

MIEMBRO EL PILAR DE LA FORMACION QUIAMARE. EJEMPLO DE MOLASA  
 OROGENICA NEOGENA DE VENEZUELA NORORIENTAL

(EL PILAR MEMBER OF QUIAMARE FORMATION. A NEOGENE OROGENIC  
 MOLASSE OF NORTHEASTERN VENEZUELA).

Vivas, Victor<sup>1</sup> y Macsotay, Oliver<sup>2</sup>.

RESUMEN

En el bloque tectono-sedimentario de Santa Rosa (MURANY, 1972-a, b; emend. VIVAS et al., 1985) aflora extensamente, 100 Km en sentido este - oeste, una secuencia pelítico-psefítica de 4,3 Km de espesor máximo. Esta secuencia constituye los cerros de Píritu-Caigua-San Bernardino, formados por las cuestas de buzamiento de los lentes conglomeráticos de la unidad. La secuencia consiste en arcilitas macizas (75%-80%) en la cual se intercalan lentes decamétricos a métricos de conglomerados pudinga y areniscas de grano grueso (20%-25%), llamado Miembro El Pilar de la Formación Quiamare. Las arcilitas presentan un aspecto moteado, de colores vivos, característicos de paleosuelos tropicales. Los conglomerados constituyen cuerpos lenticulares con estructuras de paleocauces colmatados fluviales, donde se reconocen los modelos de cauce entrelazado y cauce meandreante. Los conglomerados están constituidos por clastos polimícticos subredondeados a redondeados de rocas sedimentarias procedentes de la Serranía del Interior Central.

En el extremo nororiental del Bloque Santa Rosa, los clastos llegan a alcanzar hasta 30 cm de diámetro; el cual disminuye en dirección suroeste. Las arcilitas carecen de estructuras, a excepción de rhizoconcreciones locales; los conglomerados y areniscas exhiben las siguientes estructuras sedimentarias: moldes de carga, de flujo, imbricación de cantos, estratificación cruzada festoneada y planar, gradaciones mal desarrolladas y fallas sinsedimentarias. La macrofauna hallada en el tope del miembro conglomerático, sugiere una edad Mioceno superior, parte

- (1) Urb. El Conde, Av. Sur-13, Resid. Parque Carabobo Plaza, Torre D, Apto. 11-D-3, Caracas 1010, Venezuela.  
 (2) Urb. Los Palos Grandes, 5° Av., N° 62, Caracas 1071, Venezuela

basal y un paleoambiente marino costero. Se interpreta que esta unidad lenticular constituyó un abanico piemontino dentro de un área subsidente, formando parte a su vez de la molasa que fue consecuencia de la orogenia de la Serranía del Interior Oriental durante el Mioceno medio terminal. Ulterior plegamiento y fallamiento de esta molasa, está en relación con la evolución de la Deflexión de Barcelona, rasgo estructural primario en Venezuela Nororiental.

INTRODUCCION:

La primera publicación del nombre de "conglomerados El Pilar" se le adjudica a C. GONZALEZ DE JUANA (1938: 139) quien citó estos conglomerados con espesor mayor de 3.000 metros aflorantes, en el Estado Anzoátegui; en ocasión de compararlos, durante una discusión, con rocas semejantes de la Formación La Puerta, del Estado Falcón. Los "conglomerados de El Pilar" fueron descritos por HEDBERG (1950-a: 1203) como una gruesa acumulación de este tipo litológico, desarrollada en la parte inferior de la Formación Quiamare, del "Grupo Santa Inés"; los cuales afloran al norte de la población El Pilar, en Anzoátegui septentrional. SALVADOR (1964-b) situó el Miembro El Pilar en la mitad superior de la Formación Quiamare, criterio repetido por autores posteriores (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1970: 235). Sin embargo, en la región de Boca de Uchire, CAMPOS Y OSUNA (1977: 462) vuelven a situar los conglomerados de El Pilar, en la base de dicha formación; lo cual es confirmado en la región de Píritu-Narí cual-Km 52 y Bergantín-Santa Inés por VIVAS (1980 y 1986), (figuras 1 y 2). PEIRSON (1965-a: 55) precisó el carácter de los conglomerados de El Pilar, como un depósito de pie de monte, siendo típicos "conglomerados orogénicos". VIVAS et al., (1985: 2721), MACSOTAY et al., (1986: 7169) y VIVAS (1986) señalan el carácter de molasa post-orogénica de esta secuencia psefítica. El término molasa fué utilizado por geólogos europeos, para designar cuerpos prismáticos de sedimentos de espesores plurikilométricos depositados en cuencas adyacentes a cadenas montañosas (SELLEY, 1976: 49). La molasa es una unidad sedimentaria detrítica, espesa, que puede estar compuesta en parte por horizontes turbidíticos, pero en la cual dominan capas terrígenas no turbidíticas (arenas, conglomerados) depositados dentro de una zona orogénica al final de la tectonización en relación siempre discordante sobre capas subyacentes (FOUCAULT y RAOULT, 1980: 201). El carácter de unidad tectono-sedimentaria de la molasa es definida por AUBOUIN et al., (1979: 12) cuando analiza su función en las cadenas de estilo alpino, donde se observa una sedimentación terrígena sin-o-pre-tectónica (flysch) y otro ciclo terrígeno post-orogénico (molasa). Las secuencias de flysch forman parte de los corrimientos, mientras que las molasas son discordantes encima de las unidades sobrecorridas (AUBOUIN et al., op. cit).

DESCRIPCION LITOLOGICA

En el bloque tectono-sedimentario de Santa Rosa (MURANY,

1972-a, b, emend. VIVAS et al., 1985) se observan unos cerros conocidos como Píritu-Caigua-El Pilar-San Bernardino, con alturas máximas inferiores a los 600 metros sobre el nivel del mar. Estos cerros se caracterizan por presentar cuestas de buzamiento hacia el sur-suroeste y estar constituidos por secuencias pelítico-conglomeráticas de edad Neógeno tardío (VIVAS, 1980 y VIVAS et al., 1985:2716). El sector exhibe buzamientos de ángulo bajo (menos de 30°) y se presenta afectado por estructuras anticlinales y sinclinales normales, abiertos y cilíndricos (figura 2, corte G-G'). Fallamiento vertical de poco desplazamiento corta localmente las estructuras anteriores (VIVAS, 1980 y 1986, mapa N° 2). El litosoma dominante en esta región consiste de una secuencia monótona de arcilitas (75%-80% del espesor total de la unidad molásica); dentro de las cuales se intercalan de manera irregular, lentes y paquetes decamétricos a métricos de conglomerados pudinga y areniscas (20%-25%) (VIVAS, 1980) llamado Miembro El Pilar de la Formación Quiamare (HEDBERG, 1950-a, PEIRSON, 1965-a, Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1970: 235 y 509). Recientemente, VIVAS (1980) define, de la siguiente manera, la litología observada a lo largo de la carretera Los Potocos-Caigua, postulada como buena sección-tipo (ó de referencia) en este trabajo y que a su vez se ubica dentro del área tipo definida por HEDBERG (1950-a) y citada por PEIRSON (1965-a: 56) y GONZALEZ DE JUANA et al., (1980: 635). (Fotos 3 y 4).

Las arcilitas son de color gris verdoso y marrón, con ocasionales niveles negros ricos en rhizoconcreciones hacia el tope de la unidad, son además calcáreo-arenáceas y se presentan dispuestas en capas que varían en espesor de decamétricos a centimétricos. Los espesores dominantes son de 2 a 4 metros. Los colores de meteorización más comunes son: pardo amarillento con variaciones locales a pardo oscuro y pardo rojizo. Los conglomerados constituyen el rasgo geomorfológico más resaltante de esta unidad tectono-sedimentaria y consisten de cantos polimícticos redondeados a subredondeados (tipo pudinga) compuesto de ftanitas o chert de colores negro y blanco (42%), calizas micríticas de color negro (17%), areniscas calcáreas negras de grano fino (4%) procedentes del Cretáceo superior alóctono y subautóctono (figura 1). Además, se hallan areniscas cuarzosas (24%), cuarzo (9%), areniscas de grano fino y color claro (4%), procedentes del Cretáceo inferior y/u Oligoceno del subautoctono de la Serranía del Interior Oriental. La relación de cantos contra matriz dentro de una misma capa es del 75%: 25% y se presentan mal cementados. Los paquetes conglomeráticos forman lentes que varían de 0,5 m a 8 m de espesor, con predominio de los paquetes de 2 a 4 m. Estos lentes observados en sentido perpendicular al rumbo general, aparentan ser capas de extensión kilométrica. La matriz de color gris claro, muy meteorizada a pardo amarillento, con variaciones a pardo rojizo; es arenácea y se presenta mal a moderadamente cementada por calcita (Fotos 3 y 4). Las areniscas son de color gris claro, muy meteorizadas a pardo amarillento, de grano fino a subconglomerático, y aún guijarroso. Los fragmentos líticos son

subangulares (17%) a subredondeados (83%) compuesta de las litologías ya descritas de los conglomerados. Las areniscas también forman cuerpos lenticulares semejantes a los conglomerados y sus espesores varían de 0,05 a 4 m. Son además, calcáreas, friables y mal escogidas.

Las estructuras sedimentarias comunmente presentes en los conglomerados y en las areniscas son: moldes de carga, de flujo, en debaste, marcas de chevron, fallas sinsedimentarias, observables en la base de las capas. La estratificación cruzada se observa a pequeña y gran escala y es notorio el carácter erosivo en la base de los paquetes. Las estructuras típicas en los conglomerados son: imbricación de cantos y gradación normal e inversa. En las areniscas son frecuentes: la estratificación cruzada (festoneada y planar) y la gradación normal mal desarrollada (Fotos 6, 7, 8 y 9), (VIVAS, 1980; MACSOTAY et al., 1986; VIVAS Y MACSOTAY en CABRERA DE MOLINA et al., 1988: 37-39).

El espesor medido a lo largo del corte G-G' es de 4250 metros, (VIVAS, 1980) constatándose una disminución gradual de espesor tanto hacia el suroeste, como al este (figura 2).

En el área de la sección tipo de la Formación Quiamare (Figura 1, unidad 6) esta unidad es predominantemente arcillosa, con intercalaciones arenosas y horizontes con gravas. En esta región se subdivide en dos miembros: el basal, llamado Revoltijo, consiste en una secuencia pelítico-arenosa y carbonácea, de hasta 1000 metros de espesor, con vetillas de yeso y copiapita y con horizontes centimétricos de subconglomerados (VIVAS, 1986). La unidad superior, es el miembro Salomón, semejante en general al inferior, pero con menos horizontes conglomeráticos. El Miembro Revoltijo es de carácter local en el área tipo, pero el Miembro Salomón tiene amplia extensión hacia el oeste, tal y como se demuestra en este trabajo. Es el Miembro Salomón el que representa relación de campo lateral interdigitado con el Miembro El Pilar, que se desarrolla ampliamente hacia el oeste (figura 3), y el cual constituye también la cobertura de dicha unidad. El Miembro El Pilar, en su sentido regional, es discordante sobre sedimentitas de edad Mioceno medio, que en el este se llama Formación Uchirito y en el oeste Formación Quebradón (Figuras 1, 2 y 3). Su relación lateral es claramente visible en los cortes de la figura 2, con la secuencia de paleosuelos arcillosos moteados del Miembro Salomón. El Miembro El Pilar, desaparece a 2,5 Km al oeste de El Alambre, por acuñaamiento y/o por tectónica de sobrecorrimiento (figura 2, corte A-A'). Varias secuencias de conglomerados pudinga que afloran en el extremo oeste del mapa de la figura 1, unidad 7 (Guanape), han sido tratados ya sea como Miembro de la Formación Quiamare (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1970: 280-281); CAMPOS y OSUNA, 1977 y GONZALEZ DE JUANA et al., 1980: 635) ya sea como formación aparte (CAMPOS, OSUNA y VIVAS, 1980: 161), suprayacente

a la "Formación Guaribito" (=Miembro Salomón, VIVAS, 1986).

#### Otras Localidades:

En el sector occidental (figura 2, corte A-A') se observa la misma secuencia molásica descrita del área tipo, corte G-G'. Aquí se destaca igualmente, en una matriz de arcilitas abigarradas espesas y bandeadas, intercalaciones de capas lenticulares de conglomerados polimícticos, con tamaño de guijarros y de peñones (foto 1). La relación de los espesores relativos de conglomerados/arcilitas es menor que hacia al este. Los clastos son más angulares y de mayor tamaño, la ausencia de la orientación es evidente, sugiriendo su posición más proximal a la fuente de sedimentos (PEIRSON, 1965-a: 58). Las capas lenticulares presentan espesores que varían entre 6 y 24 metros (CAMPOS y OSUNA 1977: 461-462).

Una diferencia notable con los afloramientos del corte G-G', consiste en el carácter más polimíctico de los conglomerados: - Del Cretáceo proceden calizas con rudistas y gasterópodos, calizas micríticas afaníticas con foraminíferos planctónicos, cuarzoarenitas de grano grueso, ftanita o chert de colores negro o gris. Se observan raros clastos de esquistos y cuarcitas metamórficas. - Del Paleoceno proceden subgrauvacas de color pardo oscuro y arcilitas duras con estructuras de cono-en-cono. - Del Eoceno proceden cuarzoarenitas y litoarenitas de grano fino a grueso, de colores oscuros, y calizas con rodolitos y foraminíferos grandes (Lepidocyclina, Asterocyclina, Heterostegina, etc). Los clastos de rocas Paleoceno-Eocenas dominan en número y tamaño sobre las del Cretáceo.

#### EDADES:

El Miembro El Pilar de la Formación Quiamare no ha rendido fósiles autóctonos. En arcilitas suprayacentes al Miembro El Pilar, el autor principal muestreó moluscos bentónicos (VIVAS en CAMPOS y OSUNA, 1977: 462) en lo que se considera el Miembro Salomón (VIVAS, 1986, y este trabajo) de la misma formación (parte meridional del corte G-G', figura 2). Las taxa identificadas por O. MACSOTAY en CAMPOS Y OSUNA (op. cit.) son: Turritella matarucana F. HODSON, T. plebeia plebeia SAY, T. mimetes collinensis F. HODSON, Hemisinus picardi MACSOTAY y Hemisinus sp. indet. La edad concomitante de las especies de Turritella, es la base del Mioceno superior, apoyada también por el gasterópodo dulceacuícola Hemisinus picardi, descrito originalmente de las sedimentitas contemporáneas de la Formación Siquire, de la Cuenca del Alto Tuy (BECK, 1985-b). Otra evidencia de edad la constituye un conjunto de moluscos colectados en un corte de la carretera Santa Fe-Chaguaramas (CAMPOS et al., 1980: 160), atribuido en ese entonces a la Formación "Guaribito". La fauna consiste en Rhinoclavis (Ochetoclava) plebeia (MAURY), Anadara zuliana (H. K., HODSON), Zirphaea sp., Martesia sp.

cuya edad concomitante corregida por MACSOTAY en VIVAS (1986) es Mioceno superior, parte inferior. Este horizonte fosilífero se atribuye actualmente al Miembro Salomón de la Formación Quiamare, (VIVAS, 1986 y este trabajo) y su posición se sitúa en la extensión meridional de los cortes D-D' y E-E' de la figura 2, (véase también figura 1). Más frecuentes son las citas de microfauna re trabajada de unidades Paleógenas de ambiente marino (PEIRSON 1965-a, CAMPOS et al., 1980 y VIVAS, 1986).

#### PALEOAMBIENTE:

Además de la fauna bentónica de moluscos y el briozoario Cupuladria canariensis (BUSK), se ha reportado la icnofacies de Thalassinoides icnosp., con galerías de paredes reforzadas por óxido de hierro (goetita), que sugieren ambiente marino somero, en tre 2 y 10 metros de paleoprofundidad, turbias, en la zona de influencia de un delta fluvial, de flujo periódico (VIVAS, 1986). Estos niveles marinos se intercalan en secuencias de lagunas costeras y paleosuelos arcillosos con rhizoconcreciones. Este diagnóstico le corresponde al Miembro Salomón de la Formación Quiamare, extendida en el sector meridional (Figura 1, unidad 6). El paso hacia el norte, a las secuencias de paleocanales fluviales colmatados del Miembro El Pilar, sugiere un paleoambiente de abanicos aluviales piemontinos subaéreos. En los afloramientos septentrionales del Miembro El Pilar, se observan paleocauces colmatados, con estructuras de río entrelazado (Foto 2), sugiriendo posición sobre un abanico proximal. En los afloramientos meridionales del Miembro El Pilar y Miembro Salomón los paleocauces presentan estructuras de relleno laminar propias de ríos meandranes, característicos de los abanicos piemontinos medio y distales (SWANSON, 1976), (Fotos 5, 6 y 7).

Mediciones efectuadas por los autores de este trabajo (imbricación de clastos en conglomerados, moldes de debaste y orientación de ejes de canales colmatados) a lo largo del corte G-G' y la autopista Barcelona-Km 52, sugieren que las direcciones dominantes de los paleocauces son del noreste hacia el suroeste, sugiriendo una fuente de alimentación general de norte a sur. HEDBERG (1950-a en L.E.V.-I, 1956: 116) cita de las "arcilitas de Bruzual" foraminíferos béticos como Streblus beccardi (LINNE), Miliammina fusca (BRADY) y Ammobaculites sp. interpretados como de agua dulce a salobre. En este trabajo se considera perteneciente al Miembro Salomón de la Formación Quiamare, siguiendo las recomendaciones de SALVADOR (1964-b) y del L.E.V.-II (1970: 99).

#### EVOLUCION TECTONO-SEDIMENTARIA:

La tectónica compresiva transpresional dextral, da lugar a la estructuración y orogenia consecuente de la Serranía del Inte-

rior Oriental durante el intervalo Mioceno inferior, medio e inicios del superior (VIVAS et al., 1985 y VIVAS, 1986). La molasa post-orogénica, que se deposita así al pie de la Serranía recién formada, es lo que se denomina en el área como Miembro El Pilar de la Formación Quiamare. En la figura 2, se visualiza la tectónica intra-Mioceno superior, volcando a la secuencia molásica con vergencia general hacia el sur (A-A' y B-B'), y dando lugar a cabalgamientos del alóctono y la formación de semiventanas del para autóctono (C-C' y D-D'). Posteriormente a la depositación y plezamiento de la molasa la Serranía del Interior Oriental sufre un desplazamiento de por lo menos 30 Km hacia el sureste (FEO CODECINO & SMITH, 1984) a lo largo de la Deflexión de Barcelona (VIVAS et al., 1985). Coincidentemente, la cuenca Tuy-Cariaco inicia su sedimentación durante la parte tardía del Mioceno superior y Plioceno (Formación Cubagua) (BERMUDEZ, 1966, GODDARD, 1986) en una época en la cual cesa la sedimentación en la región objeto de este estudio. Ello sugiere un basculamiento hacia el norte, durante el lapso Mioceno superior tardío-Plioceno; los conglomerados como el de la Formación Guanape, que se hallan discordante sobre la Formación Quiamare, pueden corresponder a esta sedimentación piemontina continental tardía.

#### CAMBIOS DE NOMENCLATURA PROPUESTOS EN ESTE TRABAJO:

La Formación Murgua fue propuesta por CAMPOS et al., (1980: 158-159) para una secuencia de arcillas limosas o arenáceas, vari coloreadas con lentes de areniscas impuras y conglomerados intercalados en las secuencias arcillosas. Los lentes son interpretados como canales fluviales colmatados, estimándole un espesor total de 400-700 metros. Esta unidad definida a 18 Km al sur-sureste de Boca de Uchire (figura 1), se halla precisamente en plena área de afloramientos de la Formación Quiamare. Por descripción litológica esta unidad es idéntica a la ya invalidada "Formación o arcilitas de Bruzual" y por consecuencia al Miembro Salomón de la Formación Quiamare de uso actual.

Formación Guaribito término propuesto por CAMPOS et al., (1980: 160-161) para una secuencia de litología "muy parecida a la de la Formación Murgua, pero lo cual presenta menos consolidación". Asimismo citan la intercalación de lutitas arcillosas verde, calizas margosas (sic.) y algunas bandas carbonáceas hacia la parte superior. La relación de campo propuesta por CAMPOS et al., (1980, fig. 29 y 30) es de probable discordancia sobre el Miembro El Pilar. Esta unidad cuyo espesor se estimó variable entre 200 y 800 metros y le adjudicaron edad Plioceno, argumentando que la fauna citada cerca del puente sobre el río Unare, al sur de Clarines, de edad Miocena era "redepositada", a pesar de su buena preservación (véase subtítulo: edades, en este trabajo). La litología citada es indistinguible de la litología de ya invalidada "Formación o arcilitas de Bruzual" (=Miembro Salomón de la Formación Quiamare) (VIVAS, 1986 y este trabajo). Por otro lado el contacto entre el Miembro El Pilar y el miembro discuti-

do aquí es perfectamente transicional por lo cual se rechaza el argumento de la discordancia (figura 2, cortes desde A-A' hasta F-F'). El menor grado de consolidación se explica por la posición relativa más alejada con respecto al frente de corrimientos cuya actividad incidió en la diagénesis de las litologías proximales (VIVAS y CAMPOS, 1977, BECK, 1977-c).

Miembro El Pilar este miembro válido (L.E.V.-II-1970:235) fue "ascendido a formación" por CAMPOS et al., (1980: 161) pero en base a todos los criterios expuestos (VIVAS, 1986 y este trabajo) no es posible delimitar esta unidad lenticular de típicas características molásicas de la Formación Quiamare (sensu lato) (figuras 1 y 2, corte G-G' y H-H').

Formación Guanape unidad tratada como miembro de la Formación Quiamare (HEDBERG, 1950-a: 1203, PEIRSON, 1965-a: 124-125 y L.E.V. -II, 1970: 281) fue ascendida a rango de formación por CAMPOS et al., (1980: 165). Estos autores describen los conglomerados de Guanape como suprayacentes a su "Formación Guaribito" en relación concordante. Según los autores del presente trabajo, la Formación Guanape suprayace al Miembro Salomón de la Formación Quiamare con discordancia angular de bajo grado y representa una etapa tardía de la molasa (figura 1, unidad 8). Sin embargo, la no descripción de una sección-tipo por CAMPOS et al., op. cit., hace que esta unidad sea considerada informal.

#### CONCLUSIONES:

La Formación Quiamare cumple con todos los requisitos que precisa el concepto de molasa post-orogénica; siendo una unidad tectono-sedimentaria típica. Dentro de la molasa pelítica se constata la presencia de grandes volúmenes de rocas pefíticas (Miembro El Pilar) que constituye la sedimentación piemontina proximal de la oregonia que dió origen a la Serranía del Interior Oriental, durante el Mioceno medio terminal-Mioceno superior temprano. Tectónica transpresional dextral da lugar a la Deflexión de Barcelona a lo largo de la cual se desplazó la serranía, dejando abandonada su unidad de molasa proximal. En el extremo occidental de la misma unidad molásica, un acortamiento tardío intra Mioceno superior, vuelca parte de la facies conglomerática, dando lugar a cabalgamientos y klippen, de rocas de edad Mioceno temprano y aún más viejas, sobre la misma. Esta última tectonización pudo dar lugar a la molasa más tardía llamada Formación Guanape.

#### AGRADECIMIENTO

Los autores agradecen a la Dirección de Geología del Ministerio de Energía y Minas, por haber permitido la publicación de este artículo. Este estudio es el resultado de una colaboración entre el Departamento de Estudios Geológicos Regionales, de

la División de Geología Regional, y de la subcomisión del Léxico Estratigráfico de Venezuela, ambos dependientes de la misma dirección. Por la lectura crítica de este manuscrito y sus útiles sugerencias, se agradece a los Geol. Rosario Bajo de Osuna (MEM) y al Dr. Hideo Takeda, Asesor del Gobierno Japonés ante el mismo organismo gubernamental. El mecanografiado final del texto se realizó en la empresa Aguasuelos Ingeniería, por lo cual se agradece al Ing. Nelson Cortés, de ésta empresa. Este trabajo fue presentado en las jornadas del 50° Aniversario de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, el 16 de Mayo de 1988 y su resumen publicado en la misma fecha.

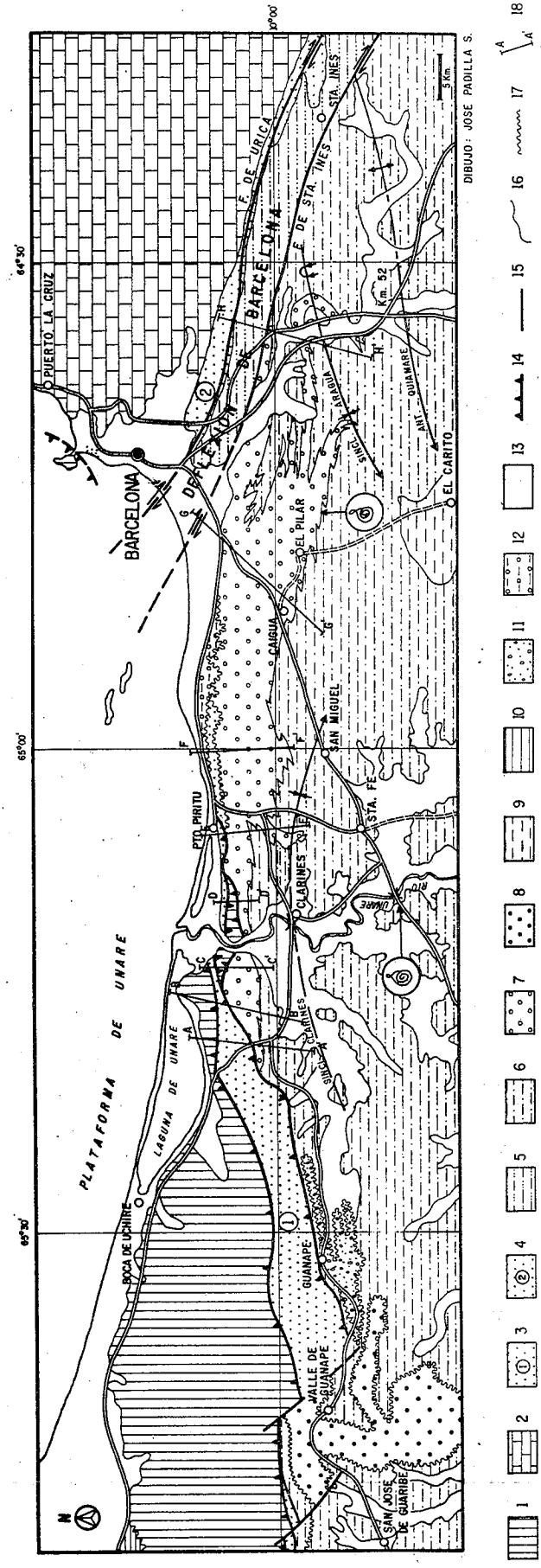
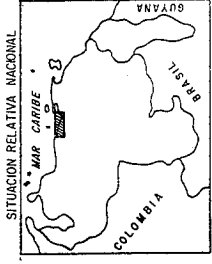


FIG. 1.- MAPA ESQUEMATICO DEL NEOGENO DE LA REGION COMPRENDIDA ENTRE SAN JOSE DE GUARIBE - PUERTO PIRITU-EL CARITO-SANTA INES. EDOS. GUARICO Y ANZOATEGUI. (Según los mapas de Bellizzi et al., 1976; Campos et al. 1980; Vivas, 1980, 1986, 1987 y Vivas et al., 1985, fig 5).

- 1.- ALTOCIANO: MAPA PIEDEMONTINA + ESCAMAS FRONTALES (Calizas del Cretáceo inferior; Cretáceo superior - Paleoceno; formaciones: Querecual, Río Chavez; Paleoceno-Eoceno; formaciones: Guárico, Cautaro, Penas Blancas; Oligoceno (?); Formación: "Robleto(?). 2.- SUBAUTOCIANO: CRETACEO-PALEOGENO DE LA SERRANIA DEL INTERIOR ORIENTAL (Cretáceo inferior; formaciones: Barranquín, El Cantill, "Otinera"; Cretáceo superior; formaciones: Querecual, San Juan; Mastrichtiense Terminal-Oligoceno; formaciones: Vidoto, Caratas + Miembro: firajitas, Los Jaballos y Areo). 3.- PARA-AUTOCIANO: FAJA VOLCANICA (Oligoceno-Mioceno medio; formaciones: Robleto (?), "Maricual" y/o Batatal, Quebradón y parte inferior de Quimare; base del Miembro: Salomón). 4.- FRENTE DE PENINAS DE LA SERRANIA DEL INTERIOR ORIENTAL: Oligoceno Terminal-Mioceno INFERIOR; Formación Maricual. 5.- MIOCENO INFERIOR-MEDIO DENTRO DE LA DEFLEXION DE BARCELONA (formaciones: Capaya, Carapita, Uchirito y parte inferior de Quimare; miembros Revoltijo y Salomón). 6.- AUTOCIANO: MIOCENO MEDIO-SUPERIOR (Mioceno medio; Formación Quimare; miembros: Revoltijo y Salomón, en su localidad-tipo, entre la población de Santa Inés y el km 52; Mioceno medio (?)-superior; Formación Quimare; Miembro: Salomón, al oeste de su localidad-tipo. 7.- AUTOCIANO: UNIDAD MOLASICA: PELTICO-CONELPERA-TICA DE EDAD MIOCENO MEDIO TERMINAL (?)-BASE DEL MIOCENO SUPERIOR; Miembro El Pilar de la Formación Quimare. 8.- AUTOCIANO: UNIDAD MOLASICA: CONELPERA-TICA DE EDAD MIOCENO SUPERIOR TARDIO-PLIOGENO (?); Formación Guacapa. 9.- MIOCENO SUPERIOR; Formación Freites. 10.- AUTOCIANO: PLEISTOCENO-PLEISTOCENO DE BARLOVENTO; Formación: Guatire (?). 11.- CUATERNARIO: PLEISTOCENO; Terrazas. 12.- CUATERNARIO: PLEISTOCENO(?)-HOLOCENO; Glaciés de emplazamiento de Hoces. 13.- CUATERNARIO: HOLOCENO (RECIENTE); Alurión. 14.- FALLA DE CORRIMIENTO. 15.- ACCIDENTES VERTICALES Y SUBVERTICALES: Fallas transcurrentes o de dirección. 16.- CONTACTO ESTRATIGRAFICO. 17.- DISCORDANCIA. 18.- CORTE GEOLOGICO ESQUEMATIZADO.



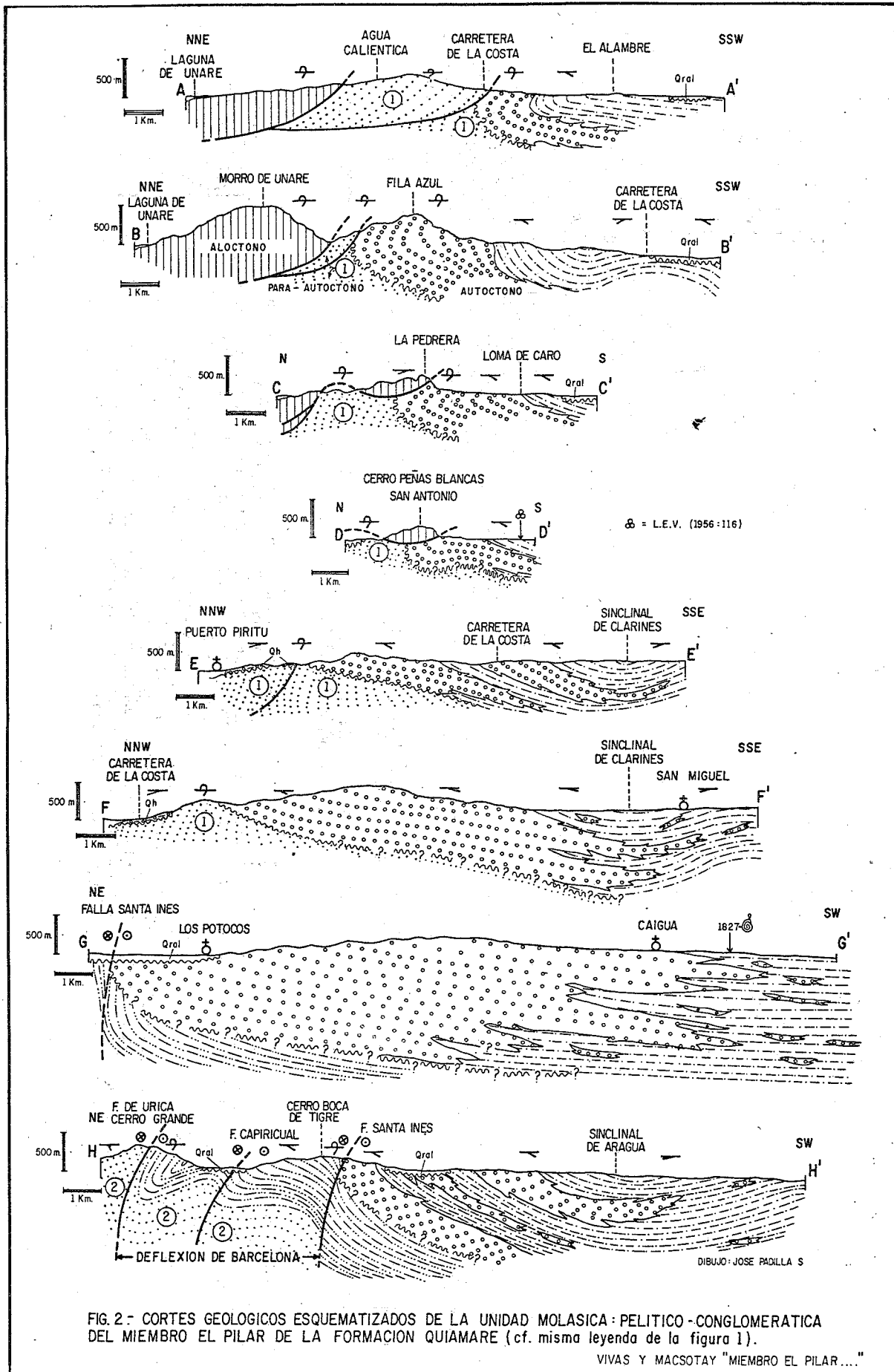


FIG. 2.- CORTES GEOLOGICOS ESQUEMATIZADOS DE LA UNIDAD MOLASICA: PELITICO-CONGLOMERATICA DEL MIEMBRO EL PILAR DE LA FORMACION QUIAMARE (cf. misma leyenda de la figura 1).

VIVAS Y MACSOTAY "MIEMBRO EL PILAR..."

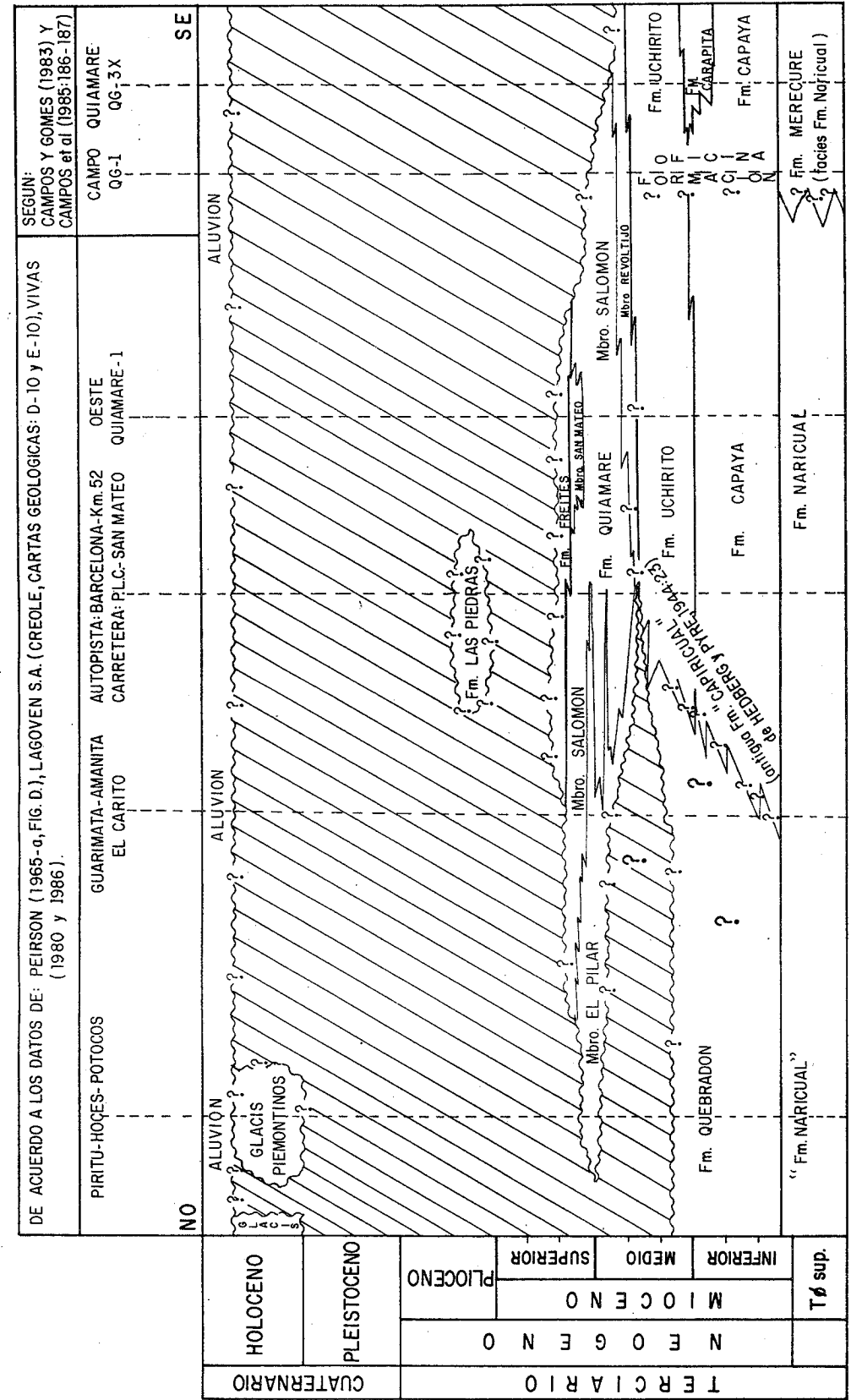


FIGURA: 3 CORRELACION DEL NEOGENO- CUATERNARIO ENTRE PIRITU-HOQUES-LOS POTOCOS Y EL CAMPO QUIAMARE: POZOS QG-1 Y QG-3X, ESTADO ANZOATEGUI ( SEGUN VIVAS, 1986, FIG.4.4)



FOTO 1.- Facies proximal de la molasa pelítico-conglomerática del Miembro El Pilar de la Formación Quiamare. Corte A-A', fig. 2. Nótese el tamaño y la desorganización de los clastos en esta secuencia volcada. Carretera de la Costa, Sector entre Agua Calientica y El Alambre.

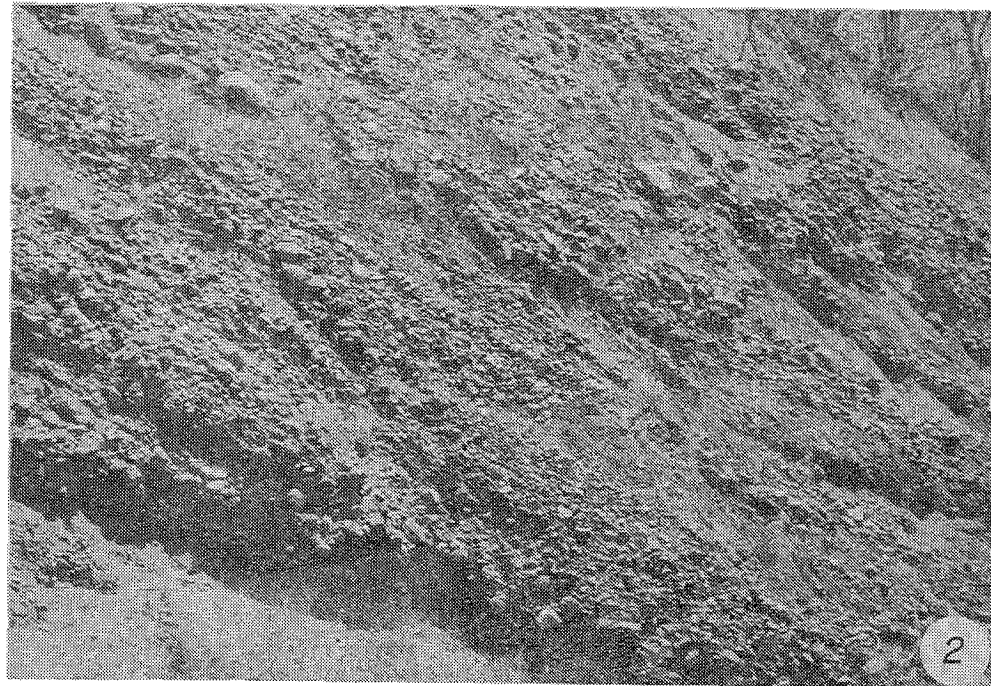


FOTO 2.- Facies proximal de lentes conglomeráticos de cauces entrelazados. Corte F-F', figura 2. Secuencia normal en corte de carretera frente a Píritu. Miembro El Pilar, de la Formación Quiamare.



FOTO 3.- Facies de abanico medio con canales colmatados con areniscas y/o conglomerados. Carretera Los Potocos-Caigua.



FOTO 4.- Detalle de canal colmatado de tipo torrencial, Carretera Los Potocos-Caigua.



FOTO 5.- Cauce fluvial meandreante de abanico distal. Corte H-H'. Miembro Salomón. Autopista Barcelona-Km 52. Flanco sur del sinclinal de Aragua.

## REFERENCIAS CITADAS:

- AUBOUIN, J., R. BROUSSE y J.P. LEHMAN (1979) "Tectonique, tectonophysique, morphologie" Collection Dunod Université Précis de Géologie. 3, Bordas, 1979, 4<sup>e</sup> Edition. Paris, France. 759 pp.
- BECK, C.M. (1977-c) "Geología de la Faja Piemontina y del frente de montaña en el noreste del Estado Guárico, Venezuela septentrional" V Cong. Geol. Venez., Mem. II:759-787.
- BECK, C.M. (1985-b) "La Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas: Géologie, tectogénese, place dans l'évolution géodynamique Mésozoïque-Cénozoïque des Caraïbes méridionales" Thèse Doct. Etat, Univ. des Sciences et Techniques de Lille, 449 p., France.
- BELLIZZIA, A., N. PIMENTEL y R. BAJO DE O. (1976) "Mapa Geológico estructural de Venezuela", Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Escala 1.500.000. MEM., Dirección de Geología, Caracas, Venezuela.
- BERMUDEZ, P.J. (1966) "Consideraciones sobre los sedimentos del Mioceno medio al Reciente de las costas central y oriental de Venezuela (Primera parte)" Bol. Geol., Caracas, 7(14):333-411.
- CABRERA DE MOLINA, E., V. CAMPOS; N. CHIGNE; G. HERNANDEZ; F. GALEA; O. MACSOTAY y V. VIVAS (1988) "Excursión al frente de montañas, Venezuela Oriental" Guía de excursión (única), III Simposio Bolivariano. Exploración petrolera en las cuencas subandinas. Marzo 1988. Editor: CORPOVEN, S.A., 51 pp. (inédito).
- CAMPOS, V. y S. OSUNA (1977) "Geología de la región de Boca de Uchire" Mem. V Cong. Geol. Venez. I:137-196.
- CAMPOS, V.; S. OSUNA y V. VIVAS (1980) "Geología del borde Oriental del frente de montañas de la Serranía del Interior, Estados: Miranda, Guárico y Anzoátegui" Bol. Geol. XIV (26):137-196.
- CAMPOS, V. y F. GOMES (1983) "Estudio geológico regional del flanco sur de la Serranía del Interior y de las áreas adyacentes. Fase 1 región noreste de Anzoátegui y noroeste de Monagas" Informe interno MENEVEN, 224 pp.
- CAMPOS, V., S. CRESPO DE CABRERA y R. LANDER (1985) "Estratigrafía del noreste de Anzoátegui" VI Congr. Geol. Venez., Caracas, 1985, Mem. I:156-200.
- CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1962) "Mapas de Geología de superficie: D-10 y E-10 escala:1:100.000. Gerencia de Estudios Regionales LAGOVEN, S.A. Caracas, inédito 1962.
- FEO CODECIDO, G y F.D. SMITH (1984) "Basament and Paleozoic rocks of the Venezuelan llanos basins" GSA-Memoir 162:175-188.
- FOUCAULT, A. y J.F. RAOULT (1980) "Dictionnaire de Géologie" Edit. Masson, Paris, 331 pp., nb. illustrations.

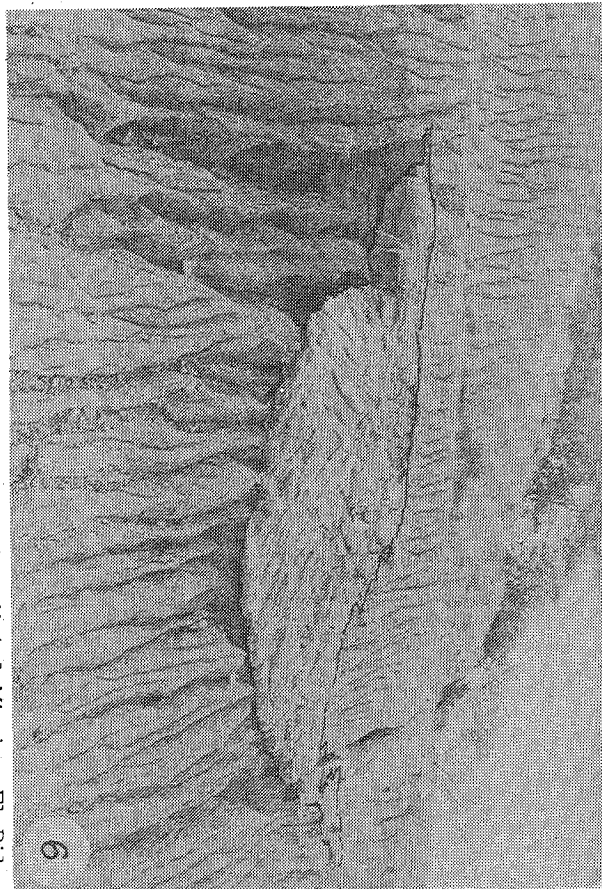


FOTO 6.- Cauce fluvial meandreadante de abanico distal Miembro El Pilar Carretera Caigua-El Pilar

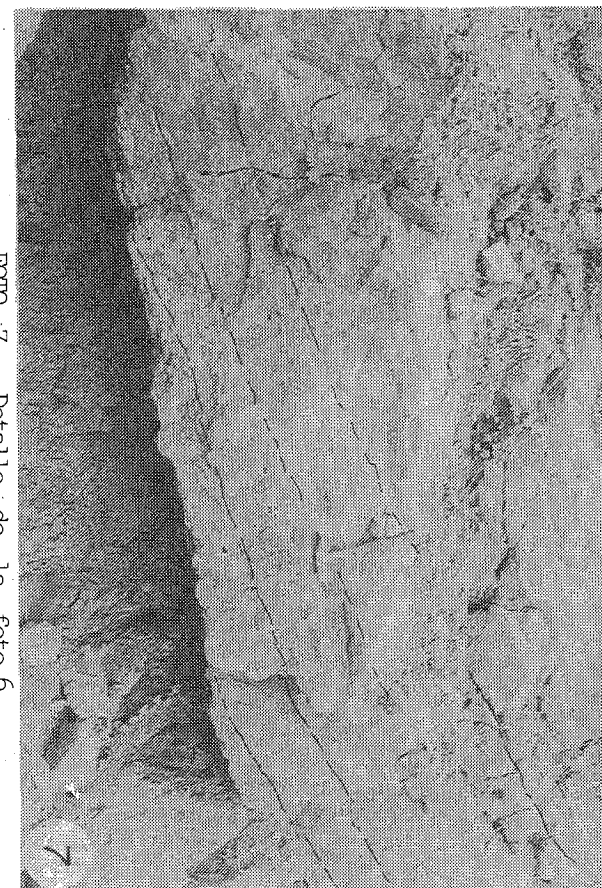


FOTO 7.- Detalle de la foto 6.



FOTO 8.- Laminación cruzada tipo festoneada y planar. Abanico distal Miembro El Pilar. Corte G-G', fig. 2.

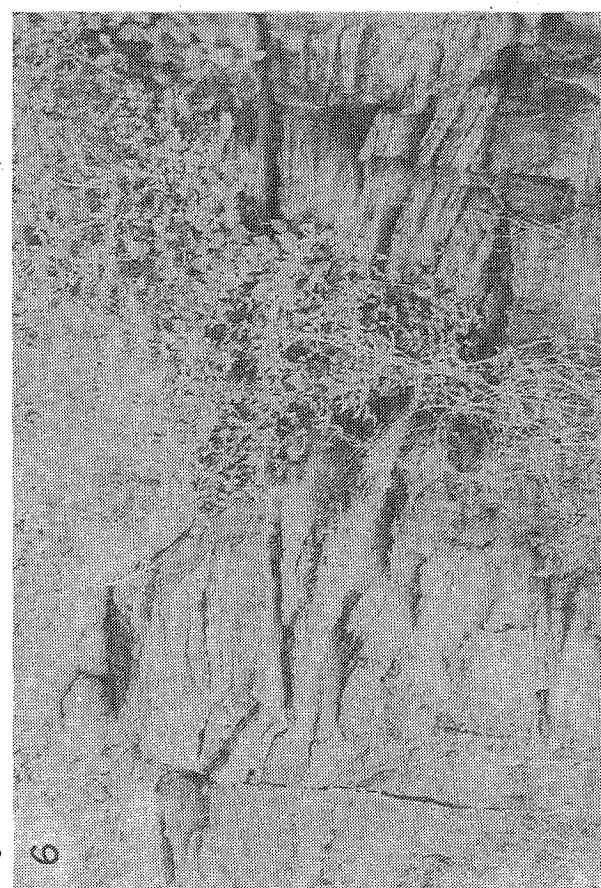


FOTO 9.- Detalle de otro sector del mismo canal de la foto 8. Carretera Caigua-El Pilar.



- GODDARD, D. (en prensa) "Seismic stratigraphy and sedimentation of the Cariaco basin and surrounding continental shelf, northeastern Venezuela". 11th Caribbean geological conference, Barbados, 20th-26th July 1986.
- GONZALEZ DE JUANA, C. (1938) "A contribution to the study of the Zulia-Falcón Sedimentary basin", Bol. Geol. y Min. (Venezuela), 2(2-4):123-140 (ed. en inglés).
- GONZALEZ DE JUANA, C., J.M. ITURRALDE y X. PICARD. (1980) "Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas" Edic. Funinves, Caracas, 1031 pp.
- HEDBERG, H.D. (1950-a) "Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui, -Mogánas, -Sucre-Eastern Guárico portion)". Geol. Soc. Amer., Bull., 61(11):1173-1216.
- HEDBERG, H.D. y A. PYRE. (1944-a) "Stratigraphy of northeastern Anzoátegui, Venezuela". Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 20(1):1-28.
- MACSOTAY, O., V. VIVAS, N. PIMENTEL DE B. y A. BELLIZZIA (1986) "Estratigrafía y tectónica del Cretáceo-Paleógeno de las islas al norte de Puerto La Cruz-Santa Fe y regiones adyacentes". VI Cong. Geol. Venez., Mem. 10:2483-2513. Guía de excursión Geológica N° 7.
- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1956) "Léxico Estratigráfico de Venezuela", (L.E.V.-I), Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 1, 728 pp.
- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1970) "Léxico Estratigráfico de Venezuela", (L.E.V.-II), Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 4., 756 pp. (2ª edición).
- MURANY, E.E. (1972-a) "Tectonic basis for Anaco fault, Eastern Venezuela", Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 58:1030-1036.
- MURANY, E.E. (1972-b) "Structural analysis of the Caribbean Coast, Eastern Interior Range of Venezuela". VI Cong. Geol. Caribe (Porlamar). Mem. 1: 295-298, 5. figs.
- PEIRSON, A.L. (1965-a) "Geology of North Central Venezuela", Creole Petroleum Corporation, Report N° 3000. 11-5; 328 pp. (informe interno LAGOVEN, S.A).
- SALVADOR, A. (1964-b) "Proposed simplification of the stratigraphic nomenclature in the Eastern Venezuela Basin". Asoc. Ven. Geol. Min. y Petrol., Bol. Inform. 7(6):153-202.
- SELLEY, R.C. (1976) "Medios sedimentarios antiguos" Edit. Hermann Blume Ediciones Rosario 17 Madrid 5. 251 pp.
- SWANSON, D.C. (1976) "Manual de facies clásticas". Escuela de facies Clásticas, Creole Petroleum Corporation, Edit. D.C. Swanson-EPRCo (ed. en Español). Inédito, LAGOVEN, S.A., Caracas, Venezuela.
- VIVAS, V. (1980) "Geología de la región Píritu-Naricual-Km 52, Estado Anzoátegui (Venezuela)". Inf. interno, M.E.M., Dirección de Geología, Caracas, 50 pp.

- VIVAS, V. (1986) "Estudio Geológico del borde oeste de la Serranía del Interior Oriental (Venezuela): Región de Bergantín-Santa Inés, dentro de la Zona de Fallas de Urica (Edo. Anzoátegui)". Thèse de Doctorat de 3e. Cycle, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, Francia, 350 pp. Inédito.
- VIVAS, V. (1987) "Bioestratigrafía del Cretáceo en la región de Bergantín-Santa Inés, Estado Anzoátegui, Venezuela nororiental". Bol. Geol., Caracas, XIV(29): en prensa (manuscrito 240 pp.).
- VIVAS, V. y V. CAMPOS (1977) "Geología del área del río Batatal, Estado Miranda". V Cong. Geol. Venez., Mem. I:349-361.
- VIVAS, V.; A. BELLIZZIA y O. MACSOTAY (1985) "Deflexión de Barcelona: rasgo estructural primario en Venezuela nororiental". VI Cong. Geol. Venez. Caracas, 1985, Mem. IV:2712-2744.