



HAL
open science

Actividades y resultados del Convenio ORSTOM-Petroproducción (1.11.1991-1.04.1993).

Etienne Jaillard, Stalín Benítez, Gerardo Berrones, Martha Ordoñez, Milton García, Nelson Jiménez, Galo Montenegro, Italo Zambrano

► **To cite this version:**

Etienne Jaillard, Stalín Benítez, Gerardo Berrones, Martha Ordoñez, Milton García, et al.. Actividades y resultados del Convenio ORSTOM-Petroproducción (1.11.1991-1.04.1993).. 1993. hal-00568608

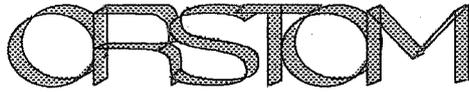
HAL Id: hal-00568608

<https://hal.science/hal-00568608v1>

Submitted on 23 Feb 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

Calle Rusia y Eloy Alfaro. Apdo postal 17.11.6596,
Quito, Ecuador.

Tel. 242.820, Fax. (593.2).448.699



PETROPRODUCCION
FILIAL DE PETROECUADOR

Km 6,5 via a la Costa. Casilla 10829,
Guayaquil, Ecuador.

Tel. 353.060, Fax. (593.4).353.060

ACTIVIDADES y RESULTADOS del CONVENIO

ORSTOM-Petroproducción

entre el 1^{ero} de Noviembre de 1991 y el 1^{ero} de Abril de 1993.

por

Etienne Jaillard, Stalin Benitez y Gerardo Berrones,

con la colaboración de

Martha Ordoñez, Milton García, Nelson Jiménez,

Galo Montenegro e Italo Zambrano.

Marzo de 1993

PRESENTACION DEL CONVENIO ORSTOM-PETROPRODUCCION.

El presente trabajo se desarrolló en el marco de un convenio de cooperación técnica y científica firmado en Junio de 1991 entre el Instituto Frances de Investigaciones Científicas en Cooperación para el Desarrollo-ORSTOM, y la Gerencia de Petroproducción, filial de PETROECUADOR encargada de la geología, exploración y explotación de los hidrocarburos del Ecuador.

El objetivo de dicho convenio es el estudio sedimentológico y tectónico de cuencas sedimentarias ecuatorianas presentando un interés en la búsqueda de petróleo, con el fin (1) de mejorar el entendimiento de la evolución geodinámica de la margen andina durante el Mesozoico y el Cenozoico, y (2) de actualizar los métodos de análisis sedimentario y de exploración petrolera y mejorar el conocimiento de la evolución tecto-sedimentaria de las cuencas ecuatorianas.

El programa científico definido al inicio de las actividades del Convenio ORSTOM-Petroproducción consiste en el estudio de la evolución geodinámica de la margen ecuatoriana durante el Cretáceo superior y el Paleogeno, mediante el análisis de su evolución sedimentaria y tectónica durante dicho intervalo. Las áreas por ser estudiadas son (fig. 1) :

- la parte Sur de la Costa ecuatoriana Oeste y Noroeste de Guayaquil), que incluye la Península de Santa Elena, la Cordillera de Chongón-Colonche y una parte de la cuenca Manabí;

- la zona de Celica-Alamor, en el extremo Suroeste del Ecuador (Oeste de Loja), que incluye los afloramientos cretácicos y paleógenos ubicados al Sur del paleozoico de Arenillas y al Oeste de la Cordillera occidental;

- la cuenca oriental del Ecuador (Oriente) ubicada al Este del accidente frontal de la Cordillera oriental ecuatoriana (Cordillera Real), y que se extiende hasta el escudo guyanés.

Las dos primeras zonas fueron estudiadas en el primer período del Convenio (1991-1993), mientras que la tercera será estudia-

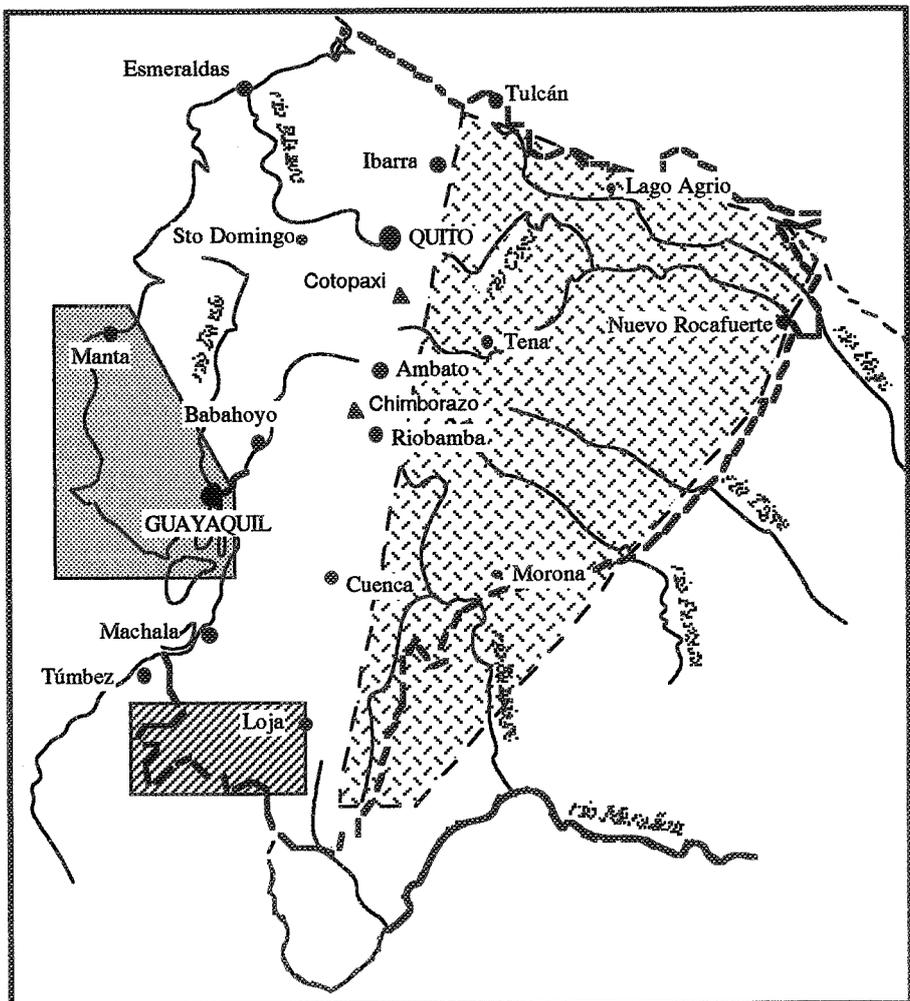


Fig. 1: Ubicación de las áreas de estudio previstas en el marco del Convenio ORSTOM-Petroproducción.

da durante el segundo período (1993-1995).

Los métodos de estudio incluyen :

- la revisión de los datos estratigráficos disponibles, y su complementación por nuevas análisis bioestratigráficas o radiométricas, cuando se lo necesita;
- el análisis sedimentológico propiamente dicho, que permite determinar los medios de deposición, sus evoluciones verticales, la geometría de los cuerpos sedimentarios, la ubicación y naturaleza de las áreas fuentes y las paleogeografías sucesivas;
- el análisis estructural, que lleva a definir el tipo de deformación, la naturaleza y las direcciones de los esfuerzos, el régimen tectónico que controla la evolución y la subsidencia de las cuencas y la naturaleza y ubicación de los accidentes tectónicos mayores;
- la comparación de esos datos con las modalidades de la subducción, que permite proponer correlaciones o hipótesis en cuanto a las causas de los eventos tectono-sedimentarios registrados en las cuencas sedimentarias ecuatorianas.

El primer período de estudio se desarrolló en la sede de Petroproducción-Guayaquil. Los geólogos involucrados en el Convenio fueron Stalin Benitez y Gerardo Berrones (Petroproducción), y Etienne Jaillard (Orstom). Además, Milton García y Galo Montenegro (Petroproducción) participaron a algunas salidas de campo.

Todas las determinaciones micropaleontológicas fueron efectuadas en el Laboratorio de Petroproducción-Guayaquil por Martha Ordoñez (foraminíferos y radiolarios), Nelson Jiménez (nanofósiles calcáreos) y Ítalo Zambrano (palinología).

Análisis geoquímicos fueron efectuadas por Galo Montenegro, y estudios petrográficos de muestras fueron llevados a cabo por Jorge Cotrina (Petroproducción).

Además, las plantas terciarias están estudiadas por el prof. Georges Barale (Univ. Lyon-Francia); los ammonites del Cretáceo superior fueron estudiadas por el Prof. Peter Bengtson (Univ. Heidelberg-Alemania y Uppsala-Suecia); dataciones radiométricas están en curso por Michel Bonhomme (Univ. Grenoble-Francia), y vertebrados marinos han sido visitados (sin resultados) por Christian De Muizon (Museo Nacional Paris e IFEA-Lima).

Por fin, se hicieron excursiones de campo con Arturo Egüez (EPN-Quito), el prof. Georges Mascle (Univ. Grenoble-Francia) y el prof. Wilfried Winckler (ETH Zürich-Suiza).

PARTE I.

LA COSTA SUR-ECUATORIANA ENTRE EL CRETACEO SUPERIOR Y EL EOCENO SUPERIOR

TRABAJOS ANTERIORES, OBJETIVOS CIENTÍFICOS.

La descubierta al inicio del siglo de pequeños yacimientos de petróleo en la Península de Santa Elena, así como el nacimiento de la micropaleontología motivaron, en los años 1920-1950, estudios micropaleontológicos (Cushman, Thalmann, Stainforth, etc) y paleontológicos (Berry, Olson, etc) de los sedimentos Cretácicos y Terciarios de dicha zona. Estos estudios llevaron los geólogos petroleros, mayormente ingleses, que trabajaban en la zona, a proponer los primeros cuadros estratigráficos en los años 1930-1960 (Sheppard, Tschopp, Marchant, Sauer, Canfield, etc). Mientras tanto, estudios micropaleontológicos fueron proseguidos (por ejemplo Polugar *in* Small, Sigal).

Sin embargo, en los años 1970, la aparición de las teorías mobilistas derivadas del modelo de tectónica de placa, así como la confusión nacida de los cuadros estratigráficos con valor local, frecuentemente contradictorios entre sí, la complejidad tectónica y finalmente la escasez de los afloramientos, condujeron geólogos petroleros a proponer la hipótesis según la cual la estructura desordenada de la Península de Santa Elena resultaría de la formación, por resbalamiento sintectónico, de un olistóstromo gigante, de edad Eoceno superior, involucrando a todas las rocas más antiguas (Azad, Colman, Bristow *in* Bristow y Hoffstetter).

Mientras tanto, estudios petrográficos y mineralógicos evidenciaron la naturaleza oceánica del substrato de la Costa ecuatoriana (Goossens, Juteau), confirmada por estudios gravimétricos (Feininger y Seguin). Estos llevaron a proponer los primeros modelos tectónicos y geodinámicos para la evolución de la costa ecuatoriana (Lonsdale, Feininger y Bristow). De ésta época datan una exhaustiva compilación de los datos estratigráficos efectuada por Bristow y Hoffstetter (1977), y un mapa geológico sintético del Ecuador al 1/1.000.000° dibujado y comentado por Baldock (1982), que siguen siendo todavía los trabajos fundamentales para estudiar la geología del Ecuador.

En los años 1980, estudios llevados a cabo por geólogos y estudiantes ecuatorianos perteneciendo al ESPOL o a Petroproducción, a veces en colaboración con geólogos franceses (Benitez, Dugas, Navarrete, Nuñez del Arco, Santos), restablecieron la sucesión estratigráfica previamente admitida, y propusieron interpretaciones sedimentológicas y paleogeográficas para la evolución de la Costa ecuatoriana. En la misma época, numerosos trabajos petroleros inéditos llevaron nuevos y valiosos datos bioestratigráficos (CEPE, Unocal, Litton, Amoco). Además, estudios paleomagnéticos evidenciaron importantes rotaciones en sentido horario en la Costa Ecuatoriana (Roperch, Mourier).

En cuanto a la geología de la Costa Sur-Ecuatoriana, estos trabajos llegaron a la siguiente imagen simplificada :

- La Costa ecuatoriana comprende dos dominios paleogeográficos que son la Península Santa Elena al Sur y la Cordillera Chongón-Colonche y la Cuenca Manabí al Norte (fig. 2). Están separados por un accidente importante, la Falla Chongón-Colonche, que jugó un papel importante en la sedimentación y la subsidencia terciaria de dichas zonas.

- La Costa ecuatoriana es un fragmento de corteza oceánica de edad Cretáceo inferior a medio, cubierta por una serie volcanosedimentaria pelágica del Cretáceo superior-Paleoceno (Fms Cayo y Guayaquil). Dicha serie está sobreyacida por turbiditas de edad Paleoceno (Gp Azúcar) a Eoceno

medio (Gp Ancón). Una laguna sedimentaria mayor ocurre en el Eoceno superior-Oligoceno.

- La Costa Ecuatoriana fue acreta-da a la margen andina en el Terciario inferior (Eoceno medio) y experimentó una rotación en sentido horario de $\approx 70^\circ$.

- En el Neógeno, se formó una cuenca muy subsidente en la Península (Cuenca Progreso, fig. 2), probablemente en relación con el juego en rumbo dextral de la Falla Guayaquil-Dolores.

En 1991, la geología de la Costa Sur ecuatoriana, tenía los siguientes problemas :

- la naturaleza y el origen del "Wildflysch" de la zona de Santa Elena, que implica rocas cretácicas;

- la existencia en la Península de la Formación Guayaquil, conocida solo al Norte de la Falla Chongón-Colonche;

- la edad del Grupo Azúcar, considerada como Paleoceno inferior;

- la evolución vertical de la secuencia del Eoceno medio, considerada hasta ahora como totalmente turbidítica, a pesar de ser precedida y seguida por lagunas sedimentarias mayores;

- la edad de la Formación Zapotal, considerada alternativamente como de edad Eoceno superior o Oligoceno superior;

- el papel tectónico y paleogeográfico de la Falla Chongón-Colonche;

- la edad exacta de la acreción de la Costa Ecuatoriana con la margen continental andina.

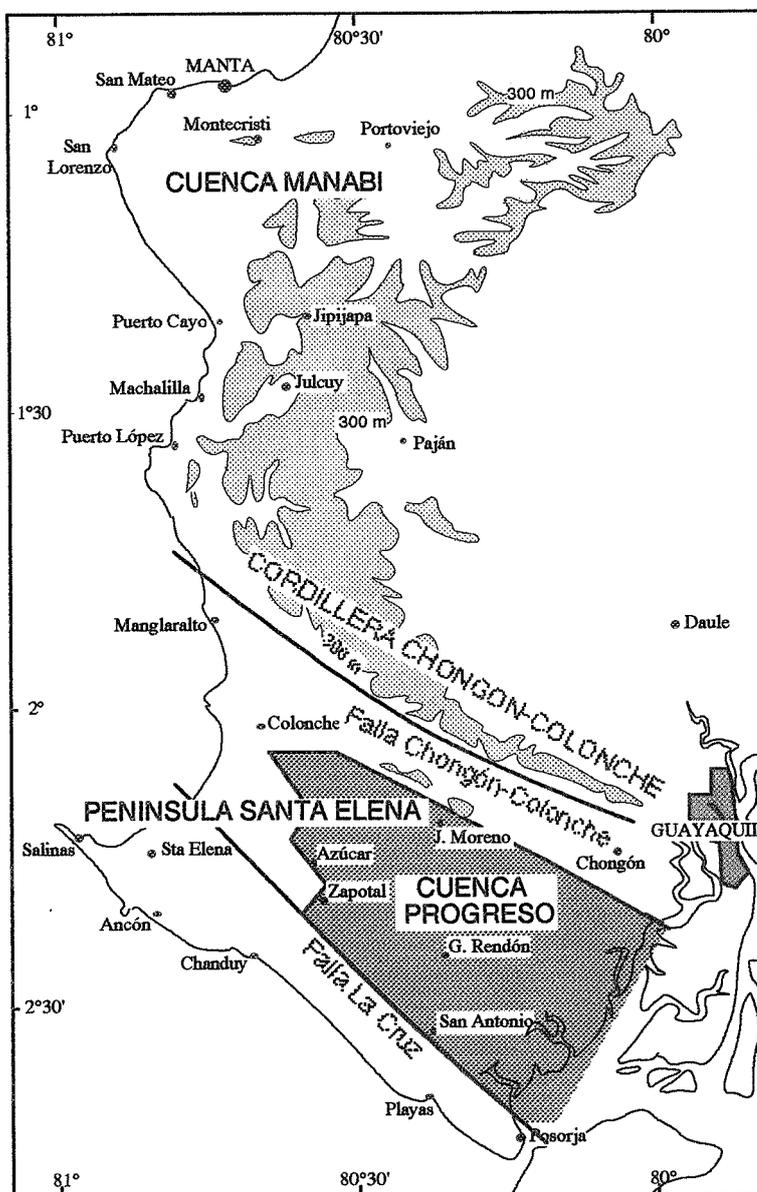


Fig. 2: Mapa simplificado de la Costa Sur-Ecuatoriana. Ubicación de las principales localidades y de los rasgos geológicos mayores.

Por lo tanto, el trabajo llevado a cabo en el marco del presente Convenio consistió en :

- una revisión y síntesis de los datos bibliográficos existentes, para seleccionar, criticar, discutir y eventualmente complementar los datos bioestratigráficos relevantes;

- el muestreo y análisis micropaleontológico de las unidades sedimentarias

- una revisión de los principales afloramientos, para determinar, precisar o modificar las interpretaciones sedimentológicas existentes;

- la visita de los afloramientos cretácicos de la Península, casi desconocidos hasta ahora;

- el estudio preliminar de las deformaciones registradas por las unidades sedimentarias.

Los resultados de dicho estudio son presentados a continuación.

CAPITULO 1

**ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DEL
SUBSTRATO CRETACEO SUPERIOR - PALEOCENO
DE LA COSTA SUR-ECUATORIANA.**

I. LA FORMACIÓN PIÑON

Las rocas más antiguas de la Costa ecuatoriana son rocas volcánicas nombradas Formación Piñon (*Basic Igneous Complex* de los autores anglo-sajones). Se tratan principalmente de basaltos toleíticos y andesitas basálticas, a menudo en almohadas, de espesor desconocido (por lo menos 2000 m). Tienen una composición vecina de las toleítas de dorsales oceánicas, y están interpretadas como representando un piso oceánico (Goossens y Rose 1973, Goossens et al. 1977, Juteau et al. 1977, Wallrabe-Adams 1990).

Dichas rocas han sido datadas por radiometría del Aptiano superior-Albiano inferior (110 ± 10 Ma y 104 ± 15 Ma, K-Ar sobre plagioclasas) y/o del Campano-Maastrichtiano (74 ± 10 Ma y 72 ± 6 Ma, K-Ar sobre roca total, Goossens y Rose 1973). Faucher y Savoyat (1973) mencionan también edades radiométricas de 110 y 100 Ma para la Formación Piñon, pero sin precisar la localización y el método. Diques basálticos que cortan la Formación Piñon indican una edad Cretáceo superior (85 ± 10 Ma y 65 ± 5 Ma, K-Ar sobre plagioclasas, Goossens y Rose 1973). El pluton tonalítico de Pascuales dió edades de 75 Ma y 56 Ma (K-Ar sobre roca total, Cordani *in* Hall y Calle 1982) y 73.3 ± 4.8 Ma (K-Ar, sobre hornblendas, Pichler y Aly 1983), mientras que un dique que lo corta dió una edad de 61 Ma (K-Ar sobre roca total, Cordani *in* Hall y Calle 1982). Un otro pluton tonalítico (Gomez) que corta la Formación Piñon fue datado de 76.9 ± 6.9 Ma (K-Ar, sobre hornblendas, Pichler y Aly 1983). Los diques que cortan las Formaciones Piñon y su cobertura sedimentaria sobreyacente (Fm Cayo) son del Paleoceno (65 ± 5 Ma, 61 ± 20 Ma y 54 ± 5 Ma, K-Ar sobre plagioclasas, Goossens y Rose 1973, Hall y Calle 1982).

Tomando en cuenta la edad Turoniano-Coniaciano (posiblemente Cenomaniano) de las rocas sedimentarias sobreyacentes, la Formación Piñon puede ser considerada como de edad Cretáceo inferior (ante-Turoniano). Sin embargo, actividades magmáticas notables parecen haber ocurrido en el límite Campaniano-Maastrichtiano (75-72 Ma, coladas y plutones), y en el Paleoceno inferior (65-61 Ma, diques).

La Formación Piñon aflora extensamente el Cordillera Chongón-Colonche y en la costa de Manabí. En la Península, solo se conocen pocos afloramientos aislados en Santa Elena-Salinas, al Sur de Azúcar, etc..., que atestigian la naturaleza oceánica del substrato de dichas zonas.

La Formación Piñon está cubierta por una espesa serie sedimentaria de edad Cretáceo superior-Paleoceno, anteriormente conocida como la Formación Cayo, ahora dividida en tres formaciones (Marksteiner y Alemán 1991).

II. FORMACION CALENTURA.

II.1. Presentación de la Formación Calentura

El Miembro Calentura fue definido por Thalmann (1946) como la parte inferior, de grano fino, de la Formación Cayo. Luego, ha sido elevado al rango de Formación por Faucher y Savoyat (1973). Sin embargo, Bristow (1976) opinó que dicha unidad tendría que ser eliminada de la nomenclatura estratigráfica ecuatoriana. Proponemos de conservar el término de Formación Calentura (Marksteiner y Alemán 1991), ya que dicha unidad es litológicamente y estratigráficamente

bien individualizada y mapeable. Consiste de calizas, pizarras silicificadas y grauwackas de color negro, de 100 a 400 m de grosor, que contrastan con los depósitos volcanoclásticos gruesos sobreyacentes de la Formación Cayo. Aflora mayormente en las cercanías de Guayaquil (Bristow y Hoffstetter 1977, Alvarado y Santos 1983), pero ha sido también reconocida en la Cordillera Chongón-Colonche (Benitez 1990-91). No ha sido observada en la Península.

II.2. Trabajos bioestratigráficos sobre la Formación Calentura

Thalmann (1946) encontró el molusco *Inoceramus* sp., numerosos foraminíferos planctónicos entre los cuales: *Guembelina* cf. *striata*, *G.* cf. *globulosa*, *G.* cf. *paucistriata*, *Globigerina* sp., *G. cretacea*, *Globorotalia* sp., *Globotruncana* cf. *renzi*, *Flabellamina* sp., *Nodosaria* sp., *Bolivina* sp., *Reophax* (?) sp., y, entre los radiolarios, abundantes *Spongodiscus* sp., *Staurodicta* sp., *Stylodicta* sp., *Dictyomitra* sp., *Stylotrachus* y escasos *Spongosaturnalis*. Concluyó con una edad Cenomaniano superior-Turoniano.

Marks (1956) determinó *Inoceramus plicatus*, *I. roemeri* y *I. striata* del Turoniano superior.

Bristow (1976), discutiendo el rango de los microfósiles determinados por Thalmann, propone una edad posiblemente Turoniana y más probablemente Senoniana.

Alvarado y Santos (1983) mencionan radiolarios y el foraminífero planctónico *Helvetotruncana* cf. *praehelvetica* (det. J. Sigal), indicador del Turoniano medio, mientras que Dugas y Labrousse, acompañados por G. Laubacher, R. Marocco y F. Mégard encontraron un ammonite, cuyo molde fue determinado como de edad Turoniano.

Más recientemente, Gamber et al. (1990) determinaron los foraminíferos bentónicos: *Pleurostomella* cf. *greatvalleyensis*, *Gavelinella* sp., *Lenticulina* sp.; los radiolarios *Stychomitra* cf. *asymbatos*, *Theocampe* cf. *ascalina*, *T. tina*. Entre los nanofósiles calcáreos dominan *Lithastrinus floralis*, *Marthasterites furcatus*, *Eiffelithus eximius*, *Quadrum gartneri*, asociados con *Micula staurophora*, *Lithastrinus septenarius*, *Parhabdolithus* cf. *asper*, y con formas turonianas (retrabajadas?): *Corollithion achylosum*, *Lithastrinus planus* y *L. floralis* 8-ray. Dicha microfauna indicaría el intervalo Turoniano superior a Coniaciano inferior (Gamber et al. 1990, Marksteiner y Alemán 1991).

En conjunto, la Formación Calentura puede ser considerada como de edad Turoniano-Coniaciano, siendo la presencia del Cenomaniano posible, pero incierta.

II.3. Sedimentología de la Formación Calentura

La Formación Calentura comprende mayormente tres tipos de rocas.

Lutitas negras silíceas y calizas micríticas laminadas y débilmente bioturbadas indican un medio de depósito pelágico, de muy baja energía, en ambiente disaeróbico. La abundancia de radiolarios, y la ausencia o escasez de pólenes y esporas (Alvarado y Santos 1983) confirman un ambiente de depósito profundo. La fracción calcárea parece variar según los lugares (comparar Alvarado y Santos 1983 y Benitez 1990-91). Dichas rocas presentan buenas propiedades de rocas madres (Alvarado y Santos 1983, Montenegro 1988 in Benitez 1990-91).

Brechas y grauwackas más o menos gruesas presentan las características de depósitos turbidíticos de baja densidad organizadas en secuencias de Bouma, con base erosiva, granoclasificación, laminaciones o ondulitas de corrientes locales y paso gradual al tope con las lutitas pelágicas autóctonas (Benitez 1990-91).

Se mencionan intercalaciones de rocas volcánicas, sea masivas, sea brechosas, de composición geoquímica desconocida.

Según Benitez (1990), la secuencia sería estrato-decreciente. En conjunto, la Formación Calentura puede ser interpretada como un depósito pelágico fino de cuenca oceánica, contaminado por productos de la actividad o de la erosión de centros volcánicos más o menos próximos.

III. LA FORMACIÓN CAYO

A.III.1. Presentación de la Formación Cayo

El término de Formación Cayo fue introducido originalmente por Olsson (1942) para designar

a

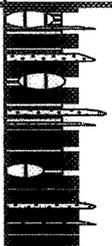
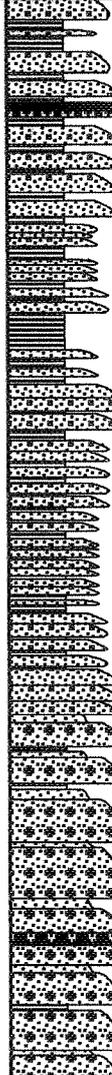
FORMACIONES	LITOLOGIA y INTERPRETACION	EDAD
Fm GUAYAQUIL	 <p>Lutitas tobáceas, cherts negros, grauvacas finas, nódulos calcáreos. CUENCA OCEANICA Sommerzación</p>	<p><i>THANETIANC</i> <i>inferior</i></p> <p><i>DANIANO</i></p> <p><i>MAASTRICHTIANO</i></p>
Fm CAYO	 <p>Lutitas tobáceas silicificadas, grauvacas, conglomerados y brechas, en secuencias de turbiditas gruesas de alta densidad. Radiolarios, foraminíferos aglutinados.</p> <p>CUENCA OCEANICA AL PIE DE UN RELIEVE VOLCANICO EN CURSO DE EROSION</p> <p>1000 500 0 m</p>	<p><i>CAMPANIANC</i></p> <p><i>SENONIANO</i> <i>(POST-CONIACIANO)</i></p>
Fm CALENTURA	 <p>Lutitas y calizas negras laminadas, y grauvacas turbidíticas finas CUENCA OCEANICA</p>	<p><i>CONIACIANC</i></p> <p><i>TURONIANC</i></p> <p><i>CENOMANIANO :</i></p>
Fm PINON	 <p>Lavas toleíticas masivas en almohadas PISO OCEANICO</p>	<p><i>ALBIANC</i></p>

Fig. 3: Columna simplificada de la serie cretácica-paleocena de la Costa Sur-ecuatoriana (según Benítez 1990-91, Marksteiner y Alemán 1991).

los depósitos mayormente cretácicos que descansan sobre la Formación Piñon. Luego, la Formación Cayo ha sido subdividida en Miembros Calentura, Cayo s.s. y Guayaquil (Thalman 1946, Faucher y Savoyat 1973, Benitez 1990-91), que consideramos ahora como formaciones (Marksteiner y Alemán 1991). La Formación Cayo (s.s.) consiste de 2000 a 3000 metros de pizarras tobáceas, grauwackas, grauwackas conglomeráticas y brechas volcanoclásticas, frecuentemente silicificadas con escasas intercalaciones de rocas volcánicas. Los contactos inferior y superior son considerados como transicionales (Bristow y Hoffstetter 1977, Marksteiner y Alemán 1991)

Aflora en las cercanías de Guayaquil, en la Cordillera Chongón-Colonche, en la cuenca Manabí y más al Norte. En la Península, rocas semejantes afloran cerca de Chongón a lo largo de la carretera a Salinas, poco antes del peaje; a lo largo de la carretera a Azúcar, y probablemente en Santa Elena, La Libertad y Salinas, bajo la forma de brechas tectónicas conocidas como "Wildflysch".

III.2. Trabajos bioestratigráficos sobre la Formación Cayo

Thalman (1946), determinó numerosos foraminíferos en la parte superior de la Formación Cayo: *Anomalina* spp., *Bolivina* spp., *Bolivinopsis* spp., *Bulimina* spp., *B. kickapoensis*, *Cibicides* spp., *Discorbis* spp., *Dorothyia* spp., *Dentalina* spp., *Ellipsoglandulina* cf. *velascoensis*, *Fronidularia* spp., *Gaudryina* spp., *Globorotalites* cf. *melchiorianus*, *Gümbelina* spp., *G. globulosa*, *Gyroidina* spp., *Gyroidinoides* spp., *Lagena* sp., *Lenticulina* spp., *Marginulina* spp., *Marginulina* spp., *Marssonella oxycona*, *Neobulimina* spp., *Nodosaria* spp., *Palmula* spp., *Planulina* spp., *Polymorphina* spp., *Pseudoclavulina* spp., *Pseudovalvulineris* spp., *Pullenia americana*, *Reussella* sp., *Robulus* spp., *Siphogenerinoides cretacea*, *Textularia* sp., *Vaginulina* sp. y *Valvulineria* spp. En el tope de la Formación Cayo, justo de bajo de la Formación Cayo, encontró *Astacolus* sp., numerosas *Bolivina incrassata*, *Bolivina tegulata*, *Bathysiphon* sp., *Dentalina megalopolitana*, *Dentalina* cf. *granti*, *Globorotalites melchiorianus*, *Nodosaria limbata*, *Planularia* sp. y *Silicosigmoilina* sp. del Senoniano superior (Thalman 1946).

Benitez (1990-91) menciona *Globotruncana* cf. *renzi* del Coniaciano.

Gamber et al. (1990) mencionan los dinocistos *Ceratiopsis speciosa*, *Cerodinium pannuceum*, *Dynogymnium acuminatum*, *Dynogymnium* sp., *Palaeocystodinium* sp. y el foraminífero bentónico *Rzehakina epigona*, que, tomados juntos, indicarían una edad Senoniano superior (Santoniano superior-Maastrichtiano, Marksteiner y Alemán 1991).

Marksteiner y Alemán (1991) mencionan además *Eponides* aff. *bolli*, *Gaudryana australis*, *Globigerina cretacea*, *G. bulloides*, *G.* cf. *striata*, *Quinqueloculina* sp., *Reussella szajnochae*, *Uvigerina* sp.? o *Pseudouvigerina* sp.? y *Rzehakina epigona*.

En el extremo Oeste de los afloramientos de la Formación Cayo, Romero (1990) encontró en Machalilla los siguientes foraminíferos: *Ammodiscus cretaceus*, *Anomalina* sp., *A. henbesti*, *Bathysiphon* sp., *Bolivina* sp., *B. incrassata*, *Bucella* sp., *Bulimina* sp., *B. petroleana*, *Chrysalogomium eximium*, *Dentalina* cf. *basiplanata*, *D.* cf. *basistorta*, *D. catenula*, *D. gracilis*, *D. legumen*, *D. reflexa*, *Ellipsoglandulina* aff. *exponens*, *Eponides* sp., *E. simplex*, *Fursenkoina* sp., *Globorotalites hiltermanii*, *G. spineus*, *Glomospira charoides*, *Globigerina* sp., *Globulina lacrima*, *G. prisca*, *Guttulina adhaerens*, *G. trigonula*, *Gyroidina depressa*, *G. globosa*, *G. nitida*, *Hormosina* cf. *crassa*, *Lagena apiculata*, *L.* cf. *globosa*, *L. vulgaris*, *Lenticulina* cf. *nuda*, *L. rotulata*, *Loxostomum* sp., *Marginulina* cf. *recta*, *Neobulimina* sp., *Nodosarella gracillima*, *Nodosaria concinna*, *N. monile*, *N. nitida*, *Nuttalides* sp., *N. trümpyi*, *Parafissurina* sp., *Pseudoglandulina* sp., *P.* cf. *cylindracea*, *Pseudopolimorphina* sp., *Planulina correcta*, *Pullenia coryelli*, *Reophax* sp., *Robulus münsteri*, *R. rotulata*, *Rzehakina epigona*, *R. epigona* var. *lata*, *R. fissistomata*, *R. inclusa*, *Spiroplectammina lalickeri*, *S. semicomplanata*, *S. sigmoidina*, *S. spectabilis*, *Spirosigmoilinella* sp., *Valvulineria allomorphinoides* y *V.* cf. *umpilicatula*, que indican, a pesar de numerosos retrabajamientos, una edad Campaniano (Romero y Navarrete 1991).

Además, Romero (1990) menciona los radiolarios siguientes: *Amphipyndax pseudoconulus*, *A. tylotus*, *Archaeodictyomitra lamellicostata*, *Pseudoalophacus florensis*, *P. pargueraensi* s, *Siphocampe daseia*, *Solenotryma dacryodes*, *Stylospongia verteroensis*, *Theocapsomma* cf. *comys* y *T.* gr. *comys*, que indican juntos la parte media del Campaniano superior (base de la zona de *A. tylotus*, Romero 1990, p. 57-8, Romero y Navarrete 1991). Por fin, Romero (1990, p. 50) da la siguiente lista de radiolarios determinados por Amoco Production: *Amphipyndax* aff. *pseudoconulus*, *Archeospongoprimum bipartitum*, *Cavaspongia* ? sp., *Diacathocapsa* sp., *D. granti*, *Dictyomitra rhadina*, *Ellipsoxiphus privus*, *Ectonocorys* ? sp., *Histiastrium* sp., *Obesacapsula* sp.,

Paranaella sp. 3, *Patellula* sp., *Phaseliforma* sp., *Pseudoalophacus* aff. *pargueraensis*, *Solenotryma* ? *japonica*, *Syphocampe* *daseia* y *Triactonospheara* *morenoensis*.

Por fin, una lava ubicada al tope de la Formación Cayo en la zona de Puerto Cayo dió una edad Eoceno basal (52.9 ± 2.9 Ma, K-Ar sobre roca total, Wallrabe-Adams 1990). Sin embargo, no se sabe si pertenece o cubre dicha formación, y es aún posible que constituya un sill o un dique.

III.3. Sedimentología de la Formación Cayo

La Formación Cayo consiste de numerosas secuencias gruesas de turbiditas volcanoclásticas de alta densidad depositadas en un abanico submarino profundo. El grano y los bancos parecen ser más potentes hacia la base (Bristow y Hoffstetter 1977, Benitez 1990-91). La fauna de foraminíferos bentónicos y de radiolarios spumellarios presente en la serie indicaría una profundidad de depósito de tipo plataforma externa. Sin embargo, estos últimos más reflejan la profundidad de la zona fuente que la de la zona de acumulación.

Según Benitez (1990-91) escasos datos de paleocorrientes indicarían aportes desde el Este hacia el Oeste, o desde el NE hacia SO. Sin embargo, se debe tener en cuenta que una rotación de 70° en sentido horario ha sido determinada para las rocas cretácicas de la Cordillera Chongón-Colonche (Roperch *et al.* 1988). Si se tiene en cuenta este dato, la zona fuente debía encontrarse al Norte, y no al ENE. Por otro lado, Benitez (1990-91) supone que la Formación Cayo resulta de la erosión de un arco insular. A pesar de que dicha hipótesis es verosímil, cabe destacar que ningún estudio geoquímico ha sido todavía llevado a cabo sobre las rocas de la Formación Cayo.

Al tope de la Formación Cayo, Benitez (1990-91) menciona una disminución del detritismo, un incremento de la materia orgánica, del número de foraminíferos y la aparición de fragmentos de algas, sugiriendo una somerización del medio de depósito, si se asume que dichos organismos están subautóctonos.

En Machalilla, al tope de la Formación Cayo s.s, datada del Campaniano superior (Romero 1990), es notable el tamaño grande de los clastos, y la abundancia de clastos de grauvacas, muy probablemente derivados del retrabajamiento de la misma Formación Cayo s.s.. Dicha observación sugiere que el Campaniano superior es una época de erosión y probablemente de actividad tectónica en la Costa Sur-ecuatoriana.

IV. LA FORMACION GUAYAQUIL.

IV.1. Presentación de la Formación Guayaquil

La Formación Guayaquil fue definida primero por (Thalman 1946), y fue considerada posteriormente como el miembro superior de la Formación Cayo por Bristow y Hoffstetter (1977). Está ahora considerada como una Formación descansando con contacto nítido sobre la Formación Cayo (Benitez 1990-91). En la zona de estudio, aflora principalmente en la región de Guayaquil y en la Cordillera Chongón-Colonche, en donde descansa sobre las turbiditas volcanoclásticas gruesas de la Formación Cayo.

IV.2. Trabajos bioestratigráficos sobre la Formación Guayaquil

Thalman (1946) menciona : *Astacolus* sp., *Bolivina* sp., *Dentalina* cf. *filiformis*, *Gyroidina globosa*, *Lenticulina* sp., *Nodosaria paupercula*, *Palmula* cf. *cordai*, *Pulvinunella* sp., *Siphogenerinoides clarki* y el planctónico *Rotalia* sp., asociados con los radiolarios *Stauroidicta* sp. y *Stylodicta* sp..

Sigal (1969) encontró *Bulimina* gr. *kickapooensis*, *Globotruncana* gr. *marginata* y *Rugoglobigerina* sp., y concluyó con una edad maastrichtiana, llegando posiblemente al Daniano por la presencia de pequeños foraminíferos planctónicos mal conservados. En la Formación Cayo, en lutas correlacionables con la Formación Guayaquil, el mismo autor menciona *Anomalinoidea velascoensis*, *Bolivinopsis grzybowskii*, *Buliminella rugifera*, *Ellipsoglandulina velascoensis*, *Eponides* aff. *bolli*, *Gaudriyana* cf. *australis*, *Gyroidina crassa*, *G.* cf. *simplex*, *G.* cf. *quadrata*, *Marssonella* sp., *Nodosaria* cf. *bighornensis*, *Planulina* sp., *Pseudoparella florealis*, *Rzehakina epigona* y *Reusella szajnochae* del Maastrichtiano, y los planctónicos *Globotruncana* sp., *Globigerina* sp. y *Guembelina* sp., que probablemente alcanzan el Daniano. Faucher *et al.* (1971) también mencionan *Globorotalia* sp. del Terciario inferior (véase en Bristow y Hoffstetter 1977).

Cabe destacar que Sigal (1969) opina que la fauna determinada tiene más afinidades con la de América Central que con la del Norte del Perú (Talara). Eso sugiere que la corteza oceánica acretada al Ecuador podía pertenecer a la misma placa que la que se acretó en América Central.

Luego, Ordoñez encontró en la parte basal de la formación el foraminífero bentónico *Bolivina draco draco* del Maastrichtiano, y los foraminíferos planctónicos *Globorotalia angulata* y *Globigerina* aff. *nitida* del Paleoceno superior en su parte somital (Benitez 1990-91).

Gamber *et al.* (1990) encontraron los dinocistos *Cassidium fragile*, *Ceratiopsis striata*, *C. cf. striata*, *C. cf. speciosa*, *Cordosphaeridium inodes*, *C. fibrospinatum*, *Dinogymnium acuminatum*, *Fibrocysta ovalis*, *F. variabilis*, *Hafniasphaera cryptovesiculata*, *Heliolithus reidelli*, *Manumiella druggii*, *M. seelandica*, *Palaecystodinium* sp.; los nanofósiles calcáreos *Cretarhabdus crenulatus*, *Fasciculithus* spp., *F. tympaniformis*, *Micula staurophora*, *Thoracosphaera* spp., *Trithyrodinium evittii* (?), *Watznaueria barnesae*; los radiolarios *Amphipyndax* spp., *Bekoma* sp., *Buryella pentadica*, *B. tetradica*, *Dictyomitra* spp., *Lamptonium* sp., *Phormocyrtis striata exquisita*, *Theocampe* spp., y sphyrideos desconocidos en el Cretácico. La edad inferida es Maastrichtiano hasta Paleoceno "medio" (Thanetiano inferior).

La presencia de los nanofósiles calcáreos *Fasciculithus* spp., *F. tympaniformis* y *Hafniasphaera cryptovesiculata* indica una edad post-Daniano para parte de la Formación Guayaquil (Gamber *et al.* 1990). El paso entre el Cretácico (caracterizado por la presencia de theropidos segmentados y especies de *Theocampe*, entre cuales *T. urna*) y el Paleoceno (probado por la ocurrencia de *Bekoma* sp., *Buryella pentadica*, *B. tetradica*, *Phormocyrtis striata exquisita* y *Lamptonium* sp.) estaría marcado por el gran número de *Manumiella druggii* (Marksteiner y Alemán, 1991).

La edad Maastrichtiano-Thanetiano inferior de la Formación Guayaquil siendo bien establecido, no se ha tomado más muestras en el marco del Convenio.

IV.3. Litología y sedimentología de la Formación Guayaquil

La Formación Guayaquil consiste de lutitas, cherts, tobas silicificadas de color negro, bien estratificados, con intercalaciones más calcáreas, o más arenosas.

Sinclair y Berkey (1937) mencionaron la abundancia de foraminíferos y radiolarios de probable edad cretácica, y su notable contenido de cenizas volcánicas.

Benitez (1990-91, 1991) presenta un columna simplificada de la Formación Guayaquil, con una parte inferior (≈ 85 m) en donde dominan lutitas silíceas y tobas con cherts, con intercalaciones de areniscas tobeáceas calcáreas; y una parte superior (≈ 240 m) con mayor contenido de carbonatos, materia orgánica y turbiditas tobáceas arenosas finas.

Según Marksteiner y Alemán (1991), la parte inferior contiene lutitas calcáreas negras ricas en foraminíferos y radiolarios, tobas de grano medio a grueso (lapillis) silicificadas, y lutitas tobáceas en bancos delgados, presentando leves plegamientos sinsedimentarios. La parte superior contiene calizas negras ricas en foraminíferos y radiolarios alternando con delgados bancos de tobas y lutitas silicificadas, presentando pliegues por deslizamientos (*slumps*) hechados hacia el NO y abundantes superficies de erosión. La Formación Guayaquil se habría depositado por gravedad en una pendiente suave inestable (*slumps*), coetáneamente con el fin de la actividad de un arco volcánico. La ausencia de radiolaritas, de fosfatos y de dolomita indicaría la ausencia de fenómenos de *upwelling* (Marksteiner y Alemán 1991).

En resumen, la Formación Guayaquil representa una sedimentación pelágica fina, que se depositó probablemente en una cuenca oceánica alejana de toda influencia terrígena, pero con una nítida contaminación de material volcánico fino. El aumento de la fracción carbonatada hacia arriba puede indicar sea una somerización del medio de depósito, sea una bajada del Nivel de Compensación de los Carbonatos (CCD). A pesar de que Benitez propuso que los fenómenos diagenéticos ligados a la silicificación pueden haber contribuido a la deformación de los sedimentos, la abundancia de deslizamientos en la parte superior (Marksteiner y Alemán 1991) podría indicar una notable actividad tectónica de edad paleocena.

V. LA FORMACION SANTA ELENA, anteriormente "CHERTS SANTA ELENA".

V.1. Presentación de la Formación Santa Elena.

La Formación Santa Elena, fue definida por Marchant (1961), elevando los "Cherts Santa Elena" (Sinclair y Berkey 1923, Sheppard 1937) al rango de Formación. Las unidades "Cherts Santa Paula" y "Cherts Carolina" (términos ahora en desuso) parecen ser equivalentes a la Formación Santa Elena.

La Formación Santa Elena aflora mayormente en la parte Oeste de la Península, al Sur de la Cordillera Chongón-Colonche, y a lo largo de la falla La Cruz.

V.2. Trabajos bioestratigráficos anteriores sobre la Formación Santa Elena.

En conjunto, en esas unidades se mencionaron los foraminíferos *Ammobaculites* sp., *Bathysiphon* sp., *Bolivina incrassata*, *Cibicides* sp., *Dentalina* sp., *Globigerina* sp., *Gyroidina* sp., *Nodosarella* sp., *Nodosaria* sp., *Palmula rugosa*, *Rotalia* sp., *Textularia* sp., *T.* cf. *globifera*, *Valvulineria* sp., y los radiolarios *Cenosphaera* sp., *Cornucopia* sp., *Nasselaria* sp., y abundantes *Spumellaria* sp., que indican el Cretácico superior-Paleoceno (Sinclair y Berkey 1923, Thalmann 1946, p. 341-2, Bristow y Hoffstetter 1977). Dicha formación ha sido considerada como equivalente a la Formación Guayaquil de la parte Este de la Península (Thalmann 1946, Canfield 1966).

V.3. Resultados bioestratigráficos nuevos sobre la Formación Santa Elena.

En las muestras PO. 56, 57 colectadas en los cherts aflorando en la playa La Caleta (La Libertad), solo se encontraron dientes de peces no diagnósticas. En cambio, las muestras siguientes permiten precisar la edad de la Formación Santa Elena.

Cerca del tope del Cerro González (PO. 136), se determinaron los foraminíferos bentónicos *Bathysiphon* sp., *B. gerochi* y *Haplophragmoides* sp., del Cretáceo superior-Paleoceno.

La muestra PO. 152, constituida de lutitas verdes procedentes de la cantera ubicada al Sur del pozo Japonesa a unos kilómetros al Sur de Santa Elena, contiene los radiolarios *Amphypyndax tylotus*, *Archaeodictyomitra lamellicostata* y *Cenosphaera* sp. del Campaniano superior-Maastrichtiano.

La muestra PO. 154, tomada poco al Norte de San Vicente, contiene los radiolarios: *Cenosphaera* sp., *Phormocyrtis striata exquisita* y *Stylosphaera* sp. que indican el intervalo Paleoceno - Eoceno inferior (anterior al tope de la zona de *B. clinata*).

En los cherts de la muestra PO. 155, tomada a poca distancia al Noreste de San Vicente, además de dientes de peces y de espiculas tetraxónicas de esponjarios, los radiolarios *Bathropyramis* sp., *Buryella* aff. *tetradica*, *Cenosphaera* sp., *Dictyomitra* aff. *andersoni*, *Lychnocanoma* sp., *Phormocyrtis striata exquisita*, *Protoxiphotractus* sp. y *Thanarba* sp. ? indican una edad paleocena.

En la cantera del Cerro de La Plata (Noreste de el Morillo), los cherts de la Formación Santa Elena contienen los radiolarios: *Cenosphaera* sp., *Dictyomitra* cf. *multicostata* y *Stichomytra* sp. de rango amplio (Cretáceo superior-Paleoceno).

En los cherts del lado Oeste del Cerro Chuculunduy (carretera Progreso-Salinas, muestra PO. 159), se comprobó la presencia del foraminífero *Heterohelix* cf. *globulosa*, de los radiolarios *Amphypyndax tylotus*, *Archaeodictyomitra lamellicostata*, *Diacanthocapsa granti* y *Stylospongia* sp. que datan al afloramiento del Campaniano superior-Maastrichtiano. Sin embargo, los nanofósiles calcáreos *Arkhangelskiella* cf. *scapha*, *Coccolithus paenepelagicus*, *Micula* sp., *M. decussata*, *Quadrum gartneri* y *Watzaraneria barnisae* soportan una edad Coniaciano-Campaniano inferior.

Estos resultados confirman la edad maastrichtiana (muestras PO. 152 y PO. 159) de la Formación Santa Elena, y demuestran que ésta alcanza al Paleoceno (muestras PO. 154 y PO. 155). Por lo tanto, dicha unidad es estratigráficamente equivalente a la Formación Guayaquil.

V.4. Afloramientos, litología y sedimentología de la Formación Santa Elena

Los afloramientos de la Formación Santa Elena corresponden en su mayoría a los mapeados como Formación Cayo en el mapa al 100.000 de la Península (Represa de Chongón, Cerro Chuculunduy, Santa Rosa, Salinas, Punta Carnero, San Vicente (15 km al Este de Colonche)). Además se la observó (1) en el Cerro González (carretera de la antena), 4 km al Sureste de Zapotal; (2) en el

pueblo de El Morillo (12,5 km ENE de Santa Elena) y (3) en la ciudad de La Libertad.

El contacto inferior no ha sido observado, pero la Formación Santa Elena de Chongón podría descansar sobre la Formación Cayo que se observa a lo largo de la carretera saliendo de Guayaqui, poco antes de llegar al peaje. Respecto al contacto superior, a pesar de que el contacto mismo no ha sido observado, cabe notar que en el Cerro González (SE de Zapotal), la Formación Santa Elena está geoméricamente sobreyacida por el Grupo Azúcar del Paleoceno terminal. El espesor no ha podido ser estimado.

La litología consiste en lutitas silíceas blancas, grises o verdosas, con delgados interbancos de lutitas verdes, conteniendo a menudo grandes cherts negros o marrones. Ocurren nódulos de calizas oscuras a veces mineralizadas (Fe, Mg), y/o decalcificadas. Benitez (1983) nota la presencia de turbiditas finas distales. En el Cerro San Juan que soporta la represa de Chongón, se presenta bajo la forma de secuencias pluri-decimétricas integrando de la base al tope: lutitas claras silíceas - margas - calizas con cherts negros. En el Cerro González (SE de Zapotal), es una serie monótona bien estratificada, enteramente silicificada, de sedimentos grises finos, a veces laminados, con piritita (anteriormente calizas?). Por el carácter fino y monótono de la sedimentación, el alto contenido de radiolarios y la presencia de foraminíferos bentónicos de ambiente profundo, el medio de deposición parece ser pelágico y profundo, probablemente confinado a disaeróbico, con muy poca energía. Sin embargo, en muchos casos, el aspecto inicial de la roca está borrada por la intensa deformación tectónica.

Varios autores notaron la fracción notable de fragmentos volcánicos (fragmentos de vidrio, niveles de tobas, Sheppard 1937, Benitez 1983), que sugiere que el depósito es coetáneo de una actividad volcánica lejana.

La diferencia de aspecto entre la Formación Guayaquil y la Formación Santa Elena se debe a que, mientras la primera no fue deformada, la segunda unidad experimentó una intensa deformación tectónica probablemente asociada con una alteración importante (hidrotermalismo y leve metamorfismo?, Sheppard 1937). Por lo tanto, la Formación Santa Elena debe ser considerada como un equivalente deformado de la Formación Guayaquil.

V.5. La deformación de la Formación Santa Elena

En todos los afloramientos visitados, la Formación Santa Elena está caracterizada por una importante deformación tectónica, cuya intensidad incrementa de manera notoria hacia el Oeste.

En el Cerro San Juan (Chongón), la Formación Santa Elena está cortada por planos de cizalla, mayormente hacia el NNE, y también hacia el NNO. Esos planos limitan escamas de material volcánoclastico perteneciente a la Formación Cayo (que aflora también a lo largo de la carretera Guayaquil-Salinas, poco antes de llegar al peaje). Esas estructuras están cortadas por varias generaciones de fallas, entre las cuales cabe mencionar planos de cizalla subhorizontales con estrias hacia el NO.

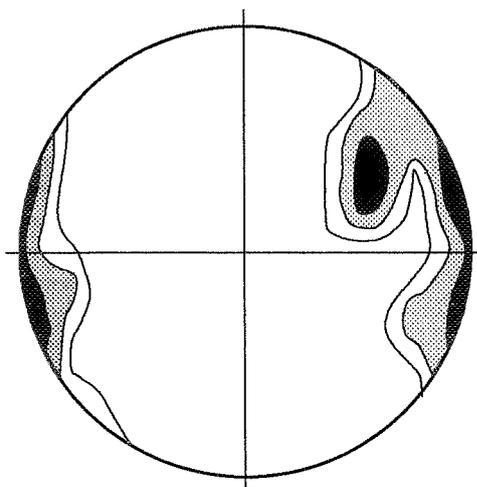
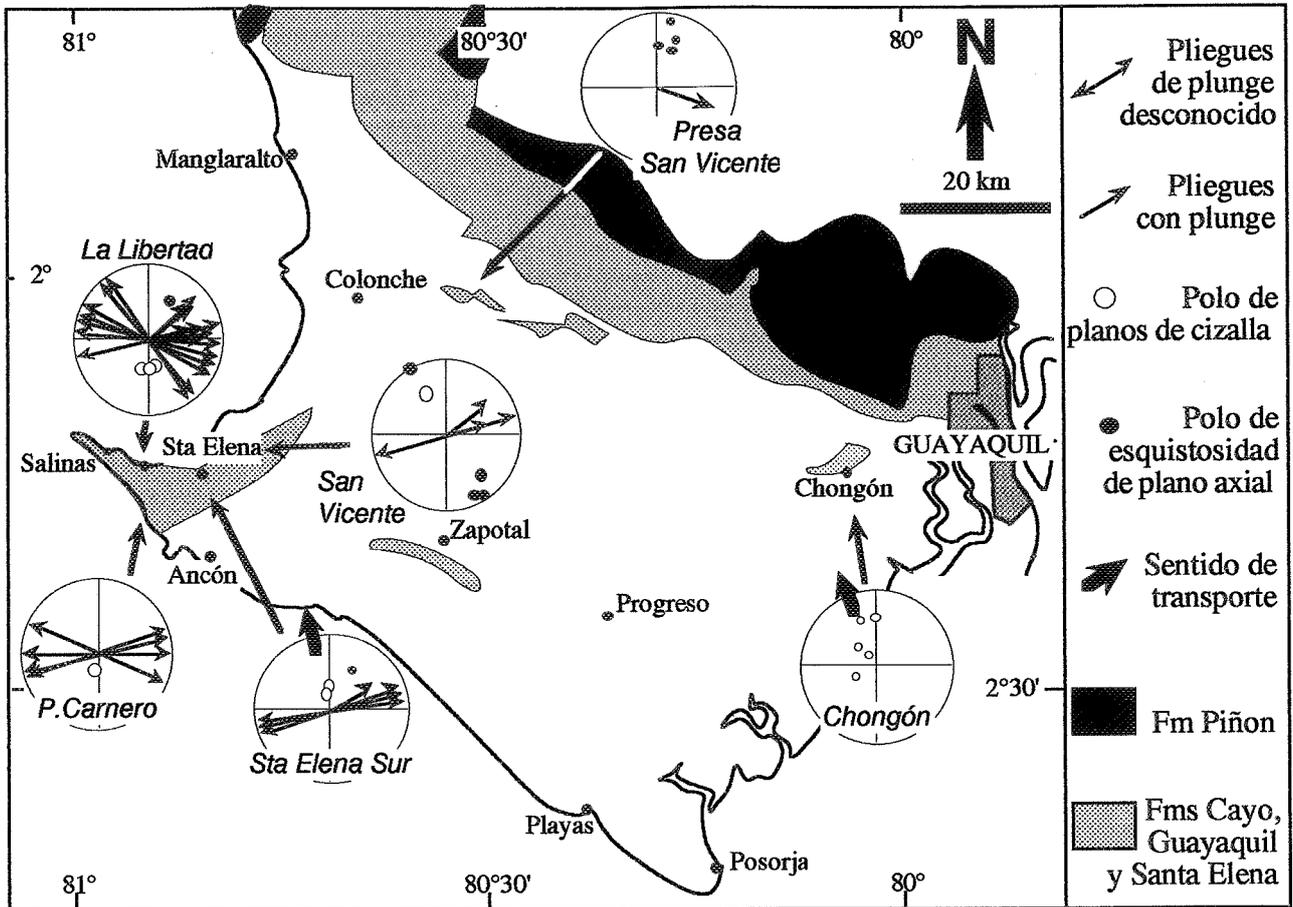
Más al Oeste, en el Cerro González, está casi no deformada, mientras que en el Cerro Chuculunduy, presenta pliegues y planos de cizalla, pero la estratificación está todavía visible.

En las zonas de Santa Elena, San Vicente, Cerro la Plata y San Vicente, presenta pliegues apretados y echados, con esquistosidad de plano axial bien desarrollada, y planos de cizalla con buzamiento suave. Localmente, la estratificación está borrada por la deformación.

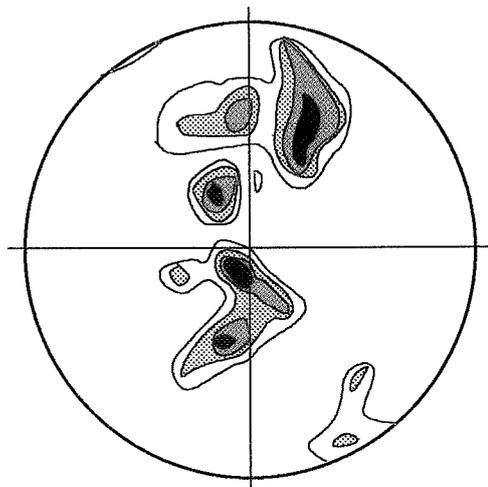
En el extremo Oeste de la Península (Cabo de Punta Carnero, zona de La Libertad, Santa Rosa y Salinas), la Formación Santa Elena está representada mayormente por lutitas intensamente alteradas, fracturadas, plegadas y cizalladas, frecuentemente asociada con afloramientos de las Formaciones Piñon y Cayo muy deformadas. Excepto en ciertos lugares (playa la Caleta en La Libertad), la estratificación se encuentra totalmente transpuesta por las superficies de cizalla y/o de esquistosidad.

La deformación precoz que afecta la Formación Santa Elena comprende pliegues apretados, hasta isoclinales y echados al Norte con esquistosidad de fractura de plano axial, y planos de cizalla con buzamiento suave al Sur. Deformaciones posteriores afectaron dichas estructuras, cuya geometría es difícil establecer claramente.

La dirección de los ejes de los pliegues varía entre N 45 y N 140, con máximos de dirección N 70 (ENE-OSO) y N 110 (ESE-ONO). El echamiento general de dichas estructuras hacia el Norte



Densidad de los ejes de pliegues precoces medidos en la Fm Santa Elena de la Península



Densidad de los planos de esquistosidad y de cizalla precoces en la Fm Santa Elena de la Península.

Fig. 4: Localización de los afloramientos, y características geométricas de la deformación precoz de la Formación Santa Elena. Para la edad de dicha deformación, véase el texto.

indica que nacieron por cizalla hacia el NNE a NNO. La presencia de la esquistosidad y de la alteración (y leve metamorfismo ?) indica que la deformación ocurrió en un nivel estructural bajo.

Planos de cizalla de bajo ángulo transponen frecuentemente la estratificación inicial. A pesar de ser a menudo plegados posteriormente, tienen un rumbo comprendido entre N 45 y N 130. Criterios de cizalla, como estructuras en peces, planos de Riedel, y planos " C " indican un sentido de movi-

miento hacia el Norte o el NNO (fig. 4). Por lo tanto, el conjunto de esas observaciones es coherente con una deformación de cizalla hacia el Norte $\pm 30^\circ$. La presencia de deformaciones y de posibles rotaciones posteriores (Roperch et al. 1988) lleva a considerar las geometrías medidas como aproximadas.

Sin embargo, tanto la dirección de los ejes de pliegue, como la de los planos de esquistosidad y de cizalla presentan dos máximos, sugierendo que existen dos fases distintas, con caracteres vecinos pero con direcciones diferentes, una de dirección ENE-OSO (N 45 a N 80, con promedio N 70), y la otra de dirección ONO-ESE (N 90 a N 130, con promedio N 110)(fig. 4).

La cronología relativa entre estas dos posibles fases no ha podido ser establecida en los afloramientos estudiados. Sin embargo, pliegues apretados y echados asociados con esquistosidad no han sido observados en el Grupo Azúcar del Paleoceno superior (y Eoceno inferior?). En consecuencia, por lo menos una de dichas fases es post-Santa Elena, y sellada por el Grupo Azúcar, es decir intra-Thanetiano ($\approx 57 \pm 1$ M años). La otra es de edad post-Azúcar (véase más adelante), o sea Eoceno inferior.

Si tenemos en cuenta que en Playas, el Grupo Azúcar presenta pliegues apretados con plano axial subvertical, de rumbo N 70, es posible que los ejes de misma dirección medidos en la Formación Santa Elena, correspondrían a la fase post-Azúcar. Si tal es el caso, la fase de edad Paleoceno superior sería caracterizada por ejes de pliegues y planos de cizalla y de esquistosidad de dirección promedio N 110, y movimientos de cizalla hacia el NNE.

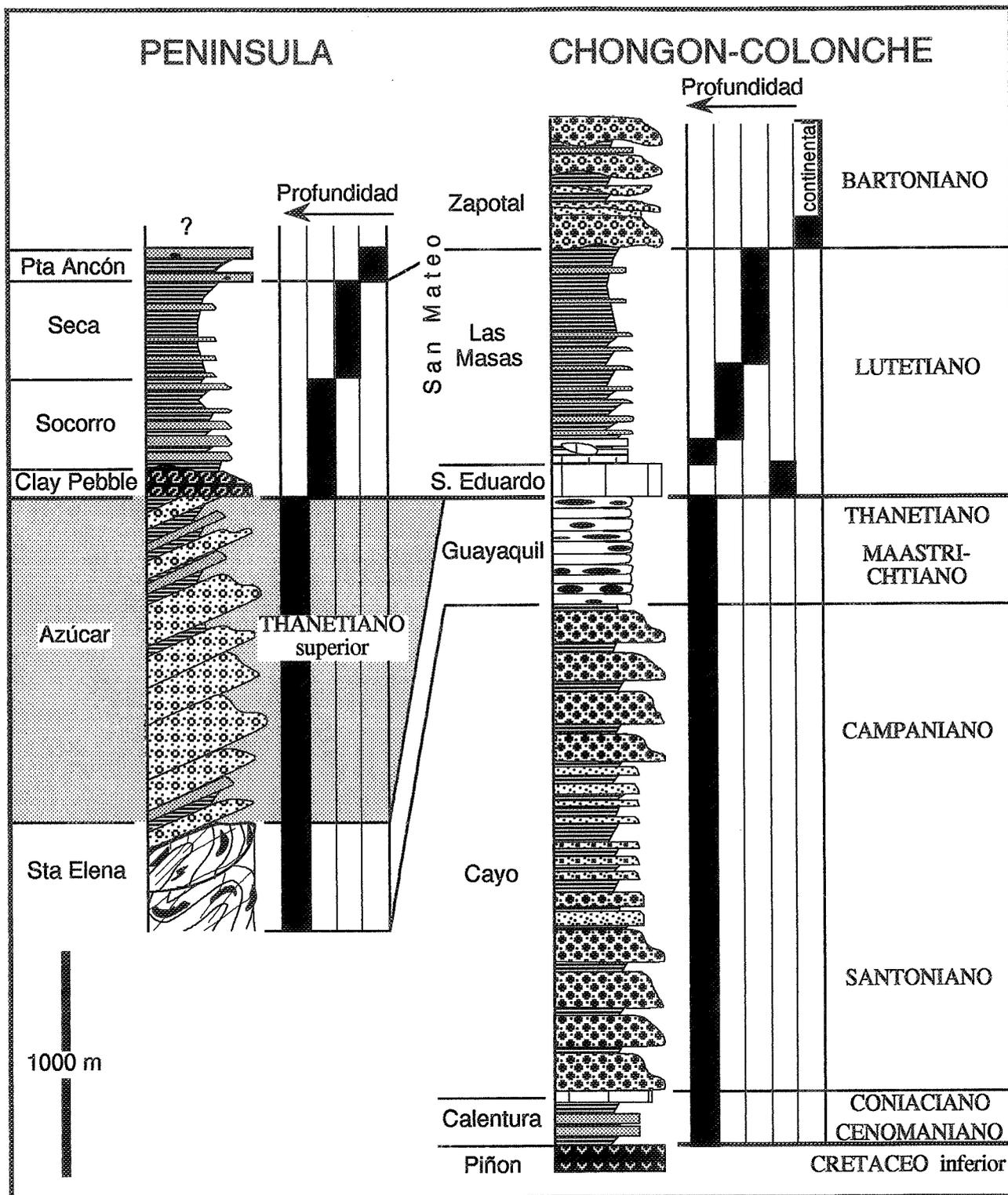


Fig. 5: Columnas estratigráficas simplificadas del Cretáceo superior-Paleogeno de la Costa sur-ecuatoriana.

CAPITULO 2

**ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DEL CICLO
PALEOCENO SUPERIOR- EOCENO INFERIOR
EN LA COSTA SUR-ECUATORIANA**

I. EL GRUPO AZUCAR

I.1. Presentación del Grupo Azúcar

El nombre de Arenisca Azúcar o Serie Azúcar ha sido utilizado primero por Olsson en 1939, y por geólogos petroleros (Gallagher 1944, Landes 1944, Smith 1947, Garner 1956, inéditos). Marchant introdujo el término de Grupo Azúcar en 1958. Tres formaciones (Estancia, Engabao y Chanduy) fueron definidas de acuerdo al predominio de lutitas, areniscas o conglomerados (por ejemplo Small 1962). Sin embargo, los autores no pudieron ponerse de acuerdo sobre la sucesión estratigráfica de dicha serie (detalles en Bristow y Hoffstetter 1977).

Luego, Azad (1968) y Colman (1970) propusieron que, en la Península, la mayoría de las rocas más antiguas que el Eoceno superior están mezcladas dentro de un complejo olistostrómico gigante de edad eocena superior, explicando así la dificultad de establecer una estratigrafía o correlaciones regionales. Este punto de vista fué adoptado por Bristow y Hoffstetter (1977) (resumen de esas ideas en Benitez 1991).

Moreno (1983), Benitez (1983), y luego Marksteiner y Aleman (1991), al estudiar el corte de Playas interpretaron el Grupo Azúcar como el resultado de la repetición de secuencias de progradación de un abanico turbidítico submarino incluyendo numerosas secuencias de flujos de alta densidad. Según Benitez (1991), la división en varias formaciones en base a diferencias litológicas resultaría obsoleta.

I.2. Trabajos bioestratigráficos anteriores: la edad problemática del Grupo Azúcar

Olsson (1942) determinó en la Formación Chanduy los moluscos *Venericardia* gr. *planicosta*, *Morgani* a cf. *magna* y *Pseudoglaucania* *lissoni*, similares a los de las formaciones Pariñas y Chacra (Restin) del Norte del Perú, sugiriendo entonces una edad eocena inferior.

Los foraminíferos bentónicos *Rzehakina* *epigona* var. *lata*, *Bathysiphon* cf. *appenninicus*; varias especies de los géneros *Ammodiscus*, *Bolivina*, *Cibicides*, *Cribrostomoides*, *Cyclammina*, *Dorotia* *oxicona*, *Gavelinella*, *Glomospira*, *Goesella*, *Haplophragmoides*, *Hyperammina*, *Lenticulina*, *Lingulinopsis*, *Lituotuba*, *Marssonella*, *Osangularia* aff. *lens*, *Psammosphaera*, *Recurvoides*, *Rhabdammina*, *Saccammina*, *Siphogenerinoides*, *Spirillina*, *Spiroplectammina*, *Textularia*, *Trochammina*, etc ...; los polenes *Clavamonocolpites* "tipo B", *Mauritidites* *fransiscoi*, *Proxapertites* sp., *Psilamonoletes* sp., *Psilatricolpites* sp., *Psilatricolpites* (grupo medio), *Psilatricolporites* sp., *Psilatricolporites* (grupo menor), *Pteris* sp., *Retitricolporites* sp. (grupo medio), *Selaginella* sp., *Spirosyncolpites* *spiralis*, *Verrutritetes* sp.; radiolarios spumellarios (Sphaeroideos, Discoideos, Prunoideos) y dientes de peces indican una edad paleocena para el Grupo Azúcar (Thalman 1946, Polugar in Small 1962, Moreno 1983, Ordoñez 1985, Litton 1986, Unocal 1987, Gamber et al. 1991). Sin embargo, muchos de esos géneros son aglutinados y silíceos, y se encuentran fácilmente retrabajados en depósitos más jóvenes.

Los foraminíferos planctónicos *Globigerina* sp., *G.* aff. *daubjergensis*, *G.* *triloculinoides*, *G.* aff. *canariensis* y *G.* aff. *cretacea* mencionados por Polugar (in Small 1962) indican igualmente una edad paleocena. Más precisamente, si se trata realmente de *G. daubjergensis*, indicaría el intervalo Daniano superior-Thanetiano inferior (zonas de trinidadensis hasta pusilla pusilla). Por otro lado, *Globigerina* cf. *velascoensis* determinado por Moreno (1983) y Gamber et al. (1991), y *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *G. angulata* y *G. mackannai* encontrados por Litton (1986), caracterizarían más precisamente el Paleoceno superior (Thanetiano medio a superior, zonas de

pusilla pusilla, pseudomenardii y velascoensis). Por otro lado, Unocal (1987) determinó *Cyclamina* cf. *amplectens* y *Trochammina globigeniformis*, que indicarían el Eoceno inferior (zonas P6-P8 del Ypresiano inferior y medio). Por fin, *Hastigerinella columbiana* reportada en pozos por Marchant (in Bristow y Hoffstetter 1977, p. 50) y *Polylepidina* sp. registrado por I.E.P.C. (in Bristow y Hoffstetter 1977, p. 145) caracterizan el Eoceno medio. (La muestra palinológica mencionada por Gamber et al. (1991) como indicativa del Eoceno medio para el Grupo Azúcar, proviene en realidad del Grupo Ancón, según su mapa de ubicación). El palinomorfo *Proxapertites operculatus* mencionado por Ordoñez (1985), indicaría el intervalo Maastrichtiano-Eoceno.

Frente a esos datos contradictorios, existen varias opiniones. Una primera asume que el Grupo Azúcar pertenece al Paleoceno, probablemente inferior, en base a los foraminíferos aglutinados (Moreno 1983, Benitez 1991). Una segunda consiste en considerar que el Grupo Azúcar se depositó durante todo el intervalo Paleoceno-Eoceno medio (Canfield 1966), y fue redepositado en el Eoceno medio-superior como parte del Complejo olistostrómico de la Península (Bristow y Hoffstetter 1977). Una tercera opción asume que los foraminíferos aglutinados son retrabajados, y que el Grupo Azúcar es de edad Paleoceno superior-Eoceno inferior (Sigal 1968, Faucher et al. 1971).

I.3. Resultados bioestratigráficos nuevos sobre el Grupo Azúcar y discusión.

Para intentar de precisar la edad de dicho Grupo y tratar de eliminar las ambigüedades mencionadas, hemos efectuado con N. Malumián (Buenos-Aires) un nuevo muestreo en los acantilados de Playas, que se reveló estéril. Otras muestras se revelaron más ricas, pero de poca ayuda:

Las muestras PO. 137 de la parte superior del Cerro González, PO. 141 de la carretera de Chongón hacia Julio Moreno y PO. 150 de los Cerritos cerca de Azúcar, contienen los foraminíferos bentónicos: *Bathysiphon* sp., *Haplophragmoides* sp. y *Trochammina* sp.

La muestra PO. 148 proveniente del desagadero de la presa de Azúcar contiene los foraminíferos bentónicos *Bathysiphon* sp., *B. gerochi*, *Haplophragmoides* sp., *Hyperammina* sp., *H. aff. elongata* y *Rzehakina* sp. del Cretáceo superior-Paleoceno.

En el presente trabajo, de acuerdo con Sigal (1968) y Faucher et al. (1971), el Grupo Azúcar está considerado como de edad Paleoceno terminal (Thanetiano medio y/o superior), alcanzando posiblemente el Eoceno basal, por las siguientes razones:

(1) El Grupo Azúcar descansa sobre la Formación Santa Elena, cuyo tope ha sido datado del Paleoceno. Si nos arriesgamos a considerar que la Formación es estrictamente equivalente a la Formación Guayaquil, el Grupo Azúcar sería de edad Paleoceno terminal, ya que muestras de esta última unidad proporcionaron faunas del inicio del Paleoceno superior. Sin embargo, la Formación Guayaquil ha podido seguir depositándose, mientras que la Formación Santa Elena ya era en curso de deformación;

(2) El Grupo Azúcar contiene foraminíferos planctónicos (*G. angulata*, *G. mackannai*, *G. cf. velascoensis*) que aseguran la presencia de las zonas de pseudomenardii y de velascoensis del Thanetiano medio y superior;

(3) El Grupo Azúcar contiene moluscos de afinidad Eoceno inferior, y

(4) Las capas sobreyacentes (Passage Beds, etc...) parecen ser del Eoceno inferior-medio (véase más abajo).

I.4. Sedimentología del Grupo Azúcar.

El Grupo Azúcar ha sido observado en las zonas de Azúcar y de Playas-Engunga.

I.4.a. En la zona de Playas-Engunga.

Como ha sido notado previamente, el Grupo Azúcar de la zona de Playas contiene mayormente clastos de rocas metamórficas, de cuarzo y de sedimentos, siendo escasos los clastos volcánicos (fig. 6). Datos de paleocorrientes medidas en Playas por Small (1962) y Moreno (1983) indican sentidos hacia el Norte o el Este, con una predominancia hacia el NNE (fig. 7), confirmados por medidas tomadas más al NO (fig. 8).

De manera general, y a pesar de buzamientos a menudo prominentes y de numerosas fallas, no hemos notado pliegues apretados con esquistosidad comparables a los que observamos en la Formación Santa Elena de la Península, excepto en Playas, donde pliegues apretados con eje N 60/70

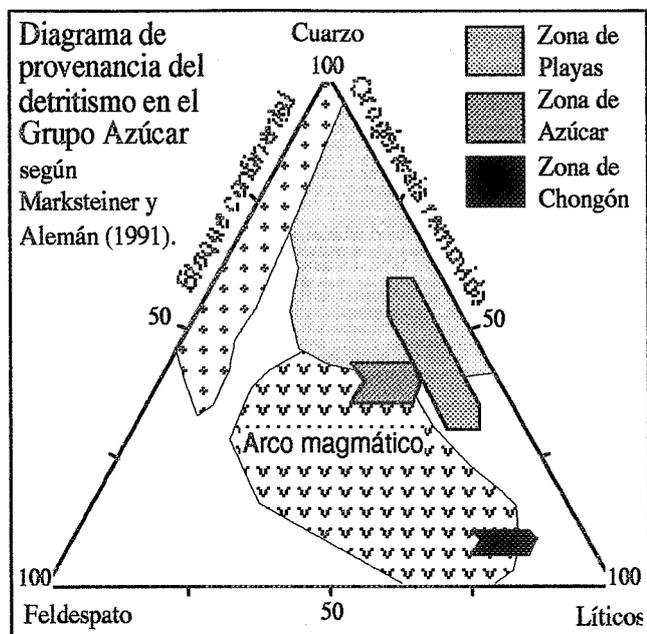


Fig. 6: Petrografía de los clastos del Grupo Azúcar, según las zonas. En Marksteiner y Alemán (1991).

controlan la estructura (Moreno 1983). Por lo tanto, consideramos como hipótesis de trabajo, que el Grupo Azúcar sella dicha deformación precoz.

I.4.b. En las cercanías de Azúcar.

En dicha zona, se observan dos facies. Una primera facies consiste de areniscas líticas a grauvacas de color marrón amarillento, con micas, que representan turbiditas medianas o finas organizadas en secuencias de Bouma (presencia de grano-clasificación, laminaciones, ondulitas y convolutas). La segunda facies consiste de conglomerados gruesos (clastos hasta 30 cm de diámetro) y mal clasificados, en bancos plurimétricos, en una matriz arenosa comparable a la facies precedente. La granoclasificación puede ser normal (caso más frecuente) o inversa. Está se interpreta como turbiditas de alta densidad.

Estas rocas difieren de la Formación Cayo por su alto contenido de cuarzo, y del Grupo Azúcar de Playas por su alto contenido de fragmentos y minerales volcánicos (fig. 6). En la facies conglomerática, la muy buena redondez de los clastos indica erosión y transporte en medio continental antes de su redepositación. Son fragmentos de rocas metamórficas (cuarzo lechoso, $\approx 30\%$; cuarcitas rojas, areniscas, $\approx 30\%$), de sedimentos mesozoicos (cherts negros, cuarcitas blancas, calizas silicificadas, $\approx 30\%$), de areniscas líticas con cemento calcáreo de la facies fina y de andesitas ($\approx 10\%$). Los clastos de rocas mesozoicas parecen provenir mayormente de la Formación Guayaquil-Santa Elena, y son de tamaño mayor que los otros.

Escasos datos de paleocorriente (clastos imbricados) indican sentidos hacia el Suroeste (fig. 8), pero no se puede siempre establecer claramente

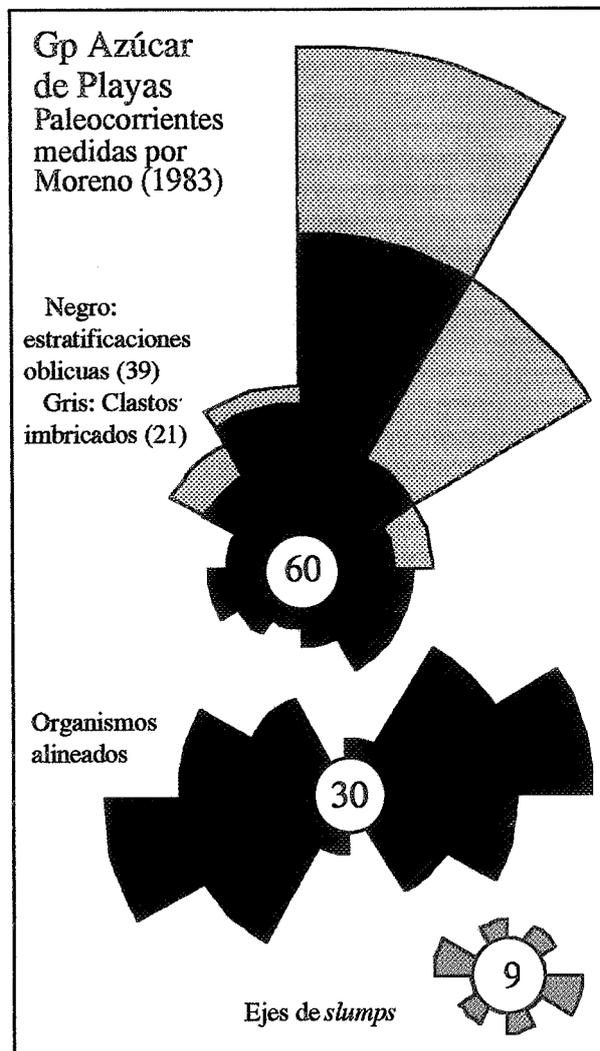


Fig. 7: Paleocorrientes medidas en el Grupo Azúcar al Oeste de Playas por Moreno (1983).

La granoclasificación puede ser normal (caso más frecuente) o inversa. Está se interpreta como turbiditas de alta densidad.

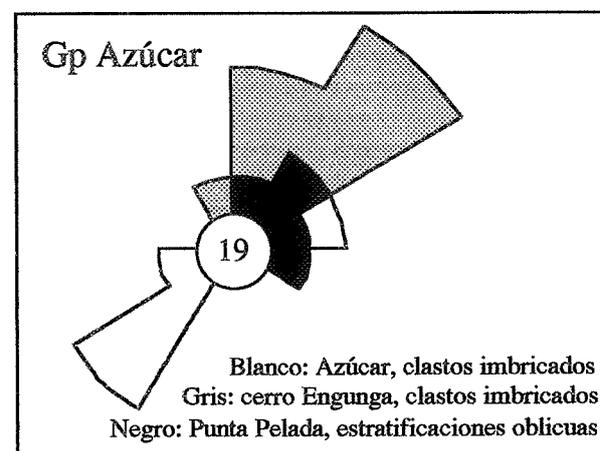


Fig. 8: Paleocorrientes medidas en el Grupo Azúcar. Nótese la aparente diferencia entre la zona de Azúcar (blanco) y las zonas de Playas-Engunga (negro y gris).

la polaridad de los estratos, ya que los afloramientos están frecuentemente aislados y deformados.

II. EL EOCENO INFERIOR EN LA PENINSULA : LAS "FORMACIONES" ATLANTA, SAN JOSÉ, PASSAGE BEDS Y SANTO TOMAS.

II.1. Presentación de las unidades Atlanta, Passage Beds, San José y Santo Tomas

Dichos nombres fueron dados a alternancias de areniscas y lutitas encontradas en pozos por debajo de los sedimentos del Eoceno medio y encima de areniscas gruesas masivas (Areniscas Atlanta, equivalentes al Grupo Azúcar) en la Península, y más especialmente en el Campo de Ancón (Marchant 1958, Small 1962, Canfield 1966). Por lo tanto, son sedimentos desconocidos en afloramientos. Estos términos parecen ser equivalentes en cuanto a la ubicación litoestratigráfica, pero su edad (o sus edades) no es (son) todavía aclarada(s). Están y/o han sido conocidos bajo numerosos nombres distintos (véase : serie con *Discocyclusina*, Middle Grits, Conglomerados superiores, de Bristow y Hoffstetter 1977).

II.2. Trabajos bioestratigráficos sobre las unidades Atlanta, Passage Beds, San José y Santo Tomas

En los Middle Grits de la zona de Ancón, Barker (1932) determinó *Discocyclusina anconensis* y *D. sheppardi* que se encuentran en la caliza San Eduardo de la base del Eoceno medio. Notemos que en la cuenca de Talara, la presencia de *Discocyclusina peruviana* caracteriza la base misma de la Lutita Talara, es decir la base del Eoceno medio (González 1976).

En la "Formación" San José, Thalmann (1946) determinó *Ammodiscus* sp., *Bathysiphon* cf. *appenninicus*, *Globorotalites* sp., *Gyroidinoides nitidus*, *Marssonella* sp., *Pseudoglandulina manifestata*, *Silicosigmoilina* sp. y *Siphogerinoides* sp., asociados con especies del género *Rzehakina*, que representaría una mezcla de formas del Cretáceo superior y del Paleoceno, y es muy similar a la que se encuentra en la Formación Negritos del Eoceno basal del Norte del Perú (Bristow y Hoffstetter 1977).

En la Arenisca Atlanta, Polugar (*in* Small 1962) menciona entre otros foraminíferos grandes, *Discocyclusina* sp. y *Operculinoides* spp. del Eoceno medio. En la Formación Passage Beds del campo Ancón, Polugar (*in* Small 1962) determinó, además de *Rzehakina epigona* var. *lata*, *Bathysiphon* sp. y *Spiroplectammina grzybowskii*, *Robulus gutticolata*, *R. americanus*, *Nodosaria vertebralis*, *Globigerina* aff. *stonei*, *Globorotalia* aff. *acuta*, *G.* aff. *aequa*, *G. crassata*, probablemente del Eoceno inferior (véase también Bristow y Hoffstetter 1977).

Discusión

Estos datos bioestratigráficos contradictorios pueden ser interpretados de dos maneras.

1. La fauna más antigua (Eoceno inferior) está retrabajada dentro de sedimentos más jóvenes (base del Eoceno medio). Sin embargo, dicha hipótesis es poco probable, ya que las edades más antiguas son indicadas por foraminíferos planctónicos cuya fragilidad impide que sean fácilmente retrabajados.

2. Las capas de transición comprenden dos niveles, separados por una laguna sedimentaria que comprende la mayor parte del Eoceno inferior. Un nivel inferior, datado del Eoceno basal o inferior por foraminíferos planctónicos o de mar profundo, posiblemente mezclados con formas más antiguas retrabajadas (Small 1962, Thalmann 1946), parece pertenecer al ciclo sedimentario del Grupo Azúcar. Un nivel superior con *Discocyclusinas*, datado de la base del Eoceno medio probable, y de ambiente marino somero (Barker 1932), pertenecería al ciclo sedimentario del Grupo Ancón (véase más adelante). A pesar de que dicha hipótesis será muy difícil de averiguar, nos parece la más probable.

Notemos que los fósiles del Eoceno inferior o medio encontrados en el Grupo Azúcar podrían pertenecer en realidad a dichas capas de transición, confundidas con el Grupo Azúcar.

II.3. Litología y sedimentología tentativa de las unidades Atlanta, Passage Beds, San José y Santo Tomas

La "Formación" Atlanta comprende una unidad inferior arenosa (Areniscas Atlanta), generalmente considerada como equivalente al Grupo Azúcar, y una superior que consiste de alternancias

lutitas-areniscas (Lutitas Atlanta). En el Campo de Ancón, Marchant (1956) describe la sucesión siguiente (de arriba hacia abajo) :

- las capas desorganizados, brechificadas y deslizadas de los Clay Pebble Beds (Eoceno medio),
- ≈ 15 m de areniscas más o menos estratificadas, a veces calcáreas o lutáceas, en alternancias con niveles con estructura Clay Pebble Beds,
- ≈ 25 m de Clay Pebble Beds,
- ≈ 55 m de niveles de tipo Clay Pebble Beds alternando con areniscas estratificadas, en capas finas, blandas, claras y arcillosas hasta duras, gruesas, oscuras y clacáreas,
- ≈ 40 m de areniscas de mismo tipo intercaladas con lutitas negras, con restos de plantas y "lentes de vitrinita", caracterizadas por la presencia de *Discocyclinas*,
- las areniscas masivas y gruesas Atlanta (Grupo Azúcar probable).

Los Passage Beds (Eoceno inferior probable) consisten de limos, arcillas y delgados bancos de areniscas, considerados como equivalentes a las Lutitas Atlanta (Bristow y Hoffstetter 1977).

El "miembro" Santo Tomás consiste de areniscas conglomeráticas que se intercalan entre las capas similares del Grupo Azúcar y la base del Grupo Ancón del Eoceno medio. Localmente, se ha pensado reconocer la sucesión (desde abajo hacia arriba) Atlanta - Passage Beds - Santo Tomás (Bristow y Hoffstetter 1977). En este caso, el "miembro" Santo Tomás parece constituir el conglomerado de base del Grupo Ancón.

La "Formación" San José se encontraría debajo de la Arenisca Atlanta, y comprende una unidad inferior (> 1000 m) de areniscas micáceas oscuras, y una unidad superior (120 m) de lutitas y limos oscuros fosilíferos (Paleoceno a Eoceno basal, véase más arriba). Small (1962) indica que la "Formación" San José está en contacto con la Formación Guayaquil (probablemente Santa Elena).

En conjunto, si se excluyen las areniscas masivas inferiores que representan probablemente el tope del Grupo Azúcar, estas capas de transición consisten de areniscas y lutitas con capas de conglomerados. La extensión geográfica de dichas unidades parece estar restringida a las áreas de Ancón y Santo Tomás, en la parte Oeste de la Península. Su espesor varía de 0 a 350 metros, lo que indica un carácter lenticular. Las relaciones con la "Formación Engabao" del Grupo Azúcar no son claras y algunos autores han propuesto que dichas unidades son equivalentes.

Esas unidades siendo solo conocidas por registros y muestras de pozo, la información en cuanto a los medios de depositación de dichas unidades es pobre. La fauna determinada en los Passage Beds por Polugar (*in* Small 1962) indicaría un medio nerítico hasta arrecifal. La presencia de restos de plantas soporta la interpretación de un depósito somero, o, por lo menos, cercano al continente.

En conclusión, proponemos que las unidades Atlanta, Passage Beds, San José y Santo Tomás incluyen dos niveles distintos.

Un nivel inferior de ambiente marino franco representa el tope, más fino del ciclo de depositación del Grupo Azúcar, de edad posiblemente Eoceno basal (Ypresiano inferior). Estaría solo localmente preservado por la erosión que ocurre luego durante el Eoceno inferior.

Un nivel superior caracterizado por la presencia de *Discocyclinas* descansaría en discordancia sobre el precedente o sobre el Grupo Azúcar (= Areniscas Atlanta), y representaría el nivel de transgresión del ciclo de depositación del Eoceno medio (Grupo Ancón). Sería de edad Lutetiano basal, y solo sería preservado en lugares que no experimentaron los deslizamientos que sobrevienen en la parte inferior del Lutetiano, dando lugar a la formación de los Clay Pebble Beds.

En todos casos, una laguna sedimentaria y estratigráfica mayor ocurre durante la mayor parte del Eoceno inferior, probablemente como consecuencia de un evento tectónico importante.

III. EL EOCENO INFERIOR EN LA CORDILLERA CHONGON-COLONCHE : LAS CAPAS DE TRANSICION ENTRE LA FORMACION GUAYAQUIL Y LA FORMACION SAN EDUARDO.

III.1. Presentación del contacto entre la Formación Guayaquil y la Formación San Eduardo

La transición entre ambas formaciones aflora ámpliamente en la vertiente Sur de la Cordillera Chogón-Colonche ubicada a la salida Oeste de Guayaquil. Ha sido observada en las Canteras Ce-

mento Nacional y Hormigones Percon.

Las capas de transición consisten de 1 a 10 metros de calizas o margas silicificadas y arenosas, con intercalaciones de areniscas rojizas ricas en óxidos de hierro, limolitas y arcillas verdes localmente con ondulitas. Las superficies superiores de las calizas están frecuentemente cavadas por madrigueras rellenas posteriormente por areniscas o limolitas, lo que sugiere una tasa de sedimentación reducida. En la Cantera H. Precon, la transición es muy delgada, y con contacto abrupto, probablemente erosional sobre la Formación Guayaquil.

El medio de depositación es probablemente pelágico, con tasa de sedimentación reducida (superficie condensada).

III.2. Datos bioestratigráficos anteriores sobre la transición entre la Formación Guayaquil y la Formación San Eduardo

Unocal (1987), en muestras mal ubicadas, procedentes sea del tope de la Formación Guayaquil, sea de la base de la Formación San Eduardo, encontraron pobres asociaciones de nanofósiles calcáreos, entre los cuales : *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster* sp. y *Tribrachiatum orthostylus* del Eoceno inferior (muestra MG 162, zonas CP 9-CP 10 del Ypresiano medio), y *Coccolithus pelagicus*, *Fasciculithus involutus*, *F. tympaniformis* y *Toweius* sp. del Paleoceno terminal (muestra MG 167, zona CP 8 del Thanetiano superior).

III.3. Datos bioestratigráficos nuevos sobre la transición entre la Formación Guayaquil y La Formación San Eduardo.

En la muestra PO. 130, colectada en la cantera de "Hormigones Precon", unos metros debajo del primer banco de calizas San Eduardo, se determinaron :

- nanofósiles calcáreos: *Discoaster multiradiatus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus kleinpelli*, *H. cf. riedelli*, *Markalius inversus*, *Sphenolithus* sp. y *S. primus*. *F. tympaniformis* y *H. kleinpelli* indican el Paleoceno superior (zonas NP 5-NP 9 del Thanetiano), mientras que *H. riedelli* es el fósil guía de la zona NP 8 (= CP 7) del Thanetiano medio a superior.

- foraminíferos bentónicos : *Alabamina* sp., *Bulimina cf. ovata*, *Cibicides* sp., *Dentalina* aff. *basiplanata*, *Lenticulina* sp., *Nodosaria consobrina*, *N. purula*, *Pleurostomella* sp. y *Siphogenerinoides* sp., del Cretáceo - Paleoceno;

- foraminíferos planctónicos : *Chiloguembelina cf. wilcoxensis*, *C. cf. morsei*, *Globigerina* aff. *primitiva*, *Globorotalia* sp., *G. aequa* y *G. wilcoxensis* del Paleoceno superior a Eoceno inferior;

- los radiolarios : *Cenosphaera* sp. y *Phormocyrtis striata exquisita*.

La muestra PO. 131, colectada 1 metro más abajo del mismo corte, solo contiene escasos foraminíferos bentónicos (*Bathysiphon* sp., *Eponides* sp. y *Rhabdammina* sp.), y restos de peces, sin valor bioestratigráfico.

La muestra PO. 132, tomada poco encima de la precedente, contiene los siguientes microfósiles :

- palinomorfos : *Ephedrites* sp. y *Tricolpites* sp. sin mucho valor estratigráfico;

- nanofósiles calcáreos : *Coccolithus* sp., *Cruciplacolithus primus*, *Discoaster* sp., *D. barbadensis*, *D. cf. binodosus*, *D. kuepperi*, *D. lodoensis*, *D. multiradiatus*, *Ericsonia* sp., *Markalias inunsus*, *Neococcolithus dubius*, *Sphenolithus primus* y *Tribrachiatum orthostylus*; que indican el Eoceno inferior (zona NP 12 de *T. orthostylus* del Ypresiano medio)

- foraminíferos bentónicos : *Bulimina ovata*, *Cibicides* spp. y *Trifarina* sp.;

- foraminíferos planctónicos : *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *G. broedermanni* y *G. pseudotopilensis* que indican el Eoceno inferior (zona P 8 de aragonensis del Ypresiano medio);

- radiolarios *Cenosphaera* sp. y *Theocyrtis* sp.

Los niveles de donde provienen dichos fósiles ya no tienen la facies de la Formación Guayaquil, y podrían representar niveles condensados o un nivel de retrabajamiento depositados durante la laguna del Eoceno inferior.

CAPITULO 3

**ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA
DEL CICLO EOCENO MEDIO-SUPERIOR
EN LA PENINSULA DE SANTA ELENA**

I. LAS CALIZAS SAN ANTONIO

I.1. Presentación de la Caliza San Antonio.

Las calizas San Antonio han sido definidas por Landes (1944) y Canfield (1966). El único afloramiento conocido se ubica cerca del pueblo de San Antonio (carretera de Progreso a Playas), en las cercanías de la falla La Cruz. Consiste en calizas macizas muy ricas en algas, foraminíferos bentónicos y oncolitos grandes. Su contacto inferior no es visible.

I.2. Trabajos bioestratigráficos anteriores sobre las Calizas San Antonio

Se encontraron las algas: *Archeolithothamnium gunteri*, *A. lugeoni*, *Loftusia* sp., *Solenomeris* sp. y *Lithothamnium faurai*, y los foraminíferos bentónicos: cf. *Operculinoides trinitatensis*, cf. *O. palmarealensis* y *Amphistegina* sp. del Eoceno medio (Bristow y Hoffstetter 1977).

Por otro lado, Gamber et al. (1990) mencionan el nanofósil calcáreo *Helicosphaera ampli-perta*, el foraminífero planctónico *Globorotalia mayeri*, y foraminíferos bentónicos: *Uvigerina peregrina*, *U.* cf. *altacostata*, *Bulimina* cf. *sculptilis*, *Bolivina* spp., *Cibicides* spp., *Frondicularia* sp. y *Discorbis* sp., indicando una edad Mioceno inferior a medio. También, mencionan nanofósiles calcáreos reabajados del Eoceno: *Reticulofenestra umbilica* y *R. reticulata* (Gamber et al. 1990). Edades del Mioceno han sido también encontradas en lutitas asociadas (Benitez et al. 1986).

I.3. Resultados bioestratigráficos nuevos sobre las Calizas San Antonio, y discusión

Cerca del tope de la cantera de San Antonio, en secuencia de profundización, se encontraron, además de radiolarios spumellarios y sphaeroideos, y de dientes de peces, los foraminíferos siguientes (muestra PO. 146):

- bentónicos: *Bolivina caudriae*, *B. marginata*, *Bulimina uvigerinaformis*, *Buliminella ecuatorana*, *Cassidulina* spp., *Cibicides* sp. y *Uvigerina isidroensis*.
- planctónicos: *Globigerina praebulloides leroyi*, *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *G. obesa* y *G. siakensis*, cuya asociación indica la parte superior del Mioceno inferior (parte superior de la zona N 6 y parte inferior de la zona N 7, ≈ Burdigaliano medio a superior).

Dichos fósiles confirman la presencia de capas de edad Mioceno inferior en las Calizas San Antonio.

I.4. Litología y sedimentología de las calizas San Antonio, discusión de su edad.

Se trata de calizas blancas puras y macizas, conteniendo abundantes oncolitos algáceos grandes (hasta 10 cm de diámetro), algas rojas, algas verdes, numerosos pequeños foraminíferos bentónicos, unos anélidos y escasos bivalvos, indicando un medio marino muy somero. Todos los elementos son enteros, indicando un medio de depositación abrigado de muy baja energía, lo que confirman la estructura de Packstone (cemento micrítico) y la mala selección de los elementos (tamaño muy heterogéneo).

Las calizas San Antonio presentan numerosos conductos y cavidades cársticas, de tamaño decimétrico hasta decamétrico, ahora rellenos por brechas con elementos de caliza San Antonio y matriz de sedimento arenoso color marrón rojizo, localmente de tipo travertino. La edad de la formación y del relleno de dicha red cárstica es desconocida.

Hacia arriba, la estratificación se vuelve más aparente, por la aparición de interbancos margosos. Las facies cambian, y aparecen calizas bioclásticas bien seleccionadas, con fauna más diversificada: algas, gasterópodos, bivalvos, equinodermos, etc., traduciendo una tendencia transgresiva hacia medios marinos más abiertos, con mayor energía, y probablemente más profundos.

Discusión

En consecuencia, dos interpretaciones pueden ser propuestas, para explicar la presencia conjunta de fósiles Lutetianos y Miocenos. (1) Una primera hipótesis es que los fósiles lutetianos están retrabajados en las micritas miocénicas. (2) La segunda interpretación es que existen dentro de la Caliza San Antonio, un nivel inferior de edad Lutetiano y de ambiente arrecifal; y un nivel superior hemipelágico, probablemente discordante, con fauna de mar abierto de edad miocena.

Una cartografía detallada parece ser necesaria, para aclarar las relaciones entre las calizas arrecifales y hemipelágicas, y la ubicación relativa del nivel cárstico.

II. EL GRUPO ANCÓN INDIFERENCIADO.

II.1. Presentación del Grupo Ancón.

El Grupo Ancón ha sido definido por geólogos de la I.E.P.C. (Smith, Williams) en 1947, abarcando las Formaciones Clay Pebble, Socorro y Seca. Posteriormente, Garner (1956), Marchant (1956, 1957) y Canfield (1966) incluyeron la Formación Punta Ancón sobreyacente (fig. 9). El Grupo Ancón había sido considerado como parte del Complejo olistostrómico de Santa Elena (Azad 1968, Colman 1970) ahora abandonado. En la base, unidades locales conocidas en pozos (Atlanta, Santo Tomás, Passage beds) han sido incluidas en el Grupo Ancón (Small 1962, Canfield 1966), aunque se acepta generalmente que la Arenisca Atlanta sea el equivalente en subsuelo del Grupo Azúcar. Los estudios más completos y fieles parecen ser los de Marchant (1956, 1957), Small (1962), Montenegro y Looor (1988), Jiménez y Mostajo (1988) y Marksteiner y Aleman (1991).

II.2. Trabajos bioestratigráficos anteriores sobre el Grupo Ancón.

En el Grupo Ancón indiferenciado, Ordoñez (1985) menciona los palinómorfos *Psilatricolporites operculatus*, *Spinizonocolpites echinatus*, *Retitricolporites guianensis* y *R. triangulatus*, y los nanofósiles calcáreos *Chiasmolitus solitus*, *C. gigas*, *Helicosphaera seminulum*, *H. dinesenii*, *Lanternitus minutus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Sphenolithus furcatolithoides*, *Discoaster bifax* y *Nannotetrina fulgens*, el conjunto indicando el Eoceno medio (a Eoceno tardío ?), y un medio de depósito marino somero.

En la "Formación" Ancón que parece corresponder al Grupo Ancón indiferenciado, Gamber et al. (1991) determinaron los palinómorfos: *Polysphaeridium zoharyi*, *Apectodinium homomorphum*, *Muratodinium fiurbriatum*, asociados con *Echiperiporites estelae*, *Striatricolpites catabumbus*, *Diphyes colligerum*, *Homotryblium tenuispinosum*, *H. oceanicum*, *Pragmothyrites eocenica*, *Rhizophagites* sp., *Distatodinium ellipticum* y *Margocolporites vanwithei*; los nanofósiles: *Pemma basquense crassum* asociado con *Toweius gammation*, *Discoaster* cf. *sublodoensis*, *Sphenolithus radians*, *Helicosphaera seminulum*, *Tibrachiatus orthostylus*; el foraminífero planctónico *Globorotalia* cf. *spinulosa*; y los foraminíferos bentónicos *Uvigerina* sp., *U.* cf. *coacoensis*, *Parella* sp., *Cassidulina globosa*, *Gyreidina girardana* y *Valvulineria* cf. *stainforthi*. Concluyen con una edad del Eoceno medio y superior, a pesar de que las asociaciones favorezcan una edad Eoceno medio.

El Grupo Ancón ha sido estudiado en los acantilados de la playa entre la margen Oeste de Punta Ancón y Punta Mambra.

III. LA FORMACION CLAY PEBBLE.

III.1. Presentación de la Formación Clay Pebble.

Los "Clay Pebble Beds" son una unidad definida por Brown y Baldry (1925), e interpretada como el resultado de deslizamientos submarinos por Marchant & Black (1960), Looor & Montenegro (1988) y Marksteiner y Aleman (1991). La Formación Clay Pebble se presenta como una masa

desorganizada de lutitas y areniscas en bancos torsidos o rotos, con bloques de areniscas, lutitas, cherts y calizas (fig. 9).

III.2. Trabajos bioestratigráficos anteriores sobre la Formación Clay Pebble.

De varios trabajos micropaleontológicos, Bristow y Hoffstetter (1977) mencionan los siguientes foraminíferos: *Helicolepidina* sp., *Operculina ocalana*, *Operculinoides floridensis*, *Operculinella nummulitiformis*, *O. willcoxi*, *Gypsina globulus*, *Lepidocyclina* var. *douvillei*, *L. peruviana*, *L. ecuadorensis*, *Hastigerinella colombiana*, *Globorotalia crassata* y *Truncorotalia topilensis*, que indican el Eoceno medio. Además, Jiménez y Mostajo (1990) mencionan, entre otros, los nanofósiles calcáreos *Discoaster lodoensis*, *D. sublodoensis*, *D. kuepperi* y *Tribrachyatus orthostylus*, asociación asignada a la zona NP 13 = CP 11 del Ypresiano superior (fin del Eoceno inferior).

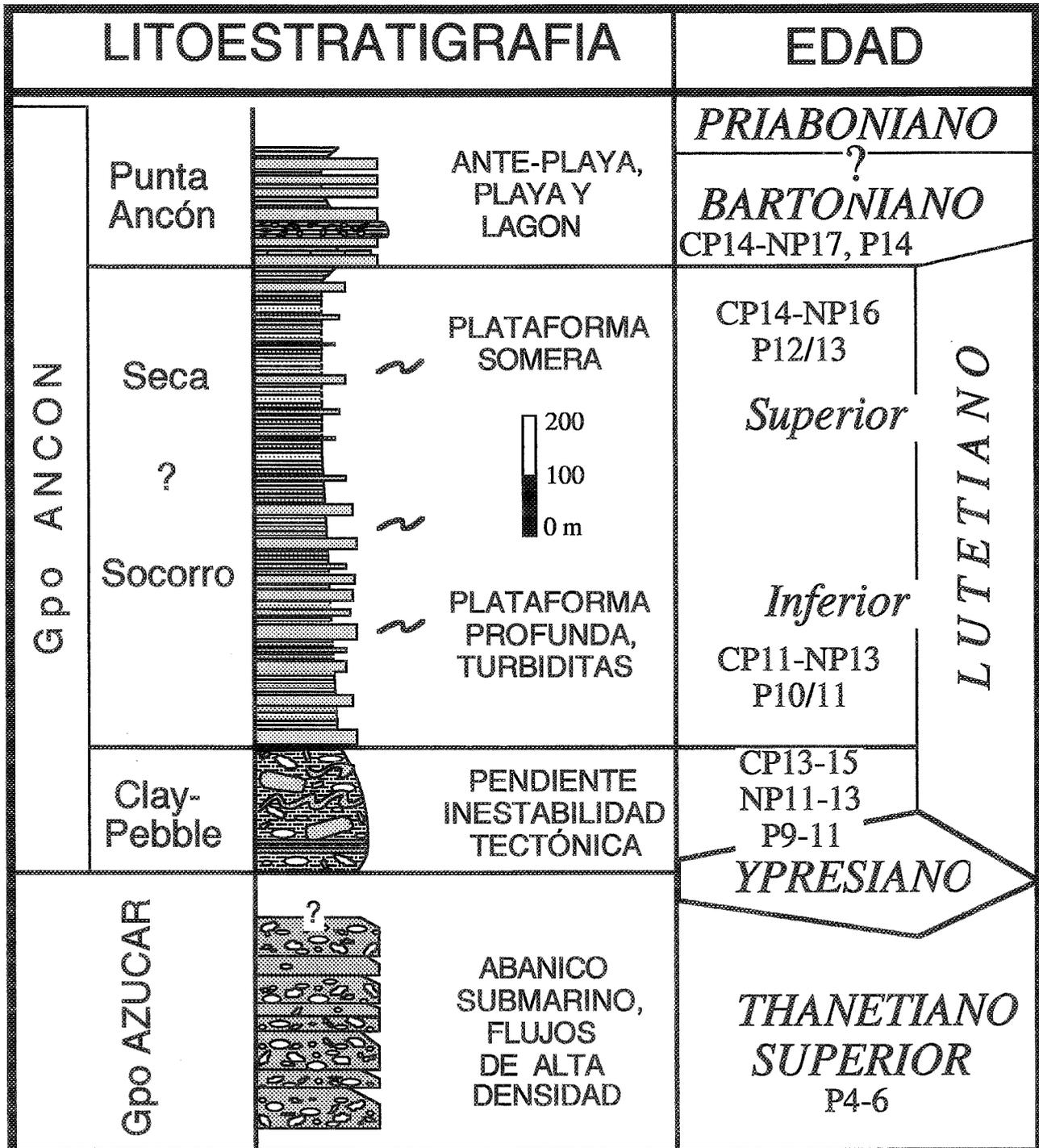


Fig. 9: Columna estratigráfica simplificada del Grupo Ancón de la Península.

III.3. Resultados bioestratigráficos nuevos sobre la Formación Clay Pebble.

Las muestras PO. 50, 51, 52, colectadas en la playa de Ancón, contienen:

Foraminíferos bentónicos: *Bathysiphon eocenica*, *Bulimina* aff. *microcostata*, *Cassidulina* sp., *Cibicides* sp., *Lenticulina* cf. *deformis*, *Nodosaria pyrula*, *Uvigerina* sp. y *Valvulinera subbadensis*.

Foraminíferos planctónicos: *Globorotaloides carcoselleensis* y *Globigerinatheka* sp.;

Radiolarios: *Cenosphaera* sp., *Lithapium plegmacantha*, *Lithocyclus ocellus*, *Lythocyrtilis vespertilio*, *Phormocyrtis striata striata*, *Podocyrtis* aff. *diamesa*, *Spongatractus pachystylus*, *Stylosphaera minor brevihastata*, *Theocyrtis* sp., *Thyrsoyrtis triacantha*, *T. rhizodon*.

Palinomorfos: *Cyclosphaera euribei*, *Deltoidospora* sp., *Retitricolpites* sp. y *Verrucatosporites usmensis*, así como esporas de hongos.

Nanofósiles calcáreos: *Chasmolithus medius*, *Discolithus punctosus*, *Helicosphaera lophota*, *H. seminulum*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Rhabdosphaera* sp. y *Toweius callosus*.

Vertebrados: abundantes dientes de peces.

Esta microfauna indica las partes temprana y mediana del Eoceno medio (Lutetiano), siendo excluida la base. La datación se apoya principalmente sobre la presencia de *G. carcosellensis*, *L. plegmacantha*, *L. vespertilio*, *P.* aff. *diamesa* y *P. striata striata*.

En conclusión, la edad de la Formación Clay Pebble está comprendida entre el Ypresiano terminal y el Lutetiano inferior no basal. Sin embargo, debido al modo de formación de tales depósitos, se puede sospechar por un lado, abundantes retrabajamientos de fauna, y por otro lado, un dia-cronismo de su formación (Marchant 1956-7) o de los niveles retrabajados. Teniendo en cuenta estas observaciones, consideraremos que la Formación Clay Pebble se formó mayormente durante el Lutetiano inferior, pero que puede retrabajar a depósitos del Ypresiano terminal.

III.4. Litología y sedimentología de la Formación Clay Pebble.

La Formación Clay Pebble consiste en lutitas verde-gris localmente arenosas, y areniscas deformadas por abundantes deslizamientos sinsedimentarios. Localmente se observa una serie estratificada, pero más frecuentemente se presenta un conjunto caótico de bloques y clastos aislados en una matriz lutácea, con facies intermedios, tal como bancos parcialmente fragmentados, o bancos plegados (slumps), a veces rotos. La litología de los cuerpos deslizados (matriz y mayor parte de los clastos) parece ser la misma que la de la Formación Socorro sobreyacente. Entre los clastos que pueden ser plurimétricos, se reconocen mayormente areniscas (intraclastos) y cherts negros, pero también calizas, cuarzo, y arcillas (extraclastos). Su espesor varía de 0 a 750 m (Bristow y Hoffstetter 1977).

La Formación Clay Pebble tiene todas las características de un deslizamiento submarino. Por su ubicación encima de depósitos gruesos de abanico submarino (Grupo Azúcar, Paleoceno?, Eoceno inferior?), y debajo de sedimentos de plataforma externa (Formación Socorro, Eoceno medio), la Formación Clay Pebble puede ser interpretada como depositada en ambiente de talud continental. Sin embargo, las relaciones estratigráficas con la serie infrayacente son mal conocidas, siendo posible un origen tectónico de las deformaciones sinsedimentarias. La extensión geográfica de la Formación Clay Pebble está limitada a la parte oeste de la Península, en las áreas de Ancón y Chanduy.

IV. LOS CONGLOMERADOS DE BASE DE LA FORMACIÓN SOCORRO.

IV.1. Presentación del Conglomerado de base de la Formación Socorro.

Varios autores mencionan la existencia de un conglomerado en la base de la Formación Socorro (Basal Conglomerate Member de Small 1962, p. 62; Conglomerado basal de Bristow y Hoffstetter 1977; Conglomerado El Rosario de Benitez 1991). Dichos depósitos están localizados en la parte Noroeste de la Península (Pacoa, Javita, Colonche). Más al Sur, Canfield (1966) da el nombre de Miembro Santo Tomás a conglomerados y areniscas, localmente con cemento calcáreo, ubicados a la base de la Formación Socorro del Campo de Ancón.

Según Small (1962) y Bristow y Hoffstetter (1977), tiene 0 a 30 metros de potencia, descansa en discordancia sobre las Formaciones San Eduardo, Guayaquil o Cayo, y pasa gradualmente a las lutitas y areniscas de la Formación Socorro. Los clastos más bien angulosos de calizas, cherts y

tobas, son de tamaño centi- a decimétrico, alcanzando 1 metro, y están incluidos en una matriz de grano grueso.

En el campo Pacoa, Benitez (1991) describe conglomerados "intraformacionales" descansando discordantemente sobre la Formación Cayo datada del Campaniano.

IV.2. Trabajos bioestratigráficos sobre el Conglomerado de base de La Formación Socorro

Bristow y Hoffstetter (1977) lo atribuyen a la parte superior del Eoceno medio. Benitez (1991), basándose sobre informes inéditos, le atribuye una edad Lutetiano inferior a medio (zonas de foraminíferos P10-11). Por su posición estratigráfica a la base de la Formación Socorro (véase más abajo), sería de edad Ypresiano terminal-Lutetiano basal, si la transgresión no es diacrónica. Notemos que las microfaunas del Eoceno inferior o de la base del Eoceno medio encontradas en unidades atribuidas a las Formaciones Atlanta, San José, Passage Beds o Santo Tomás (véase más arriba) podrían provenir de niveles equivalentes a dicha unidad.

IV.3. Significado del Conglomerado de base de La Formación Socorro.

La base del ciclo del Eoceno medio parece ser caracterizado por depósitos gruesos y discordantes retrabajando formaciones anteriores, cuyo aspecto varía según los sitios. En el campo de Ancón, se trata de los deslizamientos de la Formación Clay Pebble o de por lo menos ciertos niveles atribuidos a los "Passage Beds" s.l.; al Noroeste de la Península, se trata de los conglomerados de base de la Formación Socorro; en la Cordillera Chongón-Colonche, se trata de las brechas calcáreas Javita; y en la cuenca Manabí, se trata de los olistolitos maastrichtianos y de los retrabajamientos de fauna cretácica de la base de la Formación San Mateo (véase más adelante).

Todas estas manifestaciones traducen una inestabilidad tectónica notable, coetánea de la transgresión Lutetiana, e interpretada como una subsidencia de origen tectónica, probablemente ligada a un régimen extensivo.

Dicha interpretación está reforzada por dos observaciones. (1) A grandes rasgos, la edad de los depósitos eocenos discordantes está cada vez más joven hacia el Noroeste, lo que demuestra un diacronismo de la transgresión lutetiana. (2) Dichos depósitos de base descansan sobre rocas cada vez más antiguas en la misma dirección, evidenciando una erosión mayor, debida a la existencia de un relieve más alto al Noroeste durante la emersión del Eoceno inferior, y/o a una erosión más larga, ligada a la transgresión más tardía.

V. LAS FORMACIONES SOCORRO Y SECA.

V.1. Presentación de las Formaciones Socorro y Seca.

Las Formaciones Socorro y Seca fueron definidas por Murray (1923) del A.E.O. Ltd., y estudiadas con mucho detalle por Marchant (1956, 1957), Manley (1957), Small (1962), Montenegro & Loor (1988), Jiménez & Mostajo (1988). Son generalmente consideradas como depósitos de aguas profundas, desde plataforma externa hasta abanico submarino (Small 1962, Sigal 1968, Bristow y Hofstetter 1977, Montenegro y Loor 1988, Marksteiner y Aleman 1991, Benitez 1991).

Esas dos formaciones han sido diferenciadas en base a registros de pozos que indican una unidad inferior rica en areniscas (Socorro) y una superior mayormente lutácea y calcárea (Seca) (Marchant 1956, 1957). En el campo, esta distinción es difícil, siendo la transición gradacional entre ambas facies.

V.2. Trabajos bioestratigráficos anteriores sobre las Formaciones Socorro y Seca.

Recopilando varios trabajos, Bristow y Hoffstetter (1977, p. 307-308 y 316-318) mencionan una fauna con *Discocyclina* (*Asterocyclina*) aff. *rutteri*, *Lepidocyclina atascaredensis*, *L. peruviana*, *L. douvillei*, *L. vichalayensis*, *Operculinoides floridensis*, *O. ocalanus* y *Helicolepidina polygyralis* de la parte superior del Eoceno medio en los bancos turbidíticos; y *Guembelina venezuelana*, *Stichocassidulina thalmani* del Eoceno superior en las partes lutáceas. Además se encuentran radiolarios, moluscos (*Ostrea*, *Callista*, *Lucina*, *Cyathodonta*, *Amusium*, *Cardium*, *Pecten*, *Venericardia*, *Phos*, *Bittium*, *Pleurotomia*, *Turritella*, *Liotia circulis*, *Oliva*, *Crepidula*, *Crucibulum*, *Dentalium*) con afinidad Eoceno superior según Olsson; frutos del Eoceno (*Astrocaryum sheppardi*, *Palmocarpon bravoii*, *Anona (Carpolithus) peruviana*, *Vantanea shep-*

pardi, *Sapindoides peruvianus*, Berry 1929); el Nautiloideo eocénico *Aturia peruviana*, y una serpiente marina, *Pterosphenus sheppardi*, que indicaría el Eoceno superior. Bristow y Hoffstetter (1977) deducen una edad Eoceno superior para las Formaciones Socorro y Seca. Sin embargo, la Formación Punta Ancón sobreyacente todavía contiene fósiles del Eoceno medio, y las Formaciones Socorro y Seca tendrían que ser consideradas como de edad Eoceno medio.

Litton (1986) determinó la presencia de la zona NP 15 en la Formación Socorro

Jiménez y Mostajo (1990) determinaron las siguientes zonas de nanofósiles:

- En la base de la Formación Socorro: parte de NP 13 - CP 11 del Ypresiano superior por la presencia de *Discoaster lodoensis*, *D. sublodoensis*, *D. kuepperi* y *Tribrachiatius orthostylus*; en la Formación Socorro: NP 14 - CP 12 del límite Ypresiano-Lutetiano, por la ocurrencia de *Discoaster sublodoensis*, *Rhabdosphaera inflata*, y la aparición de *Pemma snaveri*, *P. basquensis* y *Chiasmolithus grandis*.

- Cerca del límite entre las Formaciones Socorro y Seca: NP 15 - CP 13 del Lutetiano medio por la presencia de *Nannotetrina quadrata*, *N. cristata*, *Chiasmolithus gigas*, *Ch. medius*, y la primera aparición de *Discoaster saipanensis*, *D. tani nodifer* y *Rhabdosphaera umbilica*.

- En el tope de la Formación Seca: NP 16 - CP 14 del Lutetiano superior-Bartoniano basal por la presencia del fósil de zona *Chiasmolithus modestus* y de *Chiasmolithus solitus*, *C. expansus*, *Helicosphaera seminulum*, *Pontosphaera distinta*, *Coccolithites gammation* y del género *Micrantholithus*.

V.3. Resultados bioestratigráficos nuevos sobre las Formaciones Socorro y Seca.

En la muestra PO. 53, colectada en la playa de Ancón, se encontró:

Foraminíferos bentónicos: *Bolivina jacksonensis*.

Foraminíferos planctónicos: *Planorotalites pseudoscitula*,

Radiolarios: *Cenosphaera* sp., *Periphaena decora*, *Podocyrtis papalis*, *Thyrsocyrtis triacantha* y *T. rhizodon*.

Nanofósiles calcáreos: *Brannudosphaera bigelowi*, *Chiasmolithus medius*, *Chiphragmolithus* sp., *Coccolithus* sp., *Discoaster* sp., *D. entaster*, *Discolithus punctosus*, *Ericsonia* sp., *E. formosa*, *Helicosphaera seminulum*, *H. lophota*, *Micrantholithus* nsp., *M. basquensis*, *M. flos*, *Rhabdosphaera* sp., *Reticulofenestra dictyoda* y *Transversopositis* sp..

Esta asociación indica el Eoceno medio, siendo excluída la base.

Además, en la playa La Caleta (La Libertad), alternancias de arcillas de color café y areniscas finas blancas, están limitadas por fallas, y afloran entre rocas volcánicas alteradas atribuídas a la Formación Piñon y los "Cherts Santa Elena". En las arcillas se encontraron los siguientes radiolarios (muestras PO. 55?, 59, 60): *Cenodiscus* sp., *Cenosphaera* sp., *C. eocenica*, *Phacodiscus* sp., *Podocyrtis papalis*, *Sethochytris babylonis*, *Spongatractus pachystylus*, *Spongasteriscus* (*Spongasteriscinus*) *cruciferus*, *Thyrsocyrtis triacantha* y Triospyrididae, así como el foraminífero planctónico *Turborotalia wilsoni* y dientes de peces.

Dicha asociación indica el Eoceno medio, y la unidad podría ser equivalente de las formaciones Socorro y Seca o aún de la Formación Punta Ancón.

En conclusión, las dataciones de las Formaciones Socorro y Seca abarcan el intervalo Ypresiano terminal (zonas CP 11 - NP 13) - Bartoniano basal (zonas CP 14 - NP 16), y dichas formaciones pueden ser consideradas como incluyendo todo el Lutetiano.

V.4. Litología e interpretación sedimentológica de las Formaciones Socorro y Seca.

La Formación Socorro consiste en lutitas con intercalaciones de (1) siltitas laminadas, (2) areniscas finas con rizaduras en bancos centimétricos, y (3) areniscas clasificadas en bancos decimétricos. Esas intercalaciones detríticas son interpretadas respectivamente como (1) ritmitas estacionales, (2) productos distales de tempestades o crecidas (o quizás turbiditas muy finas), y (3) turbiditas clásicas (secuencias de Bouma, facies C de Mutti). Está aparentemente organizada en secuencias grano- y estratodecrescientes. Los deslizamientos sinsedimentarios, frecuentes en la base, disminuyen hacia arriba e indican una paleopendiente hacia el NO. Datos preliminares indican paleocorrientes dominantes hacia el Oeste y el NO, pero también hacia el N y el NE.

En la parte superior (Formación Seca, fig. 10), disminuye el número de turbiditas, aumenta la

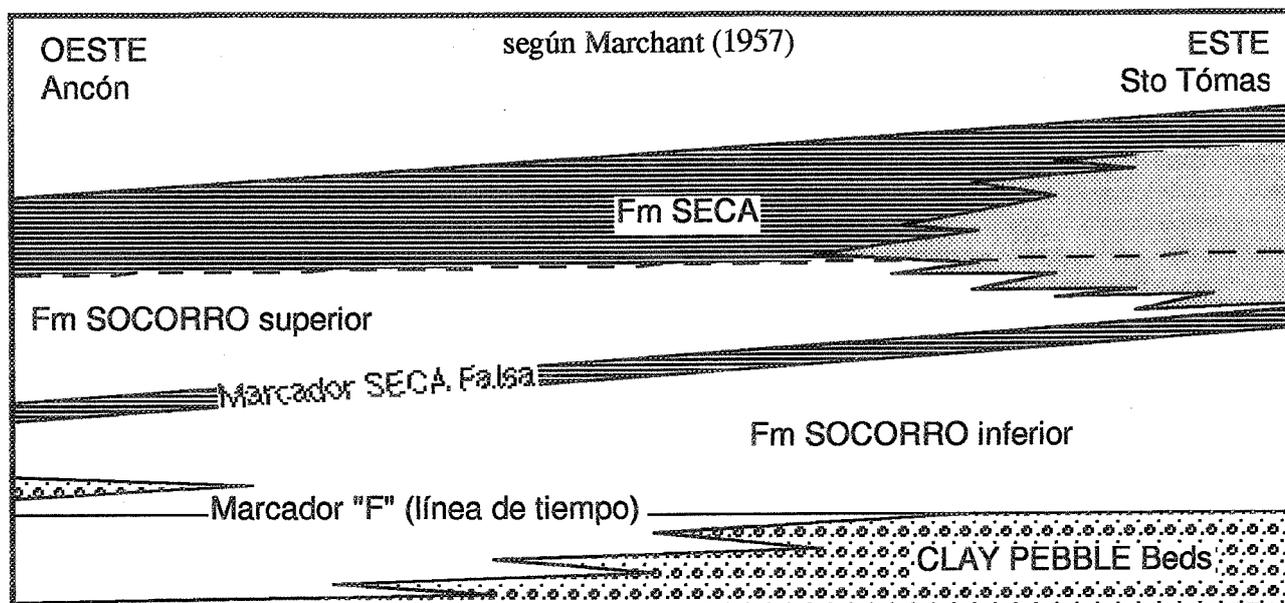


Fig. 11: Relaciones geométricas y temporales entre las Formaciones del Grupo Ancón en el Campo de Ancón, según Marchant (1957).

constituído por la Península, como se lo observa para la parte Norte de la costa ecuatoriana (Roperch et al. 1988).

VI. LA FORMACION PUNTA ANCON.

VI.1. Presentación de la Formación Punta Ancón.

La Formación Punta Ancón ha sido definida por Brown (1922), Murray (1925) y Sheppard (1928), considerada como de edad Oligoceno y correlacionada con la Formación Zapotal por Olsson (1931). Ha sido datada del Eoceno medio (parte terminal) a superior (Manley 1957), e incluida dentro del Grupo Ancón por Marchant (1956, 1957), Canfield (1966), terminología adoptada ahora. Consideramos que las Formaciones Punta Mambra y Lutita Mambra (Bristow y Hofstetter 1977) son equivalentes a la Formación Punta Ancón. Esta última formación es considerada como depositada sea en medio somero litoral a deltáico (Small 1962, Sigal 1968, Bristow y Hofstetter 1977, Marksteiner y Aleman 1991), sea en aguas profundas, como resultando de depósitos de canales de abanico submarino (Montenegro y Looor 1988, Benitez 1991).

VI.2. Trabajos bioestratigráficos anteriores sobre la Formación Punta Ancón.

Bristow y Hoffstetter (1977) mencionan tanto en Punta Ancón como en Punta Mambra, además de vertebras de tiburones y de *Pseudoliva mancorensis*, los foraminíferos *Siphonalia* sp. y *Hastigerinella eocenica*, así como radiolarios del Eoceno medio (parte superior) o superior. Asignan la Formación al Eoceno superior. Sin embargo, Manley (1957) en base a la presencia de *Hastigerinella colombiana*, marcador del Eoceno medio, la considera como de esa edad, pudiendo solo el tope alcanzar la base del Eoceno superior.

Jiménez y Mostajo (1990) determinaron la presencia de la zona NP 17 - CP 14 del Bartoniano superior (fin del Eoceno medio) por la asociación de *Neococcolithites minutus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Chiasmolithus grandis*, *C. consuetus*, *Discoaster saipanensis*, *D. tani nodifer*, *Sphenolithus radians* y *Zigrhablitis bijugatus*, y la ausencia de los fósiles característicos de las zonas NP 16-CP 14.

VI.3. Resultados bioestratigráficos nuevos sobre la Formación Punta Ancón.

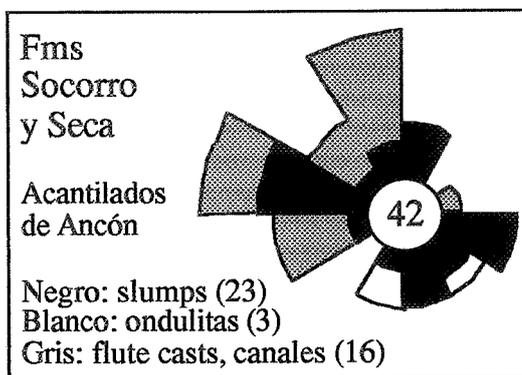


Fig. 12: Paleocorrientes de las Formaciones Socorro y Seca medidas en los acantilados de la playa de Ancón.

Las muestras PO. 62, 65, 66, 67, 68, 69, 72, 74, 75, 79, colectadas en Punta Ancón (Anconcito) y en Punta Pita (SE de Ancón) contienen una rica microfauna, de la cual se determinó:

Foraminíferos bentónicos: *Amphistegina* sp., *Bolivina* sp., *B. maculata*, *B. jacksonensis*, *B. alazanensis*, *Bulimina lineata*, *Cassidulina* sp., *C. crassa*, *Cassidulinoides* sp., *Cibicides hodgei*, *Eponides* cf. *minimus*, *E. cocoaensis*, *Fursenkoina* sp., *Gyroidina* aff. *chirana*, *Nodosaria consobrina*, *N. pyrula*, *Nummulites* sp.?, *Rhabdammina eocenica*, *Stichocassidulina* sp., *Stilos-tomella* sp., *S. cocoaensis*, *S. advena*, *Uvigerina yazoensis*, *Valvulineria* sp., *V. samanica*, *V. cf. texana*, *V. cf. subbadensis*.

Foraminíferos planctónicos: *Globigerina* cf. *eocanica*, *G. eoceana*, *G. aff. officinalis*, *Globorotalia* sp. y *Turborotalia* sp.

Radiolarios: *Cenodiscus* sp., *Cenosphaera* sp., *Colocycletta semipolita*, *Lithaphium* sp., *Lithocyclus ocellus*, *Lythocyrtes vespertilio*, *Lychnocanoma bellum*, *Periphaena decora*, *P. delta*, *Phacodiscus* sp., *Podocyrtes* sp., *P. papalis*, *P. trachodes*, *P. fasciolata*, *P. cf. ampla*, *Sethocyrtis babylonis*, *Spongatractus pachystylus*, *Spongodiscus* sp., *Spongurus bilobatus*, *Stylosphaera minor brevihastata*, *Theocyrtis* sp., *Thyrsocyrtis triacantha*.

Palinomorfos: *Bombacacidites* sp., *Deltoidospora* sp., *Inaperturopollenites* sp., *Microthal-lites* sp., *Retibrevitricolpites increatus*, *Retitricolpites* sp., *R. simplex*, *Retitricolporites medius*, *Spinizonocolpites* sp., *S. echinatus*, *Spiroscolpites spiralis*, *Spirosuncolpites spiralis*, *Verruca-tosporites usmensis*, así como esporas de hongos y dinoflagelados indeterminados.

Nanofósiles calcáreos: *Chiasmolithus grandis*, *Coccolithites gammation*, *Discolithus punctosus*, *Helicosphaera lophota*, *H. seminulum*, *Micrantholithus basquensis*, *M. enfastir*, *Phontosphaera* sp., *Reticulofenestra dictyoda* y *Toweius callosus*.

Otros: Caparazones de ostrácodos y espículas de esponjiarios.

Dicha microfauna, caracterizada por los foraminíferos *G. eoceana* y *G. aff. officinalis*, y los radiolarios *L. ocellus*, *P. trachodes*, *P. aff. ampla*, *S. pachystylus* y *T. triacantha* indica la parte superior del Bartoniano. Dicha datación confirma la anterior (Bristow y Hoffstetter 1977), pero no confirma la posibilidad de la existencia del Eoceno superior al tope de la Formación en Punta Ancón (Manley 1957).

VI.4. Litología y sedimentología de la Formación Punta Ancón.

La Formación Punta Ancón descansa en contacto abrupto sobre la Formación Seca. Consiste de una alternancia de areniscas masivas de color verde oscuro y lutitas marrones con intercalaciones de areniscas verdes. Radiolarios, vetas de yeso secundario y restos de plantas son frecuentes en toda la secuencia, indicando un medio marino abierto, pero muy somero.

Dos tipos de secuencias pueden ser definidas.

Al Oeste de Anconcito, la Formación Punta Ancón descansa en contacto abrupto sobre la Formación Seca. En la base de la Formación Punta Ancón, se observan secuencias constituídas por (fig. 13): (2a) areniscas masivas de color verde oscuro, con laminaciones horizontales, madrigueras grandes, y abundantes restos de plantas y troncos carbonizados; (2b) areniscas masivas de color verde oscuro, en unidades potentes con base localmente erosiva, con laminaciones oblicuas grandes a menudo subrayadas por intraclastos, y con restos de plantas y madrigueras; (3) areniscas masiva organizadas en cuerpos acunándose hacia la tierra, con laminaciones grandes paralelas con buzando suavemente hacia el mar, y con canales métricos interpretados como canales de marea; y (4a) calizas, a veces conglomeráticas, bioturbadas con gasterópodos y lamelibranquios enteros, o (4b) arcillas con yeso, restos de plantas y laminas de limolitas con ondulitas.

Al Sur de Anconcito y en Punta Mambra, en secciones probablemente más elevadas de la Formación Punta Ancón, las secuencias incluyen tres unidades (fig. 14). (1) En la base, lutitas bioturbadas marrones yesíferas están intercaladas con bancos arenosos verdes con rizaduras y restos de troncos y plantas. (2) Un conjunto estratocreciente de areniscas verdes y amarillas presenta vetas de yeso secundario, restos de plantas, laminaciones de minerales pesados, figuras de erosión y estratificaciones oblicuas de energía creciente hacia arriba. Areniscas calcáreas conglomeráticas con escasos restos de vertebrados se observan al tope. (4) Delgadas lutitas laminadas con paleorai-ces se observan localmente al tope de las secuencias.

En ambos casos, están interpretadas como secuencias de progradación de playa, que comprenden desde abajo hacia arriba:

- (1) Alternancias de areniscas y lutitas, que representan depósitos de ante-playa de energía baja

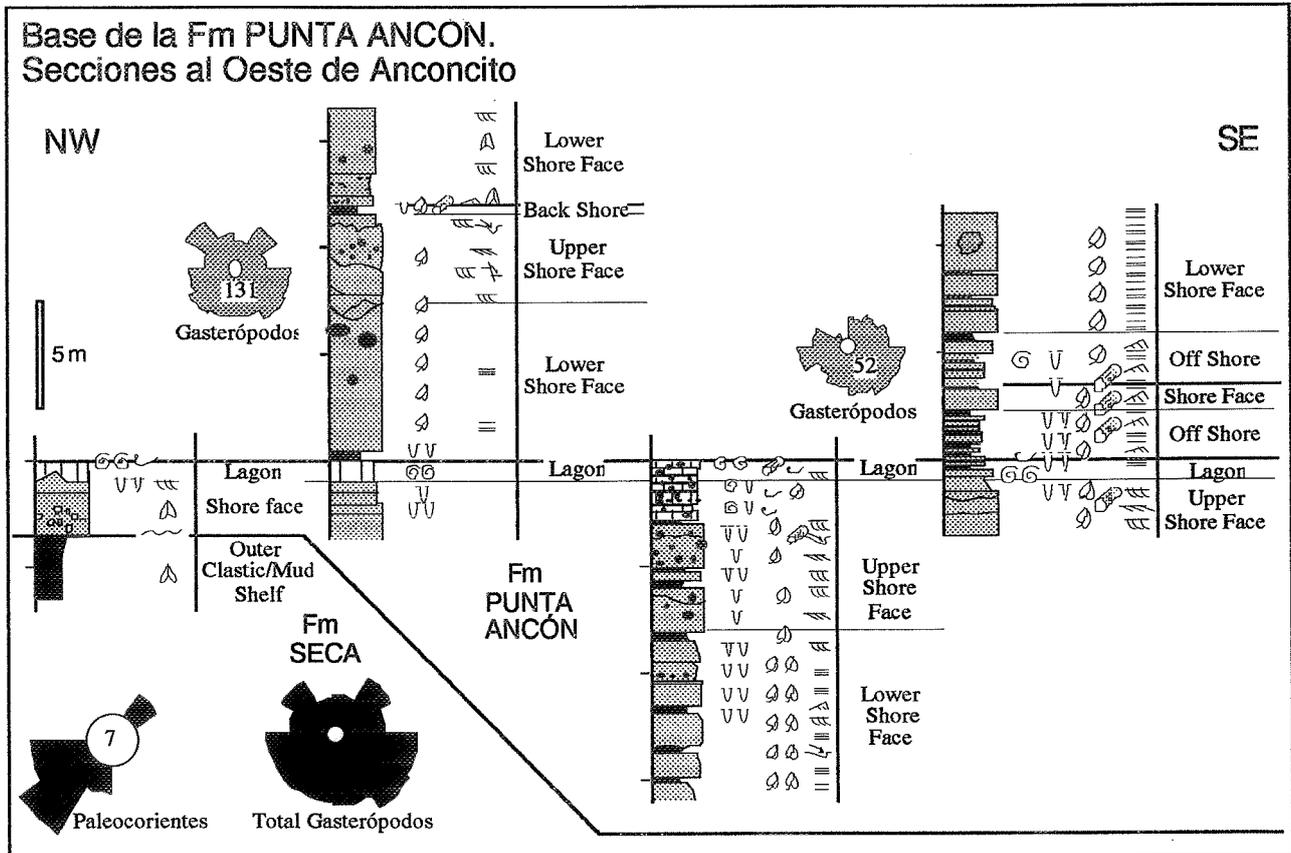


Fig. 13: Cortes sedimentológicos detallados parciales de la Formación Punta Ancón al Oeste de Anconcito.

a moderada (*off-shore*),

(2) Areniscas de cara de playa de alta energía, con (2a) la cara de playa inferior (*lower shore-face*), correspondiendo a la zona de influencia de las olas de buen tiempo, y (2b) la cara de playa superior (*upper shore-face*), correspondiendo a la zona de resaca (*surf*) comprendida entre la zona de rompiente de las olas (*breaker*) y la zona de vaiven (*swash*),

(3) Areniscas con grandes laminaciones oblicuas suaves, que representan depósitos de la playa misma (*foreshore*), correspondiendo a la zona de vaiven de las olas (*swash*), y

(4) lutitas o calizas de lagon o de tras-playa de baja energía (*back-shore*).

La sucesión admitida de las secciones de la Formación Punta Ancón sugiere una profundización de los medios sedimentarios hacia arriba (las secuencias se completan por abajo, son de menor energía, y se reduce el espesor de los depósitos de lagon), traduciendo una tendencia transgresiva.

Potentes intercalaciones de depósitos caóticos (deslizamiento en masa) o de conglomerados poligénicos han sido observadas en Punta Ancón y en Punta Paz, y podrían representar eventos tectónicos.

Por fin, cabe mencionar la existencia en extrema punta de Punta Ancón, de un conglomerado masivo, sin estructuras sedimentarias, bien seleccionado, con clastos redondos y poca matriz de unos 20 metros de potencia, que pasa lateralmente hacia el Oeste a los depósitos clásicos de la Formación Punta Ancón. Dichos conglomerados podrían representar el resto, después de su re-trabajamiento por las olas, corrientes y mareas, de una barra de desembocadura depositada por un río llegando del Norte. Un afloramiento similar, atribuido a la Formación Zapotal, está conocido cerca de Playas (Cerro el Morro), y podría tener el mismo significado.

VI.5. Paleogeografía, paleocorrientes de la Formación Punta Ancón

a. **Detritismo.** Varios autores notaron desde tiempo atrás la diferencia de contenido litológico entre las areniscas de las Formaciones Socorro y Seca por un lado, y la Formación Punta Ancón

PUNTA ANCON Fm. Corte al Sur de ANCONCITO

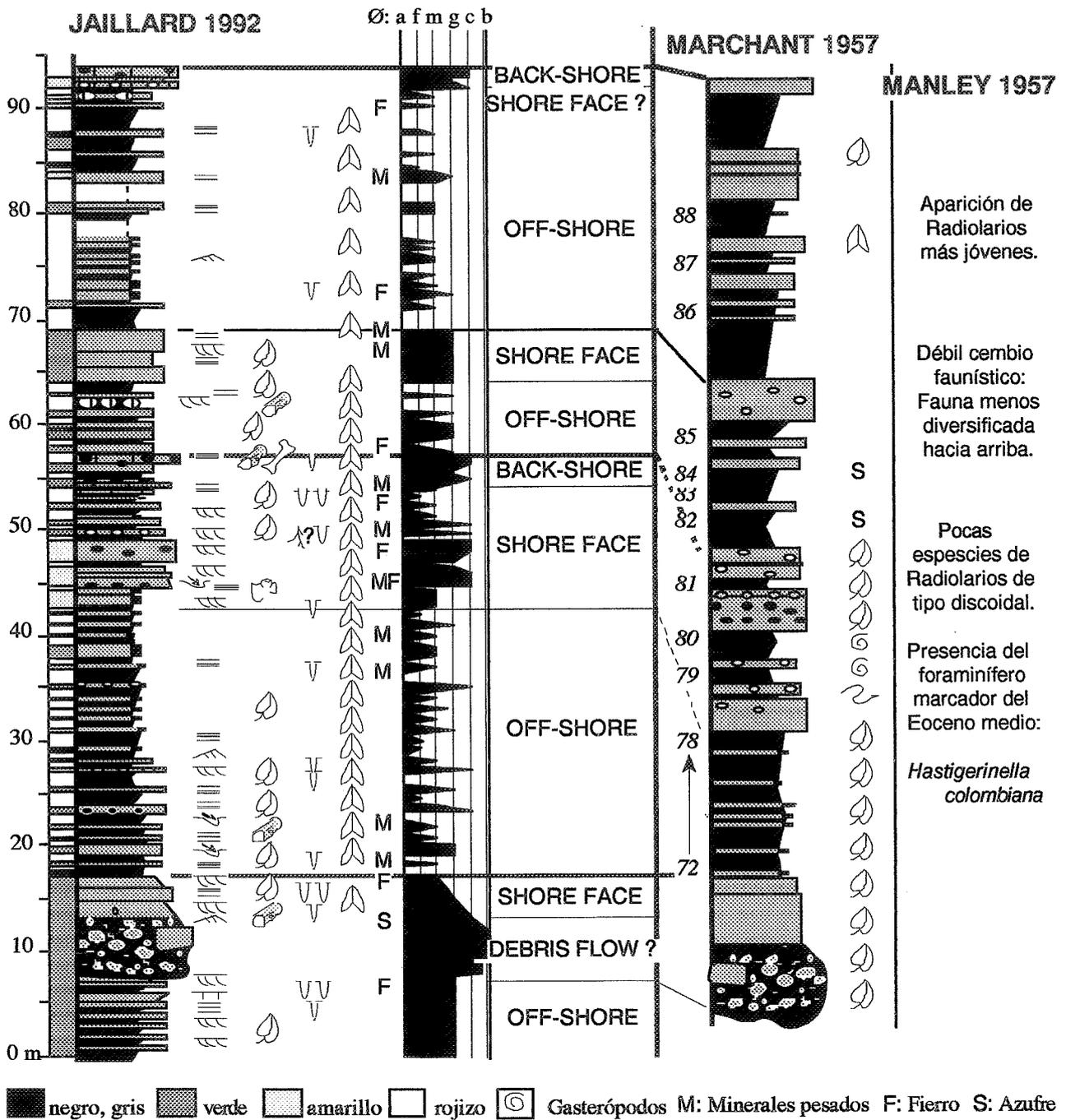


Fig. 14: Corte sedimentológico detallado de la Formación Punta Ancón al Sur de Anconcito, y comparación con el corte publicado por Marchant (1957).

por otro lado (Sheppard 1937, Bristow y Hoffstetter 1977, Vera et al. 1985, Marksteiner y Alemán 1991). Mientras que las primeras contienen areniscas mayormente cuarzosas, la última incluye una fracción notable de elementos detríticos de origen volcánico (fig. 15), indicando que las fuentes de aportes y la paleogeografía cambiaron nítidamente durante la parte superior del Eoceno medio.

b. Repartición geográfica. Mientras que las Formaciones Socorro y Seca, depositadas en medio de plataforma marina, son conocidas en toda la Península, la Formación Punta Ancón, depositada en ambiente de playa, solo es conocida en su parte Oeste, tanto en afloramientos como en pozos. Dicha disposición puede ser interpretada de tres maneras. (1) Es posible que un evento tectónico modificó la paleogeografía antes de la depositación de la Formación Punta Ancón, como lo

sugiere también el cambio de alimentación detrítica. Dicho evento tectónico hubiera provocado la emersión y posiblemente la erosión de la plataforma marina lutetiana. (2) También es posible que ocurrió un descenso eustático drástico del nivel marino, que hubiese provocado la migración hacia el mar de los depocentros, quedando emergida la mayor parte de la plataforma como en la hipótesis anterior. Esta última interpretación no explica la llegada de detritismo de origen volcánico. (3) Por fin, sería lógico encarar que la Formación Punta Ancón pase lateralmente hacia el centro de la Península, a facies más continentales descansando sobre los depósitos de plataforma marina de las Formaciones Socorro y/o Seca.

Por fin, al Norte de la Falla La Cruz, la Formación Punta Ancón sobreyace a sedimentos cuyas facies parecen diferentes (más turbidíticas ?) de las de las Formaciones Socorro y Seca del Sur de la Península. Si se confirma dicha observación, indicaría que la Formación Punta Ancón sella el acercamiento de una zona Sur (facies Socorro-Seca) con una zona Norte con facies diferentes. Dicho acercamiento, seguramente tectónico, podría también explicar la llegada de detritismo de origen volcánico dentro de las areniscas de la Formación Punta Ancón.

c. Paleocorrientes. En la Formación Punta Ancón, Small (1962) determinó paleocorrientes hacia el Oeste, el SO y el Sur. En la Formación Punta Ancón, paleocorrientes fueron medidas en la costa Sur de la Península (acantilados de Ancón y Anconcito), y en la costa Oeste de la Península (playas de Ballenitas y Punta Blanca).

En el primer caso, las medidas indican sentidos hacia el Sur-Oeste en las areniscas, y sentidos más dispersados en las calizas de lagon (fig. 16). Por lo tanto, las paleocorrientes de buena energía están más o menos perpendiculares a la costa Sur de la Península. En la costa Oeste de la Península, los datos indican paleocorrientes hacia el Nor-Oeste o el ONO (fig. 16), groseramente perpendicular a la costa de la Península.

Dichas observaciones refuerzan la interpretación según la cual la Formación Punta Ancón se hubiera depositada solo a lo largo de la línea de costa, en la perifería del bloque constituido por la Península. Por otro lado, esta disposición también indica que la forma de la Península no cambió mucho desde el fin del Eoceno medio.

VI.6. La deformación del Grupo Ancón.

La deformación del Grupo Ancón es expresada mayormente por planos de cizalla de rumbo Norte-Sur (N 150 a N 20) con buzamiento hacia el Este, y juego inverso hacia el Oeste, asociada con pliegues cilíndricos con esquistosidad de fractura de plano axial. Se la observa claramente en la zona de Ancón. Dicha fase de cizalla hacia el Oeste estaría ligada a la fase mayor del Eoceno superior, bien conocida en todos los Andes centrales bajo el nombre

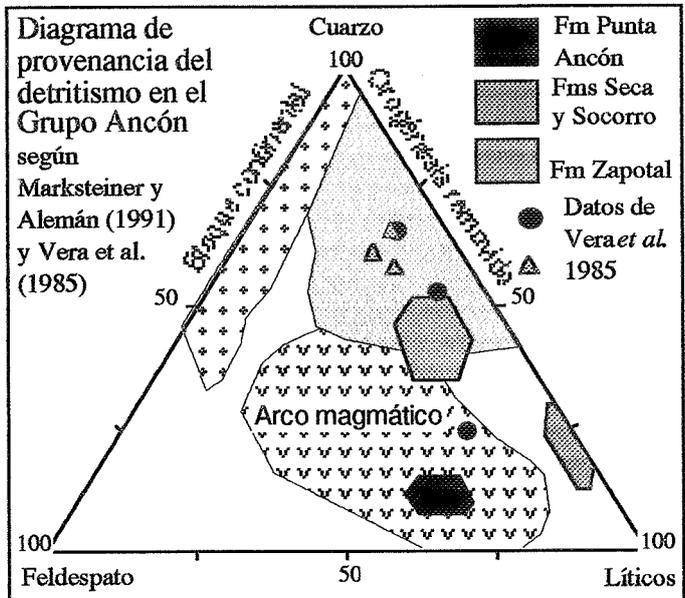


Fig. 15: Naturaleza y origen del detritismo en las Formaciones Punta Ancón y Zapotal, y comparación con las Formaciones Socorro y Seca (según Marksteiner y Alemán 1991, y Vera et al. 1985).

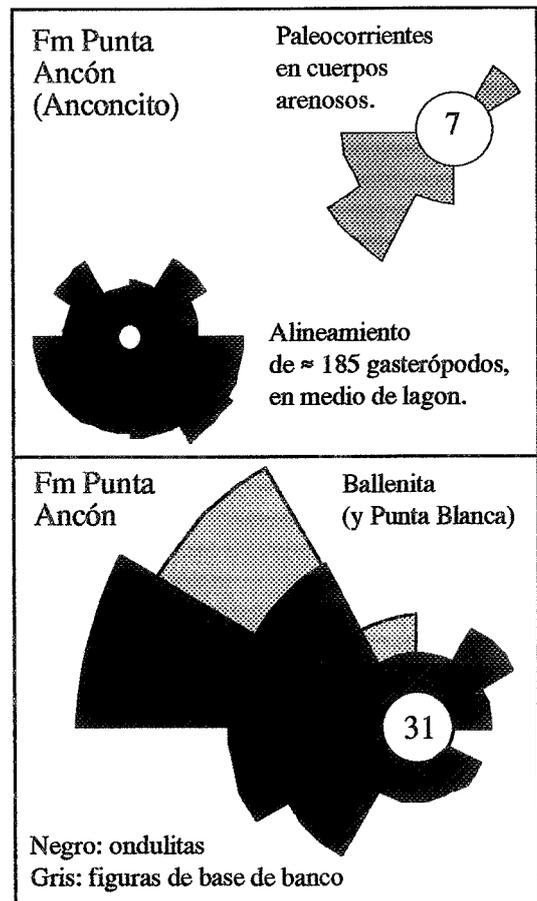


Fig. 16: Paleocorrientes medidas en la Formación Punta Ancón en Anconcito (arriba), y Ballenita-Punta Blanca (abajo).

de fase Inca 2 o Inca mayor, datada de $\approx 42 \pm 2$ M años (Sébrier et al. 1988).

VII. LA FORMACION ZAPOTAL.

VII.1. Presentación de la Formación Zapotal.

El término de Miembro Zapotal fue introducido por Osson (1931) para designar una secuencia de conglomerados areniscas y lutitas aflorando cerca del pueblo de Zapotal. Luego, Williams (1947) lo designó como formación, Marchant (1961) lo llamó Arcilla Zapotal, y Stainforth (1948) adoptó el nombre de Grupo Zapotal (véase síntesis en Bristow y Hoffstetter 1977). Utilizaremos aquí el nombre de Formación Zapotal, más neutro y más conveniente para designar a ésta llamativa unidad litológica. Olsson (1931) y Canfield (1966) correlacionaron dicha formación con la Formación Punta Ancón. Dicha formación aflora en toda la Península, excepto en las orillas Sur-Oest y Este, y hasta la Cordillera Chongón-Colonche al Norte.

Se considera que la Formación Zapotal, que podría alcanzar unos 1000 metros de potencia, descansa sobre la Formación Punta Ancón (Small 1962, Bristow y Hoffstetter 1977), a pesar de que nunca se ha encontrado una mención precisa de dicho contacto estratigráfico. Pasaría progresivamente hacia arriba a las lutitas marinas del Miembro Dos Bocas del Oligoceno superior-Mioceno medio. Sin embargo, según Small (1962), la Formación Zapotal pasaría lateralmente, y sería equivalente a la Formación Dos Bocas. Finalmente, como lo subrayaron Bristow (1975) y Benitez et al. (1986), cabe mencionar que la mala calidad de los afloramientos provocó muchas atribuciones o correlaciones equivocadas que complican hasta ahora la determinación de la edad de la Formación Zapotal.

VII.2. Trabajos bioestratigráficos anteriores sobre la Formación Zapotal.

Desde Zapotal, se conocen : *Corbula* sp., *Donax* sp., *Leda* (*Adrana*) sp., *Macoma* sp., *Mac-trella tumbezia*, *Sanguinolaria tumbezana*, *Spisula posorjensis*, *Tagelus* sp. (Olsson 1931), *Ampullinopsis spenceri*, *Anadara* (*Scapharca*) *meroensis*, *Clementia peruviana*, *Macoma meroensis* y *Pitar wolffi* (Marks 1956), y ? *Calyptraeca* sp., ? *Phos* sp. y *Pseudoliva* cf. *mancorensis* (Bristow 1975), y restos de plantas que indicarían el Oligoceno superior y un medio marino somero pero franco (Bristow 1975).

En afloramientos no precisados de la parte Oeste de la cuenca de Progreso, atribuidos a la Formación Zapotal, se notó los siguientes foraminíferos : *Anomalina* sp., *Buliminella ecuadoriana*, *Cibicides concentricus*, *Globigerina bulloides*, *G. ciperensis*, *G. triloba*, *Nonionella atlantica*, *N. paucilobata*, *Rotalia beccarii* y *Quinqueloculina seminulum* (Sutton 1959 in Bristow 1975, Canfield 1966), que indicarían el Oligoceno superior o el Mioceno inferior (Bristow 1975).

En las areniscas y lutitas de Montañita, atribuidas a la Formación Zapotal (Bristow 1975), se mencionó *Epitonium* aff. *antiquense* y *Thyasira montanita* (Olsson 1931), y el nautiloide *Aturia curvilineata*, conocido en la Formación Subibaja del Mioceno medio (Bristow 1975).

En Posorja, Olsson (1931) encontró los moluscos : *Acanthina* (*Chorus*) *sula*, *Ampullinopsis spenceri*, *Arca* (*Scapharca*) *meroensis*, *Balanus concavus*, *Cerithium* sp., *Chione posorjensis*, *Clementia peruviana*, *Crepidula* sp., *Dosinia palmerae*, *Epitonium* sp., *Macoma meroensis*, *Mactra* (*Mactrella*) *tumbezia*, *Oliva* (*Oliva*) *pichincha*, *Olivancillaria* (*Olivancillaria*) *aequatorialis*, *O.* (*Agaronia*) *cotopaxi*, *O.* (*A.*) *antisana*, *Olivella* (*Lamprodoma*) sp., *Pitaria* (*Lamelli-concha*) *wolffi*, *Pseudoliva parinasensis* var. *mancorensis*, *Sinum multilineatum* var. *peruvianum*, *Siphonalia* sp., *Spisula posorjensis*, *Tellina* (*Angulus*) sp., *Terebra* sp. y *Turritella meroensis*. Marks (1956) encontró *Sanguinolaria tumbezana*, y Bristow (1975) menciona *Acanthina* cf. *meroensis*, *Architectonica* sp., *Bursa* sp. y *Corbula* sp.. Este último autor nota que la fauna de Posorja tiene gran afinidad con la de las Formaciones Mancora y/o Health del Oligoceno del Perú. En cambio, para Olsson (1931) dicha asociación constituye la fauna de *Hannatoma*, y lo llevó a proponer una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior. Sin embargo, la fauna de *Hannatoma* está ahora considerada como del Eoceno superior en los países vecinos (Bristow 1975, Bristow y Hoffstetter 1977).

En el pozo Data 1 de la región de Posorja, se conoce una unidad de lutitas y limolitas de 200 m de grosor, llamada la "Formación" Data y atribuida a la Formación Zapotal, en donde Cushman y Stainforth (1951) determinaron : *Bolivina alazanensis*, *B. jacksonensis*, *B. maculata*, *Cibicides*

cf. *mississippiensis*, *Discorbis samanica*, *Globobulimina* sp., *Nonionella hantkeni* y *Robulus coalcedensis*. En la misma unidad, Sigal (1969) encontró: *Bolivina peruviana*, *Bulimina decurtata*, *B. peruviana*, *B. pseudovata*, *B. (Globobulimina) oregonensis*, *Buliminella pulchra*, *Buliminellita mirifica*, *Ceratobulimina* sp., *Chilostomella* sp., *Gyroidina* cf. *scalata*, *Haplophragmoides* spp., *Nonionella stainforthi*, *N. hantkeni*?, *Planulina* cf. *cooperensis*, *Plectofrondicularia* sp., *Pseudoglandulina* sp., *Pullenia quinqueloba* var. *angusta*, *Robulus* spp., *Uvigerina chirana*, *Valvulineria peruviana*, *V.* cf. *samanica* y *Virgulina* cf. *dibollensis* var. *subtransversalis*, cuya asociación indica el Eoceno superior.

15 km al ESE de Colonche, se describió bajo el nombre de Formación Jusa, una secuencia de lutitas abigarradas y arcillas rojizas con pocas areniscas glauconíticas, considerada como una unidad del Grupo Zapotal (Bristow y Hoffstetter 1977). Allí se encontraron una asociación nerítica constituida por: *Bolivina basisenta*, *B. maculata*, *B. jacksonensis*, *Bulimina jacksonensis*, *B. seaensis*, *Buliminellita mirifica*, *Cassidulina globosa*, *Cibicides perlucidus*, *Discorbis samanica*, *Guembelina venezuelana*, *Gyroidina chirana*, *Hantkenina alabamensis*, *Loxostomum dalli*, *Nodosaria chirana*, *Nonion danvillense*, *N. ecuadoranum*, *Planulina chirana*, *Plectofrondicularia dentifera*, *Robulus insuetus*, *Saracenaria hantkeni*, *Stichicassidulina thalmanni*, *Uvigerina yazoensis* y *Valvulineria samanica* del Eoceno superior (Cushman y Stainforth in Bristow y Hoffstetter 1977).

En resumen, Olsson (1931), Small (1962), Bristow (1975), Bristow y Hoffstetter (1977), Marksteiner y Alemán (1991) proponen una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior, mientras que Canfield (1966) y Sigal (1968), proponen una edad Eoceno superior (posiblemente Oligoceno inferior), y que otros, más prudentes (Small 1962) indican que pertenece al intervalo Eoceno superior-Mioceno inferior.

De la misma manera, Olsson (1931), Canfield (1966) y Sigal (1969) piensan que la Formación Zapotal es al menos en parte equivalente a la Formación Punta Ancón, mientras que Mills (1967), los autores del mapa geológico al millón, Bristow (1975) y Bristow y Hoffstetter (1977), Marksteiner y Alemán (1991) consideran que la Formación Zapotal descansa sobre la Formación Punta Ancón, mediante una importante discontinuidad sedimentaria y estratigráfica (que ninguno describe o menciona haber observado), y que constituye el miembro basal de la Formación Tosagua.

Discusión

El análisis de dichos datos y las observaciones de campo hechas en el marco del convenio indican los siguientes hechos:

- los afloramientos de Montañita pertenecen a la secuencia marina neógena (Tosagua), lo que explica la presencia de fósiles miocénicos.
- los depósitos los más gruesos atribuidos a la Formación Zapotal, interpretados como depositados en ambiente continental, no son fosilíferos.
- los afloramientos fosilíferos más seguros de la Formación Zapotal son los de Posorja, que indican una edad Eoceno superior tanto por los moluscos (Olsson 1931) como por los foraminíferos (Sigal 1969), groseramente coherente con la hipótesis de una equivalencia lateral de las Formaciones Zapotal y Punta Ancón.
- la mayoría de los datos soportando una edad Oligo-miocénica provienen de foraminíferos encontrados en sedimentos depositados en ambiente de mar abierto (Zapotal, Oeste de la cuenca Progreso) que son difícilmente compatibles con el ambiente continental y con el grano muy grueso observado en la Formación Zapotal s.s.

En consecuencia, teniendo en cuenta el hecho de que los depósitos de Montañita por ejemplo son muy semejantes a los del Bartoniano (Fm Punta Ancón), pensamos que lo más probable es que dos unidades sedimentarias han sido confundidas hasta ahora (véase la discusión de Bristow 1975). Una unidad de edad Eoceno medio-superior, gruesa y de ambiente continental podría constituir el equivalente lateral de las Formaciones Punta Ancón (y Formación San Mateo de Manabí), mientras que una otra unidad, más fina y de ambiente marino franco, de edad Oligoceno superior a Mioceno inferior constituiría el nivel transgresivo "conglomerado de base" del ciclo Oligo-miocénico (miembro Zapotal de Bristow 1975). Si bien es el caso, ambas unidades tendrían que ser separadas por una discontinuidad y probablemente una discordancia mayor. Sin embargo, más estudios petrográficos, sedimentológicos y estratigráficos serán necesarios para averiguar dicha hipóte-

sis.

VII.3. Resultados bioestratigráficos nuevos sobre la Formación Zapotal.

Muestras de moldes de hojas bien preservadas están en curso de estudio por el laboratorio del Prof. G. Barale, en la Universidad de Lyon (Francia). Además, tobas ácidas colectadas en las cercanías de Posorja están en curso de datación por el método K-Ar en la Universidad de Grenoble (Francia) por M. Bonhomme.

VII.4. Litoestratigrafía y Sedimentología de la Formación Zapotal.

Según Small (1962), la Formación Zapotal, de más de 650 metros de potencia, descansa discordantemente sobre el Grupo Ancón, siendo la discordancia más evidente en los bordes Este y Oeste de la Cuenca. Las paleocorrientes medidas en dicha formación (que, para él, pasa lateralmente a facies finas marinas de la Formación Dos Bocas y no parece corresponder estrictamente a la Formación Zapotal del Eoceno medio-superior), indican una área-fuente al ESE. El medio de depositación sería fluvial, estuarino y nerítico según los lugares y los niveles.

Canfield (1966) describe una unidad inferior conglomerática de alrededor de 30 metros de potencia, sobreyacida por 50 a 100 metros de lutitas grises y marrón, con evolución granogreciente, con yeso y restos de plantas, y finalmente una unidad superior de 200 metros de grosor, consistiendo de areniscas finas estratificadas, conteniendo gasterópodos y concreciones. Menciona además que las facies varían desde ambiente de playa hasta medios continentales.

Bristow y Hoffstetter (1977) notan que la Formación Zapotal empieza con un conglomerado basal, más potente en los bordes de la cuenca Progreso. Seguiría con lutitas y lutitas pasando gradualmente a las lutitas del Oligoceno superior-Mioceno inferior de la Formación Dos Bocas. La Formación Las Cañas solo representaría una facies fina del centro de la cuenca.

Marksteiner y Alemán (1991) mencionan que la Formación Zapotal consiste de conglomerados bien estratificados con clastos imbricados, que pasan hacia arriba a areniscas poco seleccionadas, de color amarillo, con estratificación cruzada y fauna marina. Interpretan la Formación Zapotal como un depósito de cono aluvial llegando muy cerca al mar.

La tesis en curso de J. Toro (convenio ORSTOM-EPN) tendría que llevar importantes precisiones en cuanto a la litología, evolución vertical y interpretación ambiental de la Formación Zapotal.

Sin embargo, parece urgente redefinir el término de Formación Zapotal, teniendo en cuenta la probabilidad de que existan dos unidades sedimentarias de litología y contenido faunístico distintos, y separadas por una discontinuidad sedimentaria y estratigráfica mayor. Según nuestra hipótesis, debe existir :

(1) una unidad inferior, de grano variable localmente muy grueso, depositada en ambiente continental, de edad Eoceno medio a superior, y equivalente estratigráficamente, al menos en parte, a las Formaciones Punta Ancón y San Mateo superior. De acuerdo al esquema paleogeográfico propuesto (fig.), facies gruesas de cono aluvial se encontrarían en las cercanías de la Cordillera Chongón-Colonche, y pasarían lateralmente hacia el Sur y el Oeste a facies más distales de llanura aluvial, y luego a las facies de playa, posiblemente con desembocaduras de deltas, de las Formaciones Punta Ancón y San Mateo.

(2) una unidad superior transgresiva, de grano promedio más fino, depositada en medio marino, de edad Oligoceno superior a Mioceno inferior, constituyendo la base o una facies particular de la Formación Dos Bocas. En ésta hipótesis, ambas series están separadas por una laguna sedimentaria por emersión y erosión que abarcaría parte del Eoceno superior (fase Incáica mayor, $\approx 45-40$ Ma), y la mayor parte del Oligoceno (hasta la fase Aymara del Oligoceno superior, $\approx 28 \pm 2$ Ma, Sébrier et al. 1988).

CAPITULO 4

**ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA
DEL CICLO EOCENO MEDIO-SUPERIOR
EN LA CORDILLERA CHONGON-COLONCHE Y
EN LA CUENCA MANABI**

I. LA FORMACION SAN EDUARDO.

I.1. Presentación de la Formación San Eduardo.

La Formación San Eduardo ha sido definida por Landes (1944) y Thalmann (1944). Consiste de calizas claras en bancos macizos conteniendo algas y foraminíferos bentónicos, interpretadas como calciturbiditas (Santos *et al.* 1986). El contacto inferior con la Formación Guayaquil es considerado como concordante o levemente discordante. El contacto superior está descrito como concordante y transicional con las lutitas de las Formaciones Las Masas (Cordillera Chongón-Colonche) y San Mateo (Manabí).

I.2. Trabajos bioestratigráficos sobre la Formación San Eduardo.

Es datada de la parte inferior del Eoceno medio por los foraminíferos bentónicos siguientes: *Discocyclina* (*D.*) *anconensis*, *D. (D.) meroensis*, *D. (D.) sheppardi*, *D. (Asterocyclina)* *aff. ruteni*, *Amphistegina ellioti*, *Cibicides perlucidus*, *Hastigerinella colombiana*, *Planorbulina* sp., *Pseudophragmina (Proporocyclina) peruviana* y *Spiroplectoides eocenica*, así como los foraminíferos planctónicos *Globigerina* sp., *G. wilsoni bolivariana* y algas *Archeolithothamnium* sp. y *Lithothamnium* sp.. Además se encontraron en la provincia de Manabí, restos de bivalvos, equinodermos, crinoideos, corales, ostrácodos, etc.... (Bristow y Hoffstetter 1977).

En afloramientos correpondiendo probablemente a la Formación San Eduardo, Unocal (1987) encontraron en la muestra MG 78, los nanofósiles calcáreos: *Calcidiscus formosus*, *Chiasmolithus* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster distinctus*, *Rhabdosphaera* sp. y *Sphenolithus radians* del Eoceno inferior probable; en la muestra MG 79: *Calcidiscus formosus*, *Chiasmolithus bidens*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster diastypus*, *D. cf. barbadiensis*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Helicosphaera seminulum*, *Tibrachiatus bramlettei*, *T. orthostylus* y *Rhombaster calcitrapa* de la base del Eoceno inferior (zona CP 9a); y en la muestra RH 79, los foraminíferos bentónicos: *Cibicides alleni* y *Gyroidina globosa* del Eoceno inferior parte inferior a media (zonas P6-P8).

Gamber *et al.* (1990) encontraron los foraminíferos planctónicos *Truncorotaloides topilensis* y *Globorotalia* *cf. spinulosa*; los foraminíferos bentónicos *Buliminella* sp., *Cibicides* spp., *C. mississippiensis*, *Sigmolinita* sp., *Valvulineria* *cf. peruviana* y los radiolarios *Podocyrthis* *aff. trachodes*, *Lychnocanoma* *cf. hirundo* y *Amphicraspedum prolixum*, del Eoceno medio.

I.3. Sedimentología de la Formación San Eduardo.

En las canteras al Oeste de Guayaquil, la Formación San Eduardo está constituida por dos tipos de calizas.

- Los depósitos autóctonos son margas o calizas finas de textura micrítica con Globigerinas y ostrácodos (?), depositadas en un medio de plataforma externa a hemi-pelágico.

- Los depósitos alóctonos son calcarenitas o calciruditas grano-clasificadas con base erosiva, interpretadas como calciturbiditas (Bristow y Hoffstetter 1977). Estas tienen una textura de Packstone, y retrabajan principalmente foraminíferos y algas. Capas de cherts negros a café son frecuentes en la parte superior fina de las secuencias turbidíticas.

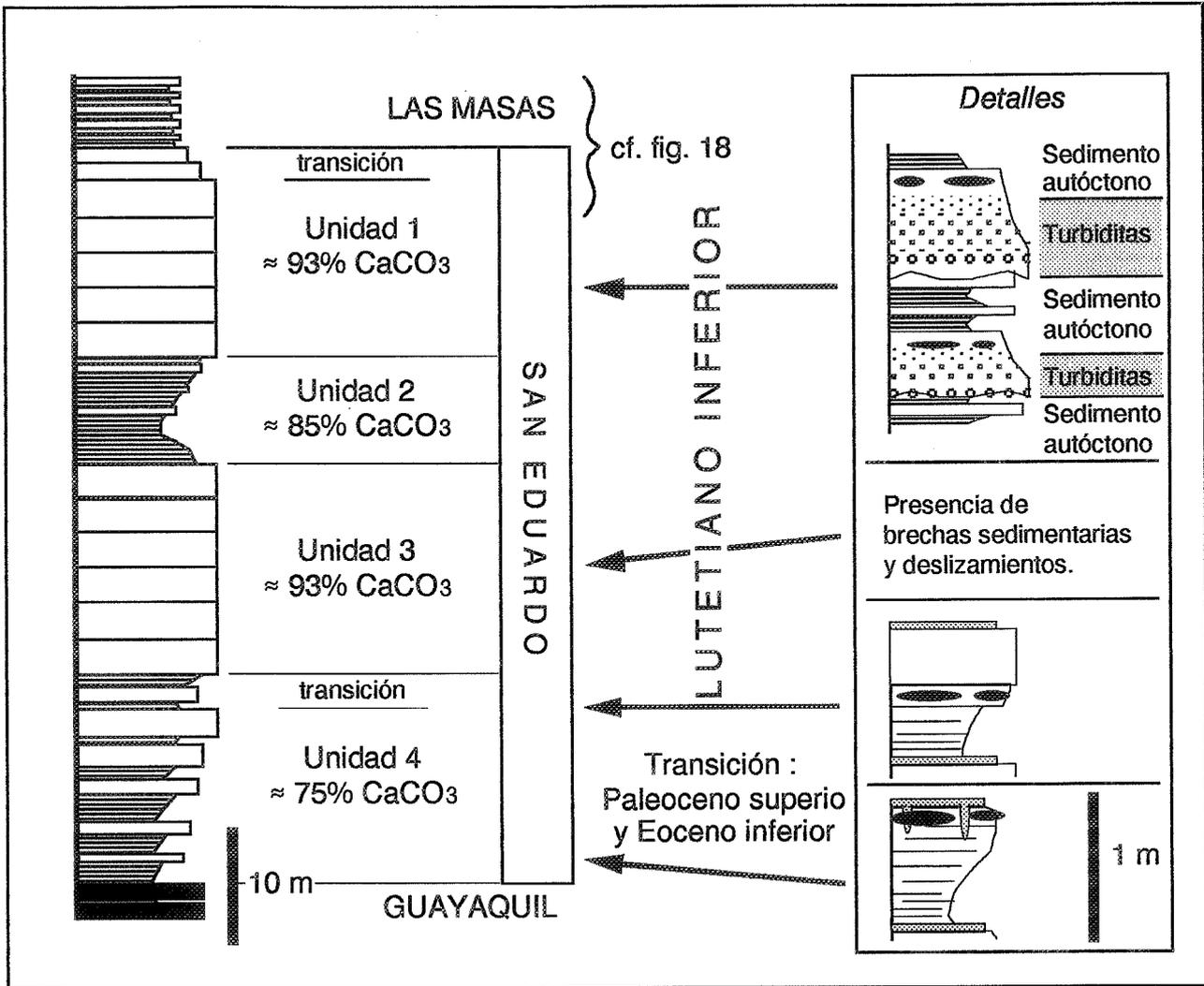


Fig. 17: Corte esquemático de la Formación San Eduardo en la cantera de la Nacional de Cemento, según los datos del geólogo Tinoco.

Los datos litológicos y químicos de la fábrica nacional de cemento (Geol. Tinoco, com. pers.) indican que la Formación San Eduardo está constituida por cuatro unidades sedimentarias, pudiendo representar secuencias sedimentarias menores (fig. 17) que quedan por ser estudiadas.

La presencia local de brechas y deslizamientos sinsedimentarios sugiere que, en esta zona, las turbiditas de la Formación San Eduardo se han depositado en una pendiente ubicada al pie de una plataforma carbonatada somera y abrigada.

Al tope de la formación, en la cantera Freire, se observa una nítida superficie de discordancia, que pone en evidencia la disposición en cliniformas progradantes hacia el Sur ($\pm 45^\circ$) de las calciturbiditas, que se terminan en top-lap contra dicha superficie (fig. 18). Esta última separa los bancos turbidíticos de bancos delgados de micrita hemi-pelágica autóctona, que pasan transicionalmente a las limolitas y lutitas silíceas de la Formación Las Masas, expresando una profundización

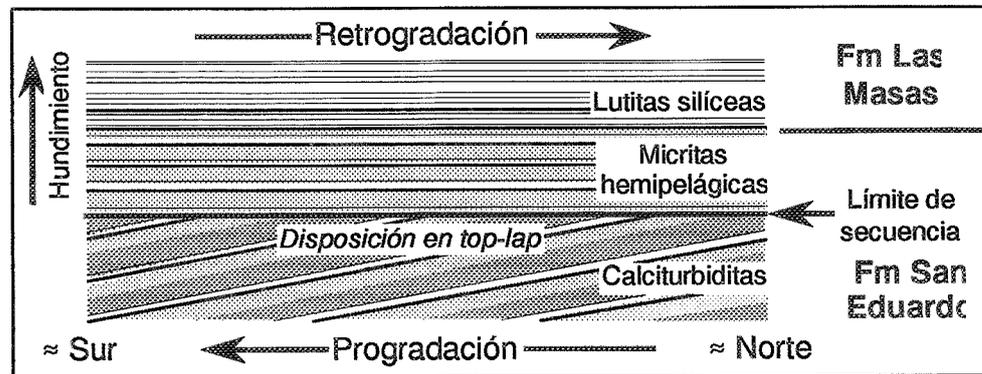


Fig. 18: Transición entre las Formaciones San Eduardo y Las Masas en la cantera El Freire (Oeste de Guayaquil).

de los medios de depósito. Dichos depósitos son interpretados como un Intervalo transgresivo, siendo la superficie un límite de secuencia (en el sentido de Vail).

En la cuenca Manabi, en Membrillal (Sur de San Mateo, véase mapa correspondiente), se observa el contacto entre las Formaciones Cayo y San Eduardo, con nítido carácter transgresivo. El primer nivel consiste de algunos metros de brechas y conglomerados con cemento calcáreo arenoso, con clastos volcánicos centimétricos que presentan una evolución granodecreciente. Encima vienen calizas claras con clastos volcánicos y foraminíferos grandes. Por fin, la Formación San Eduardo consiste de alternancias de micritas finas con pedernales (cherts), calizas con foraminíferos bentónicos grandes, algas, oncolitas más o menos alineados, y de calcarenitas o calciruditas.

II. LAS CALIZAS JAVITA

II.1. Presentación de las Calizas Javita.

El término de Calizas Javita fue definido por Stainforth (1948) para calcarenitas claras de grano grueso alternando con capas de conglomerados o brechas, de carácter arrecifal. El contacto inferior era considerado como similar al de la Formación San Eduardo, es decir que se trata de una discordancia de las calizas sobre la Formación Guayaquil (Bristow y Hoffstetter 1977). Sin embargo, Benitez (1991) observó que las calizas Javita están interestratificadas dentro de lutitas del Eoceno medio, estando esas últimas (y no las calizas) en contacto con la Formación Guayaquil. Aflojan en la extremidad ONO de la Cordillera Chogón-Colonche.

II.2. Trabajos bioestratigráficos anteriores sobre las Calizas Javita.

Sutton (1959) y Sigal (1969) anotaron la ausencia de *Discocyclina*, y la presencia de los foraminíferos bentónicos: *Asterocyclina asterisca*, *Cibicides perlucidus*, *C.* aff. *mexicanus*, *Ferayina peruviana*, *Helicostegina polygyralis*, *Lepidocyclina atascaradensis*, *L.* cf. *douvillei*, *L. peruviana*, *L. vichalayensis*, *Nodosaria* sp., *Operculinella nummulitiformis*, *Operculinoides floridensis*, *Spiroplectamina eocenica*, y del foraminífero planctónico *Hastigerinella colombiana*. Sigal (1969) concluyó con una edad Eoceno medio parte superior, posterior a la de la Formación San Eduardo.

II.3. Resultados bioestratigráficos nuevos sobre las Calizas Javita.

Un muestreo de las lutitas ubicadas por debajo y por encima de la Caliza propiamente dicha, está en curso de estudio en Petroproducción-Guayaquil.

II.4. Observaciones y resultados nuevos sobre las Calizas Javita.

Las Calizas Javita fueron estudiadas en la quebrada Guangala, al NNE de Colonche (fig. 19). Allí, la serie del Eoceno medio no rebaza unas decenas de metros, y puede faltar totalmente.

En este sitio afloran las lutitas silíceas de la Formación Guayaquil, levemente plegadas, y cubiertas por un nivel métrico de brecha monogénica compuesta exclusivamente de clastos redondeados de la formación infrayacente. Localmente, una serie potente de areniscas líticas con espesos lechos de conglomerados gruesos, atribuida a la Formación Zapotal, descansa directamente sobre la Formación Guayaquil, expresando entonces una laguna estratigráfica mayor, abarcando el Paleoceno superior, una gran parte del Eoceno más de 15 M años si la Formación Zapotal está sujeta de edad Eoceno superior, y de cerca de 30 Maños si la Formación Zapotal es de edad Oligoceno superior-Mioceno basal.

En otras partes, se desarrolla una pequeña sucesión descrita en la figura 19. Sobre el techo brechoso de la Formación Guayaquil, descansa una secuencia de margas verdosas hemipelágica, en la cual el aumento de la fracción arcillosa, y la disminución correlativa de la fracción calcárea y del grano parecen traducir un hundimiento rápido del substrato. Es notable la ausencia de clastos de cherts en estos depósitos. Benitez (1991) incluyó a esta unidad en la Caliza Javita, y mencionó que es correlacionable con la Formación San Eduardo de la parte inferior del Eoceno medio, ya que el tope contiene *Clavigerinella* aff. *arkesi*.

Dicha secuencia se interrumpe bruscamente con la llegada de flujos de detritos turbidíticos (Calizas Javita s.s.) incluyendo elementos calcáreos y clastos grandes de caliza micrítica y de cherts oscuros provenientes de la Formación Guayaquil. Escasos datos indicarían paleocorrientes hacia el Sur ($\pm 45^\circ$). La aparición de clastos de la Formación Guayaquil indican que ésta volvió a

Muestras	LITOLOGIA	INTERPRETACION	ESTRATIG.
30	Areniscas líticas gruesas, color brunáceo, con estratificaciones cruzadas, canales, y potentes intercalaciones de conglomerados poligénicos gruesos.	Sistema aluvial proximal continental	Fm ZAPOTAL
PO.226 → PO.225 →	Areniscas calcáreas de grano medio, gris olivo, con bioclastos finos, foraminíferos bentónicos, fragmentos carbonosos, bioturbaciones, laminaciones arenosas con ondulitas, intercalaciones de caliza margosa gris fina.	Sedimentación de plataforma (?), con influencias terrigenas	Depósitos sin nombre
Falta 20 m	Margas de color crema, laminadas y bioturbadas.	Sedimentación hemipelágica	
PO.230 → 10	Calcarenitas con clastos pequeños de chert oscuro. Bancos ≤ 30 cm.	Flujos turbidíticos de detritos, grano- y estratodecrecientes, bajo el efecto del hundimiento tectónico del dominio.	Calizas JAVITA
PO.227 →	Calciruditas con clastos alineados a veces imbricados, mayormente de chert. Matriz calcítica o sílicea. Neoformación de cherts en los lechos ricos en clastos. Bancos ≤ 50 cm.		
PO.228 → 5	Conglomerados con oncolitos, algas y foraminíferos bentónicos, clastos grandes de caliza micrítica, y de chert oscuro. Interbancos lutáceos, localmente con clastos. Bancos ≤ 60 cm.		
PO.229 → PO.231 → 0 m	Alternancia de lutitas gris verdosas con bioturbaciones y microfauna, y de arcillas verdes. Disminución de la fracción calcárea hacia arriba. Caliza margosa hemipelágica con microfauna y cuarzo detrítico. Margas limolíticas verdes.	Transgresión y hundimiento rápidos.	Margas JAVITA
	Brecha gruesa monogénica, clastos de chert oscuro.	Erosión subaérea	Laguna estrat.
	Lutitas síliceas y cherts oscuros levemente plegados.	Pelágico	Fm GUAYAQUIL

Fig. 19: Corte de la Formación Javita en la Quebrada Guangala (NE de Colonche).

ser sometida a la erosión; por lo tanto, se puede interpretar esta sucesión como el resultado de una subsidencia ligada al juego de fallas normales en extensión (fig. 19). El carácter grano- y estratodecreciente de esta unidad indica que la actividad tectónica cesó rápidamente. Cabe subrayar que los elementos calcáreos removidos son muy similares a los de la Caliza San Antonio, especialmente por la abundancia de fragmentos de oncolitos grandes perforados y de algas rojas.

Las Calizas Javita están sobreyacidas por margas claras laminadas con bioturbaciones, de medio hemipelágico. Más arriba, sin que se haya podido observar el paso, se observa una veintena de metros de areniscas calcáreas grises finas bioturbadas, de color gris a verde, conteniendo abundantes organismos de medio muy somero probablemente retrabajados, evocando un medio sedimentario de plataforma. Esta última unidad está sobreyacida en discordancia por los depósitos gruesos atribuidos a la Formación Zapotal.

III. LAS FORMACIONES LAS MASAS, CERRO Y SAN MATEO INFERIOR.

III.1. Presentación de las Formaciones Las Masa, Cerro y San Mateo inferior.

El nombre de Formación Las Masas ha sido utilizado por geólogos de la C.A.L.E.C. para designar una serie de 0 a 360 metros de potencia, de lutitas y lodolitas estratificadas, duras, a veces calcáreas, que aflora en la vertiente Sur de la Cordillera Chongón-Colonche. Sobreyace transicionalmente a la Formación San Eduardo y infrayace, quizás discordantemente, a la Caliza Javita. La parte inferior sería de edad Eoceno medio, y la parte superior más lutácea pertenecería al Eoceno superior (en Bristow y Hoffstetter 1977).

La Formación Cerro, de varias centenas de metros de potencia, aflora en la cuenca de Manabí. Según Williams (1947, in Bristow y Hoffstetter 1977), descansa sobre la Formación Piñon y sobreyace a la Formación San Eduardo, aún que se encontraría localmente por debajo de ésta última. Infrayace a la Formación San Mateo. Para muchos autores, la Formación Cerro constituye el miembro inferior de esta última formación.

La Formación San Mateo está mucho mejor conocida (Williams 1947, Stainforth 1948, Canfield 1966, Mills 1967). Aflora en la cuenca de Manabí donde tiene 100 a más de 1700 metros de potencia, con un promedio de 500 a 800 m. Consiste de lutitas rojizas y areniscas finas con intercalaciones de conglomerados, que descansan directamente sobre la Formación Piñon (pozo Santa Ana), sobre la Formación San Eduardo o la Formación (miembro) Cerro.

III.2. Trabajos bioestratigráficos sobre las Formaciones Las Masas, Cerro y San Mateo inferior

Fuera de Frey y Mills (1968, in Bristow y Hoffstetter 1977), no hay datos bioestratigráficos sobre la Formación Las Masas, excepto si se tiene en cuenta el foraminífero *Clavigerinella* aff. *arkesi* mencionado por Benitez (1991) en las margas que infrayacen a la Caliza Javita.

En la Formación Cerro, Bristow y Hoffstetter (1977) mencionan de varias fuentes: *Anomalioides acutus*, *Globigerina paratriloculinoides* n.sp. y *Spiroplectammia nuttali* del Eoceno, y *Globorotalia* spp. cretácicos, probablemente removidos. En un olistolito calcáreo ubicado a la base de la Formación en la cantera de La Pila, se encontró *Globigerinelloides* sp., Heterohelicidae, *Neoflabellina* sp. y *Praebulimina* cf. *kickapooensis* del Maastrichtiano (en Bristow y Hoffstetter 1977). El descanso directo de dichos sedimentos eocenos sobre el Cretácico podría explicar la relativa abundancia de fauna cretácica superior retrabajada.

En la Formación San Mateo, Cushman & Stainforth (1951) encontraron una rica fauna de foraminíferos, entre los cuales: *Asterigina crassaformis*, *Bolivina maculata*, *Bulimina lineata*, *Globigerina protoreticulata*, *G. pseudocretácica*, *Guembelina* (*Heterohelix*) *navarroensis*, *Hantkenina alabamaensis*, *Hastigerinella colombiana*, *H. eocenica*, *Psammosphaera eocenica*, *Stichassidulina thalmani*, *Uvigerina mantaensis* y *U. yagooensis*, que indicarían la parte superior del Eoceno medio y el Eoceno superior (Bristow y Hoffstetter 1977). En la misma formación, Sigal (1968) determinó entre otros foraminíferos: *Dyscocyclina* sp. (removida), *Globigerina corpulenta*, *G. cf. eocaena*, *G. eocaenica*, *G. cf. eocaenica* var. *irregularis*, *G. linaperta*, *G. officinalis*, *G. pseudoeocaena*, *G. cf. rotundata* var. *jacksonensis*, *G. cf. yeguaensis*, *Globorotalia* sp., *Stichassidulina thalmani*, *Turborotalia* cf. *ampliapertura*, *T. gr. bolivariana*, *T. cf. boweri*, *T. crassaformis*, *T. frontosa*, *T. cf. increbescens*, *T. interposita*, *T. opima nana* y *T. gr. pseudotopilensis* del Eoceno medio.

Más recientemente, Navarrete (1986) distingue dos zonas de radiolarios en la Formación San Mateo de Puerto López: la zona inferior de *P. chalara* del Bartoniano inferior, que contiene *Eusyringium fistoligerum*, varias especies del grupo de *Lythocyclia ocellus* y *Sethochytris triconiscus*; y la zona superior de *T. bromia* de la base del Eoceno superior, que contiene *Lythocyclia aristotelis*, *L. ocellus* y *Theocampe mongolfieri*. Menciona además los radiolarios: *Actinomma* sp., *Astrocyclus* sp., *Cenodiscus* sp., *Cenosphaera* sp., *Cyrtocalpis* sp., *Dictyomitra* sp., *Hagiasstrum* sp., *Haliomma* sp., *Heliostylus* sp., *Hymeniastrum* sp., *Lithocampana* sp., *Lychnocanum* sp., *Phacodiscus* sp., *Phormocyrtis* sp., *Rhopalastrum* sp., *Sethodiscinus* sp., *Spongolonche* sp., *Spongotrochus* sp. y *Triactis* sp., y foraminíferos poco diagnósticos. Sin embargo una revisión de dicha fauna llevó Navarrete (1992) a atribuirlos más bien al tope del Eoceno medio.

Contreras (1990), al estudiar la sección tipo de la Formación San Mateo, al Oeste del pueblo de San Mateo menciona entre otros (1) a la base de la sección: el foraminífero planctónico *Acarri-*

nina broedermanni, y los radiolarios *Podocyrtes diamesa* y *Eusyringium lagena* con tendencia a evolucionar a *Eusyringium fistuligerum*, que representarían la zona de *P. ampla* del Lutetiano medio; (2) en la parte mediana: numerosos *Lithocyclus ocellus*, que dada la ausencia de *Lithocyclus aristotelis*, indicaría la zona de *P. chalara* del Bartoniano inferior (ausencia de la zona de *P. mitra* del Lutetiano superior-Bartoniano basal); y (3) al tope de la sección: *L. ocellus* que va disminuyendo en número mientras que aumentan los *L. aristotelis*, indicando la zona de *P. goethana* del Bartoniano superior (fin del Eoceno medio).

En Machalilla, la Formación San Mateo descansa en discordancia sobre la Formación Cayo del Campaniano medio. En la base de dicha formación, Romero (1990) determinó los radiolarios: *Colyocicleta* sp., *Dictyoprora amphora*, *Dorisphaera* sp., *Eusyringium fistuligerum*, *Lithapium plegmacantha*, *Lithocyclus ocellus*, *Lychnocanoma bellum*, *Periphaena decora*, *P. delta*, *Phacodiscus* sp., *Phormocyrtis* sp., *Phtyrsoyrtis* cf. *rhizodon*, *Podocyrtes ampla*, *P. diamesa*, *P. cf. dorus*, *P. papalis*, *P. trachodes*, *Spongodiscus* sp., *Spongotractus* sp., *S. pachystylus* y *Stylosphaera minor brevihastata*. La coexistencia de *E. fistuligerum*, *L. plegmacantha*, *P. delta*, *P. ampla*, *P. sinuosa*, y *P. trachodes* indica una edad Lutetiano medio (zona de *P. ampla*, véase también Navarrete (1991) y Benitez (1991)), a pesar de la presencia de *P. diamesa*, conocida en capas más antiguas (Romero 1990, Romero y Navarrete 1992).

Más al Norte aflora la Formación Punta Blanca, en donde Sigal (1968) encontró los foraminíferos planctónicos: *Globigerina* cf. *eocenica*, *G. gr. linaperta*, *G. senni*, *G. cf. paratriloculinoides*, *G. cf. pseudoeocenica*, *G. (Catapsydrax) unicava primitiva*, *Pseudoglobobulina triplex*, *Globobulina pseudovenezuelana*, *G. cf. tripartita*, *G. cf. yeguaensis*, *Turborotalia acarinata*, *T. crassaformis*, *T. bolivariana*, *T. pseudocretacea*, *T. increbescens*, *T. interposita*, *T. rotundimarginata*, *T. cf. spinuloinflata*, *T. pseudotopilensis*, ? *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia* aff. *lensiformis*, *G. cf. tripartita*; y los foraminíferos bentónicos: *Bulminella* gr. *grata*, *Nodogenerina* cf. *rohri*, *Bulmina* cf. *subbortonica*, *Nutallides truempyi*, *Cibicides* aff. *hadjibulukensis*, *Pseudostomella* cf. *ecuadoriana*, *Gyroldina* cf. *scita*, *Oridorsalis ecuadorensis*, *Osangularia mexicana*, *Anomalina* cf. *capitata*, *A. chiliana*, *Hanzawaia caribea*. Sigal (1968) concluyó con una edad Eoceno medio.

En cambio, Marksteiner y Alemán (1991), en base a la presencia de los radiolarios: *Burriyella* sp., *B. clinata*, *Dictyoprora mongolfieri*, *Lamptonium* cf. *fabaeforme chaunothorax*, *Lithochytris* aff. *vespertilio* y *Phormocyrtis* cf. *turgida*, atribuyeron la Formación Punta Blanca al Eoceno inferior a medio.

III.3. Litología y sedimentología de las Formaciones Las Masas, Cerro y San Mateo inferior.

Consideramos que la Formación Las Masas designa a sedimentos aflorando en la Cordillera Chongón-Colonche, equivalentes por lo menos en parte, a las Formaciones Javita, Cerro y San Mateo. En este trabajo, de acuerdo con varios autores (ver Bristow y Hoffstetter 1977) y con observaciones de campo, consideraremos que el Miembro Cerro constituye la base de la Formación San Mateo, pue-

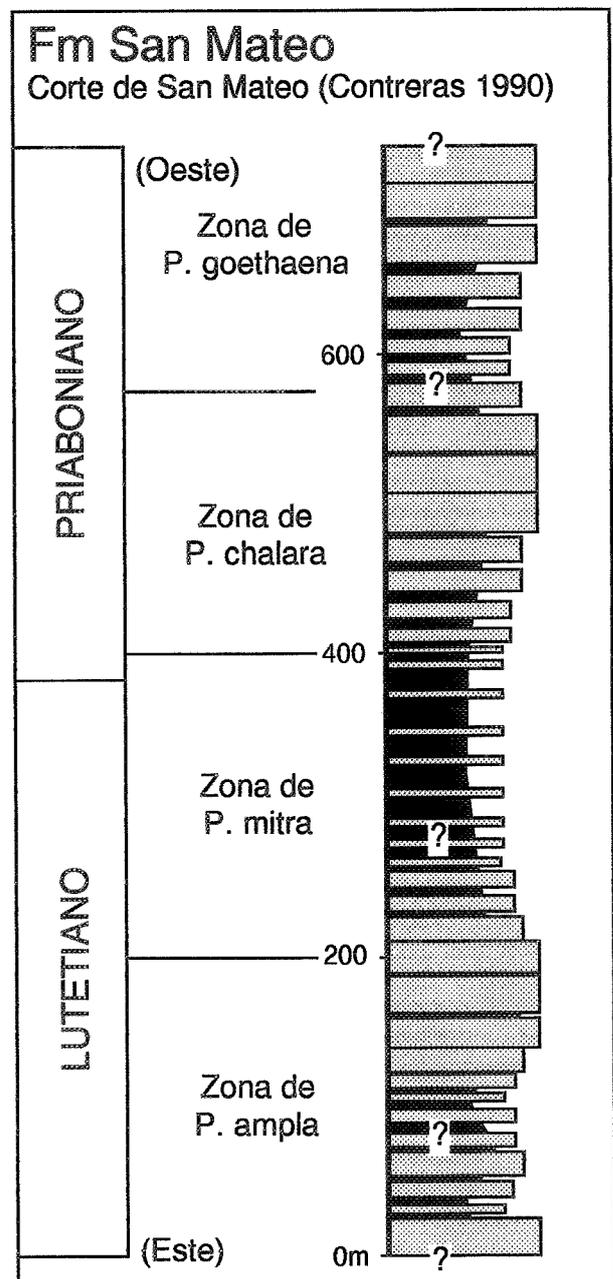


Fig. 20: Estratigrafía de la Formación San Mateo en San Mateo, según Contreras (1990).

de ser localmente equivalente a la Formación San Eduardo, y descansa sea sobre esta última o directamente sobre la Formación Cayo.

Canfield (1966) (ver también Bristow y Hoffstetter 1977, Santos et al. 1986) nota que la Formación San Mateo presenta generalmente tres unidades de \approx 250 metros de potencia cada una. (1) La unidad inferior consiste de areniscas y conglomerados con intercalaciones de lutitas o margas. Los clastos son de lava, cuarzo, chert, granito, caliza y lutita, y el cemento es localmente calcáreo. (2) El miembro medio consiste de lutitas y limolitas tobáceas, margas o calizas, y grauvacas o areniscas líticas y feldespáticas de grano variable. (3) En el miembro superior predominan grauvacas gruesas con cantos y conglomerados con abundantes elementos volcánicos. El espesor total alcanza 1200 metro (pozo Manta-3).

a. El Miembro Cerro (parte inferior de la Formación San Mateo)

Según (Bristow y Hoffstetter 1977), el Miembro Cerro consiste de (1) 20 metros de areniscas y microbrechastobas con cemento calcáreo, considerado como equivalente a la Formación San Eduardo; (2) lutitas y tobas silíceas y cherts con radiolarios, y (3) tobas calcáreas o margas tobáceas. También se mencionan aglomerados tobáceos y calizas blancas. El espesor total alcanzaría 250 a más de 800 metros.

Hemos observado facies atribuibles al Miembro Cerro en dos sitios.

En La Pila (Este de Montecristi), el Miembro Cerro descansa sobre la Formación Cayo fracturada y en parte mineralizada (Cobre). Consiste de arcillas verdes y lutitas tobáceas y silíceas, no calcáreas, con localmente abundantes restos de plantas y clastos blandos de arcilla verde. Contiene bloques redondos métricos de calizas blancas muy finas con microfauna planctónica. Es probable que la microfauna maastrichtiana mencionada por Schulmann et al. (*in* Bristow y Hoffstetter 1977) proviene de dichas calizas, ya que sus facies son muy comparables a las de los nódulos calcáreos de la Formación Guayaquil.

En Machalilla, descansando en marcada discordancia sobre grauvacas turbidíticas gruesas de la Formación Cayo, se observan margas muy finas y calizas micríticas blancas silíceas, laminadas con bioturbaciones, ricas en radiolarios, con interbancos arcillosos. El medio de depositación es marino pelágico.

Mientras que la capa detrítica de base con cemento calcárea puede ser interpretada como un "conglomerado de base" de la transgresión del Eoceno medio, el alto contenido de radiolarios y de sílice y la textura muy fina del Miembro Cerro lleva a interpretarlo como un depósito pelágico bastante profundo y alejado de fuentes detríticas terrígenas, pero con una notable contaminación volcánica fina, bastante comparable al de la Formación Guayaquil.

b. La parte media de la Formación San Mateo

En la loma inmediatamente al Sur de Puerto López, se observan conglomerados gruesos descansando abruptamente sobre lutitas y areniscas más finas, atribuidas a la parte media de la Formación San Mateo (Canfield 1966). En este sector, hasta Ayampe, y al Norte de Machalilla, se observan bancos centi- a decimétricos de areniscas medianas en lutitas rojizas ricas en yeso secundario, y presentando abundantes madrigueras, verticales, horizontales o poco inclinadas, y algunos niveles deslizados (*slumps*). Las areniscas están organizadas en delgadas secuencias de cuatro tipos (lista no exhaustiva): (1) pequeñas turbiditas de baja densidad (tipo Bouma) con base erosiva, granodecreciencia y laminaciones; (2) secuencias que empiezan como turbiditas de Bouma (base erosiva y granodecreciencia) y terminan como tempestitas con estratificación oblicua en mamelon (*Hummocky Cross Stratification*, HCS); (3) secuencias de tempestitas con laminaciones horizontales (de alto régimen ?) en la base, una parte masiva, y una parte superior con HCS; y (4) lechos centimétricos con ondulitas ligeramente asimétricas de corriente o de olas. La asociación de dichas secuencias indica que las turbiditas son probablemente generadas por las tempestas.

Dichas figuras indican depósitos de plataforma clástica de profundidad moderada (< 100-150 metros). Respecto a la base, concluimos en una somerización de la secuencia, a pesar de que no se observó una sección completa.

En la playa al Oeste de San Mateo donde fue definida la formación homónima (Oeste de Manta, Contreras 1990), se observan típicas secuencias de playa, caracterizadas por niveles calcáreos en las partes de plataforma (*offshore*), yeso secundario, numerosos *gutter casts*, madrigueras ver-

tales, restos de plantas alineados y minerales pesados. En la parte central del corte, se presentan depósitos más finos, pero con muy abundantes secuencias turbidíticas. En la Punta al oeste del afloramiento, se observan además canales de marea, depósitos de lagon y depósitos de tipo flujo de grano (*grain flow*) de origen poco clara (sismos?, crecidas de un río?). De manera general, la reducción de potencia de los términos de playa s.s. (*shoreface* y *foreshore*) y la presencia de calizas expresan una energía de depósito menor que en Punta Ancón. En cambio, la tasa de sedimentación parece ser mucho mayor (720 m medidos por Contreras 1990, fig. 20).

c. La parte superior de la Formación San Mateo.

Localmente, una serie potente de 100 metros de conglomerados gruesos atribuidos a la Formación San Mateo superior, descansa directamente sobre el Cretáceo inferior (Fm Piñon), como en el pozo Santa Ana (Bristow y Hoffstetter 1977, p. 290, Santos et al. 1986). Esta observación demuestra que la Formación San Mateo inferior (Lutetiano) no se depositó o que fue erosionada antes del depósito de la Formación San Mateo superior (Bartoniano-Priaboniano), y que la serie Cretácica ha sido hundamente erosionada antes de dicha época. Según Santos et al. (1986), la Formación San Mateo superior conglomerática alcanza una potencia de 600 metros en los pozos Manta 1 y 3, y presenta paleocorrientes hacia el N 270-N 320, o sea hacia el Oeste, NO o NNO.

La parte superior, conglomerática de la Formación san Mateo ha sido observada en Julcuy, en la playa al Norte de Salango y en la playa de Liguique.

En Julcuy, afloran conglomerados gruesos heterométrico con clastos hasta métricos de lavas, grauvacas, cuarzitas, intrusivos ácidos, cherts Santa Elena deformados, areniscas calcáreas similares a las de la Formación Javita, etc.... (fig. 21). Egüez (1985) describe estructuras de flujos de masa y un olistolito pluri-hectométrico de lutitas de la Formación Cayo (Guayaquil?). Midió paleocorrientes hacia el N 330 (NNO, fig. 21), y menciona restos de equinodermos, foraminíferos aglutinados y radiolarios (p. 51).

Las figuras sedimentarias que observamos incluyen estratificaciones lenticulares a gran escala, canales, clastos imbricados (indicando un transporte hacia el Norte), y escasa estratificaciones oblicuas cirvas. El aspecto es similar al de los conglomerados atribuidos a la Formación Zapotal, que descansan sobre la Caliza Javita en la quebrada del mismo nombre. Interpretamos el medio de depositación como siendo de cono aluvial. Sin embargo, la presencia de una fauna marina, si no fue encontrada en un clasto, podría indicar la proximidad del mar.

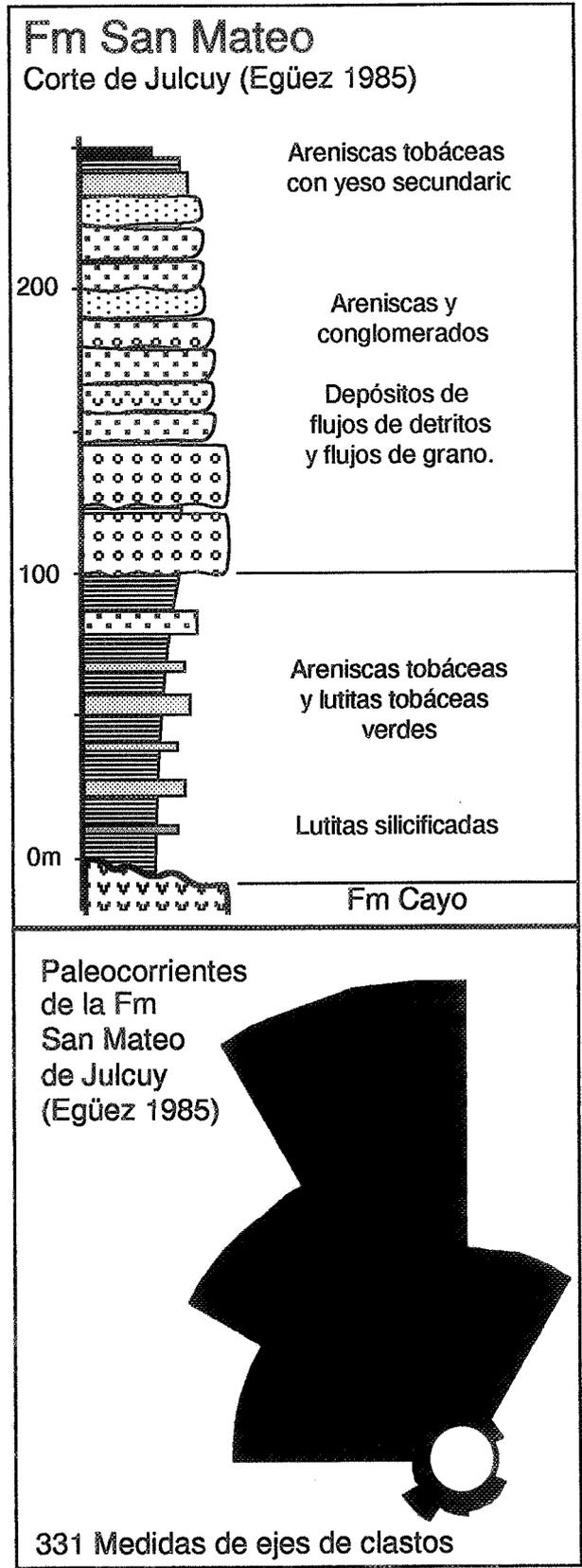


Fig. 21: Litoestratigrafía y paleocorrientes de la Formación San Mateo en Julcuy, según Egüez (1985).

Sin embargo, la presencia de una fauna marina, si no fue encontrada en un clasto, podría indicar la proximidad del mar.

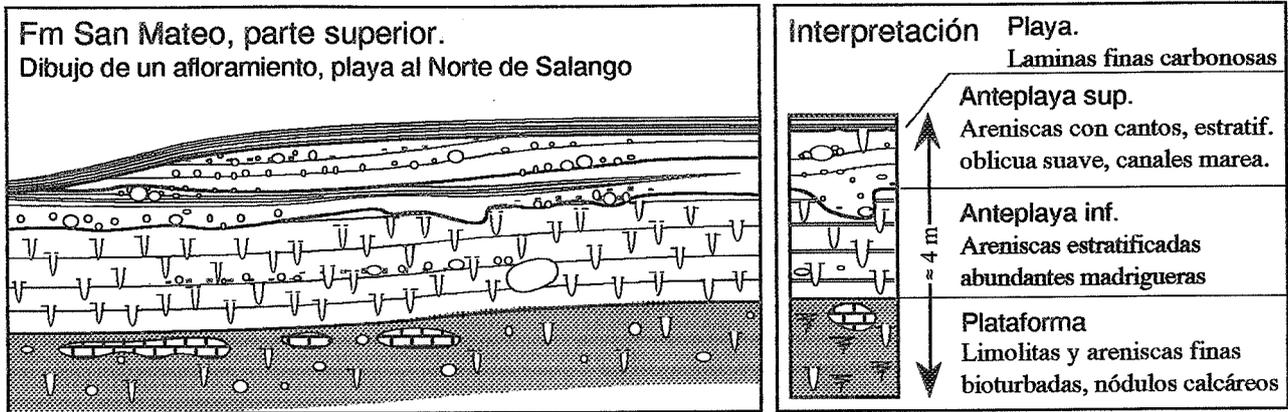


Fig. 22: Ejemplo de secuencia arenosa de la Formación San Mateo superior, y su interpretación (playa al Norte de Salango).

En Liguique y Salango, la Formación San Mateo consiste de lentes de conglomerados muy gruesos (clastos hasta métricos) intercalados dentro de secuencias de playa. Los conglomerados presentan bloques grandes aislados sugiriendo la proximidad de acantilados sometidos a derrumbes, flujos de detritos (*debris flows*) con base erosiva indicando la existencia de pendientes o de una inestabilidad tectónica, y lentes alargadas con estratificación oblicua curva. Los clastos son de principalmente de lava, intrusivos y grauvacas, siendo estos tres últimos los clastos de mayor tamaño, y de caliza San Eduardo, rocas metamórficas y sedimentos (areniscas, conglomerados). Presentan una redondez muy variable, desde angulosos hasta redondeados.

Las areniscas están organizadas en secuencias de playa, que presentan desde la base hacia el tope (fig. 22): (1) nódulos o niveles calcáreos, yeso secundario, abundantes bioturbaciones que borran la estratificación representando depósitos de plataforma somera (*upper offshore ? yshoreface*); (2) laminaciones horizontales a gran escala, grandes estratificaciones oblicuas, madrigueras verticales, clastos aislados y restos de plantas localmente abundantes correspondiendo a la cara de playa (*foreshore* y *swash*); y (3), encima de una superficie de erosión, canales de marea, lentes de conglomerados y laminaciones ricas en plantas, de trasplaya (*backshore*).

Paleocorrientes indican un transporte hacia el OSO a ONO, con *San Mateo superior* en las predominio hacia el NO (fig. 23), comparable a lo determinado por *playas de Liguique y Salango* (Egüez (1985), Santos et al. (1986) y Contreras (1990)).



Fig. 23: Paleocorrientes medidas en la Formación *San Mateo superior* en las *playas de Liguique y Salango*.

Dichos depósitos deben haberse depositado en un playa dominada por acantilados, en donde desembocaban ríos potentes llevando y depositando clastos gruesos, en conos aluviales o en pequeños deltas gruesos y poco evolucionados. El detritismo mayormente volcánico, el grano a veces muy grueso de los depósitos, la ausencia local de la Formación San Mateo inferior y el nivel muy variable de erosión del substrato de la Formación San Mateo superior (Cretáceo superior hasta Lutetiano) indican la presencia de relieves importantes, mayormente ubicados al SE, una topografía variable y movida y, por lo tanto, una actividad tectónica importante.

CAPITULO 5

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA COSTA SUR-ECUATORIANA
ENTRE EL CRETÁCICO SUPERIOR Y EL EOCENO INFERIOR.I. Aptiano superior-Albiano (≈ 110 - ≈ 100 M años, Fm Piñon).

Este intervalo, definido por las edades radiométricas K-Ar más antiguas encontradas en la Formación Piñon, corresponde probablemente a la edad de formación del fragmento de piso oceánico de la costa ecuatoriana. Las edades más recientes probablemente representan reajustos (*reset*), o edades de siles, diques o intercalaciones volcánicas dentro de la Formación Cayo s.s..

Al nivel de las dorsales oceánicas, este período corresponde a un período de actividad volcánica muy importante y de acreción muy rápida. Se correlaciona en la margen andina, con la acumulación de potentes series volcánicas y volcanoclásticas de arco magmático: Grupo Casma, Formaciones Copara, Quilmana y Matalaque de la margen peruana, Formación Celica del Suroeste ecuatoriano, entre las cuales las mejor datadas indican una edad Albiano inferior-Cenomaniano basal.

El fin de este período, a pesar de ser mal datado, parece coincidir con la fase tectónica compresiva "Mochica" definida en la costa peruana (Cobbing et al. 1981, Mégard 1984, Jaillard 1993).

II. Cenomaniano-Coniaciano (≈ 95 - ≈ 88 M años, Formación Calentura).

El inicio del Cretáceo superior está marcado por el fin de la actividad volcánica, y el inicio de una sedimentación pelágica relativamente fina, con carácter de cuenca oceánica (lutitas, turbiditas finas, calizas negras). Dichos depósitos pueden ser interpretados como la cobertura normal de una corteza oceánica.

El fin de este intervalo parecería coincidir con la primera fase peruana, responsable del fin de la sedimentación carbonatada, y de la depositación de arcillas en toda la margen andina. Sin embargo, mientras que esta última está datada en el Suroeste del Perú del límite Turoniano-Coniaciano (≈ 89 Ma, Jaillard 1993), el inicio de la sedimentación gruesa en la costa ecuatoriana coincidiría con el límite Coniaciano-Santoniano (≈ 88 Ma).

III. Santoniano-Campaniano (88-75 M años, Formación Cayo).

Este período está marcado por el inicio de una sedimentación de grano grueso, casi exclusivamente volcanoclástica, en ambiente relativamente profundo, pero no abissal como hubiera sido lógico en caso de la evolución normal de una corteza oceánica. La enorme masa de materiel retrabajado claramente indica la erosión de una cadena volcánica ubicada posiblemente al Norte de la cuenca, y en medio somera o aún subaérea, como lo indica la microfauna retrabajada.

A pesar de que la fuente detrítica pueda ser un arco insular (Benitez 1990-91), también podría tratarse de un arco volcánico instalado sobre una corteza continental. Por lo tanto, una interpretación posible es que el evento tectónico del Coniaciano (≈ 88 -89 Ma) sea debido a la acreción de la corteza oceánica (Fms Piñon y Calentura) con la margen andina. En esta hipótesis, la depositación de la Formación Cayo s.s. podría representar la erosión del arco volcánico andino (Fms Copara, Casma, etc...), durante la migración hacia el Norte de la costa ecuatoriana, debida al movimiento principalmente hacia el Norte o NNE de la placa paleo-Pacífica durante el Cretáceo superior (Pilger 1984, Pardo-Casas 1987). Sin embargo, estudios geoquímicos de la Formación Cayo s.s. son necesarios para precisar la naturaleza del relieve volcánico que suministró el detritismo.

El fin de este período, mal datado, podría ser de edad Campaniano superior a Maastrichtiano inferior. Se lo puede correlacionar tentativamente con la fase tectónica compresiva peruana mayor

del Campaniano superior, responsable de sobre-escurrecimientos (Arequipa), de la formación de cuencas continentales subsidentes de tipo pull-apart (Cuzco), de erosiones (Ecuador) y de la generalización del detritismo arenoso en la margen andina (Oriente) (Jaillard 1993). Sin embargo, es posible que la fase peruana mayor ocurra durante el fin de la depositación de la Formación Cayo s.s., o que exista, entre las Formaciones Cayo y Guayaquil, una laguna estratigráfica correspondiente a dicha fase tectónica.

IV. Maastrichtiano-Thandetiano inferior (73-58 M años, Fms Guayaquil y Santa Elena).

Sorprendentemente, la fase peruana mayor está seguida, en la costa ecuatoriana, por el fin de la sedimentación gruesa, y el inicio de una sedimentación pelágica fina, de tipo oceánico, sin huellas de erosiones o de influencia terrígena, siendo solo notable una actividad volcánica distal. Dicha observación soporta la interpretación según la cual la fase peruana mayor es coetánea del depósito de la parte superior de la Formación Cayo, y que el paso con la Formación Guayaquil es más joven (Maastrichtiano inferior ?)

En la margen sur-peruana, el intervalo considerado es coetánea de una notoria actividad volcánica de edad Maastrichtiano superior-Paleoceno inferior (Fm Toquepala, 70-57 Ma), hasta ahora desconocida más al Norte, y de una tranquilidad tectónica (Jaillard 1993). Reconstrucciones geodinámicas indican que este período es una época de movimiento lento de la placa paleo-Pacífica, y, por tanto, de convergencia lenta al nivel de la zona de subducción (Soler y Bonhomme 1990).

V. Thanetiano medio y superior ($\approx 57 \pm 1$ Ma, fase Inca 0; y 57-54 Ma, Grupo Azúcar).

En el Thanetiano medio ocurre un evento mayor, que provoca la intensa deformación de los sedimentos anteriores en la Península, y una extensa laguna sedimentaria más al Norte. Dicho evento es muy probablemente sellado por el detritismo grueso del Grupo Azúcar de edad Thanetiano superior.

Se trata de una fase de cizalla, asociada con fallas inversas de bajo ángulo, y pliegues apretados o isoclinales, localmente con esquistosidad de fractura de plano axial. Los ejes de pliegues presentan una dirección aproximada ESE-WNW. Los planos de cizalla asociados, a menudo plegados posteriormente indican un sentido de movimiento hacia el Norte o el NNE. Si se tiene en

FORMACIONES	CONTEXTO TECTÓNICO	CORRELACION
Fm GUAYAQUIL <i>Maastrichtiano a Thanetiano inferior</i>	Tranquilidad tectónica Cuenca oceánica	Baja velocidad de convergencia
1000 500 0m Fm CAYO <i>Santoniano a Campaniano</i>	Erosión de la Fm Cayo misma Cuenca o plataforma. Erosión de un relieve volcánico	FASE PERUANA MAYOR ? Erosión de un arco insular ? Deriva hacia el Norte a lo largo de la margen continental andina ? Acreción contra la margen andina ?
Fm CALENTURA <i>Cenomaniano ? a Comiaciano</i>	Sedimentación normal sobre una corteza oceánica	FASE PERUANA 1- Convergencia normal
Fm PIÑÓN <i>Aptiano-Albiano</i>	Creación del piso oceánico	FASE MOCHICA Acreción rápida en las dorsales

Fig. 24: Interpretaciones y correlaciones tentativas de los eventos Cretácicos y Paleocenos de la Costa ecuatoriana.

cuenta las subsecuentes rotaciones en sentido horario, las deformaciones consistirían en una fase de cisalla hacia el Noroeste.

En la margen andina, se conoce una fase tectónica cerca del límite Paleoceno-Eoceno (fase Inca 0), pero la precisión de las dataciones no son bastante precisas como para determinar si se trata de la fase del Paleoceno superior, de la del Eoceno inferior, o de ambas confundidas.

La llegada abrupta del detritismo grueso del Grupo Azúcar, derivado de un basamento continental cristalino sobre los sedimentos pelágicos volcanoclásticos de la Península, indica que dicha fase puso en contacto la Península con piso oceánico (Fm Piñon), con la margen continental andina. Esto explica que se encuentren en el Grupo Azúcar, numerosos clastos de chert negro y abundantes foraminíferos bentónicos removidos del Maastrichtiano y Paleoceno. Se trataría de una verdadera colisión, mucho más precoz que las puestas en evidencia hasta ahora (Feininger y Bristow 1980, Daly 1989, Bourgois et al. 1990). La vergencia de las deformaciones, así como los caracteres paleogeográficos de dicha fase sugiere que la Península constituye un fragmento de prisma acrecionario.

Las reconstrucciones geodinámicas indican que el período de 56-53 Ma, es una época de cambio drástico en la dirección de convergencia entre la placa paleo-Pacífica y la placa americana (Pilger 1984, Gordon y Jurdy 1986, Pardo-Casas 1987). Según estos autores, la placa oceánica, que se desplazaba hasta entonces hacia el Norte o el NNE, se mueve hacia el NE a partir de esta fecha.

Si bien es el caso, podemos proponer las siguientes interpretaciones. Entre 56 y 53 Ma, la margen ecuatorial pasaría de un régimen principalmente transformante a un régimen mayormente convergente. Antes de esta fecha, los elementos, oceánicos o continentales, que migraban hacia el Norte a lo largo de la margen ecuatorial, estaban probablemente cortados y limitados por fallas transformantes groseramente paralelas a la margen continental. Después de esta fecha, se encuentran entonces pegados contra la margen continental, provocando deformaciones intensas. Además, atrás de los fragmentos acretados, se forma una nueva zona de subducción, que utiliza probablemente las zonas de debilidad representadas por las antiguas fallas transformantes de dirección aproximada NNE.

VI. Ypresiano (\approx 54-49 M años, Lutitas Atlanta, Passage Beds, etc..., fase Inca 1)

La naturaleza del evento tectónico del Eoceno inferior está mal conocida. En la zona estudiada, se manifiesta por la deformación del Grupo Azúcar en pliegues apretados con eje de dirección \approx N 70 desconocidos en las capas más recientes, y por una laguna sedimentaria casi general del Ypresiano en toda la costa ecuatorial.

Dicha laguna puede ser debida a una emersión, a una laguna sedimentaria subacuática o a erosiones (subaéreas o subacuáticas) pre-Lutetianas. La hipótesis de una emersión está soportada por la presencia de capas con carbón (Lutitas Atlanta), por el carácter lenticular de ciertos depósitos (Passage Beds, Lutitas Atlanta), por el medio de depósito muy somero de las capas transgresivas (San Antonio ?, San Eduardo subarrecifales), y por la presencia de conglomerados de base a menudo monogénicos con clastos redondeados (Javita, San Eduardo). Sin embargo, la presencia local de capas de transición con fauna pelágica de edad Eoceno inferior entre las Formaciones Guayaquil y San Eduardo, o Azúcar y Clay Pebble, indica que épocas de depositación marina ocurrieron por lo menos localmente durante el Eoceno inferior.

Por lo tanto, el Eoceno inferior aparece como una época de deformación y movimientos verticales rápidos y/o locales, durante la cual ocurrieron escasas y/o breves épocas de sedimentación marina y largas épocas de erosión subaérea.

En el Noroeste peruano, se traduce por el descanso en discordancia de conglomerados poligénicos gruesos del Eoceno inferior (Fm Mogollón) sobre lutitas negras y areniscas finas de mar abierto (Fms Balcones, Gonzalez 1976, Séranne 1987). Dicha relación implica que el evento tectónico mayor ocurrió muy cerca del límite Paleoceno-Eoceno, es decir cerca de 54 Ma.

En los Andes centrales, dicha discordancia entre depósitos finos paleocenos y conglomerados eocénicos está bien conocida en Bolivia (Marocco et al. 1987, Sempéré 1993), en el Sur del Perú (Jaillard y Santander 1992, Jaillard et al. 1993) y en el Norte del Perú (Mourier 1988, Noble et al. 1990, Naeser et al. 1991). Está interpretada como debida a la fase tectónica compresiva Inca 1 (\approx

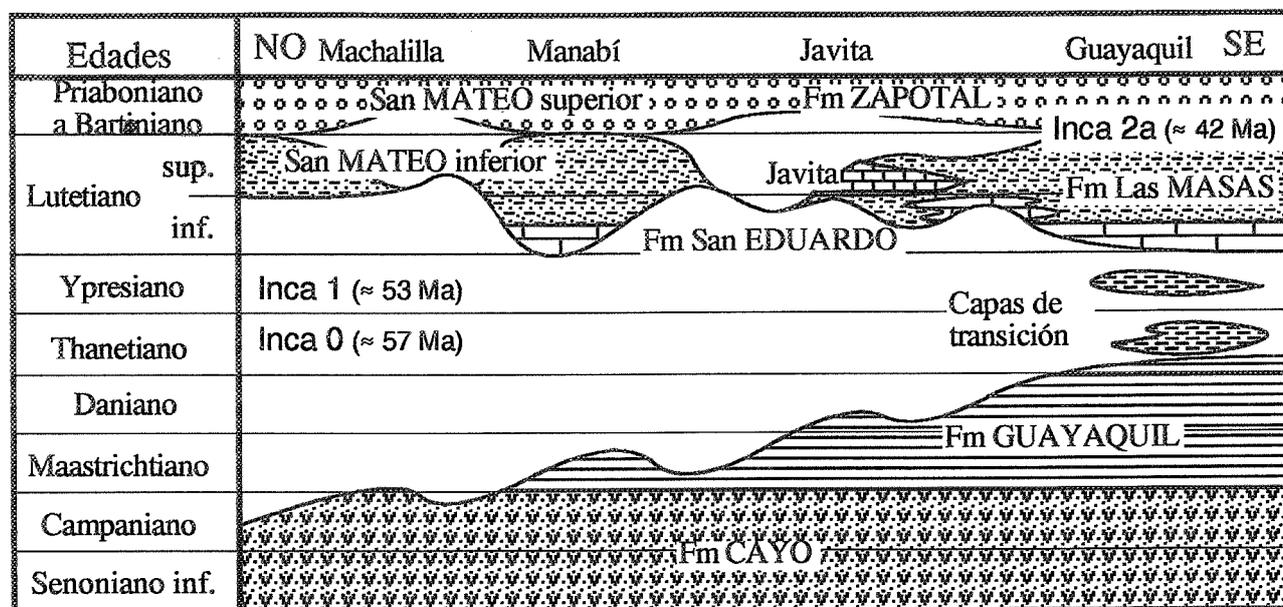


Fig. 25: Cuadro cronoestratigráfico y sedimentario esquemático de las formaciones del Paleógeno de la Cordillera Chongón-Colonche.

50-55 Ma, Jaillard 1993). Sin embargo, no se sabe si dicho evento andino corresponde a la fase Inca 0 del Thanetiano, a la fase Inca 1 del Eoceno basal o a ambas confundidas.

VII. Lutetiano (~ 49-42 Ma, Formaciones Clay Pebble, Socorro-Seca, Cerro-San Mateo inferior)

El período del Lutetiano empieza por una actividad tectónica responsable del hundimiento de la zona, e interpretada como esencialmente distensiva. Se manifiesta en la sedimentación por el diacronismo de la transgresión (San Mateo), el depósito de flujos de masa (Clay Pebble), de olistolitos (Cerro), de retrabajamientos y erosiones (Javita, Cerro), de conglomerados (base de Socorro) o de lagunas sedimentarias.

Es importante notar que mientras más tardía sea la transgresión, más erosionado es el substrato sobre cual descansan los depósitos del Lutetiano. Esta situación puede ser debida al hecho de que el relieve siendo más alto, la erosión pudo ser más importante, y la transgresión lo cubrió más tarde, dejando más tiempo a la erosión para actuar. Sin embargo, localmente, es posible que depósitos lutetianos se depositaron, y que fueron removidos por erosiones debidas a movimientos tectónicos del Bartoniano.

VIII. Bartoniano-Ypresiano inferior (42-~38 Ma, Formaciones Punta Ancón, Zapotal 1, San Mateo superior, fase Inca mayor).

El límite Lutetiano-Bartoniano está caracterizado por una importante discontinuidad, un nítido aumento del grano del detritismo, una somerización del medio de depositación y un marcado cambio de la naturaleza del detritismo (Fms Punta Ancón, San Mateo superior). El nítido aumento de grano hacia arriba observado en la Formación San Mateo, así como la laguna sedimentaria general del Eoceno terminal-Oligoceno inferior están interpretados como el resultado de una fase tectónica mayor que provocó la emersión de toda la zona.

En la Cordillera Occidental ecuatoriana, Santos et al. (1986), Egúez (1986), Egúez y Bourgois (1986) y Bourgois et al. (1990) describen, sobre los volcánicos de arco insular paleocenos de la Formación Macuchi, una secuencia de edad Eoceno medio (Calizas Unacota-Turbiditas Apagua-Conglomerados continentales Apagua) muy similar a la de la Costa ecuatoriana. Para Bourgois et al. (1990), el Conglomerado Apagua sella la colisión del arco Macuchi con la margen andina, entonces datada del Eoceno superior.

En la cuenca Talara, las Areniscas Talara de edad Bartoniano, están sobreyacidas, después de

un intervalo lutáceo, por las areniscas y conglomerados de la Formación Verdún de edad Priaboniano inferior (González 1976, Séranne 1987). Dichos depósitos están equivalentes a la Fm Punta Ancón y a la Formación San Mateo superior, y se correlacionan muy probablemente con la Formación Zapotal, cuya sucesión litológica es muy similar.

En los Andes peruanos, el Eoceno medio-superior est conocido desde mucho tiempo como una época de intensa actividad tectónica compresiva, llamada la fase Inca (Steimann 1929, Mégard 1978, Sébrier et al. 1988).

Por lo tanto, interpretamos el depósito de las Fms Punta Ancón, San Mateo superior y Zapotal, y la emersión subsecuente, como los resultados de dicha fase tectónica, que provocó la colisión y el sobre-escurrimiento de la Costa ecuatoriana con substrato oceánico sobre la margen continental andina (véase Bourgois et al. 1990). Notemos que la Costa ecuatoriana es un sitio privilegiado para precisar las etapas, las modalidades y la edad de dichos eventos tectónicos.

IX. Deformaciones tardías

Fases tardías están expresadas por varios tipos de deformación : pliegues abiertos y suaves, fallas subverticales, etc.... Entre esas estructuras, cabe destacar un evento correspondiente a planos de cizalla subhorizontales que cortan los planos de segunda fase. Escasos datos sugieren un sentido de cizalla hacia el Noreste o el NNE. No tenemos argumentos de edad para dichas deformaciones, pero sería lógico suponer que parte de éstas estuvieran ligadas a la fase Inca mayor del Eoceno medio-superior.

CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

El estudio de la Costa Sur-ecuatoriana puso en evidencia los siguientes resultados.

* La Fm Santa Elena, de edad Maastrichtiano-Paleoceno, es equivalente a la Fm Guayaquil. Está afectada por planos de cisalla y pliegues apretados y echados con esquistosidad de plano axial, ambos indicando movimientos hacia el NNE probable. Dichas estructuras no están conocidas al Norte de la falla Chongón-Colonche, indicando que la Península registró una evolución tectónica diferente del resto de la costa ecuatoriana durante el Paleoceno.

* El Gp Azúcar, de edad Paleoceno superior (y parte del Eoceno inferior ?) sella las deformaciones precoces mencionadas. El detritismo en gran parte cuarzoso indica que la Península entró en contacto con la margen andina durante el Paleoceno superior (≈ 57 Ma). El Gp Azúcar está afectado por pliegues apretados de eje N 70 desconocidos en los depósitos sobreyacentes, atribuibles a una fase tectónica de edad Eoceno basal, responsable de la extensa laguna sedimentaria del Eoceno inferior. Sin embargo, delgados depósitos conocidos en pozos y localmente en la Cordillera Chongón-Colonche pertenecen a dicho período.

* Las Fms Clay-Pebble, Socorro y Seca del Eoceno medio de la Península representan una megasecuencia de somerización en medio de plataforma clástica. Las paleocorrientes hacia el NO indican un cambio paleogeográfico, debido al evento tectónico del Eoceno inferior y/o a una rotación. La evolución es comparable a la del Norte de la Costa (Fms Cerro y San Mateo inferior).

Al Norte de la falla Colónche, la transgresión del Eoceno medio, con facies someras, parece ser ligada a un hundimiento tectónico de la zona, que provoca resedimentaciones y erosiones (Fm San Eduardo, Calizas Javita), retrabajamientos de fauna y resbalamientos de olistolitos (Fm Cerro), y depósito de conglomerados (El Rosario).

* Las Fms Punta Ancón y San Mateo superior de la costa actual, representan depósitos de playa del Bartoniano, que pasan muy probablemente tierra adentro a facies continentales más gruesos, muy probablemente representados por una parte de la Fm Zapotal. Los clastos muy gruesos de origen mayormente volcánico indican un evento tectónico mayor y un cambio paleogeográfico drástico, equivalente a la fase Inca mayor del Eoceno medio-superior ($\approx 42-40$ Ma).

En resumen, la parte Sur de la costa ecuatoriana consiste unidades paleogeográficas y tectónicas independientes, que experimentaron migraciones, rotaciones (?) y acreciones durante el Cretácico superior y el Paleogeno, cuya cinemática tiene que ser precisada mediante más estudios estratigráfico-sedimentarios, tectónicos y paleomagnéticos.

Entre los principales problemas geológicos que quedan por ser resueltos en la Costa Sur-ecuatoriana, cabe mencionar :

- * La naturaleza geoquímica de la area volcánica fuente del detritismo de la Fm Cayo.
- * La geometría de las deformaciones del Grupo Azúcar, ligadas a la fase del Eoceno basal.
- * El medio de depósito de las capas datadas del Eoceno inferior en la Península.
- * La edad de la Caliza San Antonio, que contiene faunas del Eoceno medio y del Mioceno.
- * La comprobación de la existencia de una discordancia interna a la Fm Zapotal, que separaría una unidad inferior eocénica equivalente a la Fm Punta Ancón, y una superior de edad Oligoceno superior-Mioceno.
- * La cantidad y edad de las rotaciones y migraciones experimentadas por la Península.
- * El papel tectónico y geodinámico de la falla La Cruz, que parece separar dos sub-zonas dentro de la Península, con facies sedimentarias distintas durante el Paleoceno - Eoceno medio.
- * La reconstitución geodinámica de la historia Senoniano-Paleogeno de la Costa ecuatoriana.

PRINCIPALES REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AZAD, J. (1968).- Geology and petroleum prospects of the Santa Elena Peninsula. *Anglo-Ecuadorian Oilfields Ltd.*, Rep. J.A. 10, Quito.
- BALDOCK, J.W. (1982).- Geología del Ecuador. Boletín de Explicación del Mapa geológico de la República del Ecuador. *Direc. Gen. Geol. Minas*, Quito, 70 p.
- BENITEZ, S. (1983).- Contribución al estudio de las cuencas sedimentarias del Suroeste ecuatoriano. *Actas Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I.A., 41 pp., Guayaquil.
- BENITEZ, S., RONQUILLO, M., MONTENEGRO, G., ORDÓÑEZ, M., TOALA, G. & ZUMBA, W. (1986).- Síntesis geológica de la cuenca Progreso-Ecuador. Sección estratigrafía. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I, 1-24, Quito.
- BENITEZ, S. (1990-1991).- Estratigrafía de las formaciones Cayo y Guayaquil en la Cordillera Chongón-Colonche: hacia una redefinición. *Geociencia*, 3, 7-11; *Geociencia*, 4, 18-20; & *Geociencia*, 5, 11-14, Guayaquil.
- BENITEZ, S. (1991).- Estratigrafía del Paleógeno en el Ecuador. *VI Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, Guayaquil, 36 p. inédito.
- BERRY, E.W. (1929).- Fossil fruits in the Ancón sandstones of Ecuador. *Journal of Paleontology*, 3, 298-301.
- BOURGOIS, J., EGÜEZ, A., BUTTERLIN, J. & DE WEVER, P. (1990).- Evolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Equateur: la découverte de la formation éocène d'Apagua. *C. R. Acad. Sc. Paris*, (II), 311, 173-180, Paris.
- BRISTOW, C.R. (1975).- On the age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador. *Newsletter on Stratigraphy*, 4, 119-134, Stuttgart.
- BRISTOW, C.R. (1976).- The age of the Cayo Formation, Ecuador. *Newsl. Stratigr.*, 4, 169-173, Stuttgart.
- BRISTOW, C.R., & HOFFSTETTER, R. (1977).- *Ecuador*. Lexique International de Stratigraphie, CNRS ed., Paris, Va2, 410 p.
- BROWN, C.B. & BALDRY, R.A. (1925).- On the Clay Pebble-Bed of Ancón (Ecuador). *Quat. J. geol. Soc.*, 81, 454-460, London.
- CANFIELD, R.W. (1966).- Reporte geológico de la costa ecuatoriana. *Asesoría técn. Petrol.*, Minist. Indust. y Com., Quito, 151 p..
- CHALCO, R. A. (1955).- Estudio geológico preliminar de la región Sullana-Lancones. *Bol. Técn. Empr. Petrol.*, fasc. 3, Minist. Fom. Publ., Lima.
- COLMAN, J.A.R. (1970).- Guidebook to the geology of the Santa Elena Peninsula. *Ecuadorian geol. and geophys. Soc.*, Quito.
- CONTRERAS, M. (1990).- *Estudio estratigráfico detallado de la Formación San Mateo en la localidad tipo, Manabí, Ecuador*. Tesis Ing. Esc. Pol. Lit. Guayaquil, 183 p., inédito.
- CUSHMAN, J.A. & STAINFORTH, B. (1951).- Tertiary foraminifera of Coastal Ecuador: Part I, Eocene. *Jnl Paleont.*, 25, 129-164.
- DALY, M.C. (1989).- Correlations between Nazca/Farallón plate kinematics and Forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8, 769-790,
- DUGAS, F. (1986).- Sedimentación y eventos tectónicos en el Suroeste del Ecuador. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I, 61-77, Quito.
- EGÜEZ, A. & BOURGOIS, J. (1986).- La formación Apagua: edad y posición estructural en la Cordillera occidental del Ecuador. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I, 161-178, Quito.
- EGÜEZ, H. (1985).- *Sedimentología y estratigrafía de la Formación San Mateo, Provincia de Manabí, Ecuador*. Tesis Ing. Esc. Pol. Lit. Guayaquil, 111 p., inédito.
- EVANS, C.D.R. & WHITTAKER, J.E. (1982).- The geology of the western part of the Borbón Basin, North-west Ecuador. in: LEGGET, J.K., ed., Trench-Forearc geology, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 10, 191-198.
- FAUCHER, B., VERNET, R., BIZON, G., BIZON, J.J., GREFOFF, N., LYS, M. & SIGAL, J. (1971).- Sedimentary Formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey. *Bureau Études Indust. Coop. Inst. Franç. Pétrole (BEICIP)*, 2 vol.
- FAUCHER, B. & SAVOYAT, E. (1973).- Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. *Rev. géog. phys. géol. dyn.*, (2), 15, 115-142.
- FEININGER, T. & BRISTOW, C.R. (1980).- Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. *Geol. Rundschau*, 69, 849-874.
- FEININGER, T. (1980).- La geología histórica del Cretácico y Paleógeno de la costa Ecu-

toriana. *Politécnica, Monog. geol.*, 5, 7-45, Quito.

FEININGER, T. & SEGUIN, M.K. (1983).- Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, 11, 40-44.

FIALLOS, M., ZAMBRANO, I. & JIMENEZ, N. (1986).- Bioestratigrafía de la cuenca Progreso en la Provincia del Guayas. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I, 211-240, Quito.

GAMBER, J.H., BARKER, G.W., STEIN, J.A., CARNEY, J.L., GEEN, A.F., KREBS, A.F., SALOMON, R.A. & WHITE, R.J. (1991).- Biostratigraphic report on Coastal Ecuador. *Amoco Prod. Co., G.O. Explor. Pal., Techn. Serv. Req.* 891096, 65 p.

GONZALEZ, G. (1976).- *Bioestratigrafía del Eoceno en la región de Talara*. Tesis Univ. San Agustín Arequipa, 225 p., 68 fig., 9 pl. h.t.

GOOSSENS, P.J. & ROSE, W.I. (1973).- Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic Cretaceous Complex, Ecuador. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 1043-1052.

GOOSSENS, P.J., ROSE, W.I. & FLORES, D. (1977).- Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of Northwestern South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1711-1720.

GOYES A., P. (1987).- *Seismic Stratigraphy and Structure of the Progreso Basin, Ecuador*. Master Sci. Oceanography, Texas A & M Univ., 83 p.

HALL, M.L. & CALLE, J. (1982).- Geochronological Control for the main tectonic-magmatic events of Ecuador. *Earth Science Review*, 18, 215-239, Amsterdam.

HENDERSON, W.G. (1979).- Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *J. geol. Soc. London*, 136, 367-378, London.

HENDERSON, W.G. (1981).- The volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador. *Newsletter on Stratigraphy*, 9, 157-168, Stuttgart.

HERBERT, H.J. & PICHLER, H. (1983).- K-Ar ages of rocks from the Eastern Cordillera of Ecuador. *Zeitschrift deutsche geologische Gesellschaft*, 134, 483-493, Hannover.

JAILLARD, E. (1993).- Tectonic and Geodynamic evolution of the Peruvian margin between Kimmeridgian and Paleocene times. in: J.A. Salfity, ed., *Cretaceous tectonics in the Andes*. Earth Evolution Sciences, Monograph series, Vieweg Publishing, Wiesbaden. (en prensa).

JAILLARD, E., SOLER, P., CARLIER, G. & MOURIER, T. (1990).- Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *J. Geol. Soc. London*, 147, 1009-1022.

JIMÉNEZ, N. & MOSTAJO, E. (1988).- Zonación de nanofósiles calcáreos del Eoceno. Punta Ancón - Punta Mambra. *Geociencia*, 24-29, Guayaquil.

JUTEAU, T., MÉGARD, F., RAHARISON, L. & WHITECHURCH, H. (1977).- Les assemblages ophiolitiques de l'Occident équatorien: nature pétrographique et position structurale. *Bull. soc. géol. France*, (7), 19, 1127-1132, Paris.

KEHRER, W. & KEHRER, P. (1969).- Die oberkretazische San Juan Formation der Westkordillere Ecuadors. *Neue Jahrbuch Geologie Paläontologie*. Abhandlungen, 133, 1-22, Stuttgart.

KENNERLEY, J.B. (1973).- Geology of the Loja Province, Southern Ecuador. *London Institute of Geological Sciences*, Report 23, 34 p., London.

KISSEL, C., LAJ, C., SURMONT, J., MACEDO-SANCHEZ, O. & MITOUARD, P. (1992).- South American active margin: Andean deflections and crustal thickening. *Bull. Soc. géol. France*, 163, 371-380, Paris.

LEBRAT, M., MEGARD, F., JUTEAU, T. & CALLE, J. (1985).- Pre-orogenic assemblages and structure in the Western Cordillera of Ecuador between 1°40'S and 2°20'S. *Geol. Rundschau*, 74, 343-351, Stuttgart.

LEBRAT, M., MEGARD, F., DUPUY, C. & DOSTAL, J. (1987).- Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, 569-578.

LEON, I. (1983).- *Analyse séquentielle et évolution dynamique du Bassin Tumbes du Nord-Ouest du Pérou*. D.E.A. Univ. Pau, 111 p., unpublished.

LITTON RESOURCES GROUP (1986).- El estudio de la cuenca del Golfo de Guayaquil. Bioestratigrafía. *Informe CEPE-Guayaquil*, 44 p., 15 lám.

LONSDALE, P. (1978).- Ecuadorian Subduction System. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 62, 2454-2477, Tulsa.

MACHARÉ, J., SÉBRIER, M., HUAMAN, D. & MERCIER, J.-L. (1986).- Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 76, 45-77, Lima.

MARCHANT, S. (1956-1957).- Studies in the revision of the geology of the Ancón area: I & IV. *Anglo Ecuadorian Oil Fields Ltds, Geol. Rep.*, 67 & 82, Ancón, Quito.

- MANLEY, E.C. (1957).- The paleontology of the type section of the Ancón point formation. *Anglo-Ecuadorian Oilfield Ltd, Geol. Report*, n° 87, Ancón, Quito.
- MARCHANT, S. (1958).- A note on stratigraphical nomenclature in SW Ecuador. *Anglo Ecuadorian Oil Fields Ltd, Geol. Rep.*, 99, Ancón, Quito.
- MARCHANT, S. (1961).- A photogeological analysis of the structure of the Western Guayas province, Ecuador: with discussion of the stratigraphy and Tablazo Formation, derived from surface mapping. *Quat. J. geol. Soc. London*, 117, 215-232, London.
- MARCHANT, S. & BLACK, C.D.G. (1960).- The nature of the Clay-Pebble beds and associated rocks of South-West Ecuador. *Quat. J. Geol. Soc. London*, 115, 317-338, London.
- MARKSTEINER, R. & ALEMAN, A. (1991).- Coastal Ecuador Technical Evaluation Agreement. *Amoco Prod. Co & Petroecuador, Informe interno*, 1° vol., 218 p.
- MÉGARD, F. (1987).- Cordilleran and marginal Andes: a review of Andean geology North of the Arica elbow (18°S). In: J.W.H. Monger & J. Francheteau (Editors), *Circum-Pacific belts and evolution of the Pacific ocean basin. American Geophysical Union, Geodynamic series*, 18, 71-95.
- MITOUARD, P., KISSEL, C. & LAJ, C. (1992).- Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba deflection in the Andean Cordillera. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98, 329-339, Amsterdam.
- MONTENEGRO, G. & LOOR, B. (1988).- Informe geológico de los acantilados de Ancón. *CEPE-Guayaquil, Informe técnico*, 2, 32 p., inédito.
- MORENO, A. (1983).- *Estratigrafía detallada del Grupo Azúcar en los acantilados de Playas*. Tesis Ingen. Esc. Pol. Litoral, 182 p., Guayaquil.
- MORRIS, R.C. & ALEMAN, A.R. (1975).- Sedimentation and tectonics of middle Cretaceous Copa Sombrero formation in Northwest Peru. *Bol. Soc. geol. Perú*, 48, 49-64, Lima
- MOURIER, T. (1988).- *La transition entre Andes marginales et Andes cordilléennes à ophiolites. Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relai de Huancabamba (3°-8°S, Nord Pérou-Sud Equateur)*. Dr Thesis, Université Paris XI, 275 p., unpublished.
- MOURIER, T., LAJ, C., MÉGARD, F., ROPERCH, P., MITOUARD, P. & FARFAN-MEDRANO, A., 1988. An accreted continental terrane in Northwestern Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 182-192.
- MOURIER, T., MÉGARD, F., PARDO, A. & REYES, L. (1988a).- L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (3° - 8°S) et l'hypothèse de l'accrétion du microcontinent Amotape-Tahuin. *Bulletin de la Société géologique de France*, (8), 4, 69-79.
- NAESER, C.W., CROCHET, J.-Y., JAILLARD, E., LAUBACHER, G., MOURIER, T. & SIGÉ, B. (1991).- Tertiary Fission-Track ages from the Bagua syncline (Northern Peru). Stratigraphic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 4, 61-71, Great Britain.
- NAVARRETE, E. (1986).- Estudio micropaleontológico de la Formación San Mateo en el corte de Puerto López-Salango, Manabí. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I, 111-122, Quito.
- NOBLE, D.C., MCKEE, E.H., MOURIER, T. & MEGARD, F. (1990).- Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in Northern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 1105-1113.
- NÚÑEZ del ARCO, E., DUGAS, F. & LABROUSSE, B. (1986).- Contribución al conocimiento estratigráfico, sedimentológico y tectónico de la región oriental de la Península Santa Elena y parte Sur de la cuenca del Guayas (Ecuador) en base a 17 hojas geológicas escala 1/50.000°. *Actas III Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. Petrol.*, tomo I.B., 33 pp., Guayaquil.
- ODIN, G.S. & ODIN, C. (1990).- Echelle numérique des temps géologiques. Mise à jour 1990. *Géochronique*, 35, 12-21, Paris.
- OLSSON, A.A. (1934).- Contributions to the Paleontology of Northern Peru. The Cretaceous of the Amotape region. *Bulletin of American Paleontology*, 20, 104 p., New-York.
- ORDOÑEZ, M. (1985).- Informe paleontológico preliminar de la Cuenca Progreso. in: Evaluación de la Cuenca Progreso, V.I. Paleontología, *Informe CEPE-Guayaquil*, 182 p., 5 lam.
- PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. (1987).- Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times. *Tectonics*, 6, 233-248.
- PAREDES, M. (1958).- *Terciario de La Brea y Pariñas y area de Lobitos*. Tesis Univ. Nac. San Agustín, Arequipa, 35 p.
- PICHLER, H. & ALY, S. (1983).- Neue K-Ar Alter plutonischer Gesteine in Ecuador. *Zeitschrift der deutschen geologische Gesellschaft*, 134, 495-506, Hannover.
- PILGER, R.H. Jr. (1984).- Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism. *Jnl geol. Soc. London*, 141, 793-802.

REYES, L. & CALDAS, J. (1987).- Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropon, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca. *Bol. Inst. Geol. Min. Metal.*, (A), 39, 83 p., Lima.

ROMERO, J. (1990).- *Estudio estratigráfico detallado de los acantilados de Machalilla, Provincia de Manabí*. Tesis Ing. Geol., Esc. Sup. Pol. Lit., Guayaquil, 259 p., inédita.

ROMERO, J. & NAVARRETE, E. (1991).- Edad y microfauna de la Formación Cayo de Machalilla, Ecuador. *Resum. Gong. Ing. Geol., Min., Petrol. y Geotéc.*, Guayaquil, 1p.

ROMERO, J. & NAVARRETE, E. (1992).- Edad y radiolarios de la Formación San Mateo de Machalilla - Ecuador. *Actas II Jornadas de Ciencias de la Tierra*, 58-59, Quito.

ROPERCH, P., MÉGARD, F., LAJ, C., MOURIER, T., CLIBE, T. & NOBLET, C. (1987).- Rotated oceanic blocks in Western Ecuador. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 558-561.

SANTOS, M., RAMIREZ, F., ALVARADO, G., GUEVARA, G. & SALGADO, S. (1986).- La Formación Punta Blanca y su miembro San Mateo. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I, 49-60, Quito.

SANTOS, M., RAMIREZ, F., ALVARADO, G. & SALGADO, S. (1986).- Las calizas del Eoceno medio del occidente ecuatoriano y su paleogeografía. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I, 79-90, Quito.

SANTOS, M. (1986).- Gallo Rumi: ambiente de depósito, consecuencias estructurales. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I, 123-136, Quito.

SANTOS, M. & RAMIREZ, F. (1986).- La Formación Apagua, una nueva unidad eocénica en la cordillera occidental ecuatoriana. *Actas IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. y Petrol.*, tomo I, 179-190, Quito.

SAUER, W. (1965).- *Geología del Ecuador*. Minist. Educ. Edit., 383 p., 20 fig. h.t., Quito.

SCHWEINFURTH, S.P. (1959).- Geology of the Estancia Hills area, Guayas province, Ecuador. *California Ecuador Petroleum Co., Geol. Report*.

SÉBRIER, M., LAVENU, A., FORNARI, M. & SOULAS, J.-P. (1988).- Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3, 85-106, Paris.

SÉRANNE, M. (1987a).- Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Talara (nord-ouest du Pérou). *Bull. Inst. Franç. Etudes Andines*, 16, 103-125, Lima-Paris.

SÉRANNE, M. (1987b).- Informe geológico sobre la evolución tectónica y sedimentaria de la cuenca Talara. *Informe Instit. Franc. Estud. Andinos - Petróleos del Perú*, 73 p., Lima, inédito.

SHEPPARD, G. (1937).- *The geology of SouthWestern Ecuador*. Billing and Sons Ltd, 275 p., London.

SHOEMAKER, R.E. (1982).- Fossil leaves from the Lower Cretaceous Ciano Formation, Southwestern Ecuador. *Palaeontographica* Abt. A, 180, 120-132, Stuttgart.

SIGAL J. (1968).- Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. *Inst. Francés Petróleo, Serv. Nac. Geol. Min.*, Quito.

SIGAL J. (1969).- Quelques acquisitions récentes concernant la chrono-stratigraphie des formations sédimentaires de l'Équateur. *Rev. Espagn. Micropaleont.*, 1, 205-236,

SINCLAIR, J.H. & BERKEY, C.P. (1937).- Geología de Guayaquil, Ecuador, Sud-América. *Bol. mensual Minist. Obras Públ.*, 2, (18-20), 79-81, Quito.

SINCLAIR, J.H. & BERKEY, C.P. (1937).- Los cherts y las rocas ígneas del campo petrolífero de Santa Elena, Ecuador. *Bol. mensual Minist. Obras Públ.*, 2, (18-20), 111-117, Quito.

SMALL, J. (1962).- *Stratigraphy of Southwest Ecuador and Ancón Oil Field studies*. Ph. D. Thesis, Massachusetts Inst. Techn., 185 p., unpubl.

THALMANN, H.E. (1946).- Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 30, 337-347, Tulsa.

UNOCAL (1987).- *Foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Tertiary age outcrops samples, Progreso Basin, Ecuador*. Technical Mem. Brea-California & Petroproducción-Guayaquil, 14 p., 4 pl., unpubl.

UNOCAL (1987).- *Calcareous nannofossils analysis of 53 rock samples from Progreso Basin, Ecuador*. Technical Mem. Brea-California & Petroproducción-Guayaquil, 9 p., unpubl.

VERA, R., DUGAS, F. & GAVILANEZ, E.E. (1985).- Consideraciones paleogeográficas en base a petrología de areniscas de las principales formaciones de la península de Santa Elena y cuenca de Progreso. *Politécnica, Monog. geol.*, 10, 51-76, Quito.

WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1990).- Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the Basic Igneous Complex. *Tectonophysics*, 185, 163-182. Amsterdam.

WHITTAKER, J.E. (1988).- *Benthic Cenozoic Foraminifera from Ecuador. Taxonomy and distribution of smaller benthic Foraminifera from coastal Ecuador (late Oligocene-Late Pliocene)*. British Museum (Natural History) publ., 194 p., London.

ZUÑIGA, F. & CRUZADO, C. (1979).- Bioestratigrafía del Noroeste Peruano. *Bol. Soc. geol. Perú*, 60, 219-232, Lima

ANEXO . CRONOLOGÍA DE LAS ACTIVIDADES

- 10-18 de Junio de 1991 : Firma del Convenio entre Orstom y Petroecuador, por un período de 2 años.
 Junio de 1991 : Misión de 3 semanas de E. Jaillard en Ecuador y Perú (1 mes, Julio).
 19 de Octubre de 1991 : Llegada de E. Jaillard en Ecuador.
 1° de Noviembre de 1991: Inicio de las actividades del Convenio.

Salidas de campo:

1991

Salidas del Convenio

- 17 Noviembre: Reconocimiento y muestreo de los acantilados de Playas.
 1-4 Diciembre: Escuela de campo en Playas y Zapotal.
 6 Diciembre: Reconocimiento en la cuenca de Manabí.
 9-10 Diciembre: Reconocimiento en la cuenca neógena de Vilcabamba.
 11-14 Diciembre: Reconocimiento de las áreas de Gonzanamá, Catamayo y Rio Playas.
 16 Diciembre: Reconocimiento de la carretera Calacalí-Nono.

1992

Salidas del Convenio

- 4-7 Febrero: Sedimentología de los acantilados de las playas de Ancón.
 10 Febrero: Sedimentología de los acantilados de Salinas (La Caleta).
 11-13 Febrero: Sedimentología de los acantilados de las playas de Ancón.
 14 Febrero: Sedimentología de las playas al Norte de Salinas.
 16-17 Febrero: Viaje Quito-Guayaquil de E. Jaillard para recoger el vehiculo ORSTOM.
 18 Febrero: Viaje a Catamayo.
 19-24 Febrero: Cartografía y estratigrafía del área de rio Playas.
 25-26 Febrero: Cartografía y estratigrafía del área de Catamayo, y viaje a Guayaquil.
 27-28 Febrero: Trámites y charla en Petroproducción-Guyaquil.
 29 Febrero-4 Marzo: Sedimentología detallada en las playas de Ancón.
 14-16 Marzo: Reconocimiento de la Fm Yunguilla en las áreas de Cuenca-Azogues y Guaranda.
 6 Junio: Viaje de Quito a Guayaquil con el vehiculo ORSTOM
 10 Junio: Reunión del comité del Convenio en Petroproducción-Guayaquil.
 11-12 Junio: Sedimentología de la Fm San Eduardo en las canteras al O. de Guayaquil.
 15 Junio: Reconocimiento de las Fms Azúcar y Guayaquil en Chanduy, Zapotal y Cerro González.
 16 Junio: Reconocimiento de las Fms Guayaquil, Azúcar y Zapotal en la represa de Chongón.
 17 Junio: Sedimentología de la Fm San Antonio y del Gp Azúcar en Azúcar.
 18 Junio: Estructura de la Fm Santa Elena al NE de Santa Elena.
 19 Junio: Estructura de la Fm Santa Elena al SO de Santa Elena.
 23 Junio: Reconocimiento de la carretera antigua Puyango-Alamor.
 24 Junio: Corte a lo largo de la nueva carretera Puyango-Alamor.
 25 Junio: Reconocimiento de la carretera Alamor-Cazaderos.
 26 Junio: Reconocimiento de la carretera Alamor-Celica-Pindal.
 27 Junio: Corte a lo largo de la carretera Celica-Guachanamá-L. Guerrero-Catacocha.

- 28 Junio: Reconocimiento de la carretera Catacocha- Yamana-Cangonamá.
30 Junio: Viaje a Quito de E. Jaillard.

Excursión de campo con el prof. G. Mascle (Univ. Grenoble)

- 31 Julio: Estructura en las zonas de Playas, Punta Ancón, Punta Carnero y La Caleta.
1 Agosto: Recorrido de los afloramientos de La Caleta, Punta Blanca y Montañita.
2 Agosto: Viaje a Huaquillas.
3 Agosto: Geología y estructura de la zona de Arenillas, Alamor y Celica.
4 Agosto: Colección de fósiles en Río Playas y geología en la carretera a Loja.
5 Agosto: Estructura de los afloramientos de la Fm Yunguilla de Cuenca.
6 Agosto: Estructura del corte de Riobamba-Guaranda (Fms Yunguilla y Gallo Rumi).
7 Agosto: Estructura del corte de Apagua-Pilaló (Fm Apagua).

Excursión de campo con el prof. W. Winkler (ETH Zürich).

- 27 Agosto: Sedimentología de las Fms Calentura (Daule), Cayo, Guayaquil (Perimetral) y Azúcar (Playas).
28 Agosto: Viaje a Alamor, estudio del contacto macizo de Amotape - cobertura.
29 Agosto: Estudio del Gp Alamor en la carretera Alamor-Catacocha.
30 Agosto: Sedimentología de los afloramientos de Río Playas, y regreso a Guayaquil.

Salidas del Convenio

- 5 Octubre: Estructura en la represa Chongón, y muestreo de la caliza San Antonio.
6 Octubre: Paleocorrientes en el Gp Azúcar en Playas, Cerro Engunga, Azúcar, y reconocimiento en Aguadita y San Vicente.
7 Octubre: Reconocimiento en el río las Piedras, la quebrada Guangala (caliza Javita) y de Montañita.
8 Octubre: Sedimentología de la Fm Punta Ancón (Ballenita, P. Blanca).
13 Octubre: Viaje a Catacocha.
14 Octubre: Sedimentología de las Fms Alamor y Casanga en Río Playas.
15-18 Octubre: Sedimentología detallada de las Fms Naranjo y Casanga en Río Playas.
19 Octubre: Viaje Catacocha-Catamayo, reconocimiento de las Fms Sacapalca y Gonzanamá.
20-23 Octubre: Sedimentología detallada de la Fm Catamayo en la zona de Catamayo.
24 Octubre: Reconocimiento de la zona de Buena Vista y viaje a Guayaquil

Participantes

1991

- 17 Noviembre: S. Benitez y E. Jaillard, con N. Malumián (Univ. Buenos-Aires).
1-4 Diciembre: S. Benitez, G. Berrones, M. García, E. Jaillard y G. Montenegro; con J. Delfaud y G. Thomas (Univ. Pau), R. Marocco (Orstom) y estudiantes de EPN.
6 Diciembre: S. Benitez, G. Berrones y E. Jaillard, con J. Delfaud y G. Thomas (Univ. Pau) y R. Marocco (ORSTOM).
9-10 Diciembre: S. Benitez, G. Berrones y E. Jaillard, con R. Baudino (IFEA), J. Delfaud y G. Thomas (Univ. Pau), y A. Lavenu y R. Marocco (ORSTOM).
11-14 Diciembre: S. Benitez, G. Berrones y E. Jaillard
16 Diciembre: S. Benitez y E. Jaillard y, con R. Baudino (IFEA), A. Lavenu (ORSTOM).

1992

- 4-7 Febrero: S. Benitez, G. Berrones y E. Jaillard.
10-14 Febrero: S. Benitez, G. Berrones, E. Jaillard y G. Montenegro.
18-26 Febrero: S. Benitez, G. Berrones, M. García y E. Jaillard.
29 Febr.-4 Marzo: E. Jaillard.
14-16 Marzo: E. Jaillard.

- 6-30 Junio: S. Benitez, G. Berrones y E. Jaillard.
 31 Julio-7 Agosto: E. Jaillard.
 27-30 Agosto: S. Benitez, G. Berrones y E. Jaillard, luego: G. Berrones, G. Montenegro y E. Jaillard.
 5-8 Octubre: S. Benitez y E. Jaillard.
 13-24 Octubre: G. Berrones y E. Jaillard.

Vehiculos

1991

- 17 Noviembre: Vehículo particular de S. Benitez.
 1-16 Diciembre: Vehículo ORSTOM.

1992

- 4-14 Febrero: Vehículo Petroproducción.
 18 Febr.-4 Marzo: Vehículo ORSTOM.
 14-16 Marzo: Vehículo particular de E. Jaillard
 6-30 Junio: Vehículo ORSTOM.
 31 Julio-7 Agosto: Vehículo particular de E. Jaillard.
 27-30 Agosto: Vehículo particular de E. Jaillard.
 5-8 Octubre: Vehículo ORSTOM.
 13-24 Octubre: Vehículo ORSTOM.

Seminarios de Capacitación por E. Jaillard.

- 31 Ag.-1º Sept. 1992: Introducción al Eustatismo, orígenes, consecuencias y aplicaciones.
 1 Octubre 1992 : La sedimentación en las costas y plataformas clásticas.
 9 Febrero 1992 : Resultados de las investigaciones del Convenio ORSTOM-Petroproducción:
 1. Evolución tecto-sedimentaria de la Península entre el Cenomaniano y el Eoceno superior.
 2. Evolución de la zona de Celica-Lancones entre el Cenomaniano y el Eoceno superior.
 19 Febrero 1993 : La sedimentación en los deltas, los estuarios y las cuencas deltaicas.
 26 Febrero 1993 : La subsidencia. Nociones físicas, modelos y tipología.
 7 Abril 1993 : La subsidencia. Métodos de estudio cuantitativo (por G. Berrones).
 8 Abril 1993 : La sedimentación en las costas y plataformas clásticas.
 9 Abril 1993 : Escuela de campo sobre las costas y plataformas clásticas en Ancón.

Participación a Congresos.

- Noviembre 1991 : VI Cong. ecuatoriano geología, Guayaquil. S. Benitez, G. Berrones, M. García, E. Jaillard, N. Jiménez, G. Montenegro, M. Ordoñez, I. Zambrano.
 6-8 Mayo 1992 : Platform margins, Chichilianne (Grenoble) para S. Benitez y E. Jaillard.
 18-20 Mayo 1992 : Sequence stratigraphy of the European basins, Dijon. S. Benitez, E. Jaillard.
 16-18 Diciemb. 1992: II Jornadas de Ciencias Tierra, Quito. E. Jaillard.
 15-17 Marzo 1992 : Meeting AAPG, Caracas. S. Benitez, E. Jaillard, M. Ordoñez y I. Zambrano.
 15-18 Marzo 1992: Meeting PICG 301, Caracas. S. Benitez, E. Jaillard, M. Ordoñez y I. Zambrano.

Informes, comunicaciones, publicaciones.

- E. Jaillard, S. Benitez, G. Berrones, M. García y G. Montenegro (1992). Actividades del Convenio ORSTOM-Petroproducción entre el 1º de Noviembre de 1991 y el 1º de Junio de 1992. Informe interno del convenio, 27 p..
 E. Jaillard, S. Benitez, G. Berrones, M. Ordoñez, N. Jiménez, G. Montenegro y I. Zambrano (1992). Actividades del Convenio ORSTOM-Petroproducción entre el 1º de Junio de 1992 y el 1º de Noviembre de 1992. Informe interno del convenio, 31 p..
 E. Jaillard, M. Ordoñez, S. Benitez, G. Berrones, M. García, N. Jiménez, G. Montenegro & I. Zambrano (1992). Stratigraphy and evolution of the Maastrichtian to Eocene sedimentary

- units of Southern coastal Ecuador. Resumen, *Meeting PICG 301*, Punta-Arenas 1992.
- E. Jaillard, M. Ordoñez, N. Jiménez, G. Berrones, S. Benitez & I. Zambrano (1992). La serie de Catacocha-Catamayo (Provincia de Loja). Datos estratigráficos preliminares. Resumen, *II Jorn., Ciencias Tierra*, Quito.
- S. Benitez, E. Jaillard & M. Ordoñez (1993). *Meeting PICG 301*, Caracas 1993.
- E. Jaillard, G. Berrones, M. Ordoñez, P. Bengtson, S. Benitez, N. Jiménez & I. Zambrano. El Senoniano y Paleógeno de la "Cuenca Celica-Lancones" (Sur Ecuador - Norte Perú). Datos preliminares e implicaciones tectónicas. Resumen, *Meeting PICG 301*, Caracas 1993.
- G. Berrones, E. Jaillard, M. Ordoñez, P. Bengtson, S. Benitez, N. Jiménez, & I. Zambrano (1993). Stratigraphy of the "Celica-Lancones Basin" (Southwestern Ecuador-Northwestern Peru). Tectonic implications. Extended Abstract, *ISAG 93*, Oxford 1993.
- S. Benitez, E. Jaillard, M. Ordoñez, N. Jiménez & G. Berrones (1993). Late Cretaceous to Eocene Tectonic-Sedimentary evolution of Southern Coastal Ecuador. Geodynamic implications. Extended Abstract, *ISAG 93*, Oxford 1993.
- E. Jaillard, S. Benitez, G. Berrones, M. Ordoñez, M. García, N. Jiménez, G. Montenegro y I. Zambrano (1993). Actividades y resultados del Convenio ORSTOM-Petroproducción entre el 1° de Noviembre de 1991 y el 1° de Junio de 1993. Informe interno del convenio, 62 p., Guayaquil.