

Inyectitas Clásticas Asociadas a Desplomes en Sedimentitas Batiales del Cretácico Superior de Venezuela Nor-Oriental

Víctor Vivas¹, Oliver Macsotay¹, Max Furrer² y Eduardo Alvarez³

Resumen

El intervalo Santoniense-Paleoceno en la serranía del Interior Oriental presenta una secuencia monótona de 1000 m de espesor predominantemente pelítica de paleoambiente batial. En el Campaniense, esta secuencia exhibe frecuentes fenómenos sinsedimentarios que habitualmente se llamaron "diques" y "sills" clásticos, para los cuales se propone aquí la terminología de inyectitas sedimentarias e inyectitas clásticas. Estas inyectitas consisten en cuarzoarenitas de grano fino, con cemento carbonático, carentes de estructuras internas, pero que forman cuerpos tabulares dispuestos en posiciones variables dentro de las lutitas. En los mismos horizontes, se observan desplomes arenosos y paleocañones submarinos colmatados con el mismo tipo de cuarzoarenita. Durante el Maastrichtiense, siguen los fenómenos citados y, en forma abrupta, se intercalan por procesos de flujo de grano secuencias predominantemente cuarzoareníticas en capas bien estratificadas. En ellas se observan desplomes, inyectitas clásticas, estructuras de almohadilla y bola y capas estriradas. Durante el Maastrichtiense terminal-Paleoceno continúa la sedimentación pelítica monótona. La microfauna e icnofauna identificadas confirman el paleoambiente perennemente batial de esta megasecuencia. Por corresponder a un mismo ciclo de sedimentación sin interrupciones se propone la reinstauración del concepto original del Grupo Guayuta, que englobaría las formaciones Querecual, San Antonio, San Juan y Vidoño.

Abstract

The Santonian-Paleocene interval in the Serranía del Interior Oriental consists of a monotonous, dominantly pelitic sequence of bathial paleoenvironment that reaches 1000 m in thickness. During the Campanian, this sequence exhibits frequent sedimentary phenomena which usually have been named clastic "dykes" and "sills". For these erroneously used terms the authors propose the terminology sedimentary injectites and clastic injectites. Injectites consist of fine grained quartzitic sandstones with a carbonatic matrix and without internal structures. They form tabular bodies arranged in variable positions within the shales. In the same horizons, slump and filled paleocanyon structures can be observed with the same lithologic characteristics as the quartzitic sandstones. During the Maastrichtian the syndimentary phenomena continued, being interrupted by a monotonous sequence of well stratified quartzitic sandstones. Its deposition was due to grain flow processes, where slumps, clastic injectites, ball and pillow structures and pull-apart beds can be observed. During the end of the Maastrichtian-Paleocene the monotonous pelitic sedimentation continued. The microfauna and ichnofauna identified confirms the continuous bathial environment of this megasequence. Due to the close relationship of this megasequence, the authors propose to reinstate the original concept of the Guayuta Group, comprising the Querecual, San Antonio, San Juan and Vidoño formations.

¹ Aguasuelos Ingeniería, Ctro. Prof. La Urbina, Calle 3-A. Ofic. 5-C, La Urbina, Caracas 1010.

² Asesor, LAGOVEN, S.A., Apartado 889 Caracas, 1010A Venezuela.

³ Dirección de Geología, Ministerio de Energía y Minas, Caracas 1010, Venezuela.

Este artículo es parte de las investigaciones de campo que el autor principal realizó para su Tesis Doctoral (Universidad de Bretagne Occidentale, Brest, Francia), cuyos gastos fueron sufragados por el Ministerio de Energía y Minas, de Venezuela. Asimismo, incluye evidencias acumuladas durante la investigación del Cretácico en Venezuela (O.M. y E.A.). La identificación de la microfauna fue una contribución muy importante (M.F.). Se agradece al Geo. Dr. Peter MOTICSKA N., Geo. Dr. Hideo TAKEDA y a la Srta. Josefina RUKOZ M. —Laboratorio de Investigaciones Geológicas, Ministerio de Energía y Minas— su valiosa colaboración durante el avance de este trabajo. Por los valiosos intercambios de ideas, se agradece a los Prof. Dres. Christian BECK, René BLANCHET y Jean Francois STEPHAN —Universidades de Lille y Bretagne Occidentale, Francia. Por la lectura crítica del manuscrito, se agradece a los colegas Dr. Ives CHEVALIER y Geo. Rosario BAJO de OSUNA. Por la autorización para publicar, se agradece al ciudadano Fis. Emilio HERRERO, Director de Geología del Ministerio de Energía y Minas.

Résumé

L'intervalle Santonien-Paleocène dans la Chaîne Interieure Orientale présente une séquence monotone, d'une puissance de 1000 m, dominée par des dépôts marins batiaux de nature pélitique. Durant le Campanien, cette séquence est perturbée par de nombreux "dykes" et "sills" clastiques, générés lors de processus sédimentaires. Afin de lever toute ambiguïté concernant l'utilisation de ces termes avec ceux utilisés pour des roches ignées, nous proposons une nouvelle terminologie pour mieux cerner l'identité de ces roches: des *Injectites sédimentaires* et des *Injectites clastiques*. Dans le cas présent, ces injections sont composées de quartz-arénites à grain fin, d'un ciment carbonaté. Ces corps sédimentaires, d'aspect filonien et sans structures internes, recourent de façon alléatoire les lutites. Dans ces mêmes horizons, nous observons des passées greseuses dans un mode de dépôt de type

Introducción

Diques Clásticos han sido reportados e ilustrados de las sedimentitas marinas del Cretácico superior, del Oriente de Venezuela (HEDBERG, 1937-a, b; 1950-a; HEDBERG y PYRE, 1944-a, b; LAUBSCHER, 1961; ROSALES, 1967; METZ, 1968-a y GONZALEZ DE JUANA et al., 1980). Sin embargo, estas estructuras sedimentarias no han dado lugar a un estudio interpretativo de su origen y formación.

Durante el desarrollo de trabajos de exploración geológica de superficie en años recientes en la serranía del Interior Oriental de Venezuela (VIVAS, 1981, 1986, 1987; MACSOTAY & VIVAS, 1985; MACSOTAY et al., 1986 y ROSSI, 1985), se localizaron numerosos afloramientos exhibiendo esta estructura, completándola con el concepto de sill clástico.

Contradicciones entre las opiniones generalmente aceptadas sobre los paleoambientes de sedimentación de las unidades del Cretácico superior-Paleoceno de la región (ROSALES, 1960, y GONZALEZ DE JUANA et al., 1980) y la evidencia de geología de campo (V.V.), dieron lugar a los análisis icnológico y macropaleontológico (O.M.), micropaleontológico (M.F.) y de las estructuras sedimentarias (V.V. y E.A.). Esta información en conjunto, confirmó la continuidad de la sedimentación en un ambiente perennemente batial, al pie de un talud epicontinental de la época (VIVAS et al., 1983-a, b).

El presente estudio se dedica a la descripción, discusión e interpretación de los diques y sills clásticos y su asociación íntima a fenómenos de desplomes arenosos, todo en un paleoambiente marino batial. La abundancia de evidencias obtenidas, así como lo inadecuado de la terminología existente, motivó a los autores a proponer una innovación en la nomenclatura, con la introducción de los neologismos descriptivo-interpretativos de INYECTITA SEDIMENTARIA e INYECTITA CLASTICA.

BIOESTRATIGRAFIA DEL CRETACICO SUPERIOR EN LA SERRANIA DEL INTERIOR ORIENTAL

El Cretácico superior es de carácter bastante uniforme en casi toda la extensión de la Serranía del Interior Oriental. La secuencia que se discutirá aquí, corresponde al Dominio Bergantín-Caripe (MURANY, 1972-a, b, MACSOTAY y VIVAS, 1985, fig. 15; VIVAS, 1987, fig. 41) y donde se observa el desarrollo de los fenómenos de "diques" y "sills clásticos". Aunque se han estudiado más de 32 áreas de afloramientos (Figura 1) la evidencia gráfica mayormente procede del área de Bergantín-Santa Inés, del extremo suroccidental de la serranía.

El Cretácico superior consiste de rocas marinas, predominantemente siliciclásticas, aunque con un elevado contenido de materia orgánica e intercalaciones de calizas micríticas en su tramo inferior. La secuencia puede subdividirse en 4 intervalos litológicos característicos, que se definen de base a tope:

1. Cenomaniense - Turoniense - Coniaciense inferior: Formación Querecual

Consiste en una alternancia monótona de capas decimétricas a submétricas, de lutitas negras, calcáreas y calizas negras micríticas, finamente laminadas (Lámina 1, foto 1). Toda la secuencia es rica en materia orgánica y pirita microgranular. Característica es la presencia, a diferentes niveles pelíticos, de concreciones de caliza micrítica y capas del mismo material, con estructuras de capas estiradas, tipo "boudinage", dando lugar a pseudoconcreciones de formas elipsoi-

dales, discoidales o esferoidales (MACSOTAY et al., 1986). Lo notable de estas pseudoconcreciones es que no pierden su laminación fina original y cuyo diámetro mayor puede alcanzar hasta 1,5 metros (figura 2), ver: VIVAS (1987, lámina 4, fotos 1 a 4, lám. 5, foto

1). El espesor de esta secuencia es de alrededor de 650 m (VIVAS, 1987).

La edad de este intervalo se fundamenta en la micro y macrofauna hallada tanto en lutitas como en ca-

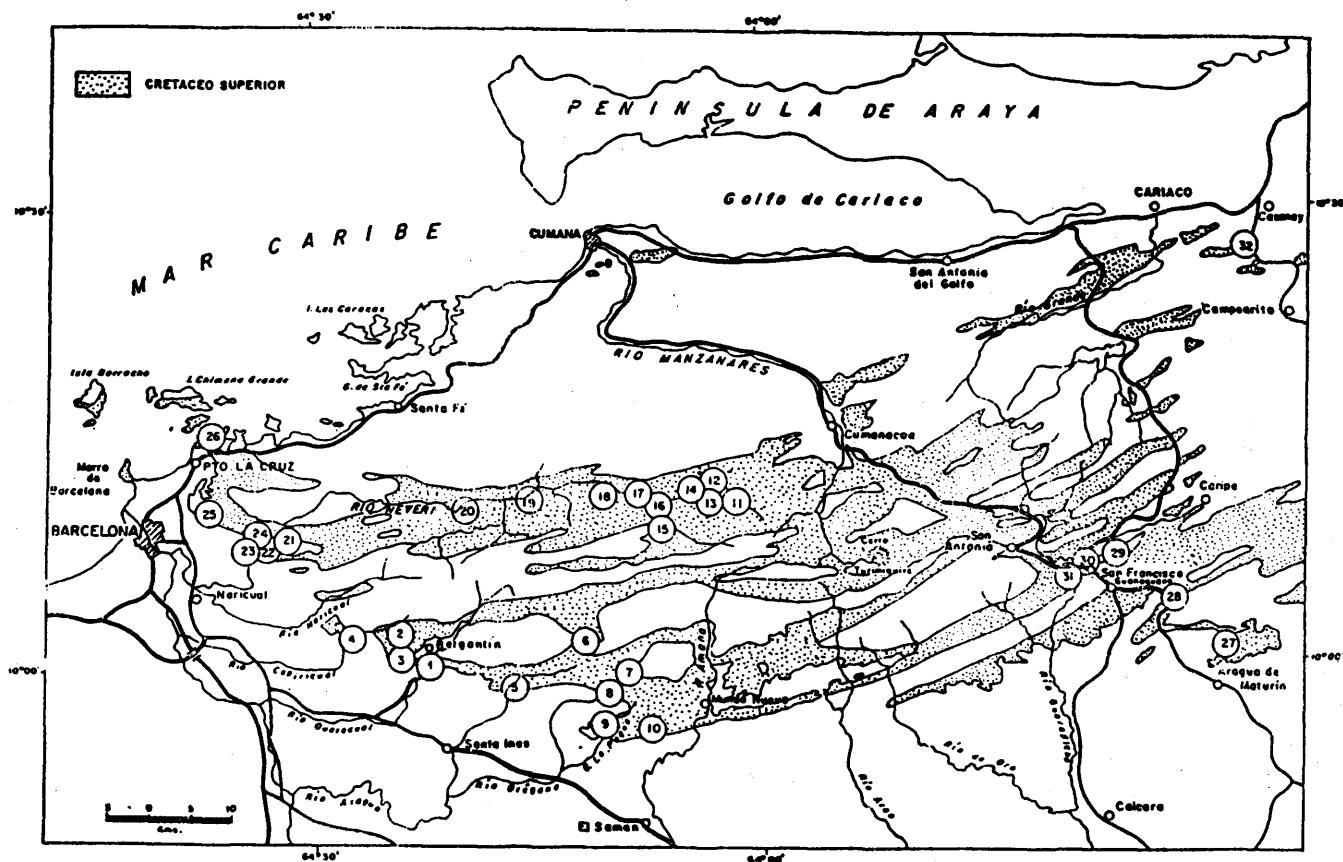


FIGURA 1 Mapa de afloramientos de rocas del Cretáceo Superior en el nororiente de Venezuela. Números en círculos representan localidades con inyectitas Clásticas, utilizadas en este estudio (según Vivas, 1986, Fig. 59).

- | | |
|--|---|
| 1. Río Querecual. | 17. Quebrada Río Blanco. |
| 2. Fila San Antonio. | 18. Río Neverí. Qda. El Diablo. |
| 3. Carretera vía Chucho. | Río Colorado. Qda. Vega Oscura. |
| 4. Río Capiricual. | 19. Cerro El Tapón. |
| 5. Río Aragua. | 20. Cerro Paraminal. |
| 6. Sinclinal Los Manantiales. Cerro Viboral. | 21. Quebrada de Agua. Cerro Merecure. |
| 7. Bajo de Aragua. | 22. Carrizal. Cerro Cachimbo. |
| 8. Río Orégano. | 23. El Salto. Cambural. |
| 9. Quebrada La Pegua. | 24. Cerro El Valle. San Diego. |
| 10. Fila La Maravilla. | 25. Cerro Vidoño. |
| 11. Río Neverí. Quebrada: Río del Medio. | 26. El Chaure. Punta Bergantín. |
| 12. Quebrada El Abundante. | 27. Sinclinal de Aragua. Río Guayuta. |
| 13. Camino Cabimbal-Bejuquero. | 28. Río Aragua. |
| 14. Quebrada Las Cuevas o Qda. Negra. | 29. Camino de Las Misiones. Sinclinal Las Misiones. |
| 15. Quebradas: El Rincón y Triste. | 30. Carretera: Represa El Guamo-Caripe. |
| 16. Río Campo Solo. Los Conoricos. | 31. Río Guarapiche. |
| | 32. Cantera de Casanay, vía Campearito. |

lizas. El Cenomaniense está representado por los foraminíferos planctónicos *Ticinella* sp. y *Hedbergella planispira* (Tappan) y los bivalvos *Inoceramus eolobatus* Anderson, *I. problematicus* Schlotheim, *I. cf. lynchi* Conrad,

e *I. cf. glennensis* Anderson. El Turoniense es muy fósilífero *Heterohelix cf. reussi* (Cushman), los ammonites *Benueites trinidadensis* Renz, *Watinoceras cf. reesidei* Warren, *Pseudaspidoceras armatum* (Pervinquiere), *Hoplitoides cf. mirabilis* Pervinquiere, *Vascoceras venezolanum* Renz y los bivalvos *Inoceramus hercynicus* Petrascheck, *I. labiatus* Schlotheim, *I. mytiloides* Mantell e *I. goppelnensis transiens* Seitz. El Coniaciense está evidenciado por los ammonites *Prionocycloceras guayabanum* (Steinmann), *Mesopuzosia* sp. y *Hauericeras* sp. y el bivalvo *Inoceramus (Platyceramus) peruanus* Bruggen.

2. Coniaciense superior-Santoniense-Campaniense-Maastrichtiense inferior: Formación San Antonio.

La secuencia es concordante sobre la precedente y corresponde en general a una facies calcáreo-pelítica, silíceo y chértica en su base, y pelítico-arenosa en su parte media y superior, donde se presenta asociada con "sills" y "diques" clásticos y estructuras de desplomes arenosos (Figura 2, lámina 1, foto 3; lámina 6, foto 28).

En la base se observa una alternancia de limolitas arcillosas, calcáreas, con calizas arcillosas, silíceas, finamente laminadas, calizas chérticas y chert negro, en capas decimétricas y centimétricas. Este horizonte presenta localmente moldes de *Inoceramus virgatus* Schluter, indicador de edad Coniaciense superior (VIVAS, 1987). En litologías semejantes se identificó muy localmente, el piso Santoniense con el bivalvo *Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides* Wegner (Figura 2, columna III).

Durante el Campaniense-Maastrichtiense inferior, se desarrolla una litofacies más pelítica, que el intervalo infrayacente. Su parte inferior, consiste en una alternancia de lutitas y limolitas negras, con calizas micríticas, silíceas y ocasionales niveles de chert negro. Foraminíferos como *Orthokarstenia bramletti* (Cushman), *O. parva* (Cushman), *Globotruncana cf. bulloides* Vogler y abundantes ejemplares del bivalvo *Inoceramus balticus balticus* Böhm, sugieren edad Campaniense inferior (FURRER y MACSOTAY en VIVAS,

1987) (cf. Figura 2, columnas I, II, III y lámina 6, fotos 25 y 27).

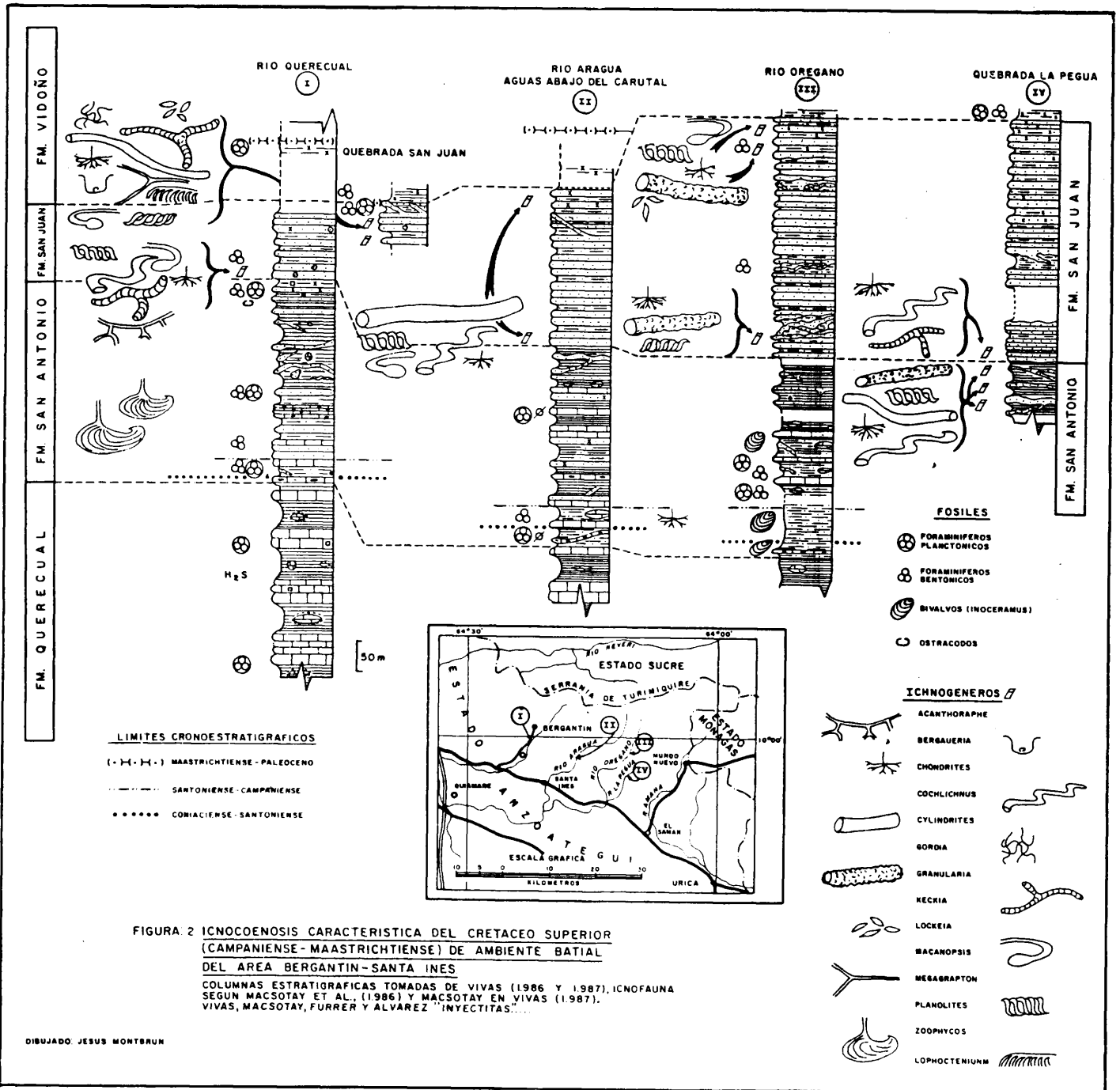
Esta secuencia inferior, muestra intercalaciones, a diferentes niveles, de "capas" lenticulares de cuarzoarenita de grano fino, frecuentemente asociados con "sills" y "diques" clásticos de la misma composición y textura (Lámina 2, foto 4, lámina 3, fotos 8 y 9). Los "sills" en este nivel se presentan con mayor proporción en relación a la cantidad de "diques" de cuarzoarenita observados (Lám. 3, foto 5, Lám. 6, foto 26). En el flanco norte de la fila San Antonio, los "sills" clásticos se hallan asociados con desplomes cuarzoareníticos (=slumping) coherentes, dentro de los cuales se observan estructuras de almohadilla y bola, (Lámina 6, foto 29), así como "diques" corrugados o "ptygmáticos" de espesores centimétricos. En esta misma parte inferior, se localizan aún capas estiradas arrosariadas (pseudoconcreciones) y verdaderas concreciones de caliza micrítica (Lámina 3, fotos 6 y 7), lo que sugiere semejanza con la Formación Querecual, infrayacente (VIVAS, 1987). En la sección tipo (Figura 2, columna I), se han observado paquetes decamétricos de cuarzoarenita, que han sido interpretados por autores anteriores como capas (RENZ, 1962, ROSALES, 1967 y GONZALEZ DE JUANA et al., 1980:286-287, fig. 4-68). Varios paquetes notorios en los horizontes inferiores de la Formación San Antonio, exhiben estructuras de canales colmatados, con laminación interna paralela y cruzada (Lámina 2, foto 4). Estos paquetes que aparentemente no son erosivos en su base, se interpretan como un sistema de cañones submarinos meandreados sobre un fondo de poca pendiente. El examen petrográfico de estas cuarzoarenitas sugiere las mismas morfologías de los granos que componen a los desplomes, a los "diques" y a los "sills" clásticos (Lámina 3, fotos 8 y 9).

La litofacies presenta cambios laterales y verticales con la de la parte superior, la cual se describe a continuación:

Parte superior: consiste en una secuencia de lutitas negras, calcáreas, laminadas, con nódulos de pirita, y fracturas en astilla o "punta de lápiz". Toda la serie está cortada por "diques" y "sills" clásticos de cuarzoarenitas de grano fino. Los "diques" predominan en cantidad sobre los "sills", en esta litofacies, pero esta relación de predominio se considera subjetiva y puede variar fuera de la región aquí estudiada (Lámina 4, fotos 12 y 14).

Diferentes estructuras de desplomes cuarzoareníticos y psammítico-pelíticos (Lámina 4, fotos 10, 12, 15, 16 y lámina 6, foto 28) se hallan presentes dentro de la litofacies. Esta unidad superior es pobre en mi-

crofauna planctónica, por el contrario, abunda en foraminíferos bentónicos. La edad del intervalo se deduce mayormente por su posición estratigráfica como Campaniense superior-Maastrichtiense inferior (VI-VAS, 1987).



3. Maastrichtiense medio-superior: Formación San Juan.

Está representado por una facies detrítica siliciclástica, en capas submétricas, bien estratificadas (Lámina 10, foto 46), que varía de 112 m en la sección tipo de río Querecual, a 350 m 20 km hacia el suroeste. La serie está dominada por capas de cuarzoarenita de grano fino, localmente calcáreas, que hacia el tope se tornan muy glauconíticas y alternan con niveles subdecimétricos de limolitas y lutitas negras, muy semejantes a las unidades infra y suprayacentes. Esta unidad se halla localmente surcada por "diques" y "sills" clásticos, asociados a fenómenos de desplome y/o deslizamiento arenoso. También se observan estructuras de almohadilla y bofa y capas estiradas en las cuarzoarenitas (Lámina 7, fotos 33 al 36; lámina 8, 9). Esta unidad suprayace a la Formación San Antonio con contacto concordante, aunque abrupto (Lámina 7, foto 31).

Las pelitas de la unidad poseen una rica microfauna de foraminíferos bentónicos, pero carecen de planctónicos, por lo que su edad se deduce por su posición estratigráfica relativa Maastrichtiense medio-superior (MACSOTAY et al., 1986, VIVAS, 1987).

4. Maastrichtiense superior, tope: Formación Vidoño basal.

La secuencia continúa con un intervalo monótono de pelitas negras y glauconíticas, con una microfauna característica de la zona de *Globotruncana ganseri* conocida del Maastrichtiense medio-superior (RENZ, 1962:98-99, lám.1), en los 150 m inferiores de la Formación Vidoño. Estas lutitas cubren de manera concordante a la secuencia cuarzoarenítica de la Formación San Juan (lámina 10, foto 49), (VIVAS, 1986, MACSOTAY et al., 1986:7150-7151).

PERFIL PALEOAMBIENTAL DEL CRETACICO SUPERIOR

La secuencia de edad Cretácico superior que se acaba de describir, suprayace con aparente concordancia, una secuencia del Cretácico inferior, de paleoambiente de plataforma interna (VIVAS, 1987). El intervalo inferior Cenomaniense-Coniaciense inferior, de facies de pelitas negras (=black shales), se distingue

por sus estructuras sedimentarias, como laminación paralela y cruzada (lámina 1, foto 1) así como por las calizas en capas arrosariadas (pseudoconcreciones), lo cual sugiere un fondo con pendiente considerable.

La orientación y zonación de los caparazones de microfósiles en el fondo, se atribuye a la acción de corrientes marinas de fondo de baja energía (Lámina 1, foto 2).

Durante el Cenomaniense se observa poca fauna bentónica, lo que se atribuye a la anoxia de las aguas inmediatas al fondo. El Turoniense presenta, en cambio, una fauna bentónica de bivalvos *Pseudamusium* sp., *Glomus* sp., *Isoarca* sp. e *Inoceramus* spp., conjunto que no solo indica presencia de aguas oxigenadas y periódicamente bien circuladas sobre el fondo, sino con una paleoprofundidad mayor de 700 ± 100 m. El gasterópodo patelliforme *Helcion auca* (Gabb) confirma este diagnóstico (MACSOTAY, 1980-b). Durante el Coniaciense inferior aparecen los primeros ammonites desenrollados (*Mesopuzosia* y *Hauericeras*) y las primeras capas de chert negro, con lo que se alcanza la paleoprofundidad de 1500 ± 400 m (MACSOTAY en VIVAS, 1987).

Durante el Coniaciense superior-Maastrichtiense inferior, aparecen localmente horizontes bioturbados, donde se identificaron los icnogéneros *Paleophycus*, *Chondrites*, *Granularia*, *Planolites* y *Zoophycos* cuya afinidad en conjunto, es de paleoambiente batial, depositado sobre un talud submarino (MACSOTAY en VIVAS, 1987) (Figura 3). Este intervalo abunda en foraminíferos bentónicos *Planulina spissicostata* Cushman, *Bolivina incrassata* Reuss, *Dorothyia retusa* (Cushman) Cushman, *Kyphopyxa christneri* (Carsey) Cushman, *Haplophragmoides* cf. *globosus* Lozo, *Cyclammina elegans* Cushman y Jarvis, *Spiroplectamina grzybowskii* Frizzell, *Hormosina globulifera* Brady var. *trinitatensis* Cushman y Renz, *Haplostiche texana* (Conrad), *Rzehakina epigona minima* Cushman y Renz, *Ammodiscus pennyi* Cushman y Jarvis y *Ammobaculites coprolithiformis* (Schwager) Cushman. M. FÜRRETER en VIVAS (1987) le atribuyó un medio de sedimentación estrictamente batial. KOUTSOUKOS y MERRICK (1986, tablas 7 y 8) citan la mayoría de estas especies y géneros, de horizontes contemporáneos de Trinidad, de los paleoambientes batial inferior y abisal.

Durante el Maastrichtiense medio-superior, en el intervalo de cuarzoarenitas macizas, en los niveles de interfase pelita-psammita, se han identificado numerosos icnogéneros *Acanthorhapha*, *Bergaueria*, *Chondrites*, *Cochlichnus*, *Cylindrites*, *Fucusopsis*, *Gordia*, *Granularia*, *Keckia*, *Lockeia*, *Macanopsis?*, *Megagraption*, y *Planolites* (Figura 2, lámina 10, fotos 47,48), que sirvieron para proponer originalmente el paleoambiente batial (VIVAS et al., 1983-a, -b, MACSOTAY et al., 1986:7149, MACSOTAY en VIVAS, 1987) (figura 4).

Las pelitas a diferentes niveles contienen foraminíferos bentónicos *Hormosina globulifera trinitatensis* Cushman y Renz, *Saccamina* sp., *Haplophragmoides* cf. *glabra* Cushman y Jarvis, *H. excavata* Cushman y Waters, *H. carinata*, *H. cf. rugosa*, *H. cf. globosa*,

Cyclammina cf. *elegans* Cushman y Jarvis, *Gaudryina retusa* Cushman, *G. pyramidalis* Cushman, *Ammonbaculites jarvisi* Cushman y Renz, *Tritaxia trilatera* Cushman, *Clavulinoides* sp., *Planulina* cf. *spissicostata* Cushman, *Verneuilina* sp., *Eggerella* sp., y *Bathysiphon* sp. (FURRER en VIVAS, 1987). El conjunto indica un paleoambiente de aguas marinas profundas, batiales. KOUTSOUKOS y MERRICK (1986, tabla 8) incluyen estos géneros en sus conjuntos de paleoambiente batial inferior a medio, del mismo intervalo de edad.

Los sedimentos pelíticos por encima del intervalo cuarzoarenítico macizo —que se continúan durante el Paleoceno— se siguen con conjuntos de foraminíferos bentónicos de afinidades batiales, al igual que los intervalos precedentes (STANLEY, 1960, FURRER en VIVAS, 1986).

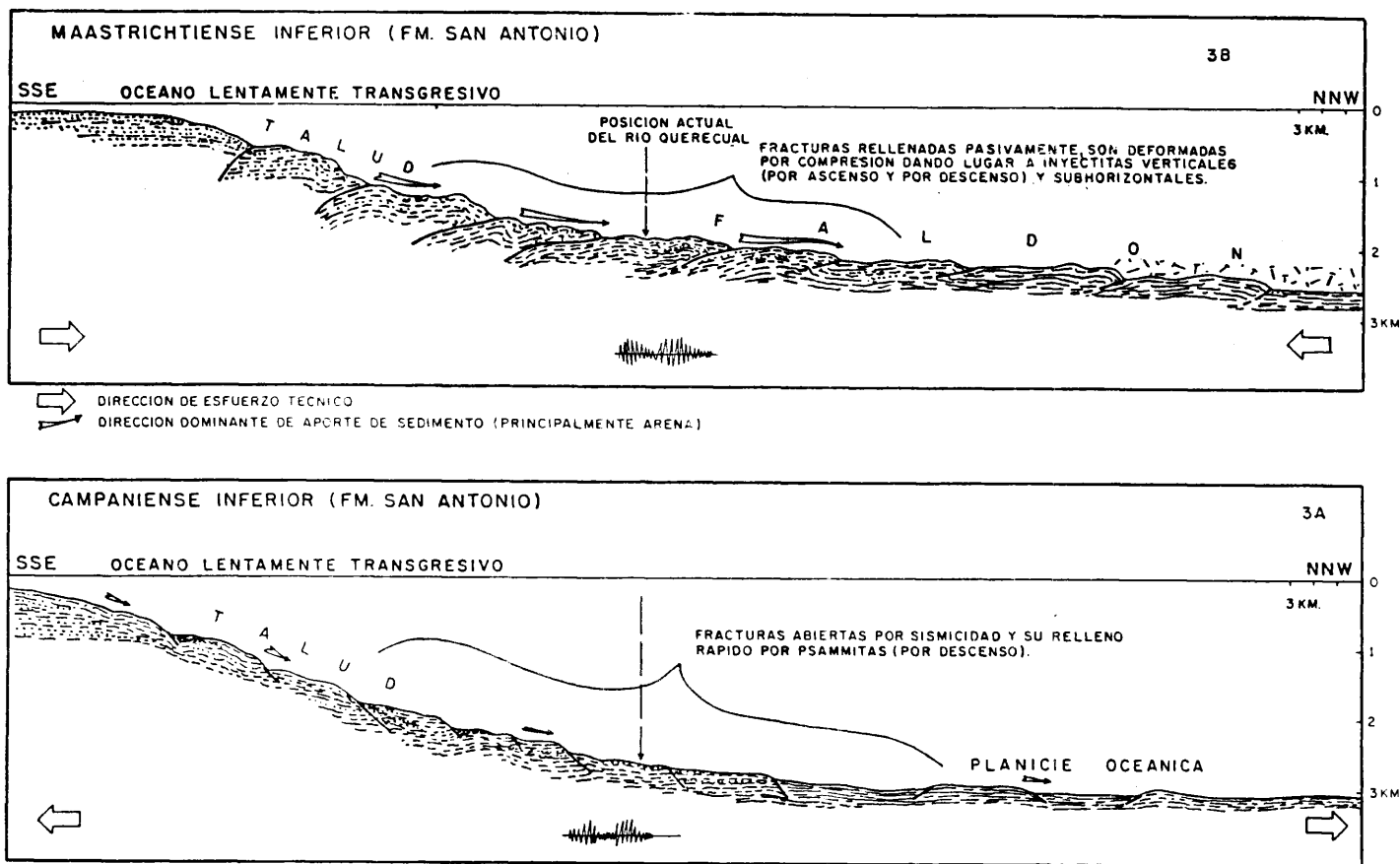


FIGURA: 3. RECONSTRUCCION PALEOCEANOGRAFICA DE LOS AMBIENTES DE SEDIMENTACION DE LAS SECUENCIAS DEL CAMPANIENSE AL MAASTRICHIENSE EN LA SERRANIA DEL INTERIOR ORIENTAL. V. VIVAS, O. MACSOTAY, M. FURRER Y E. ALVAREZ. "INYECCIONES CLASTICAS..."

LEYENDA			
	ARCILLAS		ACTIVIDAD SISMICA IMPORTANTE
	ARENAS		NIVEL DE COMPENSACION DE CARBONATOS (CCD)
	LIMOS		FALLAS

PALEOBATIMETRIA DETERMINADA POR ICNOFOSILES: FORAMINIFEROS BENTONICOS Y PRESENCIA DE MINERALES AUTIGENICOS: GLAUCONITA, SILICE, ETC.

INYECTITAS - DEFINICION

Se propone en este estudio los términos *INYECTITA SEDIMENTARIA* e *INYECTITA CLASTICA* para reemplazar los términos inapropiados como "Dique" sedimentario, "Dique" clástico, "Sill" clástico, "Filón" clástico y "Pliegue ptigmático", etc., por haber sido tomados de la nomenclatura de las rocas magmáticas, metamórficas y hasta de uso minero (Figura 7).

Se denomina *Inyectita sedimentaria* a un cuerpo de roca sedimentaria de forma tabular, que atraviesa otra roca sedimentaria, en cualquier ángulo o paralelamente con respecto al plano de estratificación, que fue introducido pasivamente, o inyectado activamente, dentro del sedimento circundante. El término sedimentario significa únicamente que el emplazamiento ha tenido lugar en un ambiente marino, durante la sedimentación.

El sustantivo *Inyectita* se acompaña de un adjetivo como *clástica*, *gravosa*, *arenosa*, *limosa*, *carbonácea*, y otros, según la composición litológica del material inyectado (Lámina 5, fotos del 18 al 24).

Según el ángulo que el eje mayor de la inyectita forme con el plano de estratificación, se le agrega los términos *horizontal*, *subhorizontal*, *oblicua*, *subvertical* o *vertical* (Lámina 4, fotos 10 al 13 y 16; lámina 5, foto 17; lámina 6, fotos 26, 28; lámina 7, foto 33; lámina 8, fotos 37, 38; lámina 9, fotos 41, 44).

Si el afloramiento permite deducir la evolución de la inyectita, se pueden aplicar términos complementarios como *por ascenso* o *por descenso* (Lámina 3, foto 5; lámina 4, fotos 12 al 14; láminas 5, foto 17; lámina 6, foto 26; lámina 7, foto 33; lámina 8, fotos 38, 39).

Deformaciones impuestas por las compactaciones diagenéticas, y otros fenómenos que implican reducción del volumen original de la roca caja, provoca un falso plegamiento en las inyectitas, lo cual se denomina *corrugado*, como reemplazo de "pliegue ptigmático" (Lámina 4, fotos 12 a la 14 y 16; lámina 8, fotos 37 y 39).

Las inyectitas verticales u oblicuas son fáciles de distinguir de las capas normalmente estratificadas. Las inyectitas horizontales o subhorizontales son fácilmente confundibles con verdaderas capas. *Las inyectitas*

clásticas horizontales carecen de estratificación o laminación interna, gradación de granos, de turboglifos o de bioturbaciones en la cara basal, tan comunes en las psammitas de los flysch o de las contornitas, con las cuales se asocian frecuentemente. A menudo, si se sigue lateralmente las inyectitas horizontales, puede observarse como cambian de dirección atravesando oblicuamente a la roca caja (lámina 9, foto 41, lámina 7, foto 33) o bifurcándose (Lámina 8, foto 38) (HISCOTT, 1979).

Las inyectitas clásticas horizontales pueden exhibir cambios laterales abruptos de espesor, dando lugar a hinchamientos o estrechamientos locales (VIVAS, 1987, fig. 25-A y B). Muchas inyectitas horizontales ascienden oblicuamente, sugiriendo que la arena licuada fluyó de abajo hacia arriba (Lámina 7, foto 33).

La profundidad precisa de enterramiento durante el proceso de inyección es difícil de determinar. DZULYNSKI y RADOMSKI (1956) propusieron una profundidad de 30 m por debajo de la superficie del sedimento, en una secuencia de flysch. HISCOTT (1979) propuso un modelo a menos de 60 m por debajo del fondo marino, en un ambiente de relleno de cañón submarino profundo, cubierto por una masa sedimentaria desplomada de la paleopendiente, contemporánea.

Paleoambiente de las inyectitas sedimentarias

Numerosos autores han puesto énfasis en que el desarrollo de sistemas de *inyectitas sedimentarias* estaba favorecido en ambientes de sedimentación marina profunda (DILLER, 1889; DZULYNSKI y RADOMSKI, 1956; SMITH y RAST, 1958; COLACICCHI, 1959; PETERSON, 1968; TRUSWELL, 1972; NIELSEN y CLARKE, 1975; HISCOTT, 1979).

Esta asociación ha sido atribuida a varias causas; A) Emplazamiento rápido de arenas turbidíticas, que dan lugar a licuefacción posterior (TRUSWELL, 1972); B) El comportamiento tixotrópico de la matriz de lodo en grauvacas (DZULYNSKI y RADOMSKI, 1956; TRUSWELL, 1972); C) Inestabilidad depositacional de márgenes continentales y fosas marginales, donde son frecuentes los desplomes (DZULYNSKI y RADOMSKI, 1956) y la actividad sísmica (DILLER, 1889, WATERTON, 1950; AUBOUIN et al., 1981:259-260), y finalmente, D) pérdida de agua en secuencias pelíticas durante la compactación, causando presiones hidrostá-

ticas anómalas en los poros de arenas interestratificadas, hasta alcanzar el punto de licuefacción (DZULYNSKI y RADOMSKI, 1956; DOTT, 1966; DZULYNSKI y WALTON, 1965; SMYERS y PETERSON, 1971; REINECK y SINGH, 1980:58).

En Venezuela nororiental, esta asociación de ambiente profundo-inyectitas fue ilustrada por MACSOTAY (1978) en el Mioceno inferior (Formación Naricaul), por VIVAS (1986) en el Eoceno inferior-medio (Formación Caratas) y por VIVAS, (1981-1986-1987) en el Cretácico superior (Formación San Antonio y San Juan).

Flujoturbiditas que colmataron un cañón submarino socavado en alternancias de marlitas y calizas afaníticas batiales, produjeron un enjambre de inyectitas horizontales y subhorizontales en las facies alpinas del Cretácico de Francia sudoriental (BEAUDOIN et al., 1983). Las flujoturbiditas consisten en diamictitas de matriz arenosa con clastos angulosos y redondeados en el interior de la capa. Una asociación muy parecida se observa en las lutitas de talud epicontinental de edad Eoceno inferior de Venezuela occidental (MACSOTAY et al., 1987).

Petrografía de las psammitas del intervalo Campaniense-Maastrichtiense

Las areniscas del intervalo citado están constituidas por cuarzoarenitas que contienen como minerales accesorios turmalina, microclino, circón y glauconita. Los granos son predominantemente subangulares, angulares y subredondeados.

Las cuarzoarenitas de las capas, desplomes y cañones colmatados se caracterizan por poseer granos de cuarzo de fracción fina a media, carentes de cemento carbonático, o desarrollándola mayormente en los contactos con la roca caja pelítica; la microdolomitización está localmente presente (Lámina 3, fotos 8 y 9; lámina 6, foto 30; lámina 7, foto 32, lámina 8, foto 40 y lámina 9, fotos 42 y 45).

Las cuarzoarenitas de las inyectitas, sin importar su dirección u orientación, contienen granos de fracción fina, con cementación esparítica más o menos abundante (Lámina 5, fotos 18 a 23; Lámina 9, foto 43).

La cuarzoarenita que compone los esferoides (almohadilla y bola) se asemeja a la composición y tex-

tura de las capas o desplomes en cuyo interior se hallan, careciendo generalmente de cemento esparítico (Lámina 5, foto 24).

Se concluye que todas las inyectitas fueron originadas a partir de los cuerpos arenosos presentes dentro de los horizontes de las formaciones San Antonio y San Juan. No se ha observado la presencia de materiales exógenos, lo cual confirma las observaciones de DZULYNSKY y RADOMSKI (1956) e HISCOTT (1979).

Mecanismo de formación de las Inyectitas sedimentarias

En las primeras etapas de la compactación, una arcilla puede visualizarse como una red abierta de fibras y placas de arcilla, con los intersticios llenos de agua. Cuando la compactación se inicia, el agua es expulsada y las partículas de arcilla rotan disponiéndose en posición cada vez más paralela (BUESSEMEN y NAGY, 1954).

MAXWELL (1962:300) asume que en los sedimentos arcillosos acumulados inmediatamente antes de la deformación litostática, el escape del agua intersticial de los poros es tan lento que se desarrollan presiones anormalmente altas en el interior de los mismos al inicio de esa deformación. La compresión resultante debido al aumento de la presión del agua en los poros, localmente puede muy bien aproximarse a la presión litostática, dentro de un sector de la unidad litológica. En este momento, si la presión hidrostática rebasa a la presión litostática, las inestabilidades originadas dan lugar al flujo en planos perpendiculares a la presión hidrostática máxima. MAXWELL (op. cit.) utiliza este argumento para explicar el origen de las *inyectitas por descenso o por ascenso*.

HISCOTT (1979) en su estudio de las inyectitas en sedimentitas ordovicienses, de ambiente oceánico profundo, de Quebec, Canadá, concluye que las inyecciones clásticas debieron efectuarse en estado fluido. Estudios previos han atribuido la movilización de las arenas ya sea a la licuefacción o al comportamiento tixotrópico de la matriz lodosa, o a ambos fenómenos a la vez (DZULYNSKI y RADOMSKI, 1956; TRUSWELL, 1972; FUCHTBAUER, 1974:84). La licuefacción normalmente es más pronunciada en el limo grueso y en la arena de grano fino, cuyas porosidades exceden 45

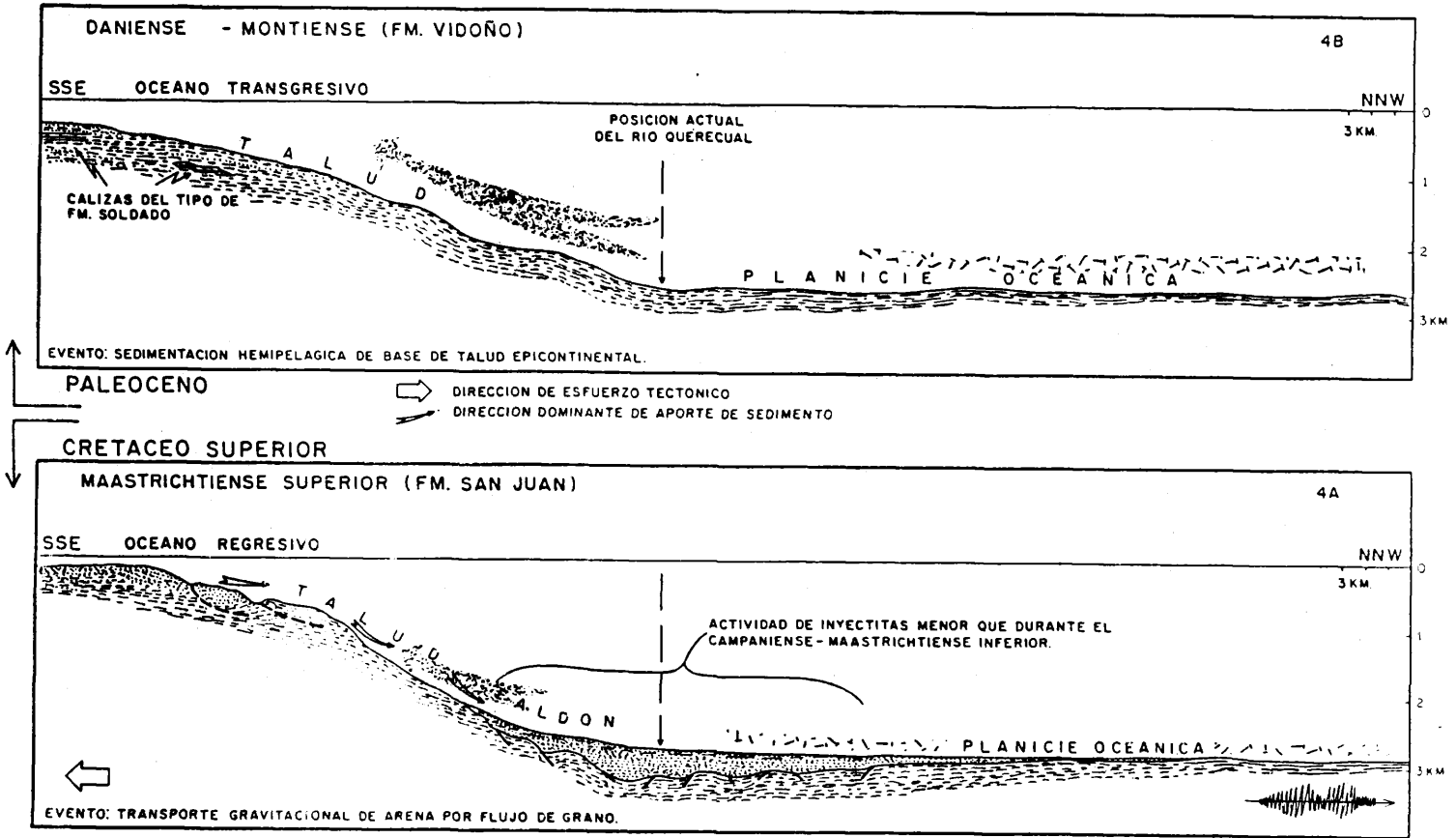
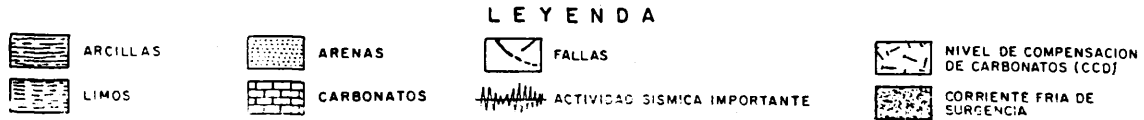


FIGURA: 4. RECONSTRUCCION PALEOCEANOGRAFICA DE LOS AMBIENTES DE SEDIMENTACION DE LAS SECUENCIAS DEL MAASTRICHTIENSE AL PALEOCENO LA SERRANIA DEL INTERIOR ORIENTAL. V. VIVAS, O. MACSOTAY, M. FURRER Y E. ALVAREZ: "INYECTITAS CLASTICAS...."



PALEOBATIMETRIA DETERMINADA POR ICNOFOSILES, FORAMINIFEROS BENTONICOS Y PRESENCIA DE MINERALES AUTIGENICOS: GLAUCONITA, SILICE, ETC

a 50% (HISCOTT, 1979). Materiales menos porosos poseen una relación intergranular más estable y no son susceptibles a la licuefacción espontánea. Materiales más gruesos se consolidan rápidamente después de la licuefacción debido a la alta velocidad de escape del agua de los poros. En los sedimentos de grano fino, la cohesión es el factor dominante. Algunos autores consideran que la energía vibratoria (sísmica) o de sobrecarga cíclica (SEED y LEE, 1966; LEE y SEED, 1967) pueden afectar sedimentos de grano más fino o grueso, que los anteriormente señalados.

Orientación de las inyectitas sedimentarias

Medidas de los rumbos de los planos principales de las inyectitas clásticas estudiadas en las formaciones San Antonio y San Juan, están representadas en la Figura 5. Las 147 inyectitas clásticas medidas, sugieren dos direcciones preferenciales: una, nor-noroeste-sur-sureste, y la otra, aproximadamente este-oeste, lo cual tiende a confirmar la hipótesis antes expuesta, de grietas abiertas durante una sacudida sísmica, seguido casi de inmediato por el relleno de las mismas. Las otras direcciones como noreste-suroeste y noroeste-sureste, pudieron haberse originado por inyección posterior de arena debido a procesos como la presión litostática, la presión hidrostática y fenómenos tixotrópicos.

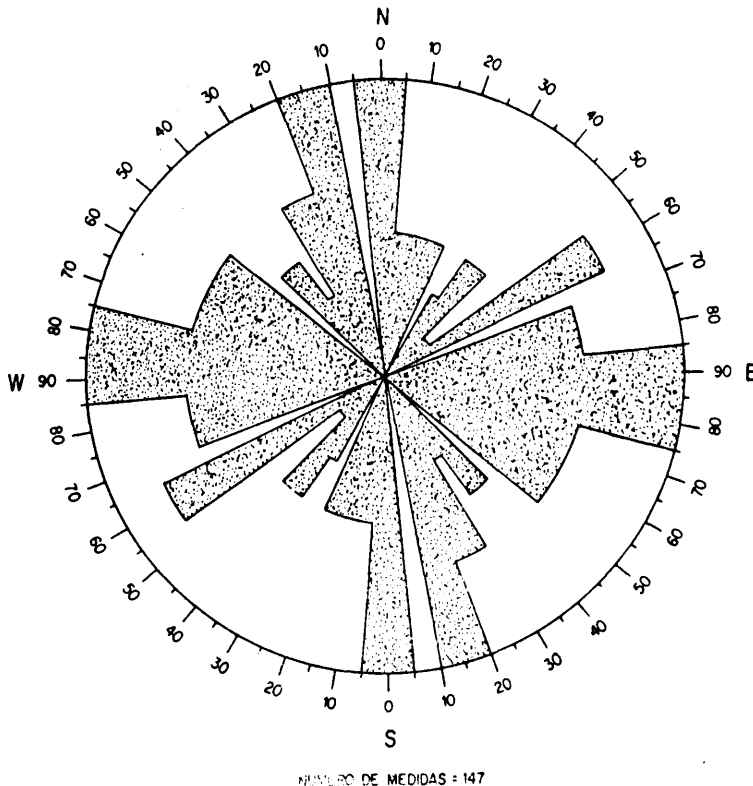


FIGURA 5 — Rosa de frecuencia de las direcciones medidas de las inyectitas clásticas del Cretáceo Superior de la región de Bergatín — Sta. Inés, Serranía del interior oriental.

Terminología inadecuada

La terminología de "diques" "sills" y "filones", originalmente propuestos para rocas sedimentarias, han sido utilizadas en el dominio sedimentario, desde que Ch. DARWIN (1851:150) en POTTER y PETTIJOHN (1963:162) las utilizó para referirse a inyectitas clásticas verticales observadas por él en la Patagonia. En Venezuela, la primera descripción e ilustración de "diques" clásticos corresponde a HEDBERG (1937-b) quien las observó en las mismas unidades que se estudian en este trabajo.

Por definición original, en geología, *dique* significa una intrusión ígnea tabular que atraviesa las estructuras planares de las rocas circundantes (GARY et al., 1974:197) y cuerpo laminar con espesores de algunas decenas o centenas de metros de roca magmática que corta todas las rocas previamente existentes

(FOUCAULT y RAOULT, 1980:101). MELENDEZ-FUSTER (1975:487 y fig. XVI-2) dicen: "Cuando los magmas formados en profundidad ascienden hacia zonas superficiales, aprovechando las fracturas o fallas producidas por distensión y se consolidan a lo largo de estas grietas de la corteza terrestre, dan lugar a la formación de rocas filonianas. Estas masas tabulares de rocas endógenas se denominan diques".

La palabra *filón* deriva del griego *Phyllon*, que significa "hoja", por la forma aplanada que presentan estas estructuras. Debe usarse de preferencia la palabra *dique*, cuando se refiere a rocas ígneas, reservando *filón* para las acumulaciones de minerales que se depositan en grietas de la corteza terrestre, y que tienen un origen hidrotermal o metasomático (MELENDEZ-FUSTER, 1975:505-506). Según GARY et al., (1974:774) un *filón* (=vein o vein-dyke según ORELLANA SILVA, 1967:318) o veta es un relleno mineral epigenético de una fractura de forma tabular o laminar en una roca caja, a menudo con reemplazamiento de la misma.

El término *sill* es una voz inglesa con la que se conoce a aquellas intrusiones magmáticas de aspecto laminar que se disponen superpuestas a los estratos sedimentarios, como si constituyesen un estrato más (ANONIMO, 1981:236). En idioma francés, se denomina *filon-couche* y en castellano, *filón-capá* (Mc KINSTRY, 1977:637) a una roca magmática intrusiva laminar, paralela a la estratificación de las rocas sedimentarias, en la que puede producirse metamorfismo de contacto (FOUCAULT y RAOULT, 1980:124).

Dique clástico (en inglés *clastic dike*, según GARY et al., 1974:129) es un dique sedimentario que consiste de una variedad de rocas fracturadas derivadas del material infra o suprayacente. Como ejemplos se citan "dique" arenáceo o "dique" de grava.

El término equivalente es *Inyectita clástica* (sensu estricto). Como ejemplos se citan *Inyectita arenácea* o *Inyectita gravosa* (cf. definición de *Inyectitas*).

Dique neptuniano (en inglés, *neptunian dike*, según SMITH y RAST 1958:234 en POTTER y PETTIJOHN, 1963:162) es un término referido a la arena no consolidada, inyectada a presión dentro de la roca caja, constituido por sedimento aún no consolidado. Esta inyección puede realizarse tanto hacia arriba, como hacia abajo de la roca fuente. El término equivalente sería *Inyectita clástica* en su sentido estricto, con el complemento de *por ascenso* o *por descenso*.

Dique sedimentario (en francés, *dyke sedimentaire*, BEAUDOIN et al., 1983:388) es un cuerpo sedimentario compuesto de una variedad de rocas sedimentarias deformadas derivadas del material infra o suprayacente. El término inglés "sedimentary dike" según GARY et al., (1974:641) designa una masa tabular de material sedimentario que atraviesa la estructura o la estratificación de las rocas preexistentes, a la manera de un dique ígneo, y el cual es formado por el relleno de una grieta o fisura, ya sea hacia abajo, hacia arriba o lateralmente por inyección o intrusión forzada de sedimentos bajo presiones anormales. Estos autores atribuyen tal presión a la presencia de gas natural, carga estática de sedimentos suprayacentes o sismos; asimismo, citan el relleno pasivo de grietas en sedimentos. El término equivalente sería *Inyectita sedimentaria*.

Estructuras diapíricas sinsedimentarias de areniscas. ODREMAN y GHOSH (1980: 96, fig. 1, litofacies 3), en secuencias de ritmitas pelíticas intercaladas con areniscas rojas y calizas delgadas de edad Jurásico y de ambiente lacustre de la Formación La Quinta, en la cordillera de Mérida, en Venezuela, citan la presencia de "diapiros ascendentes de arenisca". Según la descripción, son "capas diapíricas" de arenisca que intrusionan hacia arriba, las capas de grano más fino, deformándolas. El término equivalente es *Inyectita clástica vertical por ascenso*.

Filón clástico (en francés, *filon clastique*, según FOUCAULT & RAOULT, 1980) se considera que esta estructura corresponde a la inyección de un material arenáceo cargado aún de agua intersticial, a partir de capas interestratificadas dentro de secuencias arcillosas (pelíticas), siguiendo planos de fracturas abiertas. Esta inyección se realiza tanto hacia abajo, como hacia arriba, y sería consecuencia de una disminución de espesor muy importante de los sedimentos pelíticos en relación a los sedimentos arenáceos. El término equivalente es *Inyectita clástica*.

Filón neptuniano (cf. dique neptuniano).

Filón sedimentario (en francés, *filon sedimentaire*, según FOUCAULT y RAOULT, 1980) es un depósito sedimentario laminar, el cual corta otras capas, debido en general al relleno de arriba hacia abajo, de fisuras abiertas. Es relacionada a fracturación de origen sísmico por AUBOUIN et al., (1981). El término equivalente sería *Inyectita sedimentaria*.

Grietas sinsedimentarias. MOJICA y HERRERA (1980:21-23) describen grietas sinsedimentarias de arenisca emplazadas en limolitas rojas de paleoambiente continental y de edad Jurásico inferior?-medio de la Cordillera Central de Colombia. Los autores definen los "diques" como grietas transversales (T), y los "sills" como grietas paralelas (P), y los cuerpos intermedios, como "oblicuos". Estas estructuras tabulares arenosas son todas descendentes y presentan fragmentos angulosos de la roca caja.

Los términos equivalentes son:

- Inyectita clástica vertical por descenso*.
- Inyectita clástica horizontal*.
- Inyectita oblicua por descenso*.

Microdique sedimentario. Se aplica este término a las *inyectitas verticales* o *subverticales*, cuyo espesor sea de escala subcentimétrica. Aparte de su talla en nada se diferencian de las *inyectitas plurimétricas*. La dimensión de una *inyectita sedimentaria* fue dada como variable entre 2-5 cm y 11 m de espesor (POTTER & PETTIJOHN, 1963) y como de continuidad lateral limitada, aunque en casos excepcionales se ha podido seguir por más de 10 km (SMITH & RAST, 1958; DZULYNSKI y WALTON, 1965). Por ello, para *inyectitas* de espesores subcentimétricos se utilizó el término de "microdique" en Venezuela (MACSOTAY, 1978). Estas estructuras, que son fáciles de reconocer en testigos de taladro, son en general rápidamente destruidas en los afloramientos por la meteorización tropical. El término equivalente es *Microinyectita sedimentaria*.

Pliegues ptigmáticos (en francés, *plis ptygmatiques*, BEAUDOIN & FRIES, 1982) terminología aplicada a la deformación sufrida por una *inyectita clástica vertical*, durante la compactación vertical de unidades de pelitas macizas; esta compactación puede ser del orden del 50% (TRUSWELL, 1972 en FRIEDMAN y SANDERS, 1978:408-409), o del 40-45% (HISCOTT, 1979) siempre referidos a sedimentos marinos profundos. La deformación fue atribuida a la compactación diferencial por DZULYNSKI y RADOMSKI (1956:261), quienes también postulan que la inyección clástica se realiza en una etapa temprana del sedimento o previa a la compactación. Estas condiciones en la sedimentación de las pelitas hidroplásticas se dan frecuentemente en ambientes oceánicos profundos, y por ello este fenómeno se relaciona mayormente al citado ambiente. El mismo fenómeno de la compactación verti-

cal, que corruga a las inyectitas verticales, deja completamente lisas las superficies de las inyectitas horizontales y subhorizontales (DZULYNSKI y WALTON, 1965:162), llegando a simular capas normalmente in-terestratificadas (Lámina 4, fotos 10 y 11). El término equivalente es *Inyectita clástica vertical corrugada*.

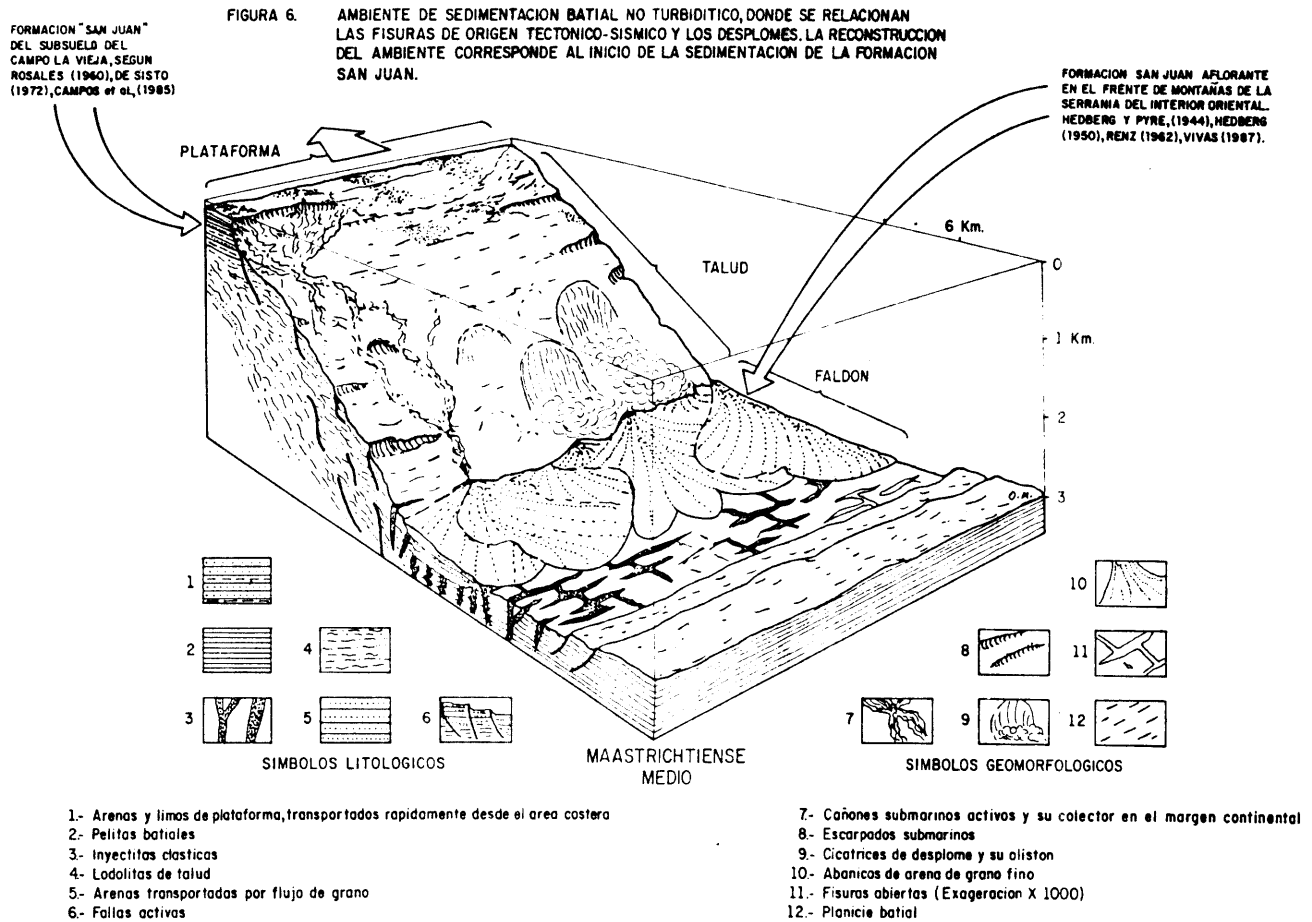
Sill clástico (en inglés, *clastic sill* o *sandstone sill*, GARY et al., 1974:628); (ver sill sedimentario). El término equivalente es *Inyectita clástica horizontal o subhorizontal*.

Sill sedimentario (en francés, *sill sedimentaire*, según BEAUDOIN et al., 1983:388) es un cuerpo tabular de roca sedimentaria de escala decimétrica a métrica inyectada en planos paralelos a la estratificación y cuyo espesor disminuye lateralmente. El término equivalente es *Inyectita clástica horizontal o subhorizontal*.

Casos anómalos:

Se hallan en la literatura geológica varios casos que han sido descritos como "diques sedimentarios" y cuya evolución no coincide en todos sus detalles con la definición de *Inyectita*, tal y como se expone en este trabajo.

"Diques sedimentarios" constituidos de material arenoso-gravoso cortan el batolito granítico de edad Precámbrico de Pikes Peak en Colorado, Estados Unidos (VITANAGE, 1954 en POTTER y PETTIJOHN, 1963:163); "Diques" de cuarcita sedimentaria se observan cortando la Formación Española de edad igualmente Precámbrica cerca del lago Huron en Ontario, Canadá (COLLINS, 1925:53, pl. 7; PETTIJOHN y POTTER, 1964:pl. 113-A). Otro caso sería el del Grupo Tatin, de edad Precámbrico, de Johnson Island, lago At-



habasca, provincia de Saskatchewan, Canadá (PETTIJOHN & POTTER, 1964, pl. 113-B). Estas estructuras se interpretan como de relleno pasivo de grietas de arriba hacia abajo, en cualquier tipo de roca preexistente, causadas por efectos tectónicos, distensivos, y el material de relleno puede formarse en cualquier ambiente, y en cualquier época. HILLS (1977:75) manifiesta que no es apropiado utilizar el término de "diques clásicos" para estos casos de relleno pasivo.

OOMKENS (1966) presenta un caso muy particular de "diques arenosos" en la cuenca de Úbari, en Libia subsahariana. En este ambiente desértico, en planicies interiores, se forman lagos efímeros en los cuales se depositan arcillas acumuladas durante la breve pero copiosa estación de lluvias. Estas arcillas sólo se consolidan superficialmente, permaneciendo debajo de esta costra seca, una arcilla saturada de agua. La costra centimétrica superficial se contrae, dando lugar a polígonos de desecación y la arena eólica saturada de agua se inyecta hacia arriba, a través del espacio libre entre los polígonos. El fenómeno se compara a estructuras semejantes en los sedimentos rojos del Pérmico de Europa noroccidental, considerados como de paleoambiente tropical desértico (OOMKENS, op. cit.).

Inyectitas tectónicas

MAXWELL (1962 en SPENCER 1969:241,244), en un estudio de las sedimentitas ordovicenses de la cordillera de los Apalaches, en Norteamérica, demostró que el clivaje pizarroso en las mismas se formó antes de que la roca estuviera totalmente consolidada. Una de las evidencias suministradas a favor del desarrollo temprano de dicho clivaje, fue la inyección de arena a partir de una capa, dentro de las lutitas, siguiendo planos paralelos a los planos del clivaje pizarroso.

En Tierra del Fuego, en el extremo meridional de Chile, una espesa secuencia de lutitas marinas de edad Maastrichtiense fueron inyectadas por rocas volcánicas infrayacentes (NATLAND et al., 1974). En el interior de estos "diques" y "sills" se observan frecuentes fragmentos angulares de lutita, que WINSLOW (1983:1078) interpretó como intraclastos arrancados de la roca caja; en algunas localidades, las brechas se hallan en los "diques" que proceden directamente de las volcánicas. Estos "diques" forman grupos paralelos entre sí y dispuestos perpendicularmente a los frentes de corrimientos submarinos. Los "diques" se

formarían por inyección tectónica de las volcánicas infrayacentes en las pelitas no consolidadas, durante la deformación plástica de las mismas, en el Paleógeno temprano (WINSLOW, 1983, figs. 1, 3). Asociados, se hallan sistemas de "sills", compuestos por areniscas caóticas y brechas sedimentarias, cuyo carácter se reconoce por estar conectados a "diques", que fueron sus ductos de alimentación. Estos sistemas de "diques" y "sills" se restringen en todo caso a los pliegues de arrastre del labio levantado de los corrimientos y su orientación geoméricamente orientada sugiere un origen inducido por deformación tectónica, y por ello se propone para ellos la denominación de *Inyectitas tectónicas*.

Su diferencia esencial con las inyectitas sedimentarias estaría en su estricta alineación a fracturas tectónicas, clivajes de fracturas, así como diaclasamiento, y por ello forman enjambres geoméricamente paralelo u ortogonales entre sí en un estilo muy distinto al observado en el Cretácico superior de la serranía del Interior Oriental (Lámina 4, foto 13). Tanto SPENCER (1969) como WINSLOW (1983) coinciden en afirmar que sus "diques" son estrictamente contemporáneos de la deformación, y que fueron constituidos durante *una sola fase de deformación*.

SMYERS, N. B. y PETERSON (1971) citan enjambres de más de 350 "diques" de arenisca de grano fino, muy bien escogido, cementados por yeso, localmente ferruginoso y poco compactado. Estos "diques" de arenisca, se hallan acompañados de fracturas rellenas de yeso, el cual se concentra también a lo largo de sus contactos. La roca caja consiste en lutitas macizas del Cretácico superior-Paleoceno de California central, EUA; pero los enjambres de "diques" se formaron por relleno pasivo de fracturas abiertas de edad post-Mioceno. El carácter de la inyectita tectónica se confirma con las orientaciones preferenciales observables en los "diques" y la presencia de numerosos intraclastos angulosos de la roca caja dentro de los mismos.

Otras estructuras sedimentarias asociadas

Olistones formados por desplome sinsedimentario (Figura 7)

HOEDEMAECKER (1973) propuso el neologismo de *Olistón* para aquellas unidades litoestratigráficas,

que estén formadas en su totalidad o en parte importante, por "flujos de barro diferenciados", o "deslizamientos incoherentes", en los cuales porciones importantes del sedimento no consolidado fueron emplazados por gravedad dentro de otro, en un paleoambiente diferente. Como parte de la definición, se considera que la edad del material desplomado incoherentemente, es equivalente o sólo apenas más antigua, que el de la roca caja. El hecho que el deslizamiento se efectuara con sedimentos aún no consolidados, es lo que lo distingue de los *olistostromos*, donde el retrabajamiento se realizó con rocas bien litificadas (*olistolitos*) y sometidas a erosión. El olistolito es por definición más antiguo que su roca caja. En Venezuela, los olistones fueron identificados en secuencias sedimentarias de edad cretácica, de carácter oceánico, y que hoy en día se hallan en posición alóctona en el estado Lara (MACSOTAY et al., 1987, figura 19).

En numerosos trabajos previos, en Venezuela se ha utilizado la terminología de *desplome sinsedimentario* para paquetes olistónicos. Es preciso recordar que el desplome es un proceso o estilo de sedimentación, mientras que olistón es la definición litológica del mismo (Figura 7).

En relación a la definición de HOEDEMAECKER (1973) es necesario llamar la atención a dos categorías de sedimentos desplomados, dependiendo del estado de deformación interior de los mismos: A) *Desplome coherente* aplicado a sedimentos que se han desplazado por una pendiente con sus estratos y estructuras internas bien preservadas (FRIEDMAN y SANDERS, 1978:557), ver: lámina 4, foto 15. B) *Desplome incoherente* es un cuerpo de sedimentos que se han desplazado por una pendiente, pero el cual durante su traslado se ha deformado y mezclado de tal manera, que casi toda huella de la estratificación fue obliterada. Se implica que el sedimento se desplazó como un flujo de detrito (FRIEDMAN y SANDERS, 1978:563). Numerosos cuerpos arenosos de este trabajo pueden incluirse en esta categoría: lámina 4, fotos 10, 12 y 16; lámina 6, foto 28; lámina 7, foto 33; lámina 8, fotos 37, 39 y lámina 9, fotos 41, 44.

DZULYNSKI y RADOMSKI (1956) describen la evolución de los "diques" clásticos en las turbiditas de Menilia, en los Cárpatos de Polonia así: "La intrusión se origina de capas caracterizadas por superficies lisas carentes de turboglifos, a excepción de estructuras flameadas o frondescentes. Estas capas carecen de estructuras sedimentarias primarias, aunque puede

presentarse un bandeado débil de origen secundario. La licuefacción tuvo lugar en las areniscas de grano fino, mayormente, y por ello no se ha conservado la petrofábrica original. Las areniscas inyectadas poseen una proporción elevada de cemento calcítico, de hasta 60%".

La definición anterior concuerda en todos sus detalles a la descripción previa de la Formación San Juan y también a la infrayacente Formación San Antonio, en este estudio. El proceso de sedimentación adjudicado a las unidades arenosas de las formaciones citadas, fue el de flujo de granos o de detrito (METZ, 1968-a:286). En las figuras 3, 4 y 6 de este estudio, se presentan los perfiles y el bloque diagrama donde se ilustra la evolución de esta cuenca en ambiente batial, de pie de talud y planicie oceánica. Estos modelos presentan un depósito sedimentario de margen epicontinental formado sobre un margen pasivo, el cual sólo dio muestras de evento compresivo durante el Maastrichtiense inferior (Figura 3-B).

La fauna bentónica y la presencia de glauconita, sílice y otros minerales autigénicos sugieren el ascenso de las aguas de baja temperatura, los cuales dieron lugar a surgencias hacia el borde de la plataforma continental, situada hacia el sur (Figura 4-A y B). Esto explica la composición predominantemente rodolítica y no coralina de las calizas plataformales del tipo Formación Soldado (SALVADOR y STAINFORTH, 1968: 33, fig. 3). Se insiste en el carácter no turbidítico de esta secuencia del Cretáceo superior y también en la actividad sísmica contemporánea a la formación de inyecciones sedimentarias (Figuras 3-A, B y 4-A).

Almohadilla y bola

Estructuras esferoidales de escala decimétrica y compuestas de arenisca de grano fino, se hallan dentro de una roca caja de la misma composición litológica, en las Formaciones San Antonio y San Juan. Estas estructuras se interpretan como de *Almohadilla y bola*, y aunque carezcan de estructura interna, encuadran bien dentro de la definición que hacen de la misma KSIASKIEWICZ (1958, fig. 19) y CONYBEARE y CROOK (1968). La única explicación plausible para estas estructuras, es su formación asociada a los desplomes arenosos sobre una pendiente submarina, donde un núcleo arenoso rueda y se aglutina a la manera de las "bolas de nieve", quedando englobado en el paquete desplomado. Coincidentemente BEAUDOIN et al.

(1983:391) hallan estas estructuras asociadas a desplomes y "sills" arenosos en el Cretácico marino de Rosans, Francia, y la llaman *esferoides diagenéticos*. GARY et al. (1974) la definen como estructura sedimentaria primaria en areniscas y algunas calizas, caracterizada por masas hemisféricas, arriñonadas semejantes a bolas y almohadillas, y comúnmente atribuidas a desplomes subacuáticos, deslizamientos o hundimiento vertical.

En Venezuela, se han observado en la Formación Naricual del Mioceno inferior, (MACSOTAY, 1978); Formaciones San Antonio, San Juan (VIVAS, 1986, 1987), y en la Formación Bobare (MACSOTAY et al., 1987) del Cretáceo. Todas estas unidades son actualmente consideradas de paleoambiente marino profundo, lo cual concuerda con los diagnósticos previamente publicados para esta estructura sedimentaria. (Ver lámina 6, foto 29 y lámina 7, fotos 34 y 35, lámina 8, foto 37).

WILLIAMS (1976) describió inyectitas de areniscas de grano fino que se originaron en capas masivas de igual composición, conteniendo estructuras de almohadilla y bola, semejante al caso estudiado aquí. Estas inyectitas arenosas están inyectadas por ascenso, en lutitas, y son consideradas contemporáneas con desplomes arenosos suprayacentes. El caso citado es de sedimentación de alternancias pelítico-arenosas rítmicas del Precámbrico tardío de Noruega septentrional.

Capas enrolladas

Denominadas "sandstone rolls" por BRENCHLEY y NEWALL (1977:829, Tabla 1), se describen estas estructuras en una alternancia de areniscas y lutitas del Ordoviciense marino de Noruega meridional (Formación Langoyene). Las capas enrolladas de arenisca se presentan dentro de las secuencias y la base de la capa no suele estar afectada por el fenómeno de enrollamiento. En casos extremos, las capas de areniscas suelen perder completamente toda estructura interna. Su génesis se atribuye a licuefacción de una capa de arena y su posterior subsidencia, debido a una alta de sedimentación en la secuencia suprayacente.

Las condiciones citadas se hallaban presentes también en las unidades del Maastrichtiense de la serranía del Interior Oriental de Venezuela (VIVAS, 1987, lám. 10, fotos 3 y 4). Esta estructura forma parte del

complejo inyectítico estudiado aquí (Figura 7-3). En este intervalo se observan numerosas capas de cuarzoarenita (y también desplomes) los cuales exhiben estructura de capas enrolladas sugiriendo desplazamiento lateral inducido por una paleopendiente de ángulo crítico (Lámina 6, foto 28, lámina 8, foto 37 y lámina 9, foto 44).

Capas estiradas o arrosariadas

KSIAZKIEWICZ (1958) y DZULYNSKI y WALTON (1965:190-191) relacionan las capas estiradas (en inglés, *pull-apart structures*) al inicio de un proceso de desplome. La superficie de deslizamiento fue una capa de arcilla o limo que sufrió licuefacción tixotrópica, pero las arenas suprayacentes se alejaron a corta distancia de su capa de origen, acomodándose al substrato blando, tomando morfología más o menos esferoidal. En esta masa, pueden identificarse las estructuras de almohadilla y bola, en caso de doblarse las capas sobre sí misma (MACSOTAY, 1978, figs. 7 y 8), o pueden carecer por completo de estructura interior, la cuál les será impuesta por diagénesis posterior. La presencia de numerosos cuerpos psámmíticos y/o de carbonatos en un mismo horizonte pelítico, a manera de "cuentas de rosario" es lo que se ha denominado "capas arrosariadas" (VIVAS, 1987, lámina 4) y "moniliformes" o de "desprendimiento" (Lámina 6, foto 28, lámina 8, foto 37 y lámina 9, foto 44).

Cambios nomenclaturales

METZ (1968-a) afirma que la secuencia arenosa de la Formación San Juan en el bloque de Caripe es una continuación "indudable" del mismo ciclo de sedimentación batial de la infrayacente Formación San Antonio. Esta observación nos recuerda que LIDDLE (1928:154-161) definió en el río Guayuta su "Formación Guayuta", aclarando posteriormente (LIDDLE, 1946:260) que dicha unidad incluía lo que después fue denominado como formaciones Querecual, San Antonio, San Juan y parte de Vidoño (ver: Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1956:294 y VIVAS, 1987: fig. 11).

Según MACSOTAY et al. (1986:7151) y VIVAS (1986), la Formación Vidoño fue sedimentada en un medio marino profundo, batial a abisal (depósito de "relleno" de talud inferior) y representa la continuación de la sedimentación de la Formación San Anto-

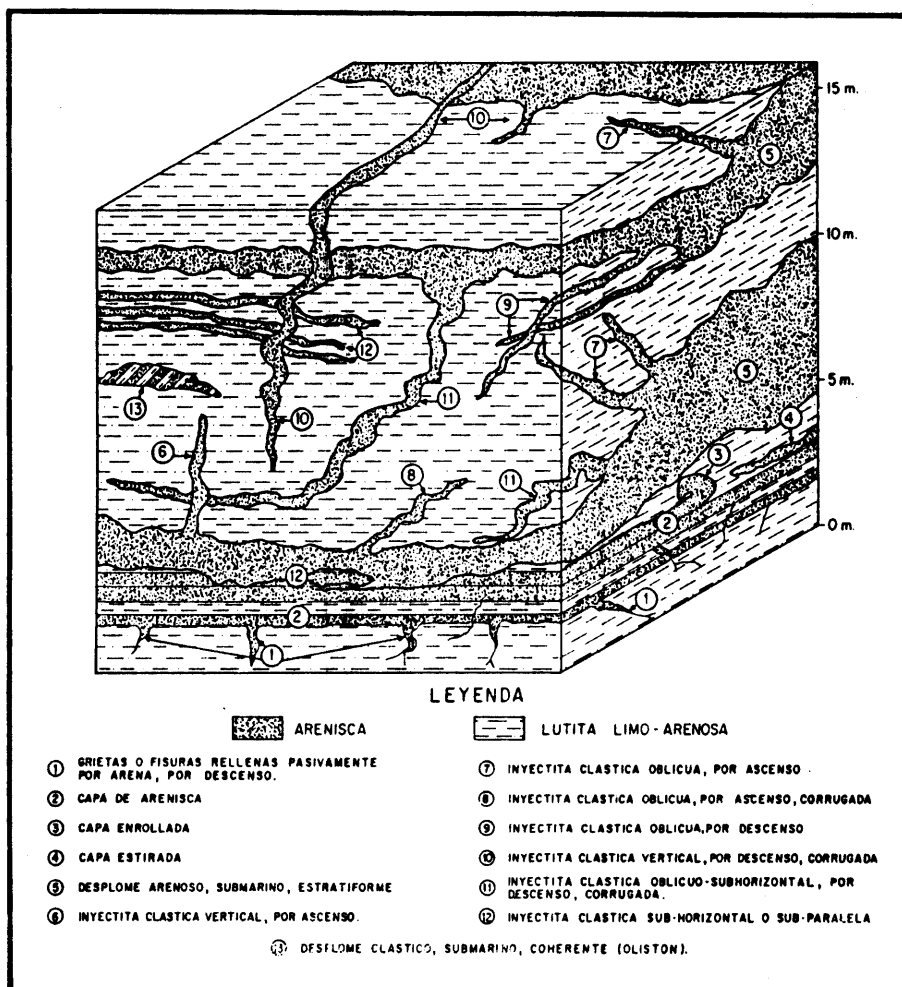


FIGURA 7 — Bloque diagramático mostrando la génesis de inyectitas clásticas, asociadas a desplomes arenosos, en Paleoambiente batial, Cretáceo Superior (Grupo Guayuta) en Venezuela nororiental.

nio (Cretáceo superior), en paleoprofundidades de 2500 ± 200 m. Ambas formaciones fueron "separadas" en el Maastrichtiense (región tipo) por las llegadas "masivas y abruptas" de arenas depositadas al pie del talud y que conforman a la Formación San Juan.

Por ello, y tomando en consideración todas las evidencias citadas anteriormente, se propone incluir en el Grupo Guayuta las Formaciones Querecual, San Antonio, San Juan y Vidoño, tal y como fuera descrito originalmente por LIDDLE (1928). La separación de

la Formación San Juan del Grupo Guayuta fue propuesto por HEDBERG (1937-a) y justificado por ROSALES (1960:489) y GONZALEZ DE JUANA et al. (1980:291), en base a su supuesto carácter regresivo, el cual obviamente no coincide con la realidad. Tampoco la Formación San Juan presenta una discordancia o hiatus con su substrato cretácico, sino todo lo contrario: corresponde a un aumento de la velocidad y volumen de la sedimentación durante el Maastrichtiense.

El Grupo Guayuta, redefinido aquí, hace innecesario al Grupo Santa Anita, ya que la Formación Caratas y su Miembro Tinajitas representan perfectamente el intervalo suprayacente (al Grupo Guayuta). Por otra parte, la figura 6 de este trabajo propone una solución para el problema de la existencia de dos unidades distintas bajo el nombre de Formación San Juan. Una, es la definida en la sección tipo en el río Querecual, (HEDBERG y PYRE, 1944, HEDBERG, 1950, RENZ, 1962 y VIVAS, 1986, 1987) y que corresponde a las areniscas batiales depositadas al pie del talud durante el Maastrichtiense medio-superior. La otra, fue propuesta por geólogos petroleros (ROSALLES, 1960; DE SISTO, 1972), quienes insisten en un paleoambiente "litoral marino poco profundo, en un fondo regular de considerable extensión" lo cual con-

cuerda con las características litológicas encontradas en el pozo La Vieja-1 (CAMPOS et al., 1985:161). Esta secuencia de areniscas podría haberse depositado sobre una plataforma externa en el Maastrichtiense (Figura 6), durante una etapa regresiva de carácter mundial (Figura 4-A), lo cual explicaría la supuesta contradicción. La aparente cercanía actual de ambos cuerpos arenosos es consecuencia del acortamiento cortical producido por tectónicas polifásicas compresivas terciarias, que colocarían los sedimentos del San Juan batial, a por lo menos 40 km más cerca de la citada secuencia de plataforma.

Esta situación de homonimia requiere la proposición de un nombre formacional nuevo para el "San Juan" del subsuelo de la cuenca de Maturín.

Referencias

- ANONIMO (1981) *Vox-Diccionario Monográfico del Reino Mineral*. Edit. Bibliograf S.A., Barcelona, España, 288 pp.
- AUBOUIN, J., R. BROUSSE y J. P. LEHMAN (1981) *Tratado de Geología*. Tomo II. Paleontología, Estratigrafía. Ed. Omega, Barcelona, España, xxiv + 651 pp.
- BEAUDOIN, B. y G. FRIES (1982) *Filons gréseux sédimentaires, per descensum, dans un système de fractures ouvertes. Le cas de l'Albien de Bevens (Alpes-de-Haute-Provence)*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 295:385-387.
- BEAUDOIN, B., G. FRIES, P. JOSEPH y B. PATERNOSTER (1983) *Sills gréseux sédimentaire injectées dans l'Aptien supérieur de Rosans (Drome)*. C. R. Acad. Sc. Paris t. 296:387-392.
- BRENCHLEY, P. J. y G. NEWALL (1977) *The significance of contorted bedding in Upper Ordovician sediments of the Oslo region, Norway*. Journ. Sedim. Petrol., 47 (2):819-833.
- BUESSEM, W. R. y B. NAGY (1954) *The mechanism of the deformation of clay: Clay and minerals*. Natl. Acad. Sci., Natl. Research Council, pub. 327:480-491.
- CAMPOS, V., S. CRESPO DE CABRERA y R. LANDER (1985) *Estratigrafía del noreste de Anzoátegui*. VI Congr. Geol. Venezolano, Caracas, 1985, Mem. I: 156:200.
- COLACICCHI, R. (1959) *Dicchi sedimentari del Flysch oligomiocenico della Sicilia Nord-Orientale*. "Eclodge geol. Helvetia, 51:901-916.
- COLLINS, W. H. (1925) *North shore of Lake Huron*. Geol. Survey, Canada, Mem. 143, 160 pp.
- CONYBEARE, C.E.B. y K.A.W. CROOK (1968) *Manual of Sedimentary structures*. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Bull. 102, 327 pp.
- DARWIN, CH. (1851) *Geological observations on coral reefs, volcanic islands and on South America*. Part. III, London, Smith, Elder, & Co.

- DE SISTO, J. (1972) *Geología del Campo La Vieja*. Bol. Geol., Caracas, publ. Esp. 5(5):2572-2591.
- DILLER, J.S. (1889) *Sandstone dikes*. Geol. Soc. America, Bull. 1:411-442.
- DOTT, R.H. Jr. (1966) *Cohesion and flow phenomena in clastic intrusions*. American Assoc. Petrol. Geol., Bull. 50:610-611.
- DZULYNSKI, St., y A. RADOMSKI (1956) *Clastic dikes in the Carpathian Flysch*. Ann. Geol. Soc. Pologne, 26:225-264.
- DZULYNSKI, S. y E.K. WALTON (1965) *Sedimentary feactures of flysch ang greywackes*. Developments in Sedimentology, 7: 274 pp., Elsevier Publishing Co., Amsterdam.
- FOUCAULT, A. y J. F. RAOULT (1980) *Dictionnaire de Géologie*. Ed. Masson, París, 331 pp., nb. illustrations.
- FRIEDMAN, G.M., y J.E. SANDERS (1978) *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons, 792 pp.
- FUCHTBAUER, H. (1974). *Sediments and Sedimentary rocks*. Part. II of Sedimentary Petrology. New York, Halsted Press Div., Wiley, 464 pp.
- GARY, M., R. McAFEE Jr., y C.L. WOLF. (1974). *Glosary of Geology*. xiv + 805 pp., Annexe, 52 pp. American Geol. Institute, Washington, D.C.
- GONZALEZ DE JUANA, C., J.M. ITURRALDE y X. PICARD (1980) *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Ed. Funinves, Caracas, 1031 pp.
- HEDBERG, H.D. (1937 -a) *Stratigraphy of the Río Querecual Section of northeastern Anzoátegui, Venezuela*. Bol. Geol. y Min., (Venezuela), 1 (2-4): 239-250 (ed. en inglés).
- HEDBERG, H.D. (1937 -b) *Stratigraphy of the Río Querecual Section of northeastern Venezuela*. Geol. Soc. America, Bull. 48(12):1971-2024.
- HEDBERG, H.D. (1950 -a) *Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui, Monagas, Sucre-Eastern, Guárico portion)*. Geol. Soc. America, Bull., 61(11): 1173-1216.
- HEDBERG, H.D. y A. PYRE (1944 -a) *Stratigraphy of northeastern Anzoátegui, Venezuela*. American Assoc. Petrol. Geol., Bull. 28(11):1-28.
- HEDBERG, H.D. y A. PYRE (1944 -b) *Estratigrafía de Anzoátegui Nor-Oriental, Venezuela*. Rev. Fomento, (Caracas) VI (55):9-48.
- HILLS, E.S. (1977) *Elementos de geología estructural*. Ed. Ariel, Barcelona, Caracas, México. 576 pp.
- HISCOTT, R.N. (1979) *Clastic sills and dikes associated with deep-water sandstones, Tourelle Formation, Ordovician, Quebec*. Journ. Sedim. Petrol. 49(1):0001-0010.
- HOEDEMAECKER, Ph. J. (1973) *Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla, (Prov. Murcia, Spain)*. Scripta Geol., 19:207 pp.
- KOUTSOUKOS, E.A. y K.A. MERRICK (1986) *Foramiferal paleo-environments from the Barremian to Maestrichtian of Trinidad, West Indies*. First Geol. Conf. of the G.S.T.T., July, 1985, tr., p. 85-101.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1958) *Submarine slumping in the Carpathiam Flysch*. Ann. Soc. Geol. Pologne 28:123-150.
- LAUBSCHER, H.P. (1961) *Die Mobilisierung Klabstischer Massen*. I Teil: *Die Sandsteingänge in der San Antonio Formation (Senon) des Río Querecual, Ost-venezuela*. II Teil: *Die Mobilisierung Klabstischer Massen und ihre geologische Dokumentation*. Ecol. Geol. Helvetia 54(2):283-334.
- LEE, K.L. y H.B. SEED (1967) *Cyclic stress conditions causing liquefaction of sands*. Journ. Soil Mech., 93:47-70.
- LIDDLE, R.A. (1928) *The Geology of Venezuela and Trinidad*. J.P. Mac Gowan, Fort Worth, Texas. 552 pp.
- LIDDLE, R.A. (1946) *The Geology of Venezuela and Trinidad*. 2nd. ed., Paleont. Res. Inst., Ithaca, N.Y. 890 pp.
- MACSOTAY, O. (1978) *Formación Naricual: un yacimiento carbonífero de origen turbidítico proximal del Mioceno de Venezuela oriental*. Bol. Geol., Caracas, 12(24):263-300, 20 figs.

- MACSOTAY, O. (1980-b) *Mollusques benthiques du Crétacé inférieur une méthode de corrélation entre la Tethys méso-géenne et le domaine paléo-Caribe (Venezuela)*. Thèse d'Université. Univ. Claude Bernard, Lyon, Francia, I: 168 pp. Inédito.
- MACSOTAY, O. y V. VIVAS (1985) *Tectónica polifásica Cenozoica en el área Lecherías-Manare, Venezuela Nor-Oriental*. VI Cong. Geol. Venezolano, Caracas, 1985, Mem. IV:2483-2513.
- MACSOTAY, O., VIVAS, N. PIMENTEL de B. y A. BELLIZZIA G. (1986) *Estratigrafía y Tectónica del Cretáceo-Paleógeno de las islas al norte de Puerto La Cruz-Santa Fe y regiones adyacentes*. VI Cong. Geol. Venezolano, 1985, Mem. X: 7125-7174. Guía de Excursión N° 7.
- MACSOTAY, O., J. F. STEPHAN y E. ALVAREZ (1987) *Grupo Lara: Sedimentitas oceánicas y periinsulares en el Cretáceo alóctono de Venezuela occidental*. Bol. Geol., Caracas, XVI(28): en prensa.
- MAXWELL, J.C. (1962) *Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware waver gap area, New Jersey and Pennsylvania*. In: Petrologic studies-a volume to honor A.F. Buddington: Mem. Geol. Soc. America.
- McKINSTRY, H.E. (1977) *Geología de Minas*. Ed. Omega, Barcelona. 671 pp. 3° edición.
- MELENDEZ, B. y J.M. FUSTER (1975) *Geología 3° edic.* 896 pp., Ed. Paraninfo, Madrid.
- METZ, H.L. (1968-a) *Stratigraphic and geologic history of extreme northeastern Serranía del Interior, State of Sucre, Venezuela*. IVth Caribbean Geol. Conf., Trinidad, 1965, Trans. I:275-292.
- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1956) *Léxico Estratigráfico de Venezuela*. 1° edic., Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. I:728 pp.
- MOJICA, J. y A. HERRERA (1980) *Grietas sinsedimentarias en la Formación Luisa (Triásico inferior?-medio) y su posible significado tectónico. Municipio de Rovira, Tolima, Colombia*. Geol. Norandina 1:19-26.
- MURANY, E.E. (1972-a) *Tectonic basis for Anaco Fault, Eastern Venezuela*. Bull. American Assoc. Petrol. Geol., 56(5):860-870.
- MURANY, E.E. (1972-b) *Structural Analysis of the Caribbean Coast Eastern Interior Range of Venezuela*. VI Conf. Geol. Caribe, Porlamar, 1971, Mem. Edit. C. PETZALL, Ed. Cromotip, Caracas, p. 295-298.
- NATLAND, M.L., E. GONZALEZ, A. CANON y M. ERNST (1974) *A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments*. Bull., Geol. Soc. America 139:1-126.
- NIELSEN, T.H. y S.H. CLARKE Jr. (1975) *Sedimentation and tectonics in the Early Tertiary continental borderland of central California*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 925, 64 pp.
- ODREMAN R., O. y S. GHOSH (1980) *Estudio paleoambiental-Paleontológico de facies de la Formación La Quinta cerca de Mérida*. Bol. Geol., Caracas, XIV. (26):89-104.
- OOMKENS, E. (1966) *Environmental significance of sand dikes*. Sedimentology, 7: 145-148.
- ORELLANA SILVA, E. (1967) *Diccionario Inglés-Español de Ciencias de la Tierra*. Ed. Interciencia, Madrid, España, 335 pp.
- PETERSON, G.L. (1968) *Flow structures in sandstone dikes*. Sed. Geology, 2:177-190.
- PETTIJOHN, F.J. y O.E. POTTER (1964) *Atlas and Glossary of Primary sedimentary structures*. Ed. Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg-New York, 370 pp.
- POTTER, P.E. y F.J. PETTIJOHN (1963) *Paleocurrents and basin Analysis*. Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg, 296 pp.
- REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1980) *Depositional sedimentary environments*. Ed. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 549 pp.
- RENZ, H.H. (1962) *Stratigraphy and paleontology of the tipe section of Santa Anita Group and overlying Merecure Group, Río Querecual, State of Anzoátegui, northeastern Venezuela*. Asoc. Venezolana Geol. Min. y Petrol., Bol. Inform. 5(4):89-108.
- ROSALES, H. (1960) *Estratigrafía del Cretáceo-Paleoceno-Eoceno de la Serranía del Interior, Oriente de*

- Venezuela. III Cong. Geol. Venezolano, Caracas, 1959, Mem. T. II:471-495.
- ROSALES, H. (1967) *Guía de la excursión geológica del área Barcelona-Río Querecual*. Asoc. Venezolana Geol. Min. Petrol., Guía de Excursión, 20 pp., Inédito.
- ROSSI, T. (1985) *Contribution a l'étude géologique de la Sud-Est de la plaque Caraibe La Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco-Maturín. Synthèses Paleogeographique et Geodynamique*. These de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale. 340 pp., Annexes, 6+24 pp. Inédito.
- SALVADOR, A. y R.M. STAINFORTH (1968) *Clues in Venezuela to the geology of Trinidad, and vice versa*. IVth Caribbean Geol. conf. Trinidad, 1965, Trans. I:31-40.
- SEED, H.B. y K.L. LEE (1966) *Liquefaction of saturated sands during cyclic loading*. Jour. Soil. Mech. 92:105-134.
- SMITH, A.J. y N. RAST (1958) *Sedimentary dykes in the Dalradian of Scotland*. Geol. Mag., 95:234-240.
- SMYERS, N.B. y G.L. PETERSON (1971) *Sandstones Dikes and Sills in the Moreno Shale, Panoche Hills, California*. Bull., Geol. Soc. America 82:3201-3280.
- SPENCER, E.W. (1969) *Introduction to the Structure of the Earth* McGraw-Hill Book Co., New York, 597 pp.
- STANLEY, D.F. (1960) *Stratigraphy and foraminifera of Lower Tertiary Vidoño Shale, near Puerto La Cruz, Venezuela*. American Assoc. Petro. Geol., Bull. 44(5):616-627.
- TRUSWELL, J.F. (1972) *Sandstone Sheets and related intrusions from Coffee Bay, Transkei, South Africa*. Journ. Sedim. Petrology, 42:578-583.
- VITANAGE, P.W. (1954) *Sandstone dikes in the South Platte area, Colorado*. J. Geol., 62:499-500.
- VIVAS, V. (1981) *Contribution a l'étude géologique de la Chaîne Interieure Orientale, Venezuela*. Memoire D.E.A., Université des Sciences et Techniques de Lille, France, 48 pp. Inédito.
- 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 Úrica (Edo. Anzoátegui)*. These 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, XVI(29): en prensa.
- VIVAS, V., O. MACSOTAY y M. FURRER (1983-a) *Diques y sills clásticos asociados a sedimentos batiales de las Formaciones San Antonio y San Juan (Campaniense-Maastrichtiense) en Venezuela oriental*. Conferencia de la Asoc. Venezolana Geol. Min. y Petrol., fecha: 25 de agosto de 1983, Teatro Zumaque, Edif. Maraven, Caracas. Informe interno, MEM. 20 pp.
- VIVAS, V., O. MACSOTAY y M. FURRER (1983) *Desplomes arenosos en secuencias pelítico-batiales del Campaniense-Maastrichtiense (Fms. San Antonio y San Juan), en Venezuela Oriental*. Conferencia de la Asoc. Venezolana Geol. Min. y Petrol., fecha: 29 de septiembre de 1983, Teatro Zumaque, Edif. Maraven, Caracas, Informe interno, MEM, 16 pp.
- WATERSTON, C.D. (1950) *Note on the sandstone injection on Eathie Have, Cromarty*. Geol. Mag., 87:133-139.
- WILLIAMS, D.M. (1976) *Clastic dykes from the Precambrian Porsangerfjord Group, North Norway*. Geol. Mag., 113(2):169-176.
- WINSLOW, M.A. (1983) *Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes*. Bull., Geol. Soc. America 94:1073-1080.

LAMINA 3: FORMACION SAN ANTONIO

Foto 5:

Localidad An-54-A, en el río Querecual. Afloramiento de lutita microlaminada, cortada por *inyectitas clásicas* una vertical (lv) *por descenso* y otra oblicua (lo). La *inyectita vertical* presenta su máximo espesor en la parte superior de la foto, y disminuye de espesor en su parte inferior. La *inyectita oblicua* corta a la estratificación en un ángulo aproximado de 30°, y conserva su espesor en toda su extensión visible. El desplazamiento de esta *inyectita* se debe a una microfalla. En la foto, el geólogo Richard VIERBÜCHEN.

Foto 6:

Localidad An-270, en la quebrada La Pegua. Afloramiento de una *caliza con estructura de capa estirada* (=concreción, *auctt.*) en la cual se observa la estratificación bien marcada, en una secuencia de alternancia de calizas y lutitas, de los niveles inferiores de la formación.

Foto 7:

Localidad An-158, en el río Aragua. *Concreción* de caliza micrítica empotrada en lutitas microlaminadas

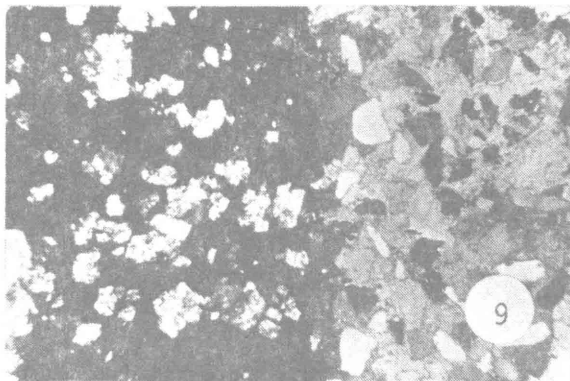
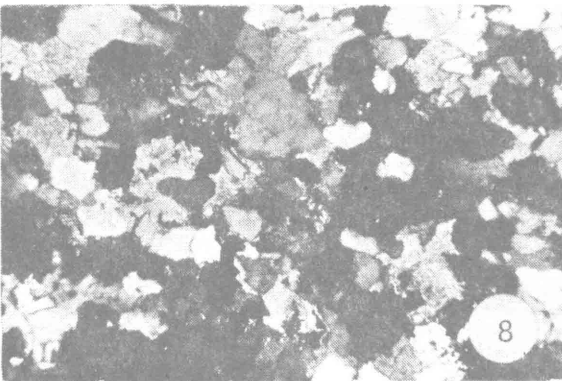
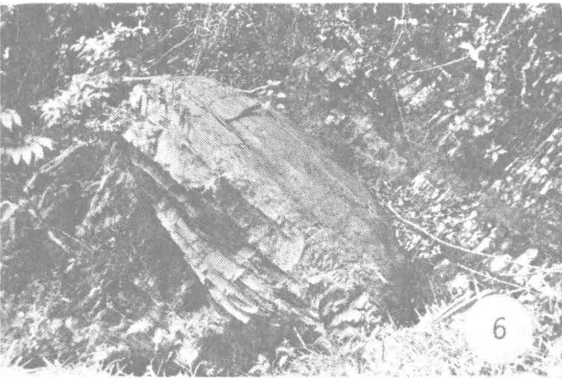
que se deformaron por diagénesis temprana. La concreción de caliza carece de estructura interna. Nótese las frecuentes vetillas de calcita blanca (cortando las lutitas) formadas durante tectónica posterior. Edad: Santoniense superior-Campaniense.

Foto 8:

Localidad An-53-E, del río Querecual. Fotomicrografía de una muestra de la parte superior del paquete arenoso de la lámina 2, foto 4. Cuarzoarenita de grano fino, con cemento esparítico. Los granos detríticos son subangulares. La diagonal de la foto: 2,7 mm. Foto con nicoles cruzados (NX).

Foto 9:

Localidad An-53-C, en el río Querecual. Fotomicrografía del contacto basal del paquete grueso de cuarzoarenita de la lámina 2, foto 4, con la caliza esparítica dolomitizada (izquierda). La cuarzoarenita (derecha) consiste de granos finos de cuarzo, con cemento esparítico, en contacto lineal no disturbado con la caliza. Foto con nicoles cruzados. Diámetro diagonal: 2,7 mm. Niveles basales de la formación, de edad Santoniense-Campaniense.



LAMINA 4: FORMACION SAN ANTONIO

Foto 10:

Localidad An-67, cerro La Aguadita, fila San Antonio. Vista oblicua del afloramiento en corte de la carretera Bergantín-Lamedero. Nivel pelítico de la parte superior de la formación con *desplome arenoso* en la parte superior de la foto, acompañado por *inyectitas verticales, oblicuas y subhorizontales*, cortando la roca caja. Edad: Maastrichtiense inferior.

Foto 11:

Detalle de la foto 10, en su esquina inferior izquierda. Vista frontal del nivel pelítico cortado por *inyectitas clásticas subhorizontales*, que simulan ser capas. Nótese el contacto abrupto de las *inyectitas clásticas* con la limolita. Las *inyectitas clásticas* son de escala decimétrica y centimétrica.

Foto 12:

Detalle de la foto 10, en su parte centro-derecha. Vista frontal del nivel pelítico cubierto por el *desplome arenoso*. Se observan *inyectitas verticales* formadas por *descenso*, que afectan y desplazan a *inyectitas subhorizontales subparalelas*; asimismo, se observa el carácter *corrugado* de la *inyectita vertical*, por efectos de la compactación diferencial diagenética.

Foto 13:

Detalle del mismo corte de carretera de la localidad

An-67, a 300 m del sitio de la foto 10. En matriz pelítica, *inyectitas subhorizontales* a la estratificación son cortadas por *inyectitas verticales, por descenso*. Las *inyectitas* son de escala decimétrica y centimétrica. Nótese el *corrugamiento y empalme* de *inyectitas clásticas*. En círculo: piqueta de geólogo.

Foto 14:

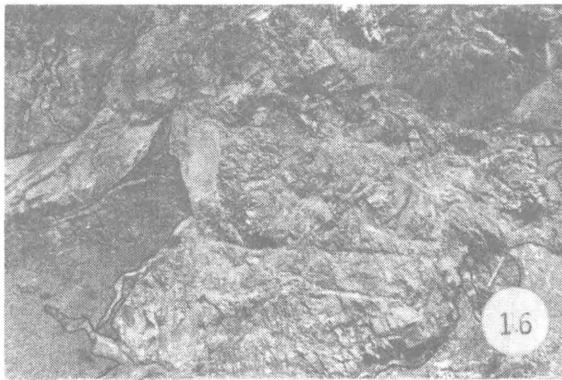
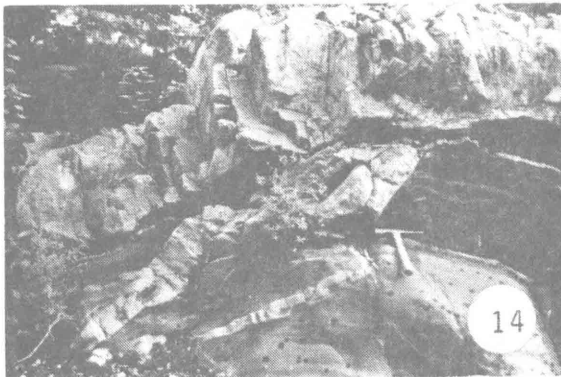
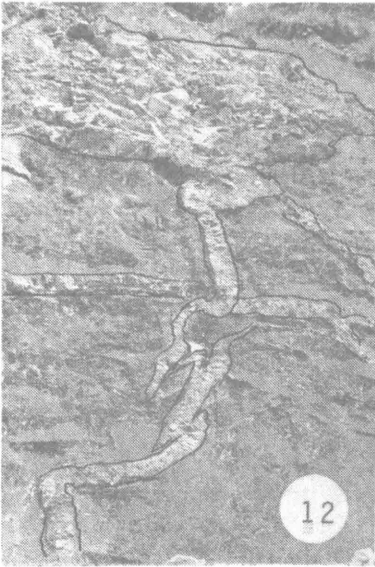
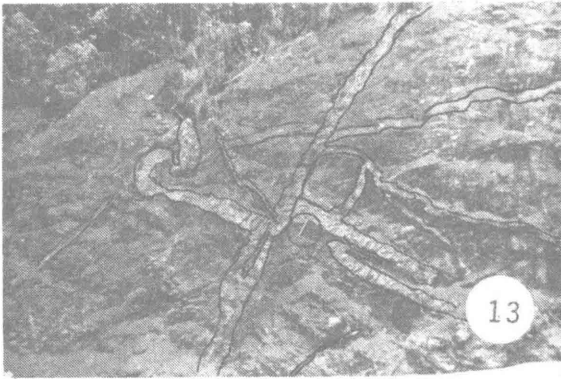
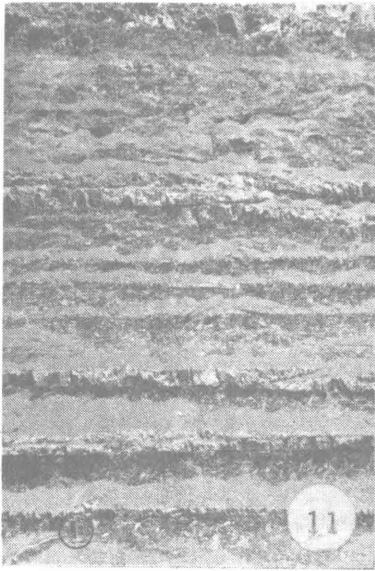
Localidad An-279-A, quebrada La Pegua. Afloramiento volcado en el cual se aprecia una capa de cuarzoarenita, asociada con *inyectitas oblicuas por ascenso, corrugadas*, cortando matriz limolítica.

Foto 15:

Localidad An-316, fila La Maravilla. Secuencia de alternancias monótonas de cuarzoarenitas de grano fino intercaladas con limolitas, mostrando una estructura de *desplome submarino sinsedimentario*. En círculo: piqueta de geólogo. Edad: Maastrichtiense inferior.

Foto 16:

Localidad An-44-A, en la carretera a Chucho. *Desplome cuarzoarenítico*, asociado con *inyectitas oblicuas y corrugadas*, cortando la matriz limolítica, de la parte superior de la formación. Edad: Maastrichtiense inferior.



LAMINA 5: FORMACION SAN ANTONIO

Foto 17:

Localidad An-54, río Querecual. Secuencia limolítica cortada por *inyectita subhorizontal* centimétrica, y ambas cortadas y desplazadas por *inyectita oblicua*, decimétrica, por ascenso. Edad: Campaniense-Maastrichtiense inferior.

Foto 18:

Localidad An-181-B, río Orégano. Fotomicrografía de una *inyectita* de cuarzoarenita con cemento esparítico, de grano muy fino, equigranular. La muestra procede de una *inyectita* de 10 cm. de espesor, procedente del horizonte inferior de la formación. Edad: Campaniense inferior. Diámetro diagonal: 2,7 mm.

Foto 19:

Localidad An-279-A, quebrada La Pegua. Fotomicrografía de muestra tomada de una *inyectita vertical corrugada* de cuarzoarenita de grano muy fino, a fino, heterogranular con cemento esparítico. Edad: Senoniense. Diámetro diagonal: 2,7 mm.

Foto 20:

Detalle de la Fotomicrografía N° 19. Se destaca un cristal de microclino (centro) rodeado de granos de cuarzo y glauconita y cemento esparítico. Diámetro diagonal: 1,0 mm.

Foto 21:

Localidad An-181-E, *inyectita* distinta del mismo afloramiento de la foto 18. Fotomicrografía de una cuarzoarenita con cemento esparítico, de grano muy fino,

con los granos bien escogidos y angulosos. Diámetro diagonal: 2,7 mm.

Foto 22:

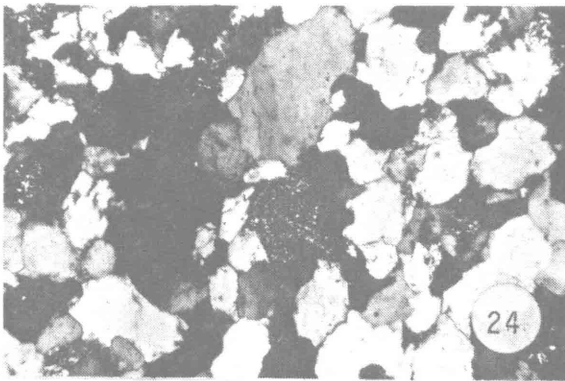
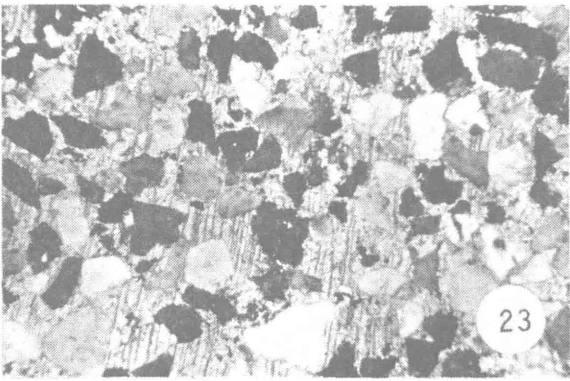
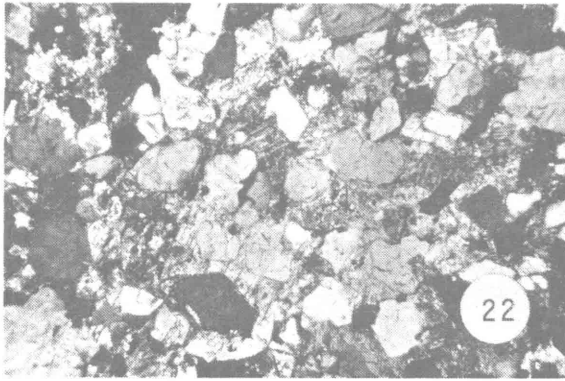
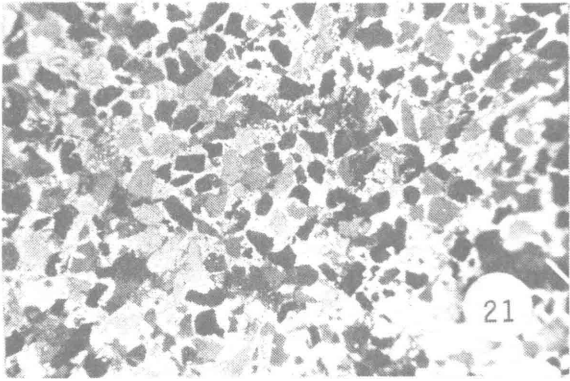
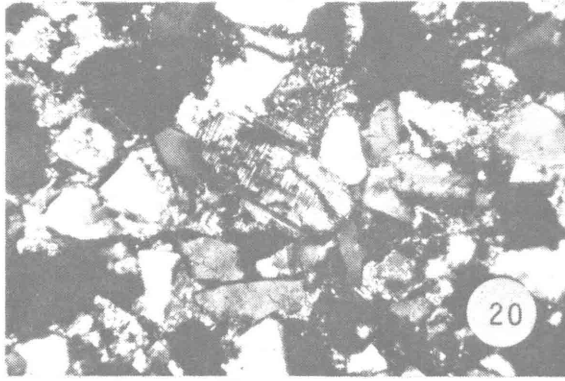
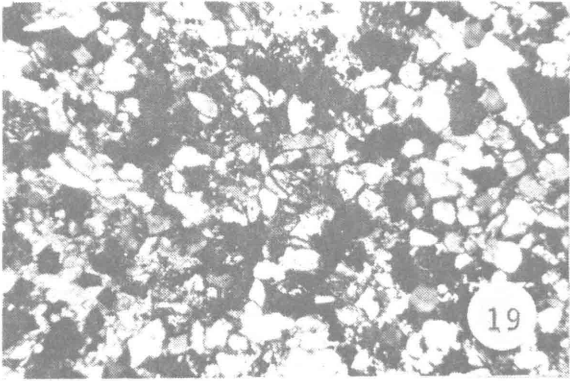
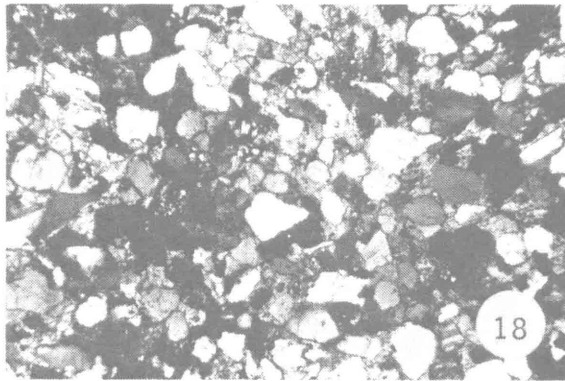
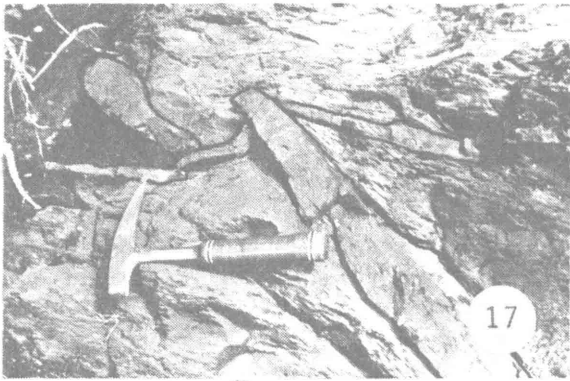
Localidad An-54, río Querecual. Fotomicrografía de una muestra tomada de la *inyectita oblicua* de la foto 17. Cuarzoarenita de grano fino, heterogranular, con abundante cuarzo y ocasionales granos de microclino sustentados por un cemento esparítico. Diámetro diagonal: 2,7 mm.

Foto 23:

Localidad An-56-B, río Querecual. Fotomicrografía de una *inyectita subhorizontal*, compuesta de cuarzoarenita de grano fino a muy fino, de granos anguloso de cuarzo, sustentados por cemento esparítico macrocristalino. Edad: Maastrichtiense inferior; siendo la *inyectita* más alta de la formación, en la sección tipo, a 1 m. por debajo de la primera capa de cuarzoarenita de la Formación San Juan. Diámetro diagonal 2,7 mm.

Foto 24:

Localidad An-70-C, cerro La Aguadita. Fotomicrografía de uno de los *esferoides* empotrados en una capa desplomada de cuarzoarenita, de la parte inferior de la formación (ver lámina 6, foto 29). Se caracteriza por la ausencia de cemento esparítico; es heterogranular y su única diferencia con la roca caja, es la presencia de granos de turmalina como mineral accesorio (centro de la foto). Diámetro diagonal 1,0 mm.



LAMINA 6: FORMACION SAN ANTONIO

Foto 25:

Localidad An-158, río Aragua. Fotomicrografía de una biomicrita pelágica, con ocasionales granos de cuarzo anguloso de grano fino, materia orgánica dispersa. Contiene radiolarios, y los foraminíferos planctónicos: *Hedbergella* sp., y *Globotruncana* cf., *bulloides* VOLLER, indicativos de edad Santoniense superior a Campaniense. Diámetro diagonal: 2,7 mm.

Foto 26:

Localidad An-54, río Querecual. Empotrada en nivel pelítico, *inyectita oblicua* de cuarzoarenita decimétrica, acompañada de una red de *inyectitas parásitas por descenso*, de escala centimétrica. Edad: Campaniense-Maastrichtiense inferior sin diferenciar.

Foto 27:

Localidad An-154, río Aragua. Fotomicrografía de una biomicrosparita laminada, con ocasionales granos muy finos y angulares de cuarzo, y materia orgánica dispersa. Se observaron *Hedbergella* sp. y *Neobulimina* sp. Parte inferior de la formación, edad probable, Santoniense superior-Campaniense. Diámetro diagonal: 2,7 mm.

Foto 28:

Localidad An-316, fila La Maravilla. Corte de la carretera de El Samán a la torre de retransmisión. Horizonte

limolítico afectado en la parte inferior, por un *desplome* cuarzoarenítico, acompañado por una *inyectita subhorizontal zigzagueante*, *capas estiradas, deformadas y corrugadas* por compactación diagenética. El desplome es de escala métrica, pero las *inyectitas* son decimétricas y centimétrica. Horizonte superior, de edad Maastrichtiense inferior.

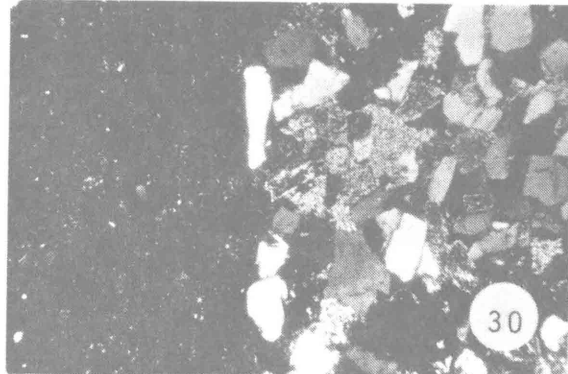
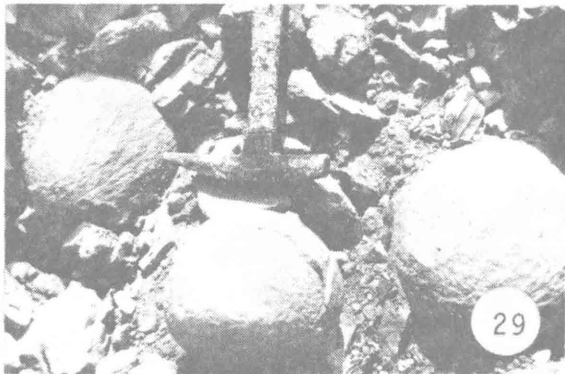
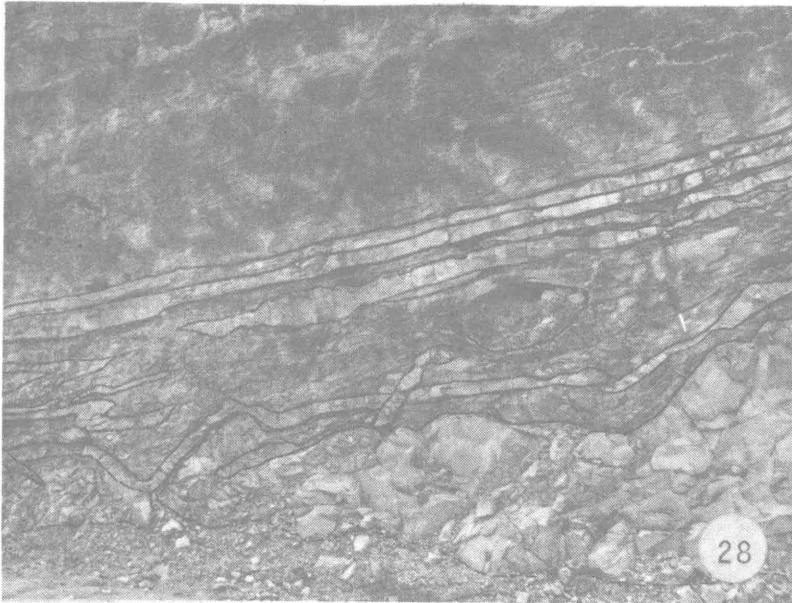
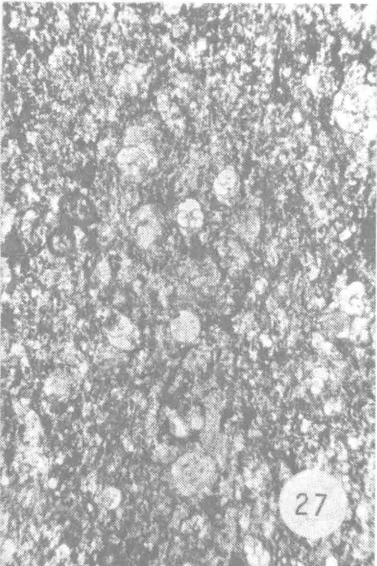
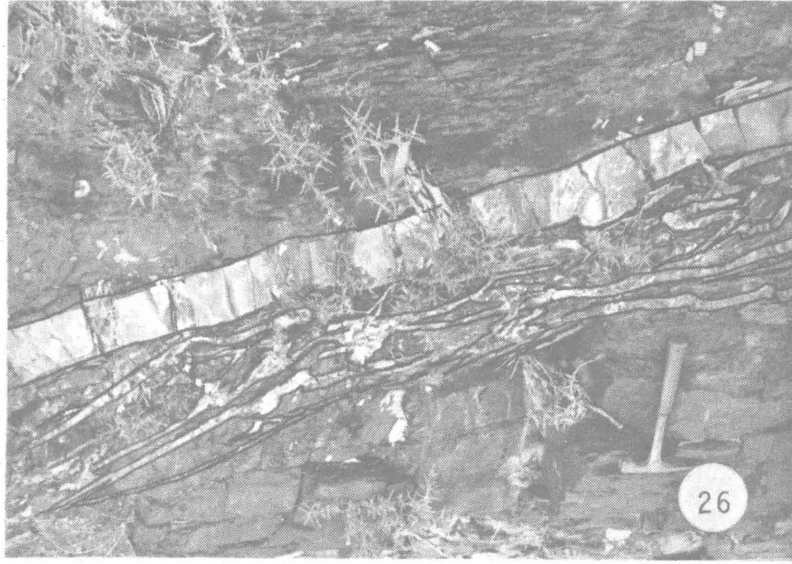
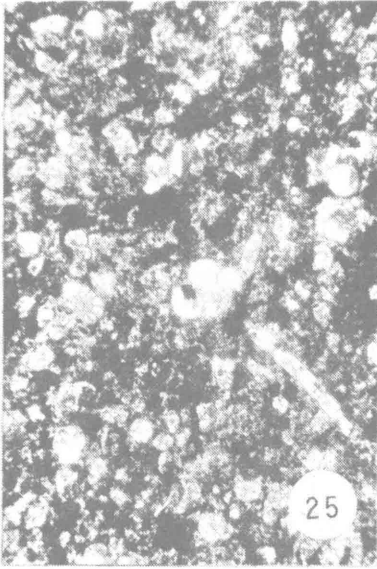
Foto 29:

Localidad An-70-C, cerro La Aguadita, fila San Antonio. *Esferoides* de cuarzoarenita, empotradas dentro de una capa desplomada de la misma composición litológica general. La microfotografía de la lámina 5, foto 24, corresponde a uno de estos esferoides. Nivel inferior de la formación, de edad Campaniense-Maastrichtiense inferior.

Foto 30:

Localidad An-67-B, vía Lamedero, cerro La Aguadita. Fotomicrografía del contacto entre una *inyectita horizontal* de cuarzoarenita (derecha) y una capa de chert negro, centimétrica, compuesta de sílice microcristalina, con microláminas de arcilla (?), conteniendo radiolarios y foraminíferos planctónicos. El contacto es planar a subalabeado, no tectónico. La cuarzoarenita consiste de cuarzo, poca muscovita y turmalina, con escasa matriz arcillosa o filitosa. Nivel superior de la formación, edad: Maastrichtiense inferior.

LAMINA 6



LAMINA 8: FORMACION SAN JUAN, INFERIOR

Foto 37:

Localidad An-188, río Orégano. Afloramiento, detalle lateral de la ilustrada en la foto 33. En una secuencia predominantemente cuarzoarenítica, se observan las siguientes estructuras sinsedimentarias *almohadilla y bola*, *inyectitas* subhorizontales y corrugadas, capas enrolladas, capas estiradas, y *desplomes*. Parte inferior de la formación.

Foto 38:

Localidad An-188, río Orégano. Detalle de la foto 41. Obsérvese que los niveles de cuarzoarenitas que simulan ser capas a esta escala, son en realidad *inyectitas subhorizontales* decimétricas, de la cual la inferior se halla horizontalmente corrugada. Se notan además *in-*

yectitas cuarzoareníticas *ascendentes y bifurcadas*, de escala centimétrica. La roca que la constituyen limolitas negras.

Foto 39:

Localidad An-188, río Orégano. Capa de cuarzoarenita con deformación imbricada por *desplome sinsedimentario*, acompañado de *inyectitas descendentes, corrugadas* que afectan varias capas infrayacentes.

Foto 40:

Localidad An-188, río Orégano. Fotomicrografía de una capa de cuarzoarenita estirada, de grano fino a muy fino, dominado por cuarzo, con accesorios de microclino, (flecha), circón y materia orgánica dispersa; el cemento es esparítico. Diámetro diagonal 2,7 mm.

LAMINA 8

