	3116	80						1-5				1-5	10			Tz	1-5		Cuarcita
XII	3126	80	Tz				1-5	1-5		1-5		1-5	1-5	Tz					
XV	4008	95						2		1				1	1				
XV	4020	75	8	5			1	1		1			5	3					
XV	4089	80	10				2	3					2		1	1	1		
V	1080	70					15	10					5						Cuarcita micácea
V	1081	70					10	10	5				5						
XII	3094	80	1-5					10	10			1-5	1-5				1-5		Cuarcita micácea grafitosa
XII	3090	80	1-5	1-5				10	10		1-5		10		Tz	Tz	1-5		
XV	4021	80	1				10						8		1				Cuarcita clorítica
XV	4002	70	1			1		15		2			10	1					Cuarcita muscovítica
XV	4003	75	5					15		1						2	2		
XV	4005	80					3	10					6	1					
XV	4006	90						7		1			2						
XV	4007	90						7		1				1	1				
XV	4010	80					10	3		1			2	1	1	1	1		
XV	4022	80					2	12					5	1					
V	1102	80							10								10		Cuarcita sericitica
IV	857	60-80					<10	<10				10-20						10-20	Cuarcita carbonática
XV	4097	45	2	1	2			6		1		40		1		1	1		Esq. cuarzo carbonático
V	1079	50					20	10	5				5				10		Esq. cuarzo clorítico muscovítico

Tabla V.14. Continuación del análisis petrográfico del Esquisto de Uquire.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Mc	Fkp	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Ox-Fe	Nombre de la roca
V	1101	50					30		10								10	Esq. cuarzo clorítico sericitico
XII	3125	30						10		1-5			10				30	Esq. cuarzo ferroso grafitoso
IV	844	40-60					<10						40-60					Esq. cuarzo grafitoso
XII	3088	30	1-5				1-5	10	10	Tz	1-5		30			Tz		Esq. cuarzo grafitoso micáceo
XV	4098	50	8		8			30									2	Esq. cuarzo muscovítico
XII	3086	50					1-5	10				1-5	1-5	Tz	Tz		1-5	
IV	858	40-60	<10				<10	20-40										
II	364	50						20					20				10	Esq. cuarzo muscovítico grafitoso
II	365	40						20				10	20				10	
II	366	60					10	20					10					
II	367	50						20				10	10				10	
II	383	60						20					15				5	
XII	3092	50						10			1-5		10		Tz	Tz		
XV	4001	50						28					20			1	1	
XV	4004	45					5	30					20					
XV	4009	45					6	30		1			17		1			
XV	4013	60	2	1			8	15		1		10		1	1	1		
XII	3117	50				1-5		10		1-5	10		1-5	Tz		Tz	1-5	Esq. muscovítico biotítico
IV	852	20-40						<10				40-60	10-20			<10		Esq. carbonático cuarzo grafitoso
XII	3118-A	30	1-5				1-5						50					Esq. grafitoso cuarzoso
XII	3150	1-5										80	10			Tz		Mármol grafitoso

### **AV.2.5 ESQUISTO DE TOLETICO (ACTUAL ESQUISTO DE UQUIRE)**

Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presentan en las Tablas V.15.

En la Figura V.5 se observa la columna estratigrafica de esta unidad descrita por CAMPOS (1965).

AV.2.5.1 Tablas Petrográficas del Esquisto de “Toletico”.

Tabla V.15. Análisis petrográfico del Esquisto de “Toletico”.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Or	Chl	Ms	Src	Ep	Czo	Cal	Grf	Zrn	Ttn	Py	Lcx	Ox-Fe	Hmt	Nombre de la roca
VIII	1946	80-90		<10	<10	<10			<10									Cuarcita
X	4128	60-80			1-10	1-10				1-10	1-10							
X	4165	80-100			10-30	1-10					1-10					1-10		
VIII	1925	80-90			<10			<10									<10	Cuarcita clorítica
X	4152	60-80			10-30	1-10					1-10					1-10		
IX	4453	75		2		11	5				4	Tz		1		2		Cuarcita micácea grafitosa
IX	4456	75				20	3				1			Tz		Tz		
VIII	1907	80-90				10-20												Cuarcita muscovítica
VIII	1920	80-90		<10	<10	25-40												
VIII	1935	80-90	<10	<10	<10	10-20									<10			
VIII	1942	80-90			<10	10-20					<10							
VIII	1945	80-90			<10	10-20					<10							
XI	3855	70				20					10						10	Cuarcita muscovítica grafitosa
IX	4452	65		3		10	13	Tz		2	2	Tz				3		Cuarcita esquistosa micáceo grafitosa
IX	4454	66		1		9	5			10	Tz			5		3		Cuarcita esquistosa micáceo calcárea piritica
VIII	1915	80-90			<10					10-20	<10							Cuarcita carbonática
X	4157	60-80			1-10	1-10					10-30					1-10		Cuarcita grafitosa
IX	4458	50	4			30	10						5			Tz		Esq. cuarzo micáceo albitico
IX	4457	57		2		15	10			15						Tz		Esq. cuarzo micáceo calcareo
XII	3095	30				10	10				10			10		10		Esq. cuarzo micáceo grafitoso

Tabla V.15. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de “Toletico”.

ZONA	ID	Qtz	Or	Chl	Ms	Src	Czo	Bt	Tr	Cal	Grf	Tur	Zrn	Ttn	Py	Lcx	Ox-Fe	Hmt	Nombre de la roca
VIII	1919	25-40	10-20	25-40	<10		<10												Esq. cuarzo clorítico
X	4145	30-60		10-30	1-10						1-10	<1	<1						
IX	4462	42		25	15	10					2			2			3		Esq. cuarzo clorítico muscovítico
VIII	1911	60-70	10-20		25-40														Esq. cuarzo muscovítico
X	4121	30-60			1-10												1-10		
X	4123	30-60			10-30			1-10			1-10						1-10		
IX	4461	65		Tz	15	4			1	5	7						3		
VIII	1926	25-40		10-20	25-40														Esq. cuarzo muscovítico clorítico
VII	1624	50-60			20-30						20-30								Esq. cuarzo muscovítico grafitoso
XI	3856	55			10						10	5	1					5	
XI	3859	40			20						20	5	1					5	
X	4141	30-60		1-10	10-30						10-30	1-10					1-10		
X	4153	30-60		1-10	10-30						10-30		1-10				1-10		
VIII	1898	<10	10-20		25-40					10-20	25-40					10-20			
VIII	1902	60-70	<10		10-20						10-20				<10				
VIII	1930	60-70	10-20	<10	10-20						<10				10-20				Esq. cuarzo muscovítico pirítico
VIII	1932	60-70	10-20	<10	10-20						<10				10-20				
VIII	1910	60-70	10-20		10-20						10-20								Esq. cuarzo feldespático grafitoso
VIII	1934	25-40	25-40	<10	10-20						<10				10-20				Esq. cuarzo feldespático muscovítico
VIII	1937	60-70	25-40		10-20						<10				10-20				Esq. cuarzo feldespático pirítico
X	4139	30-60									10-30				1-10		1-10		Esq. cuarzo grafitoso

Tabla V.15. Continuación análisis petrográfico del Esquisto de “Toletico”.

ZONA	ID	Qtz	Ab	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Tr	Cal	Grf	Tur	Ap	Zrn	Ttn	Py	Zo	Ox-Fe	Hmt	Nombre de la roca
IX	4459	51			15	5					25							Tz		Esq. cuarzo grafitoso muscovítico
XI	3860	70		5	10			5			20	1		1					1	
IX	4460	45		14	Tz	Tz	5		Tz	20	4						10	1		Esq. cuarzo carbonático clorítico
VIII	1904	10-20	<10		<10						80-90									Esq. grafitoso cuarzoso
X	4147	10-30						30-60			1-10	10-30	10-30							Esq. biotítico cuarzo turmalino
IX	4457a	17	5		30	25	10							Tz	5		5	2		Esq. micáceo cuarzo albitico epidotico
IX	4455	55			30	10					Tz			Tz		2		2		Esq. micáceo piritico
X	4153	1-10			1-10					60-80									1-10	Mármol
X	4156									80-100				<1					10-30	
X	4163	1-10			1-10					80-100									1-10	
X	4155	10-30								80-100									10-30	Mármol cuarzoso

AV.2.5.2 Columna Estratigráfica

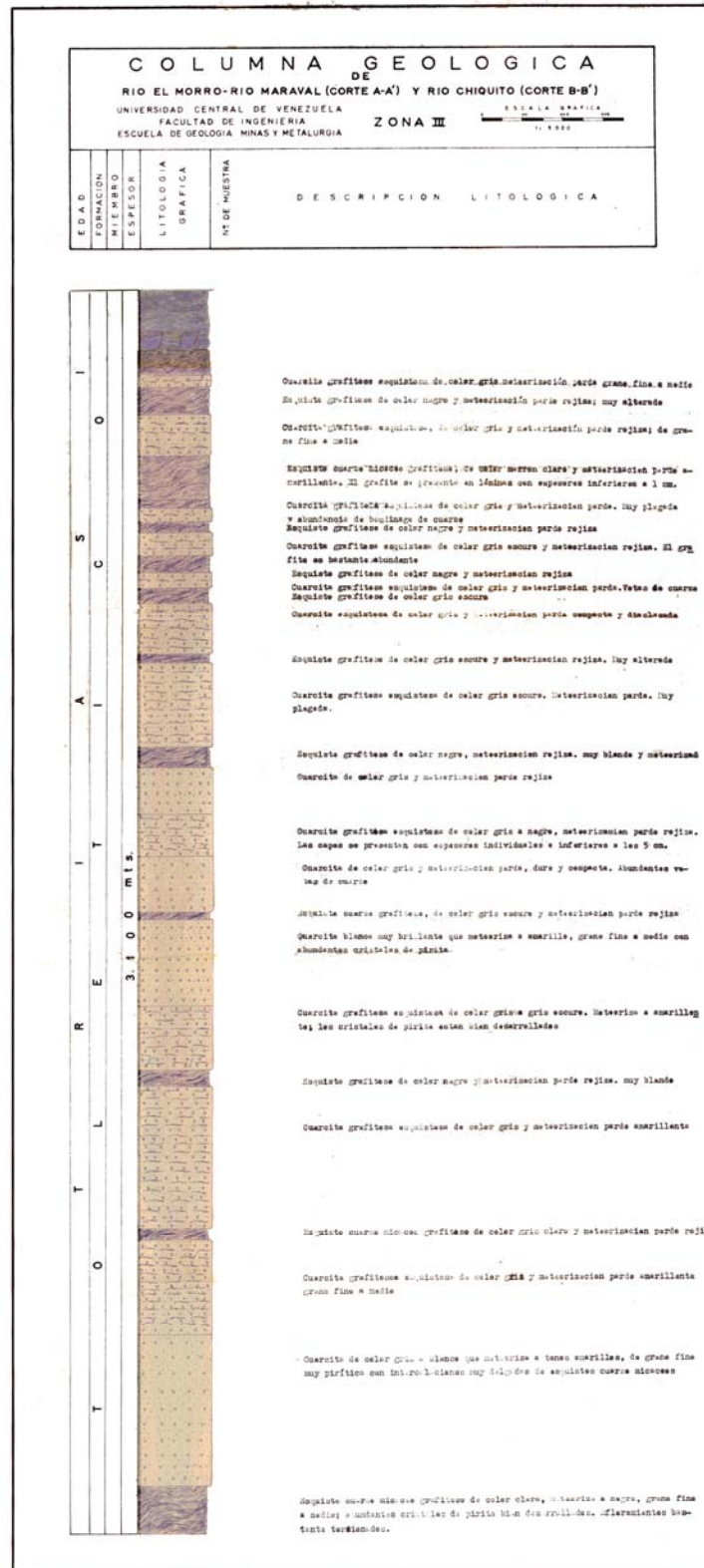


Figura V.5. Columna estratigráfica del Esquisto de “Toletico” según CAMPOS (1965).  
(ver en versión digital de alta resolución Anexo 7)

## **AV.2.6 ESQUISTO DE CARÚPANO.**

### AV.2.6.1 Descripción petrográfica

Está conformado por esquistos cuarzo micáceo carbonático grafitoso y filita micácea; y en un menor porcentaje se presenta un mármol. Existen a su vez, cuerpos de serpentinita dentro de la unidad, que han sido llamados olistolitos de serpentinita (CAMPOS 1981). Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presenta en la Tabla V.16.

#### Filita y esquistos cuarzo micáceo carbonático

Presenta una textura foliada muy deformada con bandas de cuarzo en mosaico fino y bandas lepidoblásticas de muscovita y clorita. El tamaño de los granos varía entre submicroscópico y 0,5 mm, aunque la mayoría de las veces no es mayor de 0,1 mm. Está compuesta por cuarzo, de forma prismática euhedral y subhedral, extinción recta u ondulatoria y contactos suturados y recristalizados; algunos granos contienen pequeñas inclusiones de apatito, y se observa reemplazamiento por sericita; carbonato, aparece en cristales anhedrales, intersticiales y poiquilíticos, recristalizados, clorita de color verde claro, asociada a la muscovita; epidoto: forma masas granulares diseminadas en la roca; plagioclasa (oligoclasa), en forma euhedral con bordes rectos o como granos intersticiales poiquilíticos, con maclado polisintético ( $23^\circ - 27^\circ$ ), titanita, con granos fragmentados euhedrales a anhedrales; ortosa con bordes irregulares y deformados y textura poiquilítica; leucoxeno; pirita se presenta en cristales subhedrales, dispersos y alargados según la esquistosidad; y magnetita que altera a hematita.

#### Mármol

Presenta un mosaico medio a fino de cristales de calcita de hasta varios milímetros de diámetro, generalmente poiquilíticos con poco cuarzo de submicroscópico a menos de 0,1 mm, grafito en agregados y muy escasa actinolita acicular. También se observa en bandas finas irregulares y plegadas, cristales pequeños de clorita, y plagioclasa en cristales poiquilíticos, incluyendo carbonato, muscovita y clorita.

AV.2.6.2 Tablas Petrográficas del Esquisto de Carúpano.

Tabla V.16 Análisis petrográfico del Esquisto de Carúpano en la zona V

ID	Qtz	Chl	Ms	Ep	Cal	Grf	Py	Ox-Fe	Nombre de la roca
4099	35	25	3	1	25	10	1		Esq. cuarzo muscovítico carbonático grafitoso
4100	25	3	10		60			1	Esq. carbonático cuarzo muscovítico
4038	20	10	5		63			1	Esq. carbonático cuarzo micáceo
4083	20		3		60	15	2	2	Esq. carbonático grafitoso
4087	20		1		78			1	Mármol cuarzoso
4091	15		10		70	4			Mármol cuarzo grafitoso

## **AV.2.7 METASEDIMENTARIAS DE GÜINIMITA**

### AV.2.7.1 Descripción petrográfica

Es una meta-secuencia carbonato-siliciclástica con meta-arenisca, metaconglomerado, mármol arrecifal, filita cuarzo sericítica, localmente grafitosa. Hacia la parte superior se desarrolla metaconglomerado con ferrolita y mármol.

Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presentan en las Tablas V.17.

En la Figura V.6 se aprecia la disposición vertical de las rocas que conforman esta unidad.

#### Metarenisca y metaconglomerado

La textura en las metareniscas es psamítica con granos de cuarzo (lechozo y oscuro) de bordes suturados frecuentemente unidos para formar un mosaico, forma más del 60% de la roca. También se presentan óxidos de hierro (aproximadamente 20%) y los feldespatos (albita y/o feldespato potásico perítico) no siempre están presentes. La matriz suele estar compuesta de cuarzo, feldespato y muscovita. Las características del metaconglomerado son similares a la metarenisca, sólo que contiene fragmentos de cuarzo, cuarcitas y feldespatos mayores de 2 mm y localmente, puede contener material fino muy ferruginoso de forma lenticular (ferrolita).

#### Mármol

Está constituido principalmente por carbonato y grafito, además de cuarzo (1 - 2%), y como minerales accesorio se encuentran la muscovita, plagioclasa, óxido de hierro (1 -2%), leucoxeno y pirita.

#### Filita o esquisto cuarzo sericítico

La filita muestra textura lepidoblástica con mica muy bien desarrollada y grafito en agregados muy finos. Está constituido principalmente por cuarzo, se forma anhedral; policristalino o monocristalino. muscovita, incolora, de hábito tabular, se presenta en bandas alternadas con

cuarzo, paralelas a la foliación, presenta tonalidades oscuras por efecto de óxidos y grafito, feldespato potásico (ortosa), incolora, en granos anhedrales a euhedrales, de bordes irregulares y algunos tienen inclusiones de epidoto: y plagioclasa, se presenta en fenocristales subhedrales a anhedrales, incolora, con maclado polisintético, altera a sericita. Los minerales accesorios más comunes son clorita, circón, leucóxeno, turmalina y epidoto.

AV.2.7.2 Tablas Petrográficas de las Metasedimentarias de Guinimita.

Tabla V.17 Análisis petrográfico de las Metasedimentarias de Guinimita.

ZONA	ID	Qtz	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
VII	1688	85-98		10-15									1-5			Cuarcita
VII	1689	85-98		10-15									1-5			
XII	3601	80-90		1-10					1-10				1-10			
XII	3604	80-90		1-10		1		<1	1-10	<1			1-10			
XII	3613	80-90		1-10									1-10			
X	4004	80-100		1-10		1-10			1-10				1-10			
X	4016	80-100			1-10					1-10	1-10		1-10			
X	4033	60-80		1-10				10-30		1-10		1-10	1-10			
X	4054	60-80		1-10				1-10					1-10			
X	4072	80-100		1-10							1-10		1-10			
X	4096	60-80		1-10						1-10	1-10		1-10			
XII	3557	80-90	10-20	1-10					<1			1	<1			
X	4003	80-100	10-30				1-10			1-10	1-10		1-10			
IV	826	60-80						20-40						10-20		Cuarcita limonítica
VII	1679	85-95		10-15									1-5			Cuarcita muscovítica
X	4079	20-30		20-30				60-80								Esq. carbonático cuarzo muscovítico
XII	3553	1-10						80-90				1	10-20			Mármol
XI	3793	5				5	5	70							5	
X	4048	1-10						60-80				1-10	1-10			
X	4187	10-30		1-10				80-100					1-10			
VII	1684	10-15						85-98					1-5			Mármol cuarzoso
XII	3551	10-20		1-10				80-90					1-10			
XII	3555	20-40						60-80					1-10			
X	4047	30-60						60-80	1-10				1-10			
X	4071	10-20		1-10				60-80	1-10		1-10		1-10			
X	4080	10-30						60-80	30-60			1-10	1-10			
XII	3552	1-10		1-10				60-80	10-20				1-10			Mármol grafitoso

Tabla V.17. Continuación análisis petrográfico de las Metasedimentarias de Guinimita.

ZONA	ID	Qtz	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
II	326	80						10						10			S/N
II	327	70						20						10			S/N
IV	831							>80							<10		S/N
IV	834	>80		<10											10-20		S/N
IV	835																S/N
V	1002	40-80		10-20	10-20								5-10				S/N
V	1003	40-80		10-20					0-5					10-20			S/N
V	1011	75		10	5									10			S/N
VII	1690	30-45		10-15				30-45									S/N
VII	1697	50-60		20-30				30-45									S/N
XII	3025	1-5						>90									S/N
XII	3042	>90			10				1-5					10			S/N
XII	3043	>90			10									10			S/N
XII	3049	>90			10		1-5							1-5			S/N
XII	3052	30			10			1-5	30					1-5			S/N
XII	3554	40-60		20-40										1-10			S/N
XII	3556	40-60						1-10	20-40		1			1-10			S/N
XII	3558	1-10						>90	1-10								S/N
XII	3559	40-60		40-60										10-20			S/N
XII	3594	20-40						20-40	20-40					1-10			S/N
XII	3596	20-40		10-20					40-60					1-10			S/N
XII	3598	>90		1-10					<1		1			<1			S/N
XII	3599	20-40						10-20	20-40					1-10			S/N
XII	3607	>90		1-10							1			1-10			S/N
XII	3608	40-60		1-10				<1	20-40					1-10			S/N
XII	3610							>90						<1			S/N
XII	3611	20-40		10-20				10-20	20-40		1						S/N
XI	3783	40				20			30		1					5	S/N
XI	3787	50	5			5			10		5					20	S/N

S/N: Sin nombre en el original.

Tabla V.17. Continuación análisis petrográfico de las Metasedimentarias de Guinimita.

ZONA	ID	Qtz	Chl	Ms	Src	Ep	Bt	Cal	Grf	Tur	Zrn	Py	Lcx	Ox-Fe	Lnt	Hmt	Nombre de la roca
XI	3788	60		5		10			20	5	1						S/N
XI	3789	70		5					5	1		5				20	S/N
XI	3791	70				5			20	1	1					5	S/N
XI	3792	40				20			40			5				5	S/N
XI	3794	50		30		1			30	5	1						S/N
XI	3795	50		5		5	1		50	1						1	S/N
X	4001	30-60		1-10				1-10	30-60	<1	<1			<1			S/N
X	4005	30-60				1-10			30-60					1-10			S/N
X	4018	1-10	1-10		30-60				10-30					1-10			S/N
X	4070	30-60			1-10				60-80	1-10							S/N

S/N: Sin nombre en el original.

AV.2.7.3 Columna Estratigráfica

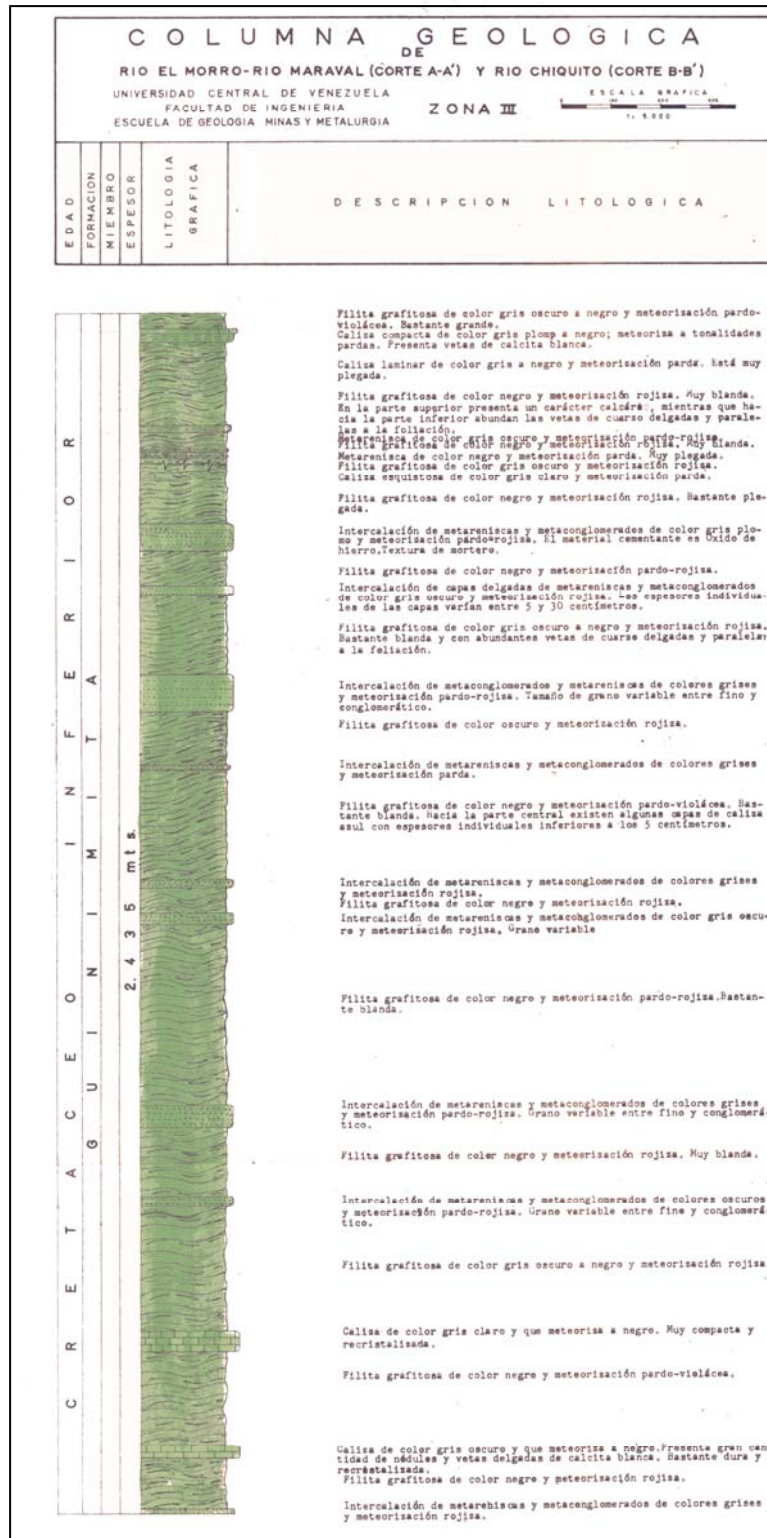


Figura V.6. Columna estratigráfica las Metasedimentarias de Güinimita según CAMPOS (1965). (ver en versión digital de alta resolución Anexo V)

### **AV.3 UNIDADES ALOCTÓNAS DE AFINIDAD OCEÁNICA (MORB Y /O ARCO DE ISLAS)**

#### **AV.3.1 METAÍGNEAS DE EL COPEY**

##### AV.2.7.1 Descripción petrográfica

Es una meta-secuencia que incluye metaladas básicas, con desarrollo de estructuras volcánicas características, como almohadillas y amígdalas, en mayor proporción se encuentra matatoba y esquisto cuarzo clorítico-epidótico, localmente actinolíticos, la presencia de vetas de calcita paralelas a la foliación es frecuente. Serpentinita y un afloramiento de piroxénita hornbléndica ocurren en el área de Cabo Tres Puntas, estando las primeras mejor distribuidas en la costa norte de Paria; en Punta Muro un afloramiento de Metagabro es mencionado por NAVARRO (1966). Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presentan en la Tabla V.18.

##### Metalava

Son rocas masivas afaníticas constituidas por una masa pseudoisotrópica de agregados de glomerulos de epidoto y clorita, con algo de actinolita y pumpellita en agujas pequeñas, escasos restos de plagioclasas, siendo identificada albita. La presencia de zoicita y clinozoicita es frecuente, como accesorios cuarzo y titanita.

##### Metatova

Rocas foliadas afaníticas a porfidoblásticas compuestas por bandas de una masa pseudoisotrópica de epidoto, son medianamente cuarzosas, con plagioclasa (albita), clorita, pumpellita, clinozoicita, como accesorios piritita y grafito.

##### Esquisto epidótico

Roca bien foliada, con textura cristoloblástica, mosaico de granos de cuarzo con bandas lepidoblásticas desde epidoto y clorita, existen cristales de Clinozoicita y de plagioclasas alteradas, ocasionalmente cristales aciculares de actinolita.

### Esquisto glaucofánico-epidótico

Microscópicamente presenta cristales alotriomorfos de glaucofano orientado, generalmente asociado a epidoto

### Metagabro.

Presenta textura subofítica remanente con matriz afanítica formada por albita, epidoto, ambos saussarizados. La Saussarita es una mezcla de grano muy fino de epidoto y albita. Además de la hornblenda, la saussurita y la albita, se presentan también como minerales constituyentes esenciales actinolita y clorita

### Piroxenita hornbléndica

La roca se halla formada esencialmente por anfíbol tremolita-actinolítica producto de la alteración de una piroxenita, de la familia de las peridotitas, existe la presencia de plagioclasas alteradas, la textura es alotriomorfa en mosaico de granos inequigranulares de anfíbol y piroxeno (diópsido). Ocurre calcita en maclas polintéticas, lo que evidencia alteración hidrotermal de las plagioclasas cálcicas, como accesorios se reporta e identifica pirita.

### Serpentinita

En este litotipo los minerales identificados son: (a) antigorita, que se presenta en agregados fibrosos y se origina por alteración de la enstatita y del olivino; (b) bastita, en la cual se observan algunas propiedades originales del ortopiroxeno (enstatita) del cual se originó; además algunas veces presentan vetas de (c) crisotilo y (d) esquisto talcoso, mineral que corresponde a la variedad más hidratada del grupo

AV.3.1.1 Tablas Petrográficas de las rocas de El Copey

Tabla V.18 Análisis petrográfico de las rocas de El Copey

ZONA	ID	Qtz	Chl	Ms	Src	Ab	Cal	Grf	Act-Tr	Act	Tur	Or	Ox-Fe	Ep	Gln	Py	Nombre de la roca
XIV	3137-B	30-40	10-20	10-20		1-5		10-20			1-5		1-5			1-5	Esq. Cuarzo micáceo grafitoso
XIV	3131	50	30-40	30-40	1-5	1-5		1-5			1-5			30-40		1-5	Esquisto cuarzo-muscovítico-epidótico
XIV	3147c	40-80				10-20				10-20	1-5		5-10	5-10			Esq. Feldespático epidótico
XIV	3135	50	30-40			1-5						1-5	1-5	1-5		1-5	Esq. Cuarzo clorítico feldespático
XIX	3138	50	30-40										1-5	1-5		1-5	Esq. Cuarzo clorítico
XIX	3146	10-20	1-5						1-5		1-5		20-40	1-5	5-10	1-5	Esquisto epidótico-glaucofánico
XIV	3122	1-5							1-5					20-40	20-40		Esquisto glaucofánico-epidótico
XIV	3133	10-20	10-20			1-5				10-20			1-5	50		1-5	Metagabro
XIV	3130	10-20	1-5							30-40			1-5	50		1-5	
XIV	3147b	5-10	5-10		1-5	1-5	1-5		20-40		1-5		20-40				Metabasita
XIV	3140	5-10	10-20			1-5			20-40					10-20			

Tabla V.18. Continuación del análisis petrográfico de las rocas de El Copey

ZONA	ID	Qtz	Chl	Ab	Cal	Ox-Fe	Pl	Ep	Src	En	Tlc	Act-Tr	Py	Atg	Px	Nombre de la roca
XIX	3130	5-10	1-5					1-5	40-80			20-40	1-5			Metabasita
XIX	3136a	5-10	5-10	1-5	1-5	1-5		40-80								
XIX	3137-A	1-5	10-20	1-5		1-5		75-80								
XIX	3142									1-5	1-10			70-80		Serpentinita
XIV	3136				Tz					1-5	40-80			10-20		
XIV	3139									1-5	10-20			65-70		
XIV	3136b						1-5			1-5	65-70			10-20		
XIV	3148				8		5					79	1			Piroxenita hornbléndica
Este estudio	SP3p2a				6		7					79	1		6	Hornblendita piroxénica

## **AV.4 UNIDAD ÍGNEA SUBALCALINA HIPOABISAL (DE AFINIDAD ARCO DE ISLAS)**

### **AV.4.1 RIOLITAS DE CARÚPANO**

El tipo de roca es Riollita porfídica, cuya caracterización microscópica muestra una textura porfídica bastante prominente y en algunos casos glomeroporfírica y de flujo. La matriz constituye del 70% al 90% de toda la muestra.

La matriz granofírica se caracteriza por intercrecimiento de cuarzo y feldespato (probablemente sanidina). Como constituyente, la plagioclasa se presenta como microlitos de difícil identificación, mostrando algunas veces textura de flujo, con bordes alterados a sericita. Los minerales opacos son muy pequeños ( $< 0,05$  mm) y redondeados. También se observa dentro de esta matriz, cristales de hornblenda anhedral, apatito y clorita. El vidrio intersticial (marrón oscuro bajo nicoles cruzados) le da a la roca una textura hipocristalina. CRISAFI (1991) señala que los fenocristales están constituidos por cuarzo, ortosa y biotita, observándose en la matriz afanítica.

Las concentraciones porcentuales de los minerales que conforman estas rocas se presentan en la Tabla V.19.

AV.4.1.1 Tablas Petrográficas de las Riolitas de Carúpano.

Tabla V.19. Análisis petrográfico de las Riolitas de Carúpano en la zona XVIII

ID	Qtz	Chl	Ms	Cal	Bt	Tur	Pl	Lnt	Lcx	Mgt	Hmt	Esf	Zrn	Czo	Py	Nombre de la roca
SU-5R-88	9	<1		1,5	1		3	<1			<1					Riolita porfídica
SU-6-88	5		6	2.5	<1		2		<1						<1	Riolita porfídica
SU-6A-88	9	1	3	1	1		1	<1	<1	<1						Riolita porfídica
SU-6B-88	8	<1	4.5	2	<1		0,5		<1						<1	Riolita porfídica
SU--6C-88	6			1	4		12		<1							Riolita porfídica
SU--6D-88	6	1	<1	<1	5		10									Riolita porfídica
SU-6F-88	4	1	<1		2	1	1,5				<1					Riolita porfídica
SU-21R-88	8				5		2	<1	<1							Riolita porfídica
SU-22R-88	10				3		12	<1	<1		<1					Riolita porfídica
SU-22AR-88	9				6		14	<1			<1					Riolita porfídica
SU-383'-88	4				<1		2	<1			3					Riolita porfídica
SU-383-88	5				2		2		<1							Riolita porfídica
SU-462-88	14	<1	3		<1			<1	<1		2					Riolita porfídica

Para todas las muestras el porcentaje (%) faltante es matriz, constituida por minerales los mayoritarios en una textura afanítica

APÉNDICE VI.

COMPILACIÓN DE DATOS ESTRUCTURALES PROMEDIO

Tabla AVI 1. Datos estructurales promedio en el Sector Occidental de Paria, de acuerdo a tesis UCV (1964-1968).

Sector Coordenadas	Diaclasas		Lineaciones	Foliación	Autor	Observaciones
	Cizalla	Tensión	P: Inmersión			
Este del valle de r. Grande 1.177.000N - 1.189.000N 535.000E - 543.000E	N005- N020° ^ N130-150°	N180°±010° ^ N090°	N075°-090°	N015° N090°	CAMPOS (1965)	Foliación paralela a la estratificación 148 medidas de diaclasas
Este del valle de r. Grande (Entre F. El Paujil y C. Tres Puntas) 1.174.000N ^ 1.193.000N 521.000E ^ 527.000E	N165-170° ^ N035-040°	N100-115°	N055°	N080° (zona N) N030° (zona S)	OCHOA (1965)	foliación paralela a la estratificación 119 medidas de diaclasas
Este del valle de r. Grande (Entre F. El Paujil y C. Tres Puntas) 1.174.000N ^ 1.193.000N 521.000E ^ 527.000E	N165-170° ^ N035-040°	N095-110°	N075°, P:15°NE	N075° (zona N), N030° (zona S)	MÉNDEZ (1965)	119 medidas de diaclasas
Este del valle de r. Grande (Entre Irapa y el extremo oriental de Cabo Tres Puntas) 1.176.000N ^ 1.191.000N 527.000E ^ 535.000E	N130° ^ N010°	N075-090° ^ N180°	N070-080°, P: 15-20° NE	-	CASTILLO (1965)	100 medidas de diaclasas
Este del valle de r. Grande (Norte de Irapa) 1.177.000N ^ 1.189.000N 535.000E ^ 543.000E	N010- N020° ^ N130-150°	N180°±010° ^ N090°	N075°-090°	N015° N090°	BELFORT (1965)	148 medidas de diaclasas
Este del valle de r. Grande (Entre Irapa y el extremo oriental de Cabo Tres Puntas) 1.176.000N ^ 1.191.000N 527.000E ^ 535.000E	N130° ^ N010°	N075-090° ^ N180°	N070-080°, P: 15-20° NE	-	RODRÍGUEZ (1965)	El declive de la lineación coincide con inmersión de un antifforme. 100 medidas de diaclasas
Oeste del valle de r. Grande (Entre las ensenadas de Cangua y Querepare y el tramo de carretera entre Río Caribe y Río Seco) 1.172.000N ^ 1.186.000N 500.000E ^ 508.000E	N130-150°	N160-180°	N070°, P: 40°E	N035° (zona N), N060° (zona S)	MOLINA (1966)	209 medidas de diaclasas

**Tabla N° AVI 1. Continuación datos estructurales promedio en el Sector Occidental de Paria, de acuerdo a tesis de UCV (1964-1968)**

Sector Coordenadas	Diaclasas ( $\mu$ )		Lineaciones	Foliación	Autor	Observaciones
	Cizalla	Tensión	P: Inmersión			
Oeste del valle de r. Grande (Entre las ensenadas de Cangua y Querepare y el tramo de carretera entre Río Caribe y Río Seco) 1.172.000N ^ 1.186.000N 500.000E ^ 508.000E	N130-150°	N160-180°	N060-080°, P: 17°E	N035° (zona N), N060° (zona S)	MÚJICA (1966)	209 medidas de diaclasas
Entre los meridianos que pasan por los caseríos de Cachipal al este y Río Seco al oeste. 1.172.000N ^ 1.184.000N 508.000E ^ 520.000E	N140-150°	N180°	N050°, P:20°E	-	ORTEGA (1966)	177 medidas de diaclasas
Entre el meridiano que pasa por el Cabo Mala Pascua, hasta el meridiano que pasa por le caserío de Bohordal 1.172.000N ^ 1.186.000N 500.000E ^ 508.000E	N080° ^ N100°, N135°	N015-020° ^ N160°	N090°, P:15°W	-	PICARD (1966)	354 medidas de diaclasas
Entre los meridianos que pasan por los caseríos de Cachipal al este y Río Seco al este. 1.172.000N ^ 1.184.000N 508.000E ^ 520.000E	N140-150°	N180°	N050°, P:20°E	-	ROJAS (1966)	177 medidas de diaclasas
Entre las ensenadas de Cangua y Querepare y el tramo de carretera entre Río Caribe y Río Seco. 1.172.000N ^ 1.186.000N 500.000E ^ 508.000E	N130-150°	N160-180°	N060-080°, P: 17°E	N035° (zona N), N060° (zona S)	ROMERO (1966)	209 medidas de diaclasas
Entre los meridianos que pasan por el Cabo Tres Puntas y San Juan de Las Galdonas 1.180.000N ^ 1.190.000N 507.000E ^ 522.000E	N130-160° ^ N070°	N100° ^ N180°	N070°, P: 15° NE ^ SO	-	VILLEGAS (1966)	365 medidas de diaclasas, buzamientos generalmente altos. Esfuerzo compresivo N010° con relevo N090°

**Tabla AVI 1. Continuación datos estructurales promedio en el Sector Occidental de Paria, de acuerdo a tesis UCV (1964-1968)**

Sector Coordenadas	Diaclasas ( $\mu$ )		Lineaciones P: Inmersión	Foliación	Autor	Observaciones
	Cizalla	Tensión				
Entre el meridiano que pasa por el Cabo Mala Pascua, hasta el meridiano que pasa por le caserío de Bohordal 1.172.000N ^ 1.186.000N 500.000E ^ 508.000E	N090 ^ N135°	N010° ^ N150° (?)	N/E, P: 10-15°W	-	WEHRMANN (1966)	354 medidas de diaclasas
Costa norte, entre los meridianos del Cabo Mala Pascua y de Cabo Tres Puntas 1.172.000N ^ 1.191.000N 495.000E ^ 522.000E	N010° ^ N160°	N/ E	-	-	BETORET (1968)	70 medidas de diaclasas, señala que todas son en diaclasas cerradas.
Costa norte, entre los meridianos del Cabo Mala Pascua y de Cabo Tres Puntas 1.172.000N ^ 1.191.000N 495.000E ^ 522.000E	N010° ^ N160°		N/ E	N040-060° (Carúp.) N070-090° (Uquire)	DELFIN (1968)	70 medidas de diaclasas No especifica características de diaclasas.
Boca Cumaná. Q. Boca Grande, hasta la Fila El Paujil 1.181.000N ^ 1.191.000N 524.000E ^ 528.000E	N050° ^ N080°	N090° ^ N145°	-	-	MORENO (1968)	
Cabo Tres Puntas, Boca Cumaná, Boca Grande, hasta la Fila El Paujil 1.181.000N ^ 1.191.000N 524.000E ^ 528.000E	N040° ^ N140°	N180°	N/E	N050-090°, presentando buzamientos < 60° S	NAVARRETE (1968)	93 medidas de diaclasas buzamiento d la foliación entre 60 y 85° tanto al N como al S
Norte de la Península, entre Uquire y Mala Pascua 1.183.000N ^ 1.191.000N 494.000E ^ 605.000E	N030° ^ N120°		N150° ^ N180°	Foliación subparalelela a la estratificación	MÚJICA (1967)	Lineaciones con 17 - 20° de oblicuidad respecto a la foliación. 130 medidas de diaclasas
SE de Carúpano 1.166.000N ^ 1.178.820N 471.000E ^ 481.350E	N030° 50S ^ N140° 70S		N/E	N045°	CRISAFI (1991)	No especifica características de diaclasa

Nota: Se utiliza la nomenclatura francesa para presentar los datos