

SINTESIS ESTRATIGRAFICA Y SEDIMENTOLOGICA DEL CRETACEO Y PALEOGENO DE LA CUENCA ORIENTAL DEL ECUADOR

Informe Final
del Convenio
ORSTOM - PETROPRODUCCION
por Etienne Jaillard



PETROPRODUCCION
FILIAL DE PETROECUADOR

ORSTOM

ORSTOM

INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

San Ignacio 601 y Humboldt. Apdo postal 17.11.06596,
Quito, Ecuador. Tel. 543211, 544717; Fax. (593.2) 569396



PETROPRODUCCION
FILIAL DE PETROECUADOR

Av. Orellana y Juan León Mera 1741, Casillas 5007 - 5008,
Quito, Ecuador. Tel. 560611, 562116, 562168, 568241

SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA Y SEDIMENTOLÓGICA DEL CRETÁCEO Y PALEÓGENO DE LA CUENCA ORIENTAL DEL ECUADOR

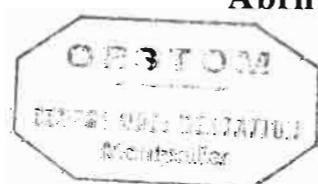
**Informe final
del Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN
por Etienne JAILLARD**

con la colaboración de

**Michèle CARON, Annie DHONDT, Martha ORDOÑEZ, Mariana LASCANO,
Ricardo ANDRADE, Peter BENGTON, Luc BULOT, Henri CAPPETTA,
Celso DÁVILA, Rómulo DÍAZ, Jorge HUACHO, Carlos HUAMÁN, Darwin JIMÉNEZ,
Nelson JIMÉNEZ, Jorge MONTENEGRO, Didier NÉRAUDEAU, Marco RIVADENEIRA,
Jorge TORO, Rommel VILLAGÓMEZ & Ítalo ZAMBRANO**

Abril de 1997

064
STRATI
JA



29 FEB. 1998

F



SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA Y SEDIMENTOLÓGICA DEL CRETÁCEO Y PALEÓGENO DE LA CUENCA ORIENTAL DEL ECUADOR

Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN

INDICE GENERAL

PARTE I	SÍNTESIS DE LOS TRABAJOS ANTERIORES	p. 1
	CAPITULO I. Presentación	p. 2
	CAPITULO II. Trabajos anteriores entre 1927 y 1980	p. 7
	CAPITULO III. Trabajos anteriores entre 1980 y 1993	p. 17
	CAPITULO IV. Los trabajos micropaleontológicos de Petroproducción-Guayaquil (Labogeo, 1989-1993)	p. 24
	CAPITULO V. Síntesis de los trabajos estratigráficos hasta 1993	p. 30
PARTE II	DATOS NUEVOS Y DISCUSIONES	p. 36
	CAPITULO I. Discusión de algunos problemas estratigráficos de la cuenca oriental ecuatoriana	p. 37
	CAPITULO II. El estudio micropaleontológico del pozo Pungarayacu-30 por Petroproducción-Guayaquil (Labogeo, 1994)	p. 48
	CAPITULO III. Bioestratigrafía de las secciones de campo del Norte de la zona subandina	p. 55
	CAPITULO IV. Bioestratigrafía de las secciones de campo del Sur de la zona subandina	p. 66
	CAPITULO V. Conclusiones. Modelo estratigráfico y biozonación del Cretáceo de la cuenca oriental ecuatoriana	p. 77
PARTE III	SEDIMENTOLOGÍA DEL CRETÁCEO Y PALEÓGENO DE LA CUENCA ORIENTAL DEL ECUADOR	p. 86
	CAPITULO I. Sedimentología de las secciones de campo	p. 86
	CAPITULO II. Sedimentología de los núcleos estudiados por el convenio Orstom-Petroproducción	p. 115
	CAPITULO III. Síntesis : medios sedimentarios, evolución y correlaciones de la serie cretácica oriental	p. 140
	CAPITULO IV. Conclusión : Modelo de cuenca	p. 151
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS		p. 158
	Leyenda de las Figuras	p. 164

SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA Y SEDIMENTOLÓGICA DEL
CRETÁCEO Y PALEÓGENO DE LA CUENCA ORIENTAL DEL ECUADOR

PARTE I
SÍNTESIS DE LOS
TRABAJOS ANTERIORES

por Etienne JAILLARD

con la colaboración de Martha ORDOÑEZ, Carlos HUAMAN,
Nelson JIMÉNEZ, Marco RIVADENEIRA e Italo ZAMBRANO.

INDICE

CAPITULO I. PRESENTACIÓN	p. 2
I. Marco del Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN	p. 2
II. Presentación del informe	p. 2
III. Marco geológico	p. 5
CAPITULO II. TRABAJOS ANTERIORES ENTRE 1927 Y 1980	p. 7
I. Reconocimiento estratigráfico : Wasson y Sinclair (1927)	p. 7
II. Primeros pozos y macropaleontología : Tschopp (1953)	p. 7
III. Datos macropaleontológicos recientes	p. 9
IV. Micropaleontología en pozos y secciones de campo : IFP-BEICIP y A.E.O. Ltd	p. 9
V. Primeras zonaciones palinológicas : González (1971) y Lammons (1974)	p. 14
CAPITULO III. TRABAJOS ANTERIORES ENTRE 1980 Y 1993	p. 17
I. Introducción	p. 17
II. El estudio micropaleontológico de las fosforitas por el B.R.G.M. (1984)	p. 17
III. La zonación de Robertson Research (1985 y 1988)	p. 17
IV. Los estudios micropaleontológicos de Elf-Aquitaine (1990 y 1993)	p. 20
CAPITULO IV. LOS TRABAJOS MICROPALAEONTOLÓGICOS DE PETROPRODUCCIÓN-GUAYA- QUIL (LABOGEO 1989-1993)	p. 24
I. Introducción	p. 24
II. Los estudios micropaleontológicos de pozos por Labogeo (1989-1993)	p. 25
CAPITULO V. SÍNTESIS DE LOS TRABAJOS ESTRATIGRÁFICOS HASTA 1993	p. 30
I. Introducción	p. 30
II. Nomenclatura estratigráfica propuesta	p. 30
III. Estado del conocimiento de la estratigrafía del Cretáceo-Paleógeno de la cuenca oriental ecua- toriana en 1993	p. 32
PARTE II. DATOS NUEVOS Y DISCUSIONES	p. 36

CAPITULO I

PRESENTACIÓN

I. MARCO DEL CONVENIO ORSTOM - PETROPRODUCCIÓN

1. Marco institucional

El Convenio de cooperación técnica entre el Orstom y Petroproducción fue firmado en Junio de 1991 por el Ministro de Relaciones Exteriores ecuatoriano, Dr. Mario Alemán, el Embajador de Francia en Ecuador, Dr. Jean-Michel Gaussot, el Director General de Orstom, Dr. Gérard Winter y el Gerente de Petroproducción, Ing. Lupercio Arteaga. El primer período del Convenio, de dos años de duración, se desarrolló en Guayaquil, y tuvo como objetivos el estudio de la evolución sedimentaria, tectónica y geodinámica de la Costa Sur-ecuatoriana y de la sierra Sur-ecuatoriana (Celica-Catamayo). La renovación del Convenio fue firmada en Noviembre de 1993 por el Director General de Orstom, Dr. Gérard Winter y el Gerente de Petroproducción, Ing. Chamorro.

Actualmente, en el marco del tercer período, trabajan en el marco del convenio el Dr. Patrice Baby, especialista en el análisis estructural geométrico de las cuencas subandinas y en cortes balanceados y el Dr. René Marocco, sedimentólogo especializado en el Neógeno andino.

2. Actividades (1993-1995)

El Orstom se comprometió en nombrar al menos un geólogo a tiempo completo. Se trata de un sedimentólogo especializado en la sedimentación y la geodinámica de las cuencas andinas durante el Cretáceo y Paleógeno, Dr. Etienne Jaillard. Su trabajo estuvo completado por un geólogo de la misma especialidad trabajando a tiempo parcial, Dr. René Marocco, especializado en el Neógeno andino.

Estos especialistas dictaron cursos o conferencias y organizaron escuelas de campo sobre temas de su especialidad que interesen a los profesionales de Petroproducción, lo que hicieron desde Diciembre de 1991 durante el primer período del Convenio.

Finalmente, los coordinadores y participantes del convenio decidieron contratar a estudiantes ecuatorianos para llevar a cabo estudios en el marco del Convenio. Para el período 1993-1995, ellos se beneficiaron de una beca de parte de Orstom para tres de ellos, y de Elf-Aquitaine para el cuarto. Trabajaron en los locales de Petroproducción bajo la dirección conjunta de profesionales de Petroproducción y geólogos de Orstom con el fin de sustentar tesis de Ingenieros de la Universidad Central de Quito o de la

Escuela Politécnica Nacional, al terminar su trabajo.

Se trata de : Gerardo Reinoso (UCQ) que elaboró un modelo geológico de las areniscas "T" y "U" del campo Sacha, bajo la dirección de C. Huamán, J. Montenegro y E. Jaillard; Ricardo Andrade y Darwin Jiménez (UCQ) que estudiaron la estratigrafía, medios de depositación y paleogeografía de las areniscas "M-1" y Basal Tena, bajo la dirección de E. Jaillard, C. Dávila y M. Molina (Elf-Aquitaine); y Rommel Villagómez (EPN), encargado de establecer correlaciones litofaciales de la Formación Hollín y las Lutitas Napo basal en el Noreste de la Cuenca, bajo la dirección de E. Jaillard, M. Rivadeneira y C. Dávila.

3. Objetivos

El segundo período del convenio tiene como objetivos la reinterpretación estratigráfica, sedimentológica y tectónica de la cuenca oriental ecuatoriana durante el Cretáceo y Paleógeno. Estos trabajos resultaron en la presente síntesis estratigráfica, sedimentológica y paleogeográfica de la cuenca oriental que permitió la reconstrucción de la geometría de los cuerpos sedimentarios y su historia geodinámica, que permitirá a Petroproducción determinar nuevas áreas, métodos y objetivos de prospección petrolera.

En una futura etapa, los estudios estructurales llevarán a proponer un modelo de evolución geométrica y cinemática del frente andino y de la cuenca oriental.

4. Ubicación

El área estudiada abarca toda la cuenca oriental ecuatoriana. Trabajos de campo fueron llevados a cabo en la zona subandina, que presenta accesos por carreteras, y afloramientos a lo largo de los ríos. Las secciones de campo estudiadas están indicadas en el mapa fig. 1.

La cuenca amazónica propiamente dicha estuvo estudiada mediante datos de pozos y perfiles. Los núcleos que proceden mayormente de la parte Norte y central de la cuenca. Están localizados en las fig. 1 y 2.

Comparaciones y correlaciones fueron efectuadas con los datos publicados sobre el Norte del Perú, con el fin de definir las secuencias, precisar el medio sedimentario o las evoluciones sedimentarias verticales o laterales, y refinar la edad de los estratos y de los eventos tectónicos, e integrar la evolución de la cuenca oriental en un marco regional.

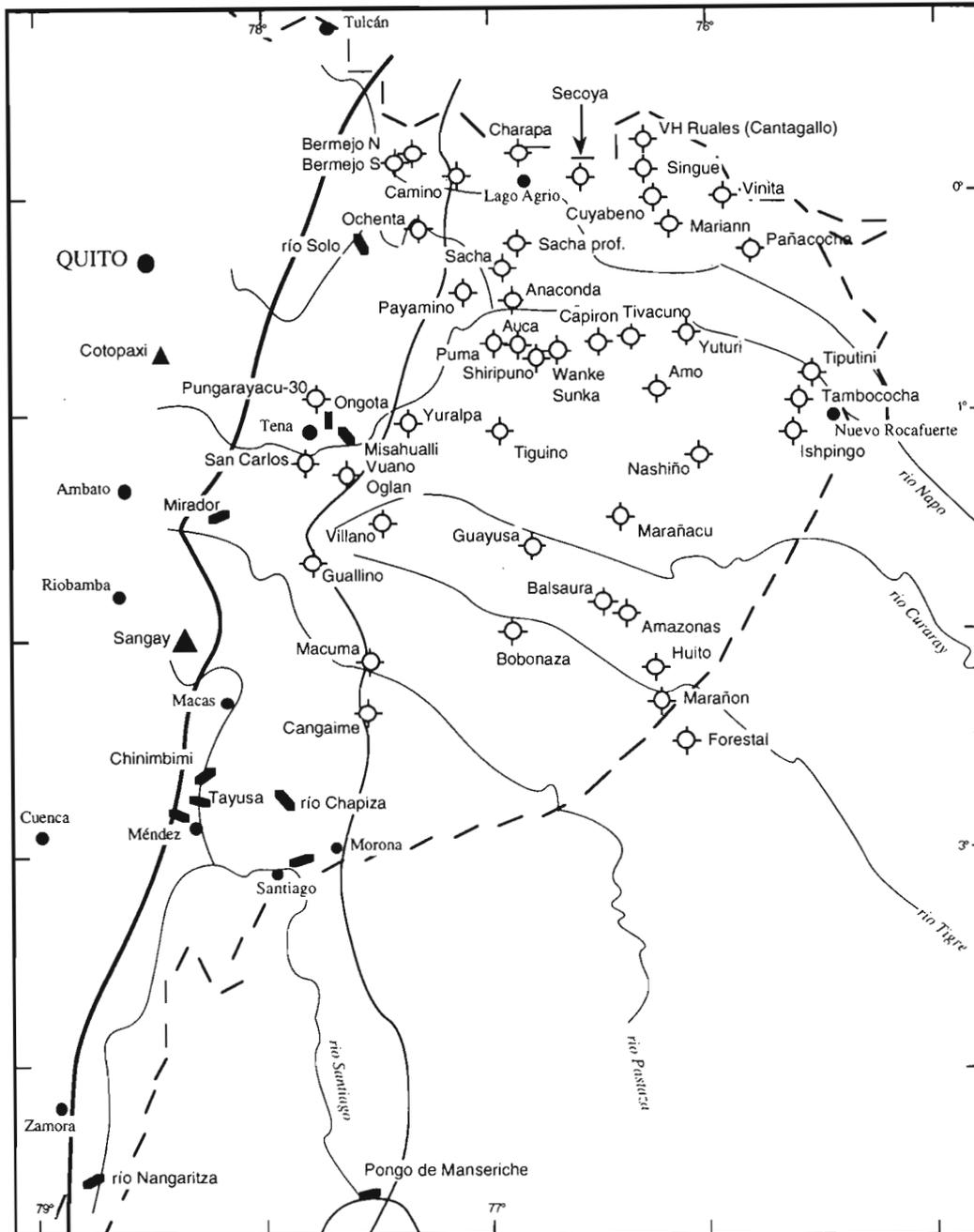


Fig. 1 : Ubicación del área de estudio y de los principales pozos y secciones estudiados para la estratigrafía y/o citados en el texto.

II. PRESENTACIÓN DEL INFORME

1. Presentación de la parte estratigráfica

El estudio a cargo de Etienne Jaillard consiste en la síntesis y re-interpretación de la estratigrafía, y de la evolución sedimentológica, paleogeográfica y tectónica de la cuenca oriental durante el Cretáceo y el Paleógeno. La presente memoria constituye la síntesis de los resultados de este trabajo.

La síntesis estratigráfica de las series cretácicas y paleógenas del Oriente ecuatoriano comprende dos partes. La primera expone y analiza el estado del conocimiento de la estratigrafía de la cuenca oriental en el año 1993, incluyendo los trabajos del laboratorio de Petroproducción en Guayaquil e intenta

una primera síntesis bibliográfica. La segunda parte comprende la discusión de algunos problemas estratigráficos, la exposición de los resultados recientes obtenidos por el laboratorio de Petroproducción en Guayaquil y por el Convenio, y concluye con la propuesta de una nueva biozonación estratigráfica.

1.1. Origen de los datos

El presente estudio está basado sobre tres tipos de datos diferentes.

* Los resultados de los trabajos bioestratigráficos anteriores constituyen la base de la discusión presentada. Los trabajos antiguos consisten generalmente en secciones de campo levantadas y muestreadas para la macropaleontología, y se encuentran bajo la forma de informes internos inéditos, o más

raramente, publicados en revistas especializadas.

Los estudios recientes consisten generalmente en estudios micropaleontológicos de muestras de pozo o de secciones de campo y fueron proporcionados por los archivos de Petroproducción. Los pozos utilizados fueron estudiados por compañías extranjeras o por Petroproducción (fig. 1).

Además, se utilizaron los datos bioestratigráficos de secciones de campo disponibles en informes, o estudiadas en el marco del convenio : río Solo, río Misahuallí, Anticlinal Mirador, río Topo, río Upano en Chinimbimi, río Upano en Tayusa, río Paute cerca de Méndez, río Chapiza en Yaupi y carretera Santiago-Morona (fig. 1).

* Desde hace 25 años, y más especialmente en los 12 últimos años, geólogos de Orstom llevan a cabo trabajos de campo sobre las series cretácicas y terciarias de los Andes de Perú, Bolivia y Ecuador. Además, desde hace poco tiempo, están estudiando la evolución sedimentaria y tectónica del Oriente de Perú y Bolivia. Por lo tanto, los geólogos de Orstom llegaron a un buen conocimiento de la bibliografía, los afloramientos, la evolución sedimentaria y el marco geodinámico del margen andino.

Los datos publicados sobre estas regiones son elementos importantes de comparación y correlación, para precisar o refinar las atribuciones estratigráficas, las interpretaciones sedimentológicas y el análisis paleogeográfico y tectónico. Se debe tenerlos en cuenta para entender la historia de la cuenca oriental ecuatoriana en un marco más general.

1.2. Métodos de estudio

* Todo trabajo de síntesis tiene que tener en cuenta los datos relevantes ya escritos o publicados sobre el asunto. Sin embargo, los criterios de determinación paleontológica, la sistemática paleontológica y las atribuciones estratigráficas a menudo cambiaron desde los trabajos bioestratigráficos antiguos. Por lo tanto, los datos fueron reunidos, seleccionados, criticados y revisados en la medida de lo posible, con el fin de precisar la cronoestratigrafía de la cuenca oriental.

* En la cuenca oriental, los trabajos estratigráficos fueron llevados a cabo en base a micro- (foraminíferos, carofitas, ostrácodos) y nanofósiles (palinómorfs, nanofósiles calcáreos). La comparación de los datos micropaleontológicos obtenidos en el Oriente con la escala cronoestratigráfica en base a amonites que constituye la referencia para la estratigrafía del Mesozoico, resultará en la calibración de ambas escalas para toda la cuenca.

Por esta razón, ha sido iniciada una revisión de los amonites del Oriente ecuatoriano. Los paleontólogos involucrados son el Dr. Luc Bulot (Univ. Marsella, Francia) y el geólogo Emmanuel Robert (Univ. Tolosa), especialistas de los amonites del Cretáceo inferior, y el Prof. Peter Bengtson (Univ. Uppsala, Suecia, y Heidelberg, Alemania), especia-

lista de los amonites del Cretáceo superior. Además, los bivalvos fueron enviados a la Dra. Annie Dhondt (Museo Real de Bruselas, Bélgica), los equinodermos al Dr. Didier Néraudeau (Museo Nacional de París, Francia), los restos de selacios y peces al Dr. Henri Cappetta (Univ. Montpellier, Francia) y los foraminíferos planctónicos en láminas delgadas a la Dra. Michèle Caron (Univ. Friburgo, Suiza). Sin embargo, todas las determinaciones no están todavía disponibles en el momento de la redacción del informe final, y solo estarán tomadas en cuenta en las publicaciones posteriores.

* A pesar de que el análisis y las correlaciones secuenciales pertenecen ya al dominio de la sedimentología, esta herramienta es fundamental para las correlaciones estratigráficas, y permitió precisar notoriamente el marco estratigráfico general de las series andinas (véase Jaillard y Sempéré 1989, Marrocco et al. 1996, por ejemplo).

Además, la aparición del concepto de estratigrafía secuencial (Vail et al. 1977, 1987) puso de manifiesto que tanto la sedimentología como la paleontología están genéticamente controladas de manera dinámica por las variaciones eustáticas, que dan lugar a eventos sedimentarios y biológicos sincrónicos a escala global (Haq et al. 1987). Por lo tanto, no se puede llevar a cabo un análisis estratigráfico sin tener en cuenta la evolución sedimentaria, aún que este encarada a grandes rasgos.

2. Presentación de la parte sedimentológica

Las interpretaciones sedimentológicas presentadas en la segunda parte de esta memoria fueron elaboradas en base a tres principales fuentes de datos.

2.1. Datos bioestratigráficos

Los trabajos ya publicados mencionan numerosos macro- y microfósiles en la serie del Cretáceo y Terciario inferior de Oriente. El tipo de los organismos, su repartición estratigráfica, su abundancia y su diversidad llevan informaciones sobre los medios ecológicos sucesivos que reinaron en esta zona en diferentes épocas.

Por otro lado, los datos estratigráficos permitieron evidenciar la existencia de diacronismos entre unidades consideradas hasta ahora como correlacionables. El significado sedimentario de esta oblicuidad de las líneas de tiempo está también analizado.

2.2. Datos de campo

Los trabajos del convenio incluyeron varias salidas de campo, para estudiar secciones de la serie cretácica de la zona subandina (fig. 1). Estas forman una fuente de información extremadamente preciosa que utilizaremos para proponer un modelo de evolución sedimentaria para la serie oriental.

2.3. Estudio de núcleos

Entre los numerosos pozos perforados en la cuenca oriental, ciertos dieron lugar a la extracción de núcleos en niveles interesantes para la exploración y explotación petrolera. Algunos de estos nú-

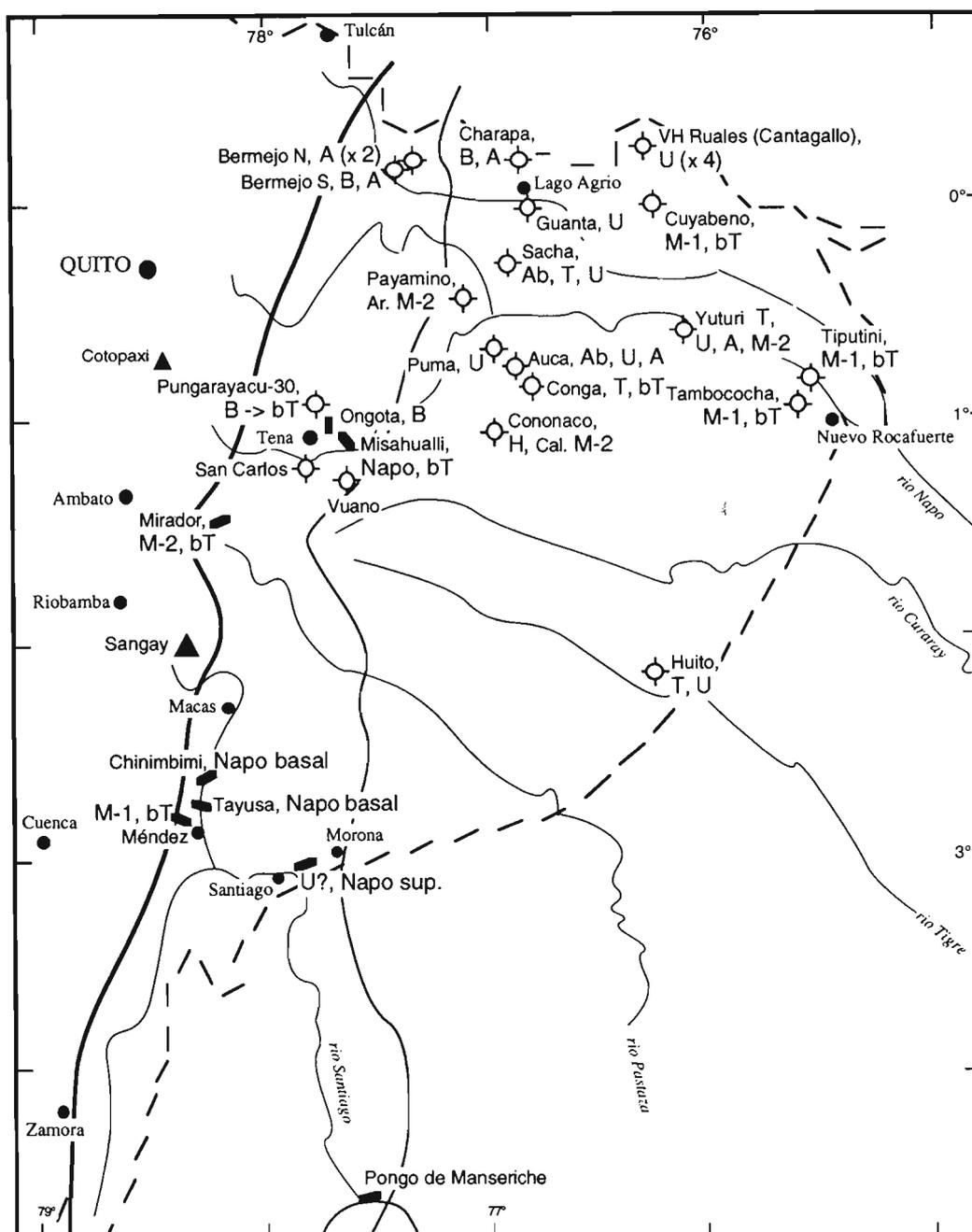


Fig. 2 : Mapa de ubicación de las secciones de campo estudiadas y de los núcleos analizados en este informe.

cleos fueron estudiados en la litoteca de San Rafael, y brindan otras informaciones sobre el medio sedimentario de estos niveles, en varios lugares de la cuenca. Por lo tanto, permiten estudiar los cambios laterales de litología y facies de los cuerpos sedimentarios (fig. 2).

3. Conclusiones

Como conclusión, expondremos las grandes evoluciones sedimentarias de la serie cretácica de la cuenca, y la interpretación de los medios sedimentarios de las principales unidades estratigráficas, tal como se lo pudo deducir del estudio estratigráfico y sedimentológico.

La última etapa de las interpretaciones sedimentológicas consiste en un «modelo de cuenca» que permita explicar como funcionó la cuenca oriental

durante la época considerada. Este modelo tiene en cuenta las principales características sedimentarias de la cuenca : muy débil subsidencia, depósitos muy someros, aislamiento del mar abierto, débiles aportes sedimentarios y actividad tectónica esporádica, y trata de integrarlas para explicar la naturaleza y las características muy particulares de los sedimentos depositados en la cuenca (potencia muy reducida, depósitos anóxicos, largos hiatos sedimentarios, abundantes areniscas transgresivas, etc.).

III. MARCO GEOLOGICO

El área de estudio es parte del margen activo andino, que experimenta la subducción de la placa oceánica paleo-pacífica, desde el Jurásico por lo me-

nos (Mégard 1978, Jaillard et al. 1990). Durante el Cretáceo, el margen comprende varias zonas paleogeográficas (fig. 3).

La zona costera, de naturaleza oceánica, se individualiza a partir del Albiano, con el desarrollo de arcos insulares sucesivos, que colisionaron el margen continental andino entre el Cretáceo superior y el Eoceno superior (Lebrat et al. 1987, Bourgois et al. 1990, Jaillard et al. 1995).

La zona de arco volcánico aflora en la zona de Celica (Oeste) y Catamayo (Este). Está caracterizada por un volcanismo y una sedimentación volcánoclastica, e importantes eventos tectónicos (Jaillard et al. 1996). Al Oeste se encuentra un bloque continental más o menos alóctono (Amotape, Mourier et al. 1988; Arenillas, Aspden et al. 1988).

La Cordillera Real era probablemente una zona positiva que separaba la cuenca oriental de la zona de antearco. Su evolución cretácea es prácticamente desconocida por falta de afloramientos de esta edad.

La cuenca Este-ecuatorial u Oriente, objeto del presente estudio, se extiende hasta Colombia y Perú, y hasta el escudo brasileño hacia el Este (fig. 3). Está caracterizada por una subsidencia débil (Berrones 1992) y una sedimentación en gran parte marina durante el Cretáceo (Canfield et al. 1982), con delgadas transgresiones marinas hasta el Mioceno medio. Hacia el Este, la serie se acuña y traslapa con el transcurso del tiempo. Se puede diferenciar (1) la zona subandina elevada y deformada, que funcionó como arco magmático durante gran parte del Jurásico (arco Misahuallí) y presenta actualmente afloramientos mesozoicos, y (2) la zona amazónica que recibió Capas Rojas de tras-arco durante el Jurásico (Fm Chapiza), una sedimentación marina en el Cretáceo (solo conocida por perforaciones) y Capas Rojas de ante-país durante el Terciario.

Síntesis de la geología de la cuenca oriental ecuatorial se encuentran en Campbell (1970), Faucher y Savoyat (1973), Rigo de Righi y Bloom (1975), Zuñiga y Rivero et al. (1976), Baldock (1982), Can-

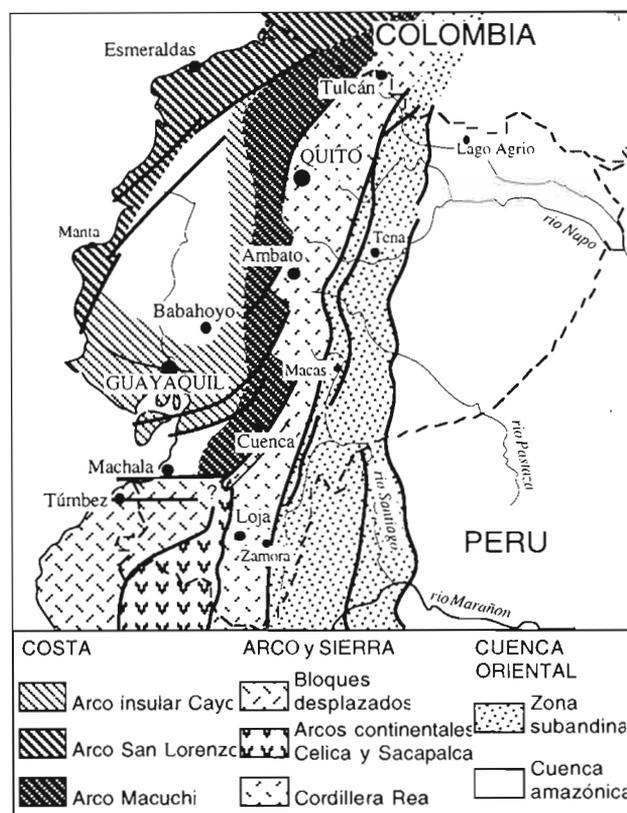


Fig. 3 : Marco paleogeográfico del margen ecuatorial durante el Cretáceo.

field et al. (1982, 1985), De Souza Cruz (1988), Rosania y Silva (1988), Balkwill et al. (1988), Rosania (1989), Smith (1989), Dashwood y Abbots (1990), Rivadeneira y Sanchez (1991), Mello et al. (1993) y White et al. (1995).

Por otro lado, síntesis y datos estratigráficos y geológicos de la cuenca oriental peruana fueron publicados por Kummel (1948), Koch y Blissenbach (1962), Rodríguez y Chalco (1975), Pardo y Zuñiga (1976), Seminario y Guizado (1976), Sotto (1979), Vargas (1988), Salas (1991) y Mathalone y Montoya (1995).

*

*

*

CAPITULO II

TRABAJOS ESTRATIGRAFICOS ENTRE 1927 Y 1980

I. RECONOCIMIENTO ESTRATIGRAFICO : WASSON y SINCLAIR (1927)

Wasson y Sinclair efectuaron un reconocimiento de la zona subandina en el año 1921, y publicaron informes geográfico (1923) y geológico (1927) sobre sus observaciones. Establecieron una estratigrafía pionera de la serie mesozoica de esta zona.

Basaltos y tobas Misahuallí. Los basaltos Misahuallí presentan un espesor observable de ≈ 50 m, y están sobreyacidos por menos de 40 m de tobas.

Areniscas Hollín. Son areniscas cuarzosas de grano fino, cuyo espesor no pasa los 140 m. No se observó conglomerado basal sobre los volcánicos Misahuallí. La areniscas comprenden un cuello de lutitas negras en su parte media (fig. 4).

Calizas y Lutitas Napo. Es una serie de cerca de 500 m, aflorando bien al Este de del pueblo de Napo. En la base, se observa una lumaquela de huesos con vertebras de peces. Está sobreyacida por lutitas negras, con fósiles albianos encontrados poco encima de las areniscas Hollín. Un segundo nivel fosilífero es de edad turoniana, los fósiles más altos en la serie procediendo de calizas.

De la fauna colectada por Wasson y Sinclair (1927, véase también Sauer 1965) en las calizas y lutitas Napo, J.B. Reeside determinó (entre otros) :

COLUMNA GENERALIZADA DE LA ZONA DE NAPO		
Aglomerado volcánico		CUATERNARIO
		Capas Rojas TERCIARIO ?
<i>Coelopoceras</i> sp., <i>C. aff. lesseli</i> , <i>Mammites</i> n. sp., <i>Inoceramus labiatus</i>		TURONIANO
<i>Exogyra olisiponensis</i> , <i>E. aff. africana</i> <i>Oxytropidoceras carbonarium</i> , <i>O. aff. belknapi</i> , <i>Brancocheras</i> sp., <i>Inoceramus concentricus</i> .		Calizas y Lutitas NAPO ALBIANO
		Areniscas HOLLIN
		Basaltos y tobas MISAHUALLI

Fig. 4 : Estratigrafía de la zona de Napo, según Wasson y Sinclair (1927).

- En el Albiano : los amonites *Brancocheras* n. sp., *Oxytropidoceras* (*Manuaniceras* ?) *carbonarium*, *Oxytropidoceras* n. sp. determinable como *O. aff. belknapi*, y los moluscos *Inoceramus concentricus* y *Ostrea scyphax*. Esta última sería característica del Albiano superior del Norte del Perú (Benavides 1956);

- Atribuidos al Turoniano : las ostras *Exogyra olisiponensis* y *E. aff. africana*, mayormente conocidas en el Cenomaniano medio y superior del Norte del Perú (Benavides 1956);

- En el Turoniano : los amonites *Mammites* n. sp., *Coelopoceras* n. sp. clasificable como *C. aff. lesseli* o *C. aff. springeri*, y el bivalvo *Inoceramus labiatus* del fin del Turoniano inferior;

- Atribuido al Turoniano : el bivalvo *Roudairia intermedia*, ahora conocido en el Coniaciano y Santoniano del Norte del Perú (Benavides 1956).

II. PRIMEROS POZOS Y MACROPALAEONTOLOGIA : TSCHOPP (1953)

Mediante el análisis de numerosas secciones de campo y de algunos pozos perforados por la Schell, Tschopp (1953, 1956) estableció una estratigrafía detallada del Mesozoico y Terciario del Oriente. Para el Cretáceo y Terciario, correlacionó con éxito su estratigrafía con los pocos pozos conocidos entonces en la llanura amazónica (Tiputini, Vuano).

1. La Formación Santiago

Consiste de 1500 a 2700 m de calizas negras silíceas en bancos delgados alternando con areniscas calcáreas y lutitas negras a veces bituminosas. Hacia el tope y el Oeste, aparecen intercalaciones volcánicas y volcanoclásticas. Contiene pelecípodos, restos de peces, radiolarios indeterminables y amonites (*Arietites*) que indican el Liásico inferior.

2. La Formación Chapiza

Es una potente serie de capas rojas continentales que descansa sobre la Formación Santiago al Sur, y está sobreyacida en discordancia por la Formación Hollín. En otros sitios, puede descansar sobre el Paleozoico. Solo se encontraron lechos de carbón y restos de plantas. Está atribuida al Jurásico medio y superior, y puede ser dividida en tres unidades.

La unidad inferior consiste en lutitas y areniscas de color gris, rosado, morado y rojo, con delgados lechos de evaporitas y concreciones de dolomita.

La unidad mediana presenta una litología com-

parable, pero sin evaporitas, y es integralmente de color rojo. Las unidades inferior y mediana solo están conocidas al Este de la Cordillera Real.

La *unidad superior* comprende lutitas, areniscas y conglomerados rojos, con areniscas feldespáticas y tobas verdes a violáceas. Está correlacionada tentativamente con la Formación Misahuallí del levantamiento de Napo, donde numerosas discordancias están observadas.

3. La Formación Hollín

Consiste en areniscas blancas gruesas con estratificaciones cruzadas y ondulitas, que presentan una buena permeabilidad. Contiene restos de plantas y lechos carbonosos. El espesor varía de 84 a 200 m, con un promedio cerca a 150 m en la zona subandina. Descansa en discordancia sobre la Formación Chapiza o la Formación Santiago (Oeste de Cutucú). Está atribuida al Cretáceo inferior.

4. La Formación Napo

Consiste en 240 y hasta más de 400 m de grosor de lutitas y calizas con intercalaciones de areniscas. Contiene foraminíferos poco diagnósticos: *Haplophragmoides* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinella* spp., *Gümbelina* sp., *Gümbelitra* sp., *Planulina correcta*. Está dividida de manera informal en tres unidades (fig. 5).

4.1. El *Napo inferior* consiste en 85 a 140 m de lutitas, areniscas y algunas calizas. Además de los foraminíferos *Planorbulina* sp. y *Planularia* sp., contiene una fauna de amonites que se puede dividir en tres grupos (Tschopp 1953, det. Breistroffer; Sauer 1965):

- Las trigonias *Trigonia hondaana*, *T. cf. subcrenulata* y el amonite: *Acanthoplites* sp. o *Colombiceras* sp., encontrados por Dozy y Baggehaar (1941) en la zona de Morona, indicarían el Aptiano superior (Tschopp 1948). Sin embargo, esta determinación fue rechazada por Tschopp (1953).

- *Brancoceras* sp., *Dipoloceras* sp., *Dipoloceras* n. sp., *Knemiceras* sp., *Lyelliceras* sp., *Neophlyticeras* n. sp. gr. *brottianum*, *Oxytropidoceras* sp. (también encontrado en un núcleo del pozo Vuano-1), *Oxytropidoceras* sp. gr. *mirapelianum*, *O. cf. multifidum*, *Venezoliceras* sp. y *V. cf. karsteni*, pueden ser considerados como típicos del Albiano medio y de la base del Albiano superior (Tschopp 1953, Bulot et al. en prensa).

En niveles correlacionables de la zona del Pastaza medio, Dozy y Baggehaar (1940) colectaron un amonite Hoplitidae del Albiano (det. Fichter), y en la zona de Morona, los mismos autores encontraron amonites pobremente preservados: *Brancoceras* sp., *Knemiceras cf. attenuatum* y *Oxytropidoceras* spp. del Albiano medio a superior (Dozy y Baggehaar 1941).

- *Schloenbachia* (?) n. sp. indicaría el intervalo Albiano terminal-Cenomaniano superior, mientras que *Mantelliceras* n. sp. indica el Cenomaniano in-

ferior (Tschopp 1953). **Nota**: Bristow y Hoffstetter (1977), al mencionar estos mismos amonites, indican equivocadamente una edad Albiano superior a Cenomaniano inferior para la Formación Napo inferior, sin mencionar el Albiano medio temprano, atestiguado por la presencia de *Lyelliceras* sp..

El Napo inferior comprende tres unidades de areniscas glauconíticas, separadas por lutitas:

- las areniscas inferiores (9 a 35 m), equivalentes al Hollín superior;
- lutitas y calizas (30 a 67 m), llamadas ahora Napo basal;
- las areniscas medias (33 a 52 m), equivalentes a las areniscas "T";
- lutitas y areniscas (43 a 70 m)
- las areniscas superiores (15 a 22 m), conocidas ahora como las areniscas "U";
- lutitas y calizas superiores (6 a 14 m).

4.2. El *Napo medio* o *Caliza principal* presenta un espesor más o menos constante en la zona subandina (78 a 91 m, fig. 5). Está constituido por calizas masivas, claras y finas con algunas intercalaciones de margas. Corresponde a lo que se conoce ahora como las calizas "A" y "M-2".

Contiene *Coilopoceras* n. sp., *Mammites* aff.

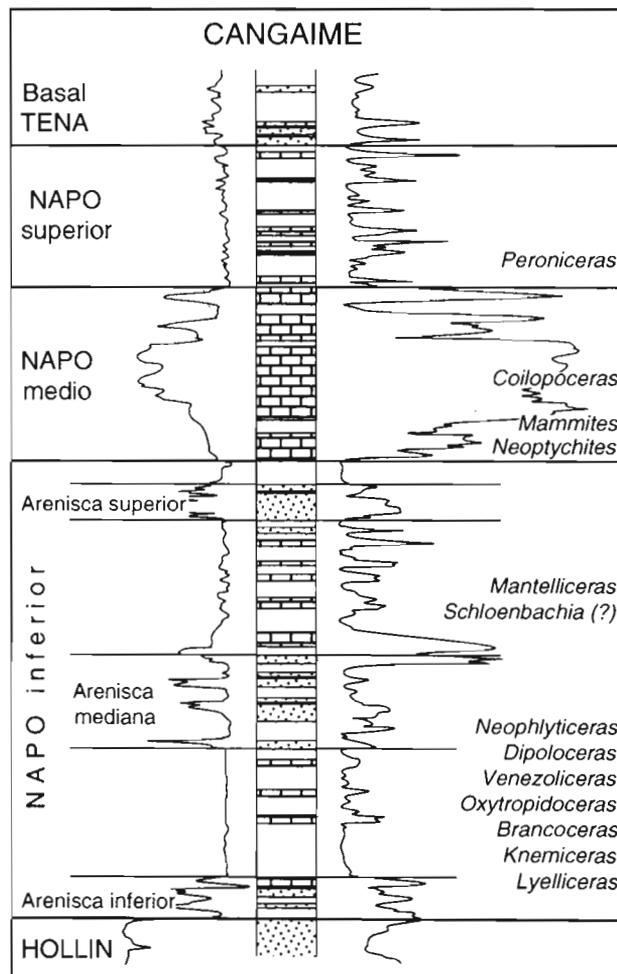


Fig. 5 : Estratigrafía de la zona subandina ecuatoriana (ejemplo de Cangaimé), según Tschopp (1953).

barkeri y *Neoptychites* sp. juv. (Tschopp 1953, Sauer 1965). El género *Coilopoceras* caracteriza el Turoniano s.l. en los Andes (Benavides 1956), mientras que los géneros *Mammites* y *Neoptychites* indican el Turoniano inferior.

4.3. El Napo superior consiste en lutitas oscuras laminadas, con delgados bancos de calizas. El espesor es muy variable (0 a 75 m), ya que la Formación Tena sobreyacente erosiona a la parte superior de la formación (fig. 5).

Se encontró los amonites *Coilopoceras* sp. y *Peponiceras* sp., que indican el Comaciano, y foraminíferos poco diagnósticos: *Globotruncana* spp., *Haplophragmoides eggeri*.

5. La Formación Tena

Es una serie de lutitas y limolitas algo calcáreas, abigarradas, mayormente rojas a marrones, con horizontes verdes en la parte inferior. Areniscas cuarzosas claras se encuentran en la base y el tope. Se notan bancos de calizas o margas arenosas y pseudo-oolíticas.

Los contactos inferior y superior son discordancias no angulares. El espesor es muy variable y se reduce de Sur (600 m) a Norte (400 m) en la zona subandina, y de Oeste (más de 1000 m) a Este en la cuenca amazónica (272 m en Tiputini).

Dentro del contenido faunístico, una asociación de *Globigerina-Gümbelina* comparable a la del Napo superior está presente en la base, mientras que la parte superior contiene *Bulimina* sp., *Eponides* sp., *Rzehakina* sp., *Siphogenerinoides* aff. *cretacea* y *Spiroplectoides* sp.. Entre los ostrácodos, *Brachycythere* sp. indica un medio marino, mientras que *Candona* spp., *Cyclocypris* sp., *Herpetocypris* sp., *Iliocypris* sp., *Metacypris* spp. indican un medio salobre o de agua dulce. Carofitas ocurren en varios niveles. La edad inferida es Maastrichtiano-Paleoceno, y los organismos indican una alternancia de medio marino, salobre y de agua dulce (Tschopp 1953, Sauer 1965).

6. Las Formaciones Tiyuyacu y Cuzutca

La Formación Tiyuyacu solo aflora al Norte del río Pastaza (Alto de Napo) y en el Norte de la cuenca oriental. Empieza por areniscas o conglomerados de base, a veces glauconíticos, con cantos rodados. En las secciones más espesas, sigue con lutitas arenosas oscuras.

El espesor pasa de 700 a 250 m de Norte a Sur del levantamiento de Napo, y disminuye también del Oeste al Este en la cuenca.

La Formación Cuzutca solo aflora al Sur del río Pastaza. Tiene una litología similar a la de la Formación Tiyuyacu con la cual está tentativamente correlacionada, sin argumentos paleontológicos. Solo se encontraron escasos foraminíferos arenáceos y ostrácodos, mayormente del género *Candona*.

7. Las Formaciones terciarias

Las formaciones Chalcana, Pastaza, Arajuno, Curaray, Chambira y Mesa, definidas por Tschopp (1953, Bristow y Hoffstetter 1977) están en curso de revisión en el marco del convenio, por el Dr René Marocco.

III. DATOS MACROPALEONTOLOGICOS RECIENTES

En el campo de la macropaleontología, mencionamos 3 estudios recientes.

1. Pérez y Jiménez (1990)

Pérez y Jiménez (1990) encontraron *Liopistha* (*Psilomya*) *gigantea* var. *zamorensis* var. nov. del Aptiano-Albiano de Europa (determinación de J.-P. Lefranc), encontrada en argilitas oscuras de la parte inferior de la Formación Napo, en Shaime (confluencia de los ríos Nangaritza y Numpatacaime).

2. Aspdén e Ivimey-Cook (1991)

Aspdén e Ivimey-Cook (1991) encontraron los amonites *Adkinsites* sp., *Brancocheras* sp. y *Oxytropidoceras* sp. del Albiano medio en lutitas negras laminadas ricas en materia orgánica del río Vergel (Sur de la zona subandina). Además, mencionan *Adkinsites* sp. y *Oxytropidoceras* sp. de la misma edad así como dinoflagelados cretáceos, encontradas por E. Rodríguez en las cabeceras del río Nangaritza (determinaciones de H.G. Owen y M.K. Howarth). Concluyen que dichos afloramientos pertenecen a la Formación Napo inferior.

3. Samaniego, Villagómez y Vera (1992)

Samaniego, Villagómez y Vera (1992) reportan el equinodermo (erizo de mar) *Hemiaster texanus* en calizas y margas probablemente cenomanianas, ubicadas por debajo de las Calizas "A" y "M-2", en la quebrada Latas, entre Puerto Napo y Misahuallí. *H. texanus* está conocido en el Albiano medio del Perú (Lisson y Boit 1942).

IV. MICROPALEONTOLOGIA EN POZOS Y SECCIONES DE CAMPO : IFP-BEICIP Y A.E.O. Ltd (1966-1972)

Durante varios años (1966-1970), el BEICIP (laboratorio del Instituto Francés del Petróleo-IFP) llevó a cabo el levantamiento de numerosos cortes e innumerables análisis micropaleontológicos (Sigal 1968, 1969, 1972, Beicip 1969, Faucher et al. 1971, Faucher y Savoyat 1973). Poco después (1968-1972), la Anglo-Ecuadorian Oilfield Ltd hizo un trabajo comparable, aún que con menos secciones y análisis (Mills 1969, 1971, 1972a, 1972b, 1972c). Se presentarán juntos los resultados de estos estudios, basados sobre la micropaleontología clásica (foraminíferos, ostrácodos, carofitas, y palinología en menor proporción). Por fin, mencionaremos los

trabajos de Texaco (Hobbs 1975) y de Whittaker y Hodgkinson (1979).

1. Formación Hollín

El BEICIP no encontró microfósiles. Sin embargo, asumió una edad albiana inferior para el tope de la formación, por la presencia de pólenes tricolpados de angiospermas asociados con formas del Aptiano, y por la ausencia de esporas elateras típicas del Albiano medio (Faucher et al. 1971).

Mills (1971) fue el primero en mencionar un nivel marino fosilífero ubicado debajo de la Formación Hollín. En el pozo Tiguino-1, este nivel contiene *Inoceramus* sp., amonites enanos, y el foraminífero *Hedbergella* cf. *delrioensis* del Aptiano superior-Santoniano inferior. Por lo tanto, la base de la Formación Hollín no es más antigua que la base del Aptiano superior (zona de S. cabri).

Mills (1972c) menciona datos palinológicos del Albiano y probablemente Aptiano en la Formación Hollín. Además, nota que el tope de la formación podría ser más joven (Albiano superior) en el Norte que en el Sur de la zona subandina (Albiano inferior a medio). Estas edades están probablemente basadas en datos procedentes del "Hollín superior" o de la base de la Formación Napo inferior.

2. Formación Napo inferior

Entre los foraminíferos encontrados por el BEICIP, tipos de *Globigerina* comunes en el Aptiano terminal-Albiano, *Hedbergella planispira*, *H. washitensis*, *Textularia washitensis* del Albiano superior-Cenomaniano inferior, así como los ostrácodos *Cytherelloidea* cf. *besrineensis*, *Metacytheropteron* ex. gr. *jugosum*, *Prothocythere* ex. gr. *alexandri* y *Schuleridea* ? cf. *oliverensis*, indican una edad albiana (fig. 6). El conjunto confirma la edad Albiano medio-Cenomaniano inferior dada por los amonites mencionados por Tschopp (1953) (fig. 6).

En la parte superior (≈ Arenisca "U"), los foraminíferos: *Ammobaculites* gr. *ovoidea*, *Astaloculus* gr. *intermedia*, *Globotruncana stephani* (ahora *Praeglobotruncana stephani*), *Gümbelina* cf. *striata*, *Haplophragmoides* cf. *sluzari*, *Praeglobotruncana crassa* y *Whiteinella archeocretacea* indican una edad del Cenomaniano superior o Turoniano inferior (Sigal 1969, Faucher et al. 1971). Están asociados con los ostrácodos *Brachycythere sapucariensis*, *Cytherella* aff. *münsteri* y *Cytherelloidea* cf. *cuneiforme* que indicarían el Turoniano inferior.

En las lutitas y calizas de la base, Mills (1969, 1972c) señala, además de *Lingula* sp. y equinoideos, el amonite *Lyelliceras* sp. del Albiano medio; foraminíferos bentónicos poco diagnósticos (*Ammobaculites* sp., *Bathysiphon* sp., *Bulimina* sp., *Reophax* sp. y *Textularia washitensis*); los foraminíferos planctónicos: *Globigerina washitensis* (Albiano medio-Cenomaniano inferior) y *Hedbergella trochoidea* (Aptiano superior-Albiano inferior); y los ostrácodos: *Amphycytherura* C-158, *Cushmani-*

dea, *Cythereis* spp., *Cytherelloides* C-158, *Cytherura* E-904, *Eocytheropteron* ex. gr. *howelli*, *E.* ex. gr. *alexandri*, *Protocythere* ex. gr. *alexandri*, *Schuleridea* cf. *oliverensis* y *Veenia* sp.. Mills concluyó con una edad Albiano-Cenomaniano en 1969, y Albiano superior-Cenomaniano inferior en 1972. Sin embargo, la presencia de *Lyelliceras* sp. asegura la presencia, al menos localmente, del Albiano medio.

En las lutitas y areniscas sobreyacentes, Mills (1969) reportó *Bathysiphon* sp., *Haplophragmoides* sp., *Hedbergella planispira* (Aptiano inferior-Turoniano terminal), el ostrácodo *Brachycythere sphenoides*, fragmentos de conchas y escamas de peces. Les asignó una edad incluida dentro del intervalo Cenomaniano-Turoniano en 1969, pero restringió el tope del intervalo al Cenomaniano inferior en 1972.

Para Whittaker y Hodgkinson (1979), la edad de la base de la Napo inferior es Albiano medio, dada por *Hedbergella washitensis*.

3. Formación Napo medio (Caliza principal)

El BEICIP determinó los foraminíferos planctónicos: *Globotruncana colderiensis*, *G. praehelvetica* (ahora *Helvetotruncana praehelvetica*), *G. renzi*, *G. schneegansi*, *G. sigali* (ahora *Marginotruncana renzi*, *M. schneegansi* y *M. sigali*, respectivamente), *G.* gr. *inornata* (ahora *Whiteinella inornata* ?), *Gümbelina* gr. *striata* y *Whiteinella archeocretacea* que indican el Turoniano; y los ostrácodos: *Brachycythere sapucariensis*, *Cytherella* aff. *münsteri*, *Cytherelloidea* cf. *cuneiforme*, *Orthonotacythere* sp.?, *Ovocytherideos* y *Paracypris* sp.: Concluye con una edad Turoniano inferior (Faucher et al. 1971). Sin embargo, si bien *H. praehelvetica* indica el intervalo Cenomaniano superior-Turoniano medio temprano, los rangos actualmente conocidos de *M. renzi*, *M. schneegansi*, *M. sigali*, (para todas: medio del Turoniano medio-Santoniano) y *W. archeocretacea* (Turoniano inferior-Coniaciano superior) indican más bien el intervalo parte media del Turoniano medio-Coniaciano para al menos parte del Napo medio (fig. 6).

En el Napo medio, considerado como integrando las Lutitas "U" y las Calizas "A" actuales, Mills (1969) reporta *Inoceramus labiatus* (marcador del Turoniano inferior tardío), el amonite ?*Coilopocearas* sp. característico del Turoniano en el Perú (Benavides 1956), así como los foraminíferos bentónicos *Ammobaculites* cf. *colombianus* y *Haplophragmoides eggeri*. Luego, Mills (1972a, b, c) confirmó la presencia de los ostrácodos *Brachycythere sapucariensis* y *Cytherella* aff. *münsteri*, y de los foraminíferos planctónicos *Marginotruncana renzi*, *M. schneegansi* y *M. sigali*. Además, mencionó *Hastigerinella* cf. *simplex*, *Heterohelix pseudotessera* y *Hx. reussi* (base Turoniano medio-Campaniano basal) en el Napo medio. Mills (1972c) concluyó con una edad Turoniano, siendo la base probablemente de edad Turoniano inferior. Deduce una muy probable laguna sedimentaria o una condensación im-

portante de la mayor parte del Cenomaniano. Considera que la edad del tope de la Napo medio está incluida dentro del intervalo Turoniano medio-Coniaciano (Mills 1972c).

4. La Formación Napo superior

En el Norte de la zona subandina (levantamiento de Napo), la Formación Tena descansaría directamente sobre el Turoniano inferior (Faucher et al. 1971). Sin embargo, en el río Misahuallí, Sigal determinó en la Napo superior (*in* Faucher et al. 1971): *Hx. striata*, *M. aff. renzi*, *M. sigali* y *W. aff. inornata*, que más bien indicarían el Turoniano superior-Santoniano inferior, según sus rangos actualmente conocidos (fig. 6).

En el Sur de la zona subandina, el BEICIP encontró los foraminíferos *Ammobaculites cf. humei*, *Archeoglobigerina* spp., *Globotruncana cf. fornicata* (ahora *Rosita fornicata*), *G. wilsoni*, *Gümbelina nuttali*, *G. pseudotessera*, *G. pulchra*, *G. reussi*, *G. ultimatimida*, *Hedbergella kingi* y *Whiteinella* spp. que indican el Coniaciano superior o, más probablemente el Santoniano (Sigal 1969, Beicip 1969, Faucher et al. 1971). Están asociados con los ostrácodos *Brachycthere sapucariensis* var. y *Hutsonia ? ascalapha*. Más al Sur (ríos Yaupi y Chapiza), los ostrácodos *Brachycthere* sp., *Paijenborchella* sp. y *Protobuntonia* ex. gr. *numidica* indican que la Formación Napo superior alcanza el Campaniano (Faucher et al. 1971). En la sección del río Chapiza, Hobbs (1975) menciona, en la parte inferior de las Lutitas Napo superior, amonites Tissotidae y *Pero-niceras* sp., así como foraminíferos planctónicos de la zona de *D. concavata* del Coniaciano terminal-Santoniano inferior (Saunders *in* Hobbs 1975).

Mills (1972c) determinó los foraminíferos bentónicos: *Ammobaculites* C-47, *A. humei*, A. O-917, *Astaloculus* aff. *intermedia*, *Lenticulina* C-53, *Planulina correcta* y *Pseudotextularia elegans*; los foraminíferos planctónicos: *Hedbergella* spp., *Heterohelix reussi*, *Hx. pseudotessera*, *Hx. striata*, *Globotruncana concavata* (ahora *Dicarinella concavata*), *G. fornicata* (ahora *Rosita fornicata*), *G. inornata* (= *W. inornata* ?), *G. tricarinata colombiana*, *G. ventricosa*, *G. wilsoni*, *Marginotruncana renzi* (un solo espécimen), *Praeglobotruncana cretacea* (ahora *Archeoglobigerina cretacea* ?), *Rugoglobigerina* aff. *subrugosa*, R. O-950, R. C-530 y *Whiteinella* spp.; así como los ostrácodos: *Brachycthere* E-921, Ostracod C-266, Ostracod C-534, *Paijenborchella* E-904, P. E-921, y *Protobuntonia* ex. gr. *numidica*. Mills (1972c) asignó una edad Coniaciano-Santoniano a la Formación Napo superior.

Mills (1972c) piensa que las areniscas San Fernando ("M-1" actual) que sobreyacen al Napo superior en la parte Este de la cuenca, fueron depositadas en todo el área y erosionadas posteriormente. El ostrácodo *Paijenborchella* E-904, conocido en el Napo superior, fue encontrado en las lutitas San Fernando en Nashiño-1, lo que llevó

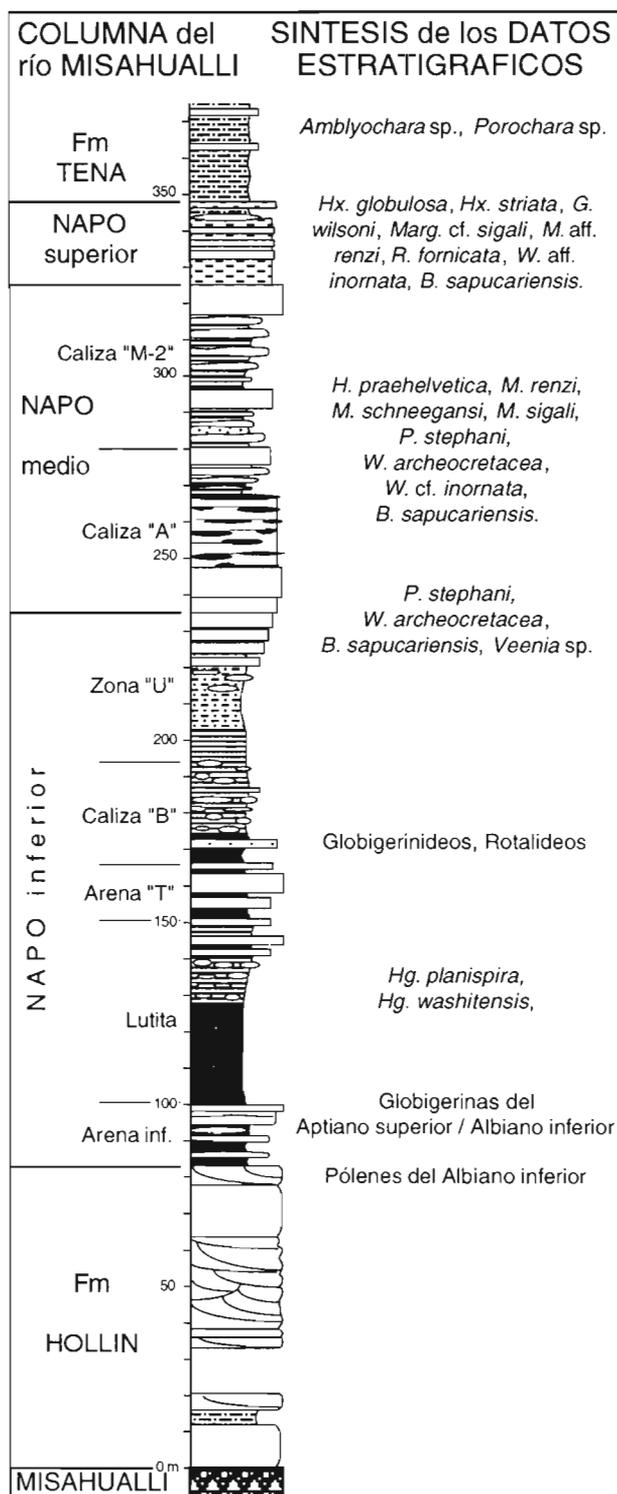


Fig 6 : Resumen de los datos estratigráficos del BEICIP-IFP en el Oriente ecuatoriano (Sigal 1969, Faucher et al. 1971), con el ejemplo de la sección del río Misahuallí.

Mills (1972c) a suponer que las areniscas San Fernando ("M-1") fueran coetáneas de parte del Napo superior de la zona subandina (fig. 9).

5. La Formación Tena

El estudio micropaleontológico de las formaciones Tena y Tiyuyacu es un aporte fundamental del trabajo del BEICIP (1969, Faucher et al. 1971).

La fauna de la parte basal, constituida por cali-

zas y lutitas negras, está dominada por bivalvos, restos de equinodermos, foraminíferos : *Bolivinoidea* sp., *Bulimina* sp., *Globigerinella* sp., *Rugoglobigerina* cf. *rugosa*, *Trochammina* sp., ostrácodos : Cypridáceos, Ovocytherídeos, y escasas carofitas (fig. 7).

La parte mediana, consiste en limolitas rojas y comprende mayormente foraminíferos arenáceos (*Bulimina* sp.), carofitas : *Amblyochara* n. sp., *A. cf. peruvianana*, *Porochara* cf. *gildemeisteri costata* (ahora conocida como *Feistiella* cf. *costata*) y ostrácodos : *Candona* sp., *Cypridacea* sp., *Darwinella* ? sp. y *Metacypris* sp..

La parte superior, con areniscas, paleosuelos y limolitas rojas, está dominada por una fauna de foraminíferos planctónicos: *Heterohelix* sp., *Globigerinidae* (*Globigerinella* sp.), *Globotruncana* cf. *lapparenti*, *Heterohelix* sp., *Rugoglobigerina* cf. *rugosa*; foraminíferos bentónicos: *Ammobaculoidea* spp. (numerosos), *Bulimina* sp., *Buliminella* sp., *Lagena* sp., *Neobulimina canadensis*, *Praebulimina* sp., ? *Pseudotextularia* sp., *Rectobulimina* sp., Rotalidae, *Rzehakina* sp., *Siphogenerinoides* sp., *Spiroplectammina* sp., *Sporobuliminella* sp., *Trochammina* sp.; ostrácodos : *Bopaina* ex. gr. *bopaensis*, *Cytheropteron* ex. gr. *limburgense*, *Pseudocythera* E-

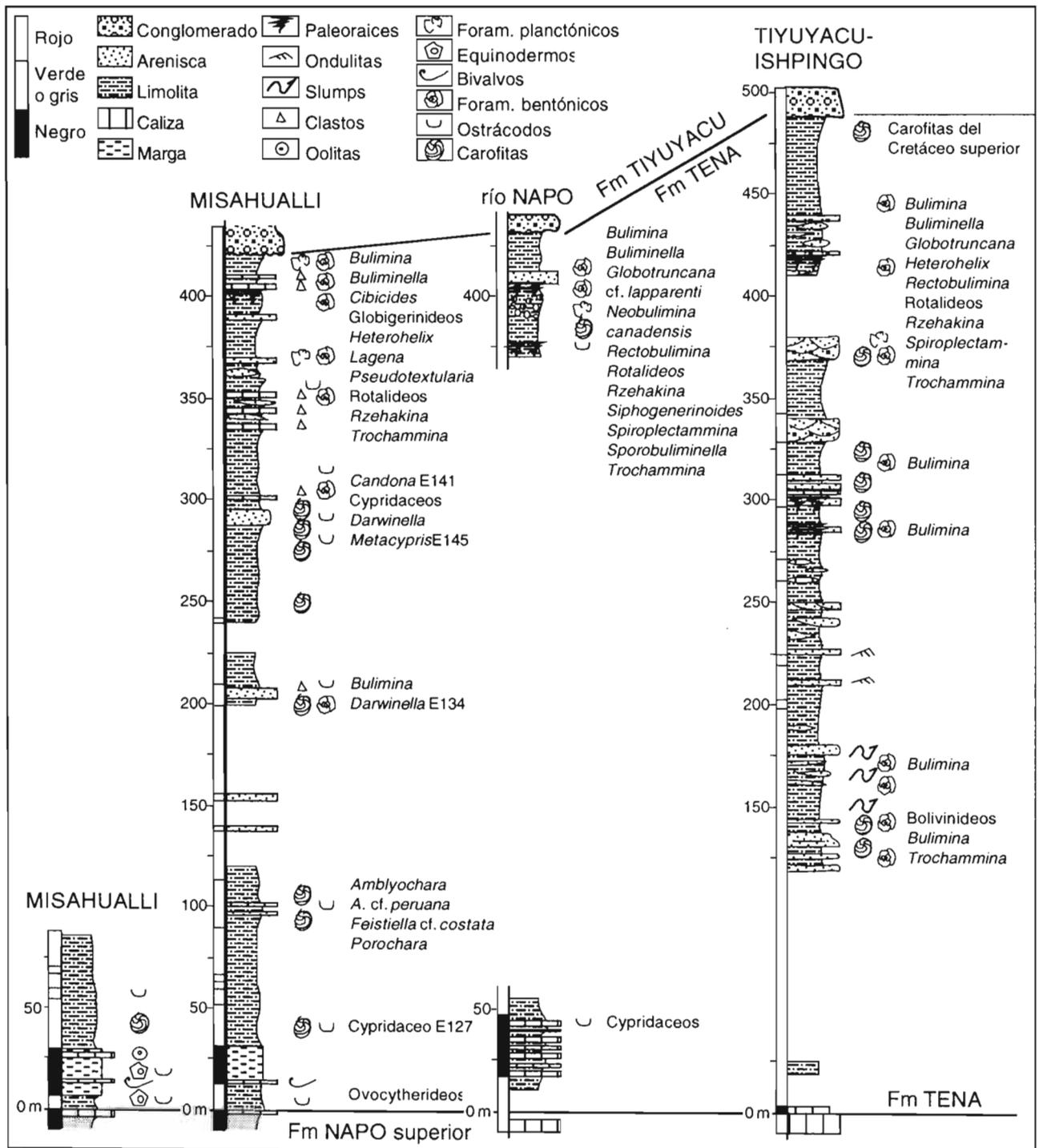


Fig. 7 : Estratigrafía y micropaleontología de la Formación Tena, según el BEICIP (1969) y Faucher et al. (1971).

404 del Maastrichtiano, y carofitas del Senoniano.

El conjunto de la fauna, especialmente los foraminíferos *G. cf. lapparenti*, *N. canadensis* y *R. cf. rugosa* (presente en la parte superior en el pozo Bermejo-4, fig. 8), los ostrácodos *B. ex. gr. bopaensis* y *C. ex. gr. limburgense*, y las carofitas *Amblyochara* sp. y *F. costata* (presentes en la parte superior en la zona de Misahuallí) indican sin ninguna ambigüedad una edad maastrichtiana para toda la Formación Tena de esta zona (Sigal 1969, BEICIP 1969, Faucher et al. 1971, Rojas 1978). El medio sedimentario indicado es marino en la base y el tope, y continental a salobre para la parte mediana.

Además el BEICIP (1969) estableció una biozonación en base a los ostrácodos, en los pozos Bermejo 4 y Lago Agrio 1 (zona inferior de *Zonocypris* B1870, zona mediana de *Ilyocypris* B1330 y

Pachycypris B1170, zona superior de *Ilyocythere* (?) B590 y *Metacypris* (?) B700).

En la Formación Tena indiferenciada, Mills (1972c) menciona foraminíferos bentónicos (*Bathysiphon* sp., *Bulimina* sp., *Buliminella* C-712, ? *Cibicides* sp., *Eponides* sp., *Haplophragmoides* spp., *Psammosphaera* sp., *Rzehakina epigona*, *Spiroplectamina* sp., *Textularia* sp.); escasos planctónicos (*Heterohelix* spp.); ostrácodos (*Cypridopsis* C-626, Ostracod C-525) y las carofitas *Porochara* aff. *gildemeisteri costata* (ahora *Feistiella* aff. *costata*) y *Rhabdochara* sp.. Mills (1972c) concordó con el BEICIP, y atribuyó la Formación Tena al Maastrichtiano, pero mencionó que datos palinológicos de B.O.C. de Australia Ltd sugieren una extensión en el Paleoceno, sin precisar en que zona fue conseguido este dato.

Whittaker y Hodgkinson (1979) mencionan *Globotruncana aegyptica* y *G. plummerae* del Maastrichtiano medio, probablemente encontrados en la Formación Tena.

6. La Formación Tiyuyacu

Según el BEICIP, en el pozo Lago Agrio-1, encima del conglomerado de base, la parte inferior de la Formación Tiyuyacu contiene foraminíferos bentónicos: *Ammobaculoides* sp., *Globanomalina* sp., *Rzehakina* sp. (fig. 8); ostrácodos semejantes a los del Paleoceno superior-Eoceno inferior de Guatemala, y las carofitas: *Chara* sp., *Porochara* sp. y *Tectochara* sp. (ahora conocida como *Nitellopsis* del Terciario, Feist y Colombo 1983).

En la sección del río Misahuallí (Tiyuyacu-Ishpingo), Faucher et al. (1971) mencionan además los pólenes *Monoporites annuloides* y *M. iverensis*, conocidos en el Eoceno inferior a medio de Colombia. Concluyen con una edad del Eoceno para la Formación Tiyuyacu (Eoceno inferior para Bristow y Hoffstetter 1977).

Mills (1972c) es el primer autor que planteó el problema de los contactos definiendo la Formación Tiyuyacu, subrayando que: "... en ciertos pozos, uno debe hacer un esfuerzo considerable de imaginación para siquiera reconocer a esta formación". En lo que se pensaba ser la Formación Tiyuyacu, reconoció los foraminíferos bentónicos: *Ammobaculites* spp., *Bathysiphon* sp., *Haplophragmoides* sp., *Psammosphaera* sp. y *Rzehakina epigona*; ostrácodos Cythereidinae y cf. *Ilyocypris* sp.; y la carofita *Feistiella* aff. *costata* (*Porochara* aff. *gildemeisteri costata*). Ya que *F. costata* es Cretácea y que *R. epigona* tiene un rango Campaniano-Paleoceno, Mills (1972c) supuso que (1) estos fósiles son retrabajados, (2) o que los niveles atribuidos a la Formación Tiyuyacu pertenecen a la Formación Tena, (3) o que la Formación Tiyuyacu es mayormente del Paleoceno. Concluyó: " la cuestión de la edad de la formación, y en realidad de sus límites estratigráficos, no ha sido definitivamente resuelta hasta ahora" (fig. 9).

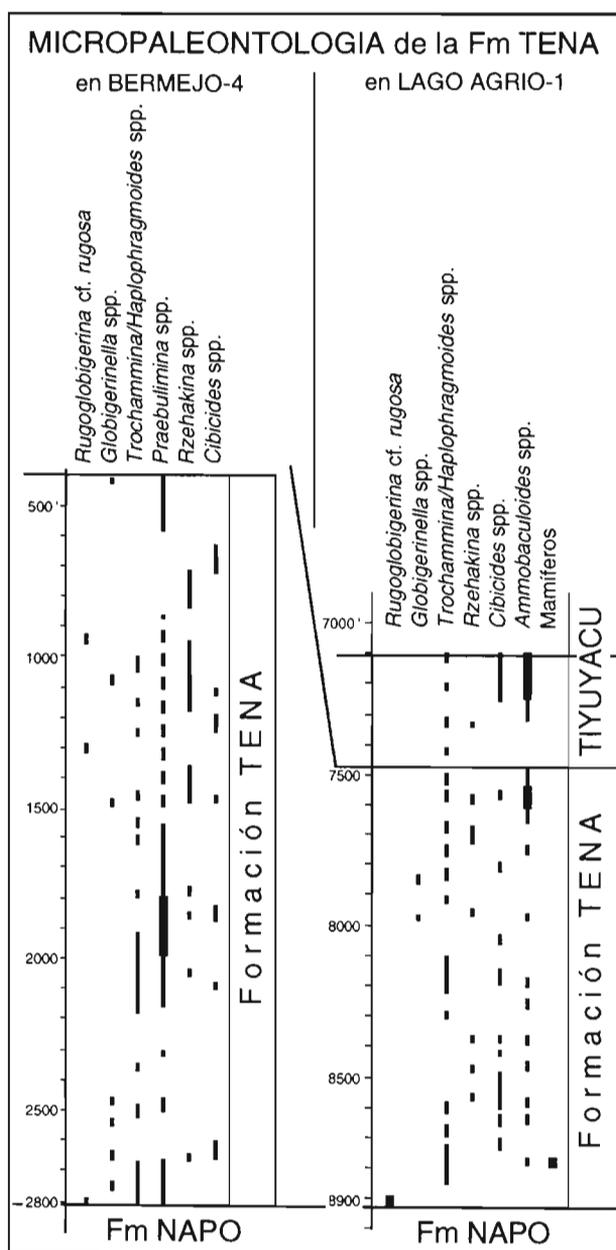


Fig. 8 : Repartición de los principales foraminíferos en la Formación Tena de los pozos Bermejo-4 y Lago Agrio-1, según el BEICIP (1969), simplificado.

FORMACION	EDAD	MEDIO	OBSERVACIONES
ORTEGUAZA	Mioceno inferior	Salobre	Equivalente al Chalcana inferior del subandino
Discordancia mayor			
TIYUYACU	Eoceno inferior - Paleoceno ?	Continental y salobre	Límite Tiyuyacu-Tena mal definido en la cuenca
TENA	Maastrichtiano	Continental con incursiones marinas	Napo superior erosionado en la zona subandina central
Coetáneo con areniscas San Fernando (M-1)			
NAPO superior	Santoniano - Coniaciano	Plataforma marina	
NAPO medio	Coniaciano ? Turoniano	Plataforma carbonatada	
Hiato de la mayor parte del Cenomaniano			
NAPO inferior	Cenomaniano inferior - Albiano superior	Marino somero a marino marginal	
HOLLIN	Albiano medio - Aptiano	Continental	Probablemente no hiato mayor entre Chapiza y Hollín
CHAPIZA	Cretáceo inferior - Jurásico superior	Continental	
Tectónica del Jurásico medio			
SANTIAGO	Liásico	Marino profundo	No microfauna

Fig. 9 : Estratigrafía del Cretáceo y Paleógeno del Oriente ecuatoriano, según Mills (1972c).

V. PRIMERAS ZONACIONES PALINOLOGICAS : GONZALEZ (1971) y LAMMONS (1974)

El estudio detallado de las secciones del río Misahuallí y del río Solo llevó a González (1971) a definir varias biozonas palinológicas en la serie del Cretáceo medio y superior del Oriente ecuatoriano. Dicha zonación ha sido utilizada después con éxito por geólogos de la Texaco en otras secciones (Wilson 1971, Hobbs 1971, 1975).

En la parte superior de la Formación Chapiza del río Napientza (Sur de la zona subandina), 150 a 200 metros por debajo del contacto con la Formación Hollín, Lammons (1974 in Hobbs 1975) determinó los pólenes *Araucariacites* sp., *Chomotriletes* sp., *Classopolis* sp., *Dictyotriletes pseudoreticulatus*, *Eucommiidites* sp., *Lycopodiumsporites grithorpensis*, *Spheripollites scabratus*, *Vitreisporites pollidus* y *Zonalapollenites dampieri*, que indican una edad Jurásico superior a Cretáceo inferior.

En el pozo Oglan A-1, la base de la Formación Hollín contiene abundantes psilates y esporas de tipo *Cyathidites*, que sugieren una edad Albiana a Cenomaniana (Lammons 1974).

1. La zona K-1

La zona K-1 abarca el Albiano inferior a medio y corresponde a las areniscas inferiores (base del Napo inferior o Hollín superior) y a la base de las lutitas inferiores del Napo inferior de Tschopp (1953, parte inferior del Napo basal, fig. 10).

Comprende *Anemia* sp. (abundante), *Araucariacites australis* (común), *Cicatricosisporites* cf. *hal-*

lei (abundante), *Classopolis* sp. (común), *Elaterosporites verrucatus* (ausente en la base), *Ephedripites* sp., *Galeacornea causea*, *Peromonoletes reticulatus* (escasos), *Perotriletes pannuceus* (escasos), *Sofrepites legouxae*, *Spinonapites* sp. (común) y *Zonalapollenites dampieri* (abundante).

En la sección del río Chapiza, Lammons (1974) menciona además : *Aequitriradites* sp., *Classopolis classoides* (común), *C. torosus*, *Elaterocolpites castelani*, *Elaterosporites verrucatus*, *Ephedripites multicostatus* (común), *Galeacornea protensa* (común), *Oodnatlia* sp., *Pilosisporites* sp., *Pterospermopsis* sp., *Raistrickia* cf. *obtusispinosa*, *Senegalosporites* cf. *costatus*, *Steevesipollenites* sp., *Zonalapollenites dampieri* (abundante) y *Z. trilobatus*. En esta sección, la edad Albiano medio está basada sobre la ocurrencia de *Brancoceras* sp. y *Oxytropidoceras* sp., asociados con abundantes ostras (*Gryphaea* sp., *Exogyra* sp., Hobbs 1971). En la Formación Hollín del pozo Oglan A-1, el mismo autor determinó *Classopolis classoides*, *Diporites* sp. nov., *Galeacornea verrucatus*, *Inaperturopollenites magnus*, "spore a perispore", y microforaminíferos.

2. La zona K-2

Esta biozona sería de edad Albiano medio a superior, y cubre la parte superior de las lutitas inferiores y la parte inferior de las areniscas medianas del Napo inferior de Tschopp (1953, parte superior del basal Napo y parte inferior de las areniscas "T" según la nomenclatura actual).

Según González (1971), la zona K-2 está caracterizada por la asociación de *Elaterosporites* spp. y *Galeacornea* spp. (fig. 11). Se la define por la aparición de *Elaterosporites acuminatus*, *Es. klaszi*, *Es. protensus*, *Galeacornea* cf. *clavis*, y *Striapollenites*

dubius; y la desaparición de *Cicatricosisporites* cf. *hallei*, *Elaterosporites verrucatus*, *Sofrepites legouxae* y *Spinonapites* sp. (González 1971).

En la zona K-2, Lammons (1974) menciona en la sección del río Chapiza : *Elaterocolpites castelaini* (abundante), *Elaterosporites verrucatus* (abundante), *Es. klaszi* (común), *Ephedripites multicostatus*, *E. strigatus* (abundante), *Galeacornea protensa* (común), *Lygodioisporites* sp., *Monocolpopollenites sphaeroidites*, *Oodnadatlia* sp., *Senegalosporites costatus*, *Sofrepites legouxae*, *Steevesipollenites* sp. y *S. dayani*. En Oglan A-1, encontró además *Galeacornea* cf. *verrucatus*.

3. La zona K-3

La biozona K-3 corresponde a la parte superior de las areniscas medianas y a las margas medianas de Tschopp (1953, parte superior de las areniscas "T" y Calizas "B"). Está atribuida al Cenomaniano inferior a medio (fig. 10).

Según González (1971), está definida en la base por la aparición de *Elaterosporites acuminatus* y de *Elaterocolpites castelaini*, por la reaparición de *E. verrucatus* y de *Sofrepites legouxae*, y al tope por la desaparición de *Anemia* sp., *Classopolis* spp., *Elaterosporites* spp., *Perotriletes pannuceus* y *Zonalapollenites dampieri*. *Retimonocolpites* sp. está abundante en ciertos niveles (fig. 11).

En el río Chapiza, Lammons (1974) atribuyó a esta zona la asociación : *Araucariacites australis*, *Cicatricosisporites* sp., *Classopolis classoides* (común), *Elaterocolpites castelaini* (abundante), *Elaterosporites klaszi*, *Galeacornea causea*, *G. clavis*, *Lygodioisporites* sp., *Monocolpopollenites sphaeroidites* (común), *Senegalosporites costatus* y *Undulatisporites* sp.. En Oglan A-1, determinó además *Trilites* spp. y *Retitricolporites medius* gp..

4. La zona K-4

La zona K-4 de González (1971) cubre las areniscas "U" y la base de las calizas "A", y está asignada al Cenomaniano medio a superior (fig. 10).

Su base está definida por la aparición de *Ephedra evoluta*, *Monocolpopollenites sphaeroidites*, *Proteacidites* sp. y C3 (P3) Psila-reticulate, tipos *medius* y *minutus*. Su tope está definido por la desaparición del género *Classopolis* spp., de *Elaterosporites klaszi*, *E. protensus*, *Elaterocolpites castelaini* y de *Zonalapollenites dampieri*. Representantes del género *Ephedripites* están localmente abundantes (González 1971).

Lammons (1974) identificó en la zona K-4 : *Araucariacites australis*, cf. *Classopolis classoides*, *Elaterocolpites castelaini* (común), *Elaterosporites* cf. *acuminatus*, *Es. klaszi* (abundante), *Ephedra* cf. *voluta* (abundante), *Ephedripites multicostatus* (co-

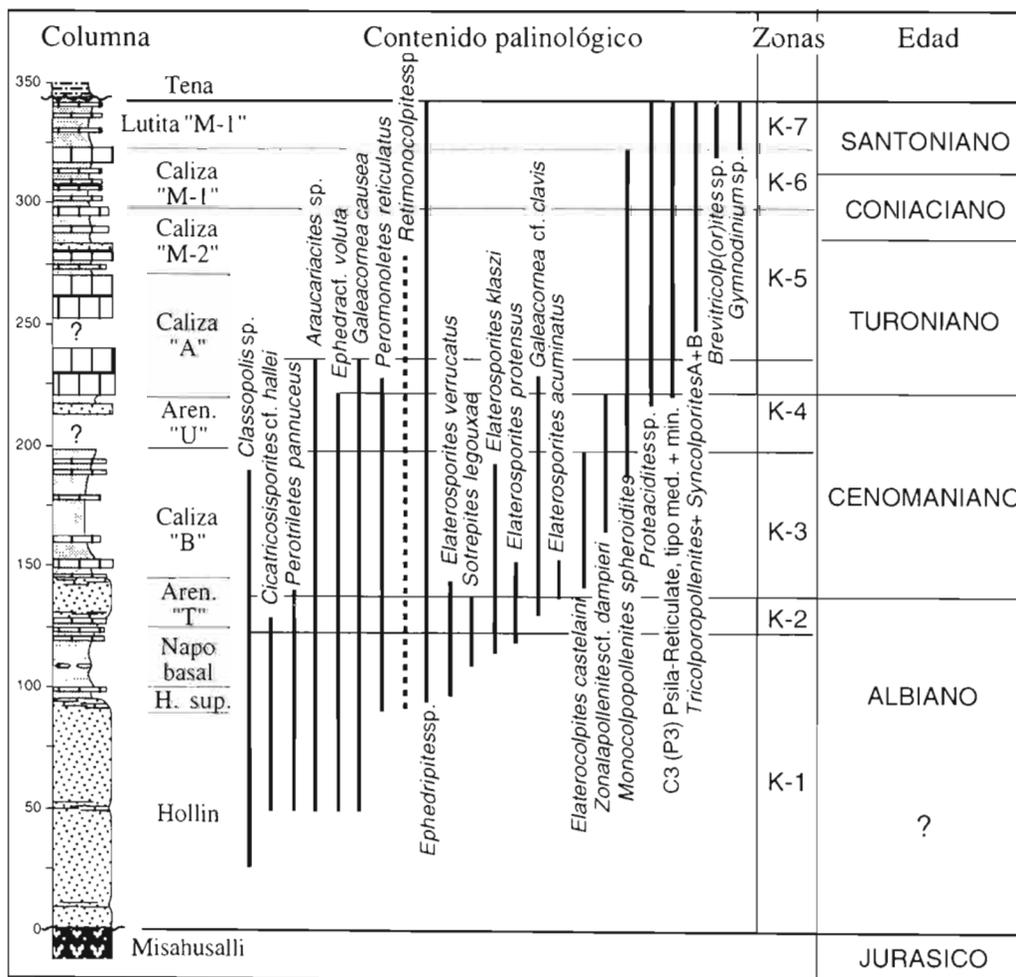


Fig. 10 : Zonación palinológica de la sección del río Misahualli, según González (1971) y Wilson (1971).

mún), *Ep. strigatus*, *Galeacornea causea* (abundante), *Ga. clavis* (abundante), *Monocolpopollenites sphaeroidites* y *Multiporopollenites* cf. *maculosus*.

La zona K-4 puede ser dividida en dos subzonas. La subzona superior K-4a (Cenomaniano superior ?) está definida por la desaparición de *Galeacornea* cf. *clavis* y el incremento en frecuencia de *E. cf. voluta* y *Monocolpopollenites sphaeroidites* (fig. 11). Corresponde a la Caliza A y está atribuida por González (1971) al Cenomaniano superior (y Turoniano ?).

En la subzona K-4a, Lammons (1974) encontró : *Brevitricolp(or)ites* sp., *Elaterocolpites* sp., *Ephedripites* cf. *strigatus*, *Ephedripites* cf. *multicostatus*, *Monocolpopollenites* sp., *M. sphaeroidites*, *Multiporopollenites* aff. *maculosus*, *Syncolpites* sp., *Syncolporites* formas A y B y *Tricolpites* sp..

Al tope de la zona "U" del pozo Oglan A-1, Lammons (1974) mencionó *M. sphaeroidites*, *Psilatrilletes* spp. y *Retitricolporites medius* gp..

5. La zona K-5

La zona K-5 corresponde al tope de las calizas "A", las calizas "M-2" y la base de las lutitas del Napo superior. Está atribuida al Turoniano-Coniaciano inferior. Es una zona guía caracterizada por un cambio drástico de la paleoflora (fig. 10 y 11).

Está definida por la aparición y abundancia de los angiospermas (González 1971): *Brevitricolp(or)ites* spp., *Syncolporites* sp. (formas A y B) y *Tricolporopollenites* sp., y la desaparición de *Araucariacites* sp., *Ephedra* cf. *voluta*, *Galeacornea causea*, *G. clavis* y *Peromonoletes reticulatus*.

Lammons (1974) no encontró esta zona en el río Chapiza y concluyó con una laguna sedimentaria del Turoniano p.p.

6. La zona K-6

Esta zona abarca la parte inferior de las lutitas del Napo superior, y está atribuida al Coniaciano ?-Santoniano inferior ? (González 1971).

Las especies no difieren de la zona precedente, pero las proporciones varían. Está caracterizada por la predominancia de *Brevitricolp(or)ites* sp. (común), C3 (P3) *Psilate-reticulate*, tipos *medius* y *minutus* (común), *Monocolpopollenites sphaeroidites* (abundantes), *Proteacidites* sp. (común), *Syncolporites* (formas A y B, comunes) y *Tricolporopollenites* sp. (abundante)(fig. 11). Aparecen también escasos dinoflagelados *Gymnodinium* sp..

Lammons (1974) reporta en esta zona : *Inaperturites magnus*, *Leosphaeridia* sp., *Monocolpopollenites sphaeroidites*, *Proteacidites* sp., *P. terrazus*, *Retibrevitricolpites* cf. *triangulatus*, *Syncolporites* gp., *Syncolporites* forma A y *Tricolporopollenites* gp.. En la sección del río Chapiza, Hobbs (1975) menciona además los amonites *Peroniceras* sp. y *Tissotidae* y foraminíferos planctónicos del Coniaciano terminal-Santoniano inferior (zona de D. con-

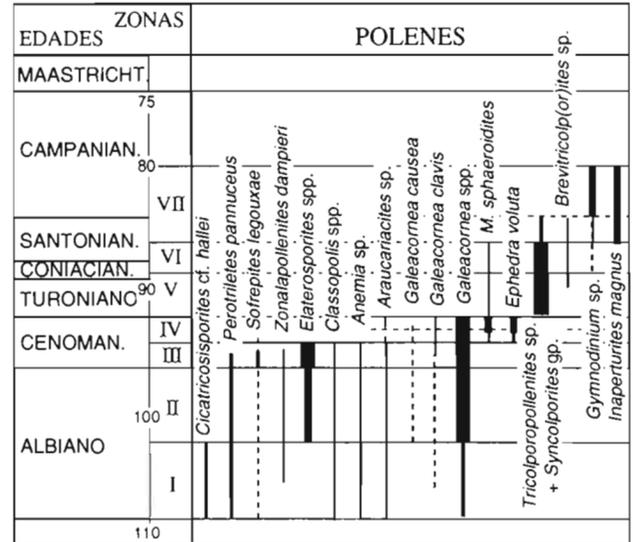


Fig. 11 : Características de las biozonas palinológicas en las secciones de los ríos Misahuallí y Solo, según González (1971).

cavata).

7. La zona K-7

La zona K-7 (González 1971) corresponde a la parte superior del Napo superior de los cortes estudiados, y sería de edad Santoniano-Campaniano (?).

La base de esta zona está definida por la aparición de *Inaperturites magnus*, la disminución de *Tricolporopollenites* spp., el aumento en frecuencia de los dinoflagelados del género *Gymnodinium* sp., y la desaparición de *Monocolpopollenites sphaeroidites* y *Ephedripites* spp. (fig. 10 y 11). Dichos cambios indicarían un cambio nítido del ambiente sedimentario, probablemente más marino por la abundancia de los dinoflagelados.

En la zona K-7, Lammons (1974) determinó: *Brevitricolp(or)ites* gp. (común), *Ephedripites strigatus*, *Gymnodinium* sp., *Inaperturites magnus*, *Leosphaeridia* sp., *Matonisporites* sp., *Monocolpopollenites sphaeroidites* (abundante), *Multiporopollenites* aff. *maculosus* (común), *Proteacidites* sp., *Steevesipollenites* sp., *Syncolporites* sp., *Syncolporites* forma B (común), *Tricolpites* sp. (común) y *Tricolporopollenites* gp. (común).

Una subzona superior (subzona K-7a del río Solo, posiblemente Campaniana) está definida (González 1971) por la desaparición de *Brevitricolp(or)ites* sp., *Monocolpopollenites sphaeroidites*, *Syncolporites* (formas A y B) y *Tricolporopollenites* spp., y el aumento del número de los dinoflagelados.

Lammons (1974) indica en esta subzona : *Cicatricosisporites* sp., *Ephedripites strigatus*, *Gymnodinium* sp., *Leosphaeridia* sp., *Lycopodiumsporites cerniidites*, *Monocolpopollenites sphaeroidites* (abundante), *Multiporopollenites* aff. *maculosus* (común), *Steevesipollenites* sp., *Tricolpites reticulominutus* y *Tricolporopollenites* sp. (común).

CAPITULO III

TRABAJOS ESTRATIGRAFICOS ENTRE 1980 Y 1993

I. INTRODUCCION

En los años ochenta, se desarrolló el estudio micropaleontológico detallado de los pozos por las compañías petroleras operadoras o explotadoras, mayormente basado sobre los palinomorfos e incluyendo los dinoflagelados. A pesar de tener como objetivos pozos localizados o niveles estratigráficos particulares, estos estudios brindan datos preciosos sobre puntos particulares de la evolución sedimentaria de la cuenca oriental ecuatoriana.

Entre estos estudios, vale destacar los estudios del B.R.G.M. (Monciardini et al. 1984), de Robertson Research (1985, 1988) para Petroproducción y Conoco en la parte Sur de la cuenca, y los de Elf-Aquitaine (1990, 1993) sobre las areniscas del Cretáceo terminal del centro de la cuenca oriental.

II. EL ESTUDIO MICROPALAEONTOLOGICO DE LAS FOSFORITAS POR EL B.R.G.M. (Monciardini et al. 1984)

En el marco de un proyecto de exploración de las fosforitas del Oriente ecuatoriano, el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Francia) llevó a cabo determinaciones micro-paleontológicas de los niveles fosfáticos de la Formación Napo superior. Este informe inédito fue amablemente prestado por R. Vera (EPN). Monciardini et al. (1984) estudiaron una perforación en el km 81 del oleoducto entre Baeza y Lumbaquí, que parece corresponder al sondeo estudiado por Wilkinson (1982) en la zona del río Quijos, y dividieron los cien metros superiores en 4 zonas.

1. Coniaciano probable

100,57 a 91,05 m : Coniaciano probable, por la presencia de los foraminíferos *Archeoglobigerina* cf. *cretacea* (abundantes), *Dicarinella* gr. *primitiva-concavata*, *D. primitiva*, *Hedbergella* sp., heterohelicideos, *Marginotruncana* gr. *renzi-angusticarinata* y uvigerinideos. Los pólenes incluyen *Deflandrea* sp., *Retitricolporites* sp., *Triorites* sp., poco diagnósticos.

La sedimentación es en gran parte carbonatada (biomicritas con láminas de biomicrosparita). El medio sedimentario es de mar abierto y de baja energía, relativamente profundo, con índices de confinamiento en el fondo.

2. Santoniano

91,05 a 71,15 m : El Santoniano está comprobado (89,85 m) por la ocurrencia de los foraminíferos planctónicos *Archeoglobigerina* cf. *cretacea*, *Dicarinella concavata* (con tendencia a *D. asymmetrica*), *D. cf. ventricosa*, *Hedbergella* sp., heterohelicideos, *Marginotruncana* gr. *linneiana*, *M. gr. schneegansi-undulata*, *M. gr. sinuosa-fornicata*, y los nanofósiles calcáreos *Cretarhabdus crenulatus*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Micula staurophora* y *Watznaueria barnesae*.

El mayor nivel de fosforitas está ubicado entre 84 y 88 m de profundidad, lo que corresponde al nivel mencionado 73 m por debajo del contacto con la Formación Tena por Wilkinson (1982). El medio de depositación es comparable al anterior en la parte inferior carbonatada, y evoluciona a medios más confinados y arcillosos en la parte superior.

3. Santoniano superior - Campaniano

71,15 a 47,40 m : Santoniano superior o, más probablemente Campaniano, determinado en base a la presencia de abundantes dinoflagelados del género *Dinogymnium* (*D. acuminatum*, *D. albertii*, *D. cretaceum*, *D. denticulatum*, *D. digitus*, *D. euclaense*, *D. heterocostatum*) y de representantes de los géneros *Deflandrea*, *Gonyaulacysta*, *Hystrichodinium*, *Palaeohystrichofora* (*P. infusorioides*), *Phelodinium*, *Pterospermopsis*, *Sentusidinium*, *Spiniferites* y *Trichodinium*. Entre los nanofósiles, solo algunos coccolithus mal preservados fueron encontrados, y escasos pólenes de *Ephedripites* sp. y *Syncolporites* sp..

El medio sedimentario es de muy baja energía y casi anóxico, con conexión con el mar (dinoflagelados). El detritismo está más abundante.

4. Maastrichtiano

27,40 a 23,10 m : La edad estaría dada por la presencia de foraminíferos planctónicos (*Hedbergella* sp., heterohelicideos) y bentónicos (Bulimnideos, *Gavelinella* sp., *Hellenocyclina* sp.), y escasos dinoflagelados (*Dinogymnium* sp.).

III. LA ZONACION PALINOLOGICA DE ROBERTSON RESEARCH (1985 y 1988)

Robertson Research (1985) analizó 4 pozos (Amazonas-1, Balsaura-1, Huito-1, Marañon-1) en la parte sur del Oriente ecuatoriano, en base a cuales propusieron una zonación bioestratigráfica

integrada, basada sobre el estudio de palinomorfos, nanofósiles calcáreos, dinoflagelados y, ocasionalmente, foraminíferos. Luego en 1988, analizaron el pozo Cowi-1, y partes de los pozos Daimi-1 y Amo-1 (entonces del bloque de Conoco), que les permitieron completar su esquema (fig. 12).

1. Aptiano inferior tardío

En Cowi-1, encontraron micro- y nanofósiles en limolitas marinas que datan el tope de la Formación Hollín s.s. de la parte tardía del Aptiano inferior.

Los foraminíferos planctónicos *Hedbergella delrioensis*, *H. cf. gorbachikae*, *H. planispira* y *H. cf. sigali* indican juntos el Aptiano medio (zona de S. cabri). Entre los pólenes (*Araucaracites australis*, *Callialasporites dampieri*, *Ca. trilobatus*, *Cicatricosisporites* spp., *Deltoidospora* spp., *Exesipollenites tumulus*, *Inaperturopollenites curvimuratus*, *I. limbatus*, *Klukisporites* spp. y *Leptolepidites major*), *Ca. trilobatus* no sería más joven que el Aptiano inferior (a pesar de estar presente en el Albiano del mismo pozo), mientras que *I. curvimuratus* sería característico del Aptiano inferior de América del Sur. Están asociados con nanofósiles calcáreos: *Biscutum inconstans*, *Nannoconus globulus*, *Seribiscutum primitivum*, *Rhagodiscus achlyostaurion*, *R. angustus* y *Watznaueria barnesae*, entre los cuales la asociación *R. achlyostaurion*, *R. angustus* y *N. globulus* indicaría el tope del Aptiano inferior (Robertson Research 1985).

En resumen, mientras que los foraminíferos y los nanofósiles calcáreos indican precisamente el tope del Aptiano inferior o el Aptiano medio, los pólenes indicarían más bien el Aptiano inferior para el tope de la Formación Hollín. Por lo tanto, la Formación Hollín sería de edad Aptiano inferior en el pozo Cowi-1, mientras que su base sería de edad Aptiano medio en Tiguino-1 (Mills 1971, 1972c).

2. Albiano medio (?) y superior

El Albiano medio (?) y superior está definido por la aparición de los pólenes *Elaterosporites protensus* y *Es. verrucatus*. *Es. verrucatus* caracteriza el Albiano superior y Cenomaniano del Senegal, pero está restringido, así como *Es. protensus*, al Albiano en Costa de Marfil, Gabon y Brazil (Müller et al. 1987, Salard-Chebaldoeff 1990).

Están asociados con *Afropollis jardinus*, *Araucariacites australis*, *Callialasporites dampieri*, *C. trilobatus*, *Camarozonosporites insignis*, *Cicatricosisporites* con estrias finas, abundantes *Deltoidospora* spp., *Elaterocolpites castelaini*, *Elaterosporites klaszi*, *Monocolpopollenites sphaeroidites*, *Perotriletes pannuceus* y *Striatricolpites reticulatus*. **Nota** : *C. trilobatus* es normalmente no más joven que el Aptiano inferior, pero aparece frecuentemente en el Albiano medio de la cuenca oriental.

Los dinoflagelados son abundantes : *Cometodinium* spp., *Cyclonephelium distinctum*, *Dinopterygium* (?) cf. *cladoides*, *Florentinia* spp., *Oligos-*

phaeridium complex, *Pareodinia* (?) sp., *Subtilisphaera* sp., *S. aff. pirnaensis*, *Xenodiscus* (?) sp. y *Xiphophoridium alatum*, indicando un medio marino abierto.

Esta zona corresponde a las Lutitas del Napo inferior en los pozos del Suroeste de la cuenca, y a las Lutitas del Napo inferior y la parte inferior de las Areniscas "T" del pozo Cowi-1 (fig. 12).

3. Albiano superior-(Cenomaniano inferior ?)

Este intervalo está caracterizado por la aparición (hacia abajo) del pólén *Afropollis jardinus* y/o del nanofósil *Biscutum inconstans* (no más jóvenes que el Cenomaniano inferior). En el pozo Cowi-1, este intervalo contiene los nanofósiles : *B. inconstans*, *Watznaueria barnesae* y *Zygodiscus* spp.; los pólenes : *A. jardinus*, *Callialasporites dampieri*, *Crasulina* sp., *Elaterosporites protensus*, *Es. klaszi*, *Ephedripites* spp., *Gnetaceapollenites diversus*, *Gn. similis* y *Monocolpopollenites sphaeroidites*; y los dinoflagelados : *Cyclonephelium distinctum longispinatum*, *Dinopterygium cladoides*, *Florentinia* sp., *F. laciniata*, *F. resex* y *Subtilisphaera* spp.. La ocurrencia de *Ca. dampieri* y *Es. protensus* (no más jóvenes que el Albiano) soporta una edad Albiano superior (fig. 12).

En los pozos estudiados, el Albiano corresponde a las unidades Hollín superior, Lutitas del Napo inferior, Calizas ("T") del Napo inferior, y parte inferior de las Areniscas "T". En Cowi-1, el Albiano superior-(Cenomaniano inferior?) corresponde a las Calizas "B".

4. Cenomaniano

El piso Cenomaniano está definido por la aparición (hacia abajo) de *Elateroplicites africaensis* y *Elaterosporites klaszi*. Otros pólenes característicos son *Aequitriradites* sp., *Afropollis jardinus* (no más joven que el Cenomaniano inferior), *Cretaceaeporites mulleri*, abundantes *Deltoidospora* spp., *Elaterocolpites castelaini*, *Elaterosporites klaszi*, *Galeacornea causea*, *Striatricolpites reticulatus* y *Tetracolpites reticulatus* (SCI 399).

Están asociados con el foraminífero *Heterohelix globulosa* (sin embargo conocido solo a partir del Campaniano), y con abundantes dinoflagelados, entre los cuales *Dinopterygium cladoides* y *Pareodinia* (?) sp..

En los pozos del Sur, el Cenomaniano corresponde a las Areniscas "T" superior y a las Calizas "B" (con las lutitas infrayacentes).

En el pozo Cowi-1, Robertson Research definió una edad Cenomaniano inferior (?) para las lutitas entre las Areniscas "T" y "U" (?), en base al aumento de *Deltoidospora* spp., y a la presencia del foraminífero *Heterohelix globulosa*, que no sería más viejo que esta edad (fig. 12).

5. Cenomaniano superior

El Cenomaniano superior fue identificado solo en el pozo Cowi-1, para la mayor parte de las Are-

niscas "U" (?). Está caracterizado por la asociación de los nanofósiles calcáreos *Gartnerago obliquum* (no más viejo que el Cenomaniano tardío), *Axopodorhabdus albianus*, *Lithraphidites* sp., *Rhagodiscus asper* (?) y *R. achlyostaurion* (no más jóvenes que el Cenomaniano superior). Están asociados con *Eprolithus orbiculatus*, *E. planus*, *Prediscosphaera cretacea*, *Watznaueria barnesae* y *Zygodiscus* spp..

Mencionan además los pólenes *Deltoidospora* spp., *Elateroplicites africaensis* y *Gnetaceaepollenites similis*.

6. Turoniano

Para Robertson Research (1985), el Turoniano probablemente falta en la mayoría de la cuenca oriental (también en el Perú). Solo en el pozo Cowi-1 (1988), mencionan un intervalo datado del Turoniano-Coniaciano inferior (fig. 12), especificando que no hay especies típicamente turonianas.

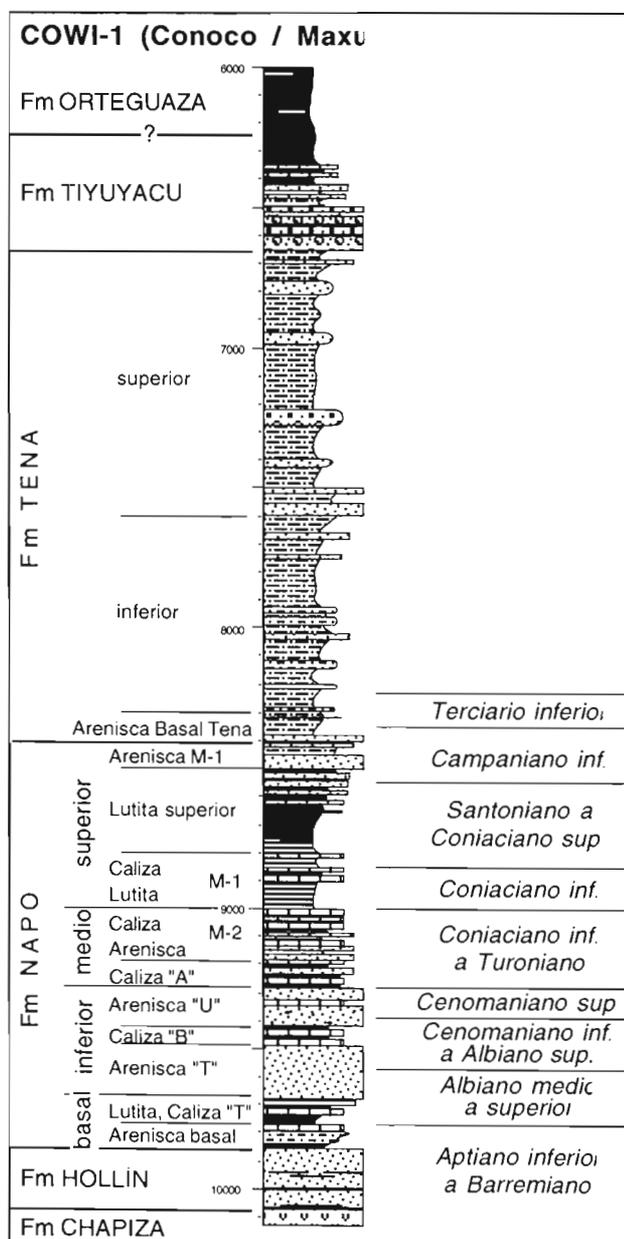


Fig. 12 : Edad de las unidades estratigráficas encontradas en el pozo Cowi-1 por Robertson Research (1988).

Eso plantea un importante problema. El Turoniano inferior siendo una época de muy alto nivel marino, su ausencia debe tener un origen paleogeográfico y tectónico (levantamiento pre-Turoniano inferior o erosión post-Turoniano inferior), que discutiremos más adelante. Notemos que Mello et al. (1993) identificaron el límite Cenomaniano-Turoniano.

7. Coniaciano

El Coniaciano está mayormente definido por nanofósiles calcáreos. Entre estos están presentes *Biscutum* spp., *Chiastozygus amphipons*, *Coriolithion exiguum*, *Co. signum*, *Cretarhabdus conicus*, *Eiffellithus eximius*, *E. turriseifelli*, *Gartnerago obliquum*, *Lithastrinus floralis*, *L. grillii*, *Manivitel-la pemmatoidea*, *Marthasterites furcatus*, *Micula decussata* (= *M. staurophora*), *Prediscosphaera cretacea*, *P. venata*, *Phanulithus ovalis*, *Quadrum gartneri*, *Tranolithus orionatus* s.l., *Watznaueria barnesae* y *Zygodiscus spiralis*.

Los pólenes presentes son *Brevitricolpites* spp. (aparición hacia abajo), *Cretaceaporites mülleri*, abundantes *Deltoidospora* spp., *Monocolpopollenites sphaeroidites*, *Rugulatisporites caperatus*, *Syncolporites* spp., *Tricolporopollenites* sp. (aparición hacia abajo), *T. S 152* y *Triorites* cf. *africaensis*. Nota: *T. S 152* está normalmente conocido en el Cenomaniano medio y superior de Senegal.

Los dinoflagelados *Chatangiella* sp. (abundante al tope), *Dinogymnium* spp., *Impletosphaeridium* sp., *Isabelidinium* sp., *Odontochitina costata*, *O. operculata*, *Subtilisphaera* sp. y *S. cheit* indican el Senoniano. Por fin se encontró también *Globigerina* sp. y *Heterohelix* sp..

Localmente, Robertson Research (1985) diferencian dos zonas. La inferior (Coniaciano inferior probable) está marcada por la ausencia de *M. decussata*. Dominan el pólén *M. sphaeroidites* (Turoniano-Santoniano) y los nanofósiles, entre los cuales *M. furcatus* localmente muy abundante, está asociado con *P. venata*, *L. floralis*, *L. grillii* y *Q. gartneri*. Esta zona corresponde en los pozos a las Calizas "A" y, a menudo (Amazonas-1, Balsaura-1), a las areniscas y lutitas "M-2". En Cowi-1, corresponde a limolitas que sobreyacen a delgadas calizas ("A"?), y puede extenderse más abajo.

La zona superior (Coniaciano superior probable) está caracterizada por la presencia del pólén *T. S 152*, y del nanofósil *M. decussata*. Corresponde a calizas que llamaron «M-1» en los pozos (fig. 12).

Veremos que argumentos bioestratigráficos, litológicos y sedimentológicos, nos harán preferir una edad Turoniano medio a superior para la zona inferior y una edad coniaciana para la zona superior.

8. Santoniano-Campaniano

En el estudio de 1985, Robertson Research no diferenciaron los pisos Santoniano y Campaniano.

El Santoniano-Campaniano está caracterizado

por la abundancia de los dinoflagelados, entre los cuales *Canningia* sp., *Coronifera oceanica*, *Deflandrea* sp., *Dinogymnium acuminatum*, *D.* cf. *euclyense*, *Histrychodinium pulchrum*, *Paleohystrichophora infusorioides* y *Xenascus ceratioides*. La presencia de *H. pulchrum* y *P. infusorioides* indica una edad no más joven que el Campaniano.

Están asociados con los pólenes *Caudospora spinosa* (generalmente no más joven que el Campaniano), *Droseridites senonicus* (no más viejo que el Santoniano, Müller et al. 1987) y *Foveotriletes margaritae*. El intervalo correspondiente abarca la parte de la Lutita Napo superior ubicada encima de las calizas "M-1".

Al estudiar los pozos Cowi-1, Daimi-1 y Amo-1, Robertson Research (1988) identificaron una ruptura bioestratigráfica y, en gran parte, paleoecológica en la paleoflora, que les llevó a definir, por lo menos localmente, el límite Santoniano-Campaniano (fig. 12).

El Santoniano (por debajo de las Areniscas "M-1") está identificado por la presencia de *Nematosphaeropsis grandis* encontrado inmediatamente debajo de la Arenisca "M-1" en el pozo Amo-1. Está caracterizado por una fuerte influencia terrígena, una diversidad moderada de dinocystos indicando un medio marino somero pero franco; por la presencia de abundantes esporas de zonas húmedas; por los pólenes *Deltoidospora* spp., *Granulatosporites* spp., *Monocolpopollenites* spp., *Proteacidites* spp. y *Retimonocolpites* spp.; y por la presencia de algas de agua dulce: *Concentricystes* spp., *Pediatrum bifidites* (común) y *Schizosporis* spp..

En Cowi-1 (fig. 12), el Coniaciano superior-Santoniano está caracterizado por la aparición (hacia abajo), de los pólenes *Nematosphaeropsis grandis* y *Spiniferites "grandis"*. Están asociados con *Deltoidospora* spp., *Foveotriletes margaritae*, *Longapertites proxapertites*, *Rugulatisporites caperatus* y *Spinizonocolpites echinatus*. Se encuentran también los dinoflagelados: *Dinogymnium* spp., *Exochosphaeridium bifidum*, *Eurea nebulosa*, *Hystrichosphaeridium pulchrum*, *H. pulchrum "brevispinosum"*, *Oligosphaeridium* spp., *Spinidinium* spp., *Subtilisphaera* spp., *S. cheit* y *Trithyrodinium* sp. A., así como pequeños foraminíferos chitinosos.

El Campaniano (Areniscas "M-1" s.s.) contiene muy escasas algas de agua dulce, pocas esporas y presenta una diversidad moderada a fuerte de dinocystos que aumenta hacia arriba, indicando una transgresión marina. La abundancia de las esporas disminuye hacia arriba, soportando la interpretación de una transgresión. Se notan muy abundantes *Deltoidospora* spp. y *Monocolpopollenites* spp. de clima húmedo, y algunos *A. australis* y *Granulatosporites* spp. de clima más seco. El medio es marino somero a abierto.

En el pozo Cowi-1 (fig. 12), Robertson Research (1988) identificaron el Campaniano inferior

por la presencia de *Ammobaculites* spp.; carofitas (caídas ?); los pólenes *Deltoidospora* spp., *Foveotriletes margaritae*, *Hexaporotricolpites emelianovi* (no más viejo que el Campaniano inferior), *Monocolpopollenites* sp. SCI O y *Rugulatisporites caperatus*; y los dinoflagelados *Dinogymnium* spp., *Histrychodinium pulchrum*, *Paleohystrichosphaera infusorioides* y *Subtilisphaera cheit*, que indican un medio marino. Mello et al. (1993) mencionan también el Campaniano inferior, sin precisar la fauna correspondiente ni el lugar de determinación.

9. Paleoceno

Robertson Research (1985) determinó una edad paleocena para las lutitas que sobreyacen a las "Areniscas Basal Tena", por contener la carofita "*Chara*" cf. *ovalis* (Amazonas-1, Huito-1), el polen *Foveotriletes margaritae*, y los dinoflagelados *Deflandrea* sp. y *Palaeocystodinium* cf. *golzowense*, concluyendo con un ambiente continental.

Sin embargo, veremos más adelante que esta edad tiene que ser revisada, ya que "*Chara*" *ovalis* (si está bien determinado) indica más bien el Campaniano medio a superior (Jaillard et al. 1993, 1994), y que la presencia de dinoflagelados indica que existen capas marinas.

En el pozo Cowi-1, encima de las areniscas del Campaniano inferior, en limolitas, areniscas y calizas marrones con yeso y piritita, encontraron pequeños gasterópodos, foraminíferos *Ammobaculites* spp., carofitas, dinoflagelados *Spiniferites* spp. del Terciario inferior, y los pólenes *Deltoidospora* spp., *Laevigatosporites* spp., *Magnastriatites howardi* y *Perisyncolporites pokorhyi*, que atribuyeron a la Formación Tena del Terciario inferior, y de ambiente marino a estuarino.

IV. LOS ESTUDIOS MICROPALAEONTOLOGICOS DE ELF-AQUITAINE (1990, 1993)

1. El estudio micropaleontológico del pozo Yampuna-1

En la serie cretácea y terciaria inferior del pozo Yampuna-1, Legoux et al. (1990) dataron 7 intervalos por foraminíferos, ostrácodos y palinomorfos.

a) La Formación Hollín no está datada.

b) El intervalo que abarca las areniscas basales del Napo basal ("Hollín superior") hasta las calizas masivas que sobreyacen a las Areniscas "T" superior está datado del Albiano superior por la presencia de los pólenes *Afropollis jardinus*, *Elaterosporites klaszi* y *Es. protensus*, además de foraminíferos *Hedbergella* spp. y *Heterohelix* spp.. La base de las lutitas del Napo basal contiene abundantes *Hedbergella* spp..

c) Las Calizas "B", las lutitas de la zona "U" y las Areniscas "U" inferior serían del Cenomaniano. Contienen ostrácodos, los foraminíferos *Textularia*

praelonga y *Globigerinelloides caseyi*, y los pólenes *Araucariacites australis*, *Cretaceiporites polygonalis*, *Elateroplicites africaensis*, *Elaterosporites klaszi*, *Galeacornea causea*, *Gnetaceapollenites diversus*, *Gn. similis*, *Hexaporotricolpites emelianovi* y *Triorites africaensis*. La base de las lutitas "U" contiene restos de equinodermos y los foraminíferos *Lenticulina ouachensis* y *T. praelonga*, que indican un medio marino abierto. Veremos que la definición de las Calizas "B" plantea un importante problema estratigráfico.

d) La Arenisca "U" superior no fue datada.

e) Las lutitas de base de la Caliza "A", las Calizas "A", las Areniscas "M-2" y la parte inferior y mediana de las Calizas "M-2" están datadas del Turoniano por el ostrácodo *Brachyocythere sapucariensis*. *Ammobaculites* spp. están presentes y las Calizas "M-2" contienen numerosos *Heterohelix* spp..

f) Las lutitas de la base del Napo superior (debajo de las Calizas "M-1") están consideradas como del Turoniano superior a Coniaciano, por la ocurrencia de los foraminíferos *Heterohelix globulosa* y *Whiteinella* sp. En la base, la presencia de numerosos *Heterohelix* sp. y la ausencia de fauna bentónica indica un ambiente anóxico.

g) Las partes inferior y media de las Calizas "M-1" contienen los pólenes *Chatangiella* gr. *victorienensis*, *Cretaceiporites mülleri* y *Spinizonocolpites* sp. 2532 que indican el intervalo Turoniano-Coniaciano. Se notan también *Dinogymnium* spp. y *Heterohelix* spp.

h) Las lutitas superiores del Napo superior están caracterizadas por los palinomorfos *Dinogymnium* spp., *Droseridites senonicus*, *Nematosphaeropsis* sp., *Paleohystrichophora infusorioides* y Reticulate Monocolpate SP 2418 del Coniaciano-Santoniano. También ocurren *Ammotium* sp., un foraminífero aglutinado de medio lagunar y moldes de bivalvos fosfatizados.

i) Encima de la Formación Napo, en limolitas rojas semejantes a las de la Formación Tena, se encontró *Magnastriatites howardi*, *Mauritiidites franciscoi* y *Jussieae champlainensis* del Eoceno medio-superior a Oligoceno, así como un *Ammobaculites* sp., interpretado como retrabajado. Esta datación indicaría un hiato estratigráfico del Campaniano, Maastrichtiano y Paleoceno, o sea 35 M años. Sin embargo, por la débil diversificación de la palinoflora y la ausencia de otros microfósiles, Legoux et al. (1990) precisan que esta datación tiene que ser considerada como preliminar.

Finalmente, Legoux et al (1990) subrayan la escasez de *Classopolis* spp. (típicos de medios de manglares) y la abundancia de esporas de Pteridophytas y Triletes. Indicarían la ausencia de manglares en la línea de costa y la predominancia de los ríos.

2. Bioestratigrafía de las areniscas del Cretá-

ceo terminal de la cuenca oriental

Por razones estratégicas, Elf-Aquitaine se interesó en las areniscas del tope del Napo superior y de la base de la Formación Tena (Areniscas Basal Tena), que agrupó equivocadamente bajo el nombre de Areniscas M-1. Llevó a cabo un estudio palinológico y sedimentológico detallado de estos niveles, en base al estudio de 20 pozos escogidos en la parte central de la cuenca oriental (Raynaud et al. 1993). Además de sus pozos propios Sunka-1, Wanke-1 y Kintia-1, Elf-Aquitaine estudió los pozos Shiripuno Centro-1, Dicaron-1, Yulebra-1, Anaconda-1, Pompeya-1, Primavera-1, Fanny-1, Fanny-6, Rumiya-1, Zorro-1, Auca-1, Gabaron-1 y Capiron-1.

Raynaud et al. (1993) definieron cuatro palinozonas con valor estratigráfico regional, que están descritas desde arriba hacia abajo (fig. 13 y 14).

La palinozona A

La palinozona superior, que corresponde a las Areniscas Basal Tena, es de edad Maastrichtiano inferior y contiene un predominio de organismos continentales.

Está definida por la presencia de pólenes grandes, tales como *Brevitricolporites striatus* (= *Aquilapollenites magnus?*), *Cricotriporites almadaensis*, *Scollandia trapiformis*, *Scrabratricolporites normapollis*, *Syncolporites scabratomagnus*, *Triorites* cf. *minutiporis*, así como numerosos *Azolla* spp. y *Gabonisorites* spp.. Dicha asociación contiene también *Buttinia andreevi* (Campaniano y Maastrichtiano), *Hexaporotricolpites emelianovi* (mayormente Maastrichtiano inferior), y los dinoflagelados *Hystrichodinium pulchrum*, *Odontochitina* spp., *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Xenascus ceratoides*, etc., que permiten asignarla una edad Maastrichtiano inferior (fig. 13).

La palinozona B

La palinozona B corresponde a la Arenisca «M-1» masiva. Contiene organismos marinos cuyo número aumenta hacia arriba. Está datada del Campaniano.

Se la define por la ocurrencia de todos o partes de los pólenes siguientes: *Baculatipollenites* sp., *Echitriporites trianguliformis*, *Ephedripites ambiguus*, *Gemmatriporites distinctus*, *Monocolpopollenites sphaeroidites*, *Monocolpopollenites* SCI 425, *Proteacidites sigalii* (normalmente Maastrichtiano, pero ausente de la asociación A), *Saturna enigmaticus* y *Scabratriporites nupeensis*. Además, se nota la ausencia de *Azolla* spp. y *Gabonisorites* spp., y la presencia de algunos *Camarozonosporites* sp. A.

La presencia de los pólenes *Auriculiidites reticulatus* (Campaniano, quizás Maastrichtiano más basal), *Psilastephanocolporites variabilis* (Campaniano superior-Maastrichtiano inferior en Brasil), y de los dinoflagelados *Impagidinium grandis* y *Trichodinium delicatum*, así como la ausencia de *Droseridites senonicus* y de *Gabonisorites* spp. indi-

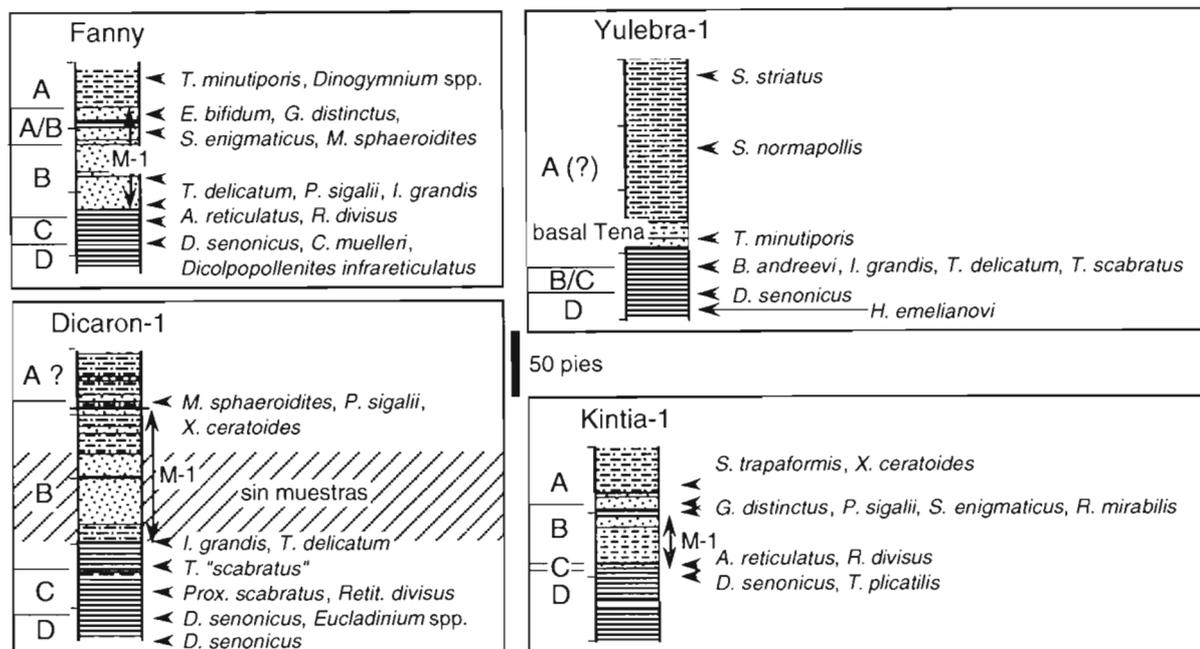


Fig. 13 : Contenido palinológico resumido de las areniscas del Cretáceo terminal de algunos pozos del Oriente ecuatoriano, según Raynaud et al. (1993), simplificado.

can una edad Campaniana.

La Palinozona C

Esta zona está menos bien definida que las anteriores. Corresponde a la base de las Areniscas M-1, y es de edad Campaniano, más probablemente inferior por posición estratigráfica. Contiene numerosos organismos marinos.

Está definida por la ocurrencia de : *Crassitricolporites* spp., *Proxapertites scabratus*, *Retitricolporites divisus*, *Stephanocolpopollenites* sp. 10/8, *Syncolpites* sp. 8/9 y *Tetracolporopollenites* sp. 10/10. Están asociados a los dinoflagelados *I. grandis* y *T. delicatum*, pero sin *D. senonicus*, lo que indicaría una edad todavía Campaniana.

Sin embargo, recordamos que Robertson Research (1988) y Legoux et al. (1990) asignaron al Santoniano las capas ubicadas inmediatamente por debajo de las Areniscas «M-1 masivas» en Cowi-1 y Yampuna-1 respectivamente. Por lo tanto, la edad exacta de esta biozona tendría que ser confirmada.

La palinozona D

Esta biozona está datada del Coniaciano-Santoniano. Corresponde a parte de las lutitas del Napo superior, e indica un medio marino abierto.

Está definida por la aparición del dinoflagelado marcador *Droseridites senonicus* (Coniaciano-Santoniano según Müller et al. 1987). Comprende dos subzonas.

La subzona superior contiene : *P. scabratus*, *R. divisus*, *Stephanocolpopollenites* sp. 10/8, *Syncolpites* sp. 8/9 y *Tetracolporopollenites* sp. 10/10, así como los mismos dinoflagelados como en la asociación C (*Exochosphaeridium bifidum*, *H. pulchrum*, *Odontochitina striatoperforata*, *P. infusorioides*, *Senegaliium* spp. y *X. ceratioides*).

La subzona inferior está caracterizada por la aparición de *Dicolpopollenites infrareticulatus*, *Myrtacidites psilatus*, *Translucentipollis plicatilis*, *Tricolpites cooksoni*, *Tricolporopollenites* S 152, *T. planiverrucatus* y *Victorisporis* spp.. Los dinoflagelados no difieren mucho de los de la asociación C, pero *I. grandis* y *T. delicatum* se vuelven más escasos, y se nota la aparición de *Florentina* spp. y de *Isabelidinium* cf. *acuminatum*.

3. Estratigrafía y sedimentología de las areniscas del Cretáceo terminal de la cuenca oriental

El estudio de los perfiles eléctricos, de algunos núcleos y de los datos bioestratigráficos permitió a Raynaud et al. (1993) proponer un marco estratigráfico e interpretaciones sedimentológicas para los depósitos arenosos del Cretáceo terminal (fig. 14). Consideran que los pozos más representativos en cuanto a la bioestratigrafía como a la sedimentología son Capiron-1, Sunka-1, Fanny-1, Wanke-1, Kintia-1 y Primavera-1.

Las lutitas del Napo superior

Corresponden a la asociación palinológica D. Fueron depositadas en medio marino abierto sobre una plataforma mayormente arcillosa, posiblemente durante el Santoniano inferior. Están separadas de las areniscas de base de la unidad "M-1" s.s. por una laguna de al menos parte del Santoniano superior (fig. 14).

Las areniscas basales de la unidad M-1

Están atribuidas al Campaniano inferior por la asociación C. Fueron depositadas en medio de plataforma marina somera, sometida a esparcimiento de arenas, que explica la presencia de cuerpos lenticulares de areniscas marinas. Estarían separadas de

EDAD	LITOLOGIA	ZONAS	AMBIENTE	MEDIO
66,5				
sup.				
Maastrichtiano				
inf.		A	Continental estuarino	Llanura aluvia agradante
74		A/B		
sup.		B	"Transicional"	Canales fluvio- estuarinos amalgamados
Campanianc				
inf.		C	Plataforma marina	Esparcimiento de plataforma marina
84				
sup.				
Santonianc				
inf.		D	Marino abierto	Plataforma marina arcillosa
88				

Fig. 14 : Modelo estratigráfico y sedimentario propuesto por Elf-Aquitaine para las Areniscas del Cretáceo terminal de la cuenca oriental ecuatoriana (según Raynaud et al. 1993).

las areniscas masivas "M-1" s.s. por una laguna sedimentaria de parte del Campaniano inferior.

Las Areniscas «M-1» s.s.

Están datadas del Campaniano por la palinozona B. Descansan con contacto erosivo sobre la unidad anterior. Son constituidas por areniscas masivas gruesas, poco seleccionadas, con organización granodecreciente y algunas estratificaciones oblicuas. Están intercaladas con lechos más finos de lutita laminada, rica en materia orgánica, con organización granocreciente o granodecreciente.

Fueron depositadas en medio transicional, en canales amalgamados fluvio-estuarinos, cuyo desarrollo es más importante hacia el Este. Corresponden a rellenos de paleovalles durante una transgresión. Están separadas de las Areniscas Basal Tena por una laguna sedimentaria erosiva del Campaniano terminal-Maastrichtiano basal, durante la cual transgresiones menores lograron depositar cuerpos lenticulares y localizados de arena (fig. 14).

Las Areniscas Basal Tena

Este cuerpo arenoso está más delgado y más continuo que las Areniscas "M-1". Está datado del Maastrichtiano inferior por la palinozona A. Las areniscas fueron depositadas en medio continental, como rellenos de paleovalles durante la transgresión eustática del Maastrichtiano inferior (Haq et

al. 1987).

4. Modelo sedimentario para las areniscas del Cretáceo terminal de la cuenca oriental

Según Raynaud et al. (1993), el depósito de las areniscas del Cretáceo terminal de la cuenca oriental ecuatoriana se debe a la conjunción de una muy débil subsidencia y de los ciclos eustáticos.

Durante las regresiones eustáticas, la cuenca emerge, y débiles erosiones excavan paleovalles, con relieve muy suave.

Durante las transgresiones eustáticas, el retroceso de la línea de costa provoca el relleno de las paleodepresiones, con sedimentos arenosos proveniente de la erosión de la cuenca-plataforma. El medio de depositación de estos sedimentos evoluciona desde marino somero en la parte externa de la cuenca (Oeste o Suroeste), hasta fluvial hacia su borde interno (Este o Noreste), con depósitos estuarinos intermedios.

La ausencia de depósitos marinos sobre los depósitos transgresivos se debe a la falta de subsidencia y a una profundidad muy somera de la cuenca. Estos fenómenos hacen que, muy poco después que descende nuevamente el nivel marino, los depósitos marinos del máximo de transgresión se encuentran emergidos y expuestos a las erosiones del período de bajo nivel marino subsecuente.

*

*

*

CAPITULO IV

LOS TRABAJOS MICROPALAEONTOLOGICOS DE PETROPRODUCCION-GUAYAQUIL (LABOGEO 1989 - 1993)

I. INTRODUCCION

1. Presentación

En este capítulo, revisaremos los datos micropaleontológicos y estratigráficos obtenidos desde el fin de los años ochenta por M. Ordoñez (foraminíferos), N. Jiménez (nanofósiles calcáreos) e I. Zambrano (palinomorfos) del Laboratorio de Petroproducción en Guayaquil (Labogeo) en el estudio micropaleontológico de muestras, núcleos y pozos de la serie Cretácea y Terciaria del Oriente.

En base a estos estudios, trataremos de establecer una biozonación preliminar de la serie cretácea-paleógena de la cuenca oriental, que tendrá que ser comparada con la que se está estableciendo mediante el estudio detallado del pozo Pungarayacu-30, y de las secciones de campo levantadas y muestreadas durante el trabajo del Convenio.

2. Método

2.a. Material utilizado

La siguiente síntesis fue elaborada en base a los informes bioestratigráficos de pozos o núcleos disponibles en el archivo de Petroproducción-Quito, o prestados por profesionales de la empresa. Se trata de los pozos Pungarayacu-30 (1989, Ordoñez et al. 1992), Tivacuno-1 (1989), Auca-25 (1991), Bermejo Sur-9 (1991), Charapa-4 (1991), Vinita-1 (1991), Anaconda-1 (1992), Palanda-1 (1992), Secoya-24 (1992), Singue-1 (1992), Tiputini-1 (1992), Paujil-1 (1993), Puma-2 (1993), Sacha-126 (1993), Tambococha-1 (1993) y Tiguino-5 y Tiguino-6 (1993). Además, se utilizó el informe de Ordoñez et al. (1991), y varios informes de bioestratigrafía publicados por especialistas en revistas internacionales.

2.b. Problemas encontrados

Los mayores problemas encontrados durante esta síntesis fueron los siguientes.

(1) Entre 1989 y 1993, los micropaleontólogos de Guayaquil adquirieron una amplia experiencia y conocimiento de la microfauna y de la bioestratigrafía del Oriente. Eso resultó en una fiabilidad creciente de los datos desde 1989 hasta 1993.

(2) En varias secciones, la edad indicada por las muestras micropaleontológicas no corresponde a la litología o estratigrafía expresadas por los registros eléctricos (Bermejo Sur-9, Tivacuno-1). Esto resulta probablemente de la mala ubicación en pies de las muestras o núcleos, y dificulta la utilización de los datos bioestratigráficos correspondientes.

(3) En varios pozos, mayormente las areniscas "T" y "U" fueron estudiadas (Puma-2, Auca-25, Anaconda-1, Tiguino-5, Sacha-126), dando como resultado que el contenido microfaunístico de estos intervalos está mucho mejor conocido que el de otras unidades estratigráficas.

(4) En ciertos casos, la ubicación de los especímenes determinados a lo largo de la sección no está precisamente conocida, lo que impide determinar el nivel de aparición o extinción de dichas especies.

2.c. Selección de las especies guías

El establecimiento de una biozonación regional requiere el reconocimiento de especies que tengan a la vez una larga difusión en la cuenca estudiada y un buen valor estratigráfico. Sin embargo, tales especies son escasas en la cuenca oriental. Por ejemplo, los foraminíferos planctónicos de la familia de los globotruncanideos son buenos marcadores bioestratigráficos (Robaszynski et al. 1979, 1985, Robaszynski y Caron 1995), pero solo son comunes en la zona subandina (Alto Napo y zona de Cutucú), y casi nunca fueron reportados en el resto de la cuenca oriental. El problema es menor para los palinomorfos, cuya repartición está menos controlada por el medio de depositación (Müller et al. 1987). Por esta razón, se escogieron más bien especies frecuentes en la cuenca, que especies muy diagnósticas.

Además, la litología controla en gran parte la ocurrencia de los tipos de microfósiles. Así, las areniscas casi solo contienen palinomorfos, los nanofósiles calcáreos solo son abundantes, y por lo tanto diagnósticos, en las unidades calcáreas o margosas, mientras que los foraminíferos planctónicos se encuentran mayormente en lutitas y margas, pero ocurren también en menor proporción en areniscas y calizas. Por fin en medios marinos muy someros, restringidos o salobres, solo se encuentran faunas de foraminíferos bentónicos generalmente aglutinados, expresado, por ejemplo, por las "faunas de Ammobaculites" reconocidas por Tschopp (1953).

Por fin, el rango de las especies varía según los autores, las regiones, y va precisándose con los nuevos estudios bioestratigráficos. Por lo tanto, los rangos admitidos en este trabajo pueden ser discutibles en sí.

Por estas razones, las biozonas propuestas para cada familia tendrán una precisión variable en función de las unidades sedimentarias, pero se complementarán entre sí.

moremani, *Ticinella gaultina*, *T. roberti*, *Whiteinella bornholmensis* y el radiolario *Dictyomitra macrocephala* del Albiano superior-Turoniano basal. La asociación *Hdg. amabilis*, *Hdg. delrioensis* y *Hdg. simplex* indica el intervalo Albiano superior-Turoniano (fig. 15). La ocurrencia de *Hx. moremani* y la aparición de *Whiteinella* apoyan una edad cenomaniana. Sin embargo, la presencia del foraminífero *T. roberti* (Albiano) plantea un problema.

Este intervalo contiene los nanofósiles calcáreos: *Coccolithus paenepelagicus*, *Cretarhabdulus decoratus*, *E. turriseiffelli*, *Vershinella diborchiata*, *Zycolithus angustus*, *Z. ponticulus* y *Z. stenopous* (fig. 16). La ocurrencia de estas dos últimas especies sugiere que el intervalo considerado se ubica cerca al límite Cenomaniano inferior y medio.

Con respecto a los palinomorfos, la base de este intervalo está marcado por la desaparición de: *C. australiensis*, *Concavissimisporites* sp., *Es. acuminatus*, *Es. protensus*, *Es. verrucatus*, *F. asymmetricus*, *Foveotriletes* sp. y *S. legouxae*, y la aparición de: *Ephedripites barghoorni*, *Gnetaceaepollenites clathratus*, *Retitricolpites operculatus*, *Steevesipollenites giganteus* y *Striatricolpites dubius* (fig. 17). El reemplazo de las especies albianas del género *Elatersporites* por especies cenomanianas del género *Gnetaceaepollenites* permitiría ubicar el límite Albiano-Cenomaniano aproximadamente entre las Areniscas "T" y la Caliza "B". Esta conclusión estaría apoyada por los foraminíferos, y compatible con los datos de los nanofósiles.

3.b. Areniscas "U"

En la Arenisca "U" inferior, los foraminíferos *Hdg. amabilis*, *Hdg. simplex*, *W. bornholmensis* desaparecen, así como el radiolario *D. macrocephala* (probablemente debido a la facies), mientras que aparece *Hedbergella pseudotessera* del Cretáceo superior. En la Arenisca "U" superior, *Hdg. portsdownensis*, *T. gaultina* y *T. roberti* (Albiano-Cenomaniano inferior) desaparecen en la base, *G. intermedia* y *Hx. moremani* persisten, y *Helvetoglobotruncana helvetica* y *Heterohelix reussi* aparecerían al tope, lo que indicaría una edad Turoniano media (fig. 15).

La Arenisca "U" inferior contiene los nanofósiles *C. decoratus*, *D. embergeri*, *Z. angustus*, *Z. cf. concinnus*, *Z. ponticulus* y *Z. stenopous*, indicando una edad Cenomaniana inferior a medio o más joven (fig. 16). En la Arenisca "U" superior, *C. decoratus*, *Z. angustus* y *Z. ponticulus* desaparecen, lo que sugiere una edad Cenomaniano medio, mientras que *Coccolithites circumradiatus*, *Tranolythus exiguus* y *Zygodiscus fenestratus* aparecen, así como quizás *Eiffellithus eximius* en la parte superior. Si este es el caso, indicaría el Turoniano medio.

En la Arenisca "U" inferior, desaparecen los palinomorfos *Eph. barghoorni* y aparecen *Cleistosphaeridium ancoriferum*, *Galeacornea causea*, *Gnetaceaepollenites crassipoli*, *Gn. diversus*, *Gn.*

similis, *Magnoporopollenites praemagnoporatus*, *Steevesipollenites binodosus*, *Trifossapollenites ivoirensis* y *Veryachium reductum*. La presencia de *Gn. causea*, *Gn. diversus*, *S. binodosus* y *V. reductum* indica una edad Cenomaniano medio a superior. En la Arenisca "U" superior, se observa la aparición de los palinomorfos *Ariadnaesporites* sp. y *Triporites* cf. *radiatus*, y la desaparición de *Ca. insignis*. En la parte superior desaparecen *Ariadnaesporites* sp., *Ci. hallei*, *Cl. classoides*, *C. ancoriferum*, *D. minor*, *Ep. africaensis*, *Es. klaszi*, *Ga. causea*, *Gn. clathratus*, *Gn. crassipoli*, *Gn. diversus*, *Gn. similis*, *I. simplex*, *M. polygonalis*, *P. pannuceus*, *S. binodosus*, *S. giganteus*, *T. ivoirensis*, *T. cf. radiatus* y *V. reductum*. La desaparición de *Es. klaszi*, *Ca. insignis*, *G. causea*, *V. reductum* y de las especies cenomanianas de *Gnetaceaepollenites* y *Steevesipollenites*, así como la aparición de formas turonianas (*Gn. crassipoli*, *Gn. similis*) indica que el límite Cenomaniano-Turoniano se ubicaría cerca al tope de la Arenisca "U" superior, conclusión apoyada por los foraminíferos y los nanofósiles.

4. Napo medio (Caliza principal)

4.a. Lutita basal y Caliza "A"

Este intervalo contiene los foraminíferos: *G. intermedia* (poco diagnóstica), *Hedbergella amabilis*, *Hdg. delrioensis*, *Hdg. infracretacea*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Hx. moremani*, *Hx. reussi* y *Whiteinella archaeocretacea*. La asociación de *Hg. amabilis* y *Hx. infracretacea* indicaría el Cenomaniano, mientras que los demás organismos aseguran una edad Turoniano medio (zona de *H. helvetica*) para el intervalo, que incluye posiblemente parte del Turoniano inferior.

Los nanofósiles *C. circumradiatus*, *C. paenepelagicus*, *C. decoratus*(?), *E. turriseiffelli*, *Z. ponticulus*(?) y *Z. stenopous* persisten, mientras que aparecen *Cycolithus redimiculatus*, *Eiffellithus eximius* y *Liliasterites* cf. *angularis*, y desaparecen *T. exiguus* y *Z. fenestratus*. La aparición de *E. eximius* indica el Turoniano medio (fig. 16).

Los palinomorfos presentes en el intervalo (*Deltoideospora* spp., *M. praemagnoporatus*, *M. sphaeroidites*) no son diagnósticos. *Triorites africaensis* aparece en la parte superior de la Caliza "A".

4.b. Arenisca y Caliza "M-2"

Entre los foraminíferos presentes en las lutitas basales y Calizas "M-2", se nota la aparición de *Heterohelix plummerae*, *Hx. striata*, *Pseudotextularia* sp. y *Whiteinella inornata*. La desaparición de *Hv. helvetica* sugiere una edad Turoniano superior. Notemos que *Hx. striata*, de edad Campaniano-Maastrichtiano en Europa (Caron com. pers 1991), aparece en el Turoniano medio en el Oriente.

Los nanofósiles *C. circumradiatus*, *C. paenepelagicus*, *C. redimiculatus*, *E. eximius* y *E. turriseiffelli* siguen estando presentes, mientras que *Cretarhabdus crenulatus* y *Quadrum gartneri* aparecen,

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	Palinomorfos																																																						
	Achradosporis vitellinus	Appectodinium homomorphum	Araucariacites australis	Ariadnaesporites sp.	Butinia andreevi	Callialasporites dampieri	Camazonosporites insignis	Cicatricosisporites australiensis	C. dorogensis	C. hallei	Classopolis classoides	Cl. echinatus	Clavarietes disparalis	Cleistosphaeridium anconiferum	Complexipollis patulus	Concavissimisporites sp.	Coronifera oceanica	Crassulina sp.	Deltoidospora sp.	D. minor	Dinogymnium acuminatum	D. cretaceum	D. digitatus	D. heterocostatum	D. undulosum	Echinatisporites varispinosus	Elaterocolpites castelaini	Elateropollites africaensis	Elaterosporites acuminatus	Es. klaszi	Es. prolensus	Es. verrucatus	Ephedripites barghoornii	Eph. undulatus	Foraminisporis asymmetricus	Foveotriletes sp.	Galeacornea causea	Gleicheniidites senonicus	Gnetaceapollenites clathratus	Gn. crassipoli	Gn. diversus	Gn. similis													
Tiyuyacu																																																							
Tena								?																																															
Basal Tena																																																							
Arena M1																																																							
Lutita M1																cf.																																							
Lutita-caliza M1																																																							
Caliza M2																																																							
Arena M2																																																							
Caliza A																																																							
Lutita A																																																							
Arena U sup.																																																							
Arena U inf.																																																							
Lutita U																																																							
Caliza B																																																							
Arena T sup.																																																							
Arena T inf.																																																							
Caliza T																																																							
Napo basal																																																							
H. sup.-caliza C																																																							
Hollin																																																							

Fig. 17 (inicio) : Repartición estratigráfica de las principales especies de palinomorfos cretácicos determinados en la cuenca oriental ecuatoriana por I. Zambrano (in Labogeo 1989-1993).

y que desaparecen *C. decoratus*, *L. angularis* y *Z. ponticulus*. *Q. gartneri* indica el intervalo Turoniano medio-Coniaciano (fig. 16).

El intervalo solo contiene los palinomorfos *Deltoidospora* sp., *M. praemagnoporatus*, *M. sphaeroides* y *T. africaensis*.

5. Napo superior

5.a. Lutitas y Calizas "M-1"

La base de este intervalo corresponde a un cambio nítido de microfauna, probablemente en gran parte debido al ambiente sedimentario. Los foraminíferos *Hdg. planispira*, *Hdg. pseudotessera*, *Hx. moremani*, *Hx. striata* y *W. inornata* desaparecen, mientras que *Bathysiphon alexanderi* aparece, y que *G. intermedia*, *Hdg. delrioensis*, *Hx. globulosa* y *Hx. reussi* persisten. La desaparición de *Hdg. planispira* y *Hx. moremani* y la persistencia de *Hdg. delrioensis* y *Hx. reussi* indicarían el límite Coniaciano-Santoniano (fig. 15). *Hx. globulosa*, de edad Campaniana en Europa, está considerada como no más antigua que el Cenomaniano por Robertson Research (1988).

Los nanofósiles están marcados por la desaparición de *C. circumradiatus*, *C. paenepelagicus*, *C. cf. crenulatus*, *E. turriseiffelli* y *Quadrum gartneri*,

y la aparición de *Arkangelskiella* sp., *Coccolithus* cf. *oregus*, *Cylindratus crassus*, *Discolithus octo-centralis* y *Lucianorhabdus cayeuxii*. La ausencia de marcadores del Coniaciano no permite precisar la edad. Notemos que *Kamptenerius magnificus*, cuya aparición indica el Coniaciano basal, fue mal ubicado en Bermejo Sur-9.

El intervalo está marcado por la aparición de los palinomorfos *A. australis* (reaparición), *Complexiopollis patulus*, *Coronifera* cf. *oceanica*, *Plicopollis pseudoexcelsius* y de varias especies de los dinoflagelados *Histrychosphaeridium* y *Dinogymnium*. Entre estos últimos, *D. cretaceum* indica una edad más joven que el Turoniano superior, y *D. acuminatum* y *D. undulosum* sugieren una edad Santoniano para la parte superior.

5.b. Lutitas superiores

Las lutitas superiores del Napo superior contienen los foraminíferos *G. intermedia*, *Hx. globulosa*, *Hx. reussi*, *B. alexanderi*. Además, *Heterohelix ultimatumida* y *Trochamminoides* spp. aparecen. La coexistencia de *Hx. reussi* y *Hx. globulosa* indica una edad post-Turoniano medio (fig. 15).

En esta unidad, solo se determinó los nanofósiles *C. redimiculatus* y *E. eximius*. La ausencia de marcadores tales como *M. furcatus* o *M. stauropho-*

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	Palinomorfos																										
	<i>Hystrichosphaeridium</i> sp.	<i>Inaperturopollenites simplex</i>	<i>Laevigatosporites</i> sp.	<i>L. hoordii</i>	<i>Magnopropollenites praemagnoporatus</i>	<i>Monocolpopollenites sphaeroidites</i>	<i>Multipropollenites polygonalis</i>	<i>Naperturopollenites microclavatus</i>	<i>Oligosphaeridium pulcherrimum</i>	<i>Perotriletes pannuceus</i>	<i>Plicopolis pseudoexcelsius</i>	<i>Retitricolpites</i> sp.	<i>R. guianensis</i>	<i>R. operculatus</i>	<i>R. simplex</i>	<i>Sofrepites legouxae</i>	<i>Steevesipollenites binodosus</i>	<i>St. giganteus</i>	<i>Striatricolpites dubius</i>	<i>Tappanispora loeblichii</i>	<i>Tricolpites giganteus</i>	<i>Trifossapollenites ivorenensis</i>	<i>Triorites africanaensis</i>	<i>Triporites radiatus</i>	<i>Verrucatosporites</i> sp.	<i>V. usmensis</i>	<i>Venyachium reductum</i>
Tiyuyacu																											
Tena																											
Basal Tena																											
Arena M1																											
Lutita M1																											
Lutita-caliza M1																											
Caliza M2																											
Arena M2																											
Caliza A																											
Lutita A																											
Arena U sup.																											
Arena U inf.																											
Lutita U																											
Caliza B																											
Arena T sup.																											
Arena T inf.																											
Caliza T																											
Napo basal																											
H. sup.-caliza C																											
Hollin																											

Fig. 17 (continuación): Repartición estratigráfica de las principales especies de palinomorfos cretácicos determinados en la cuenca oriental ecuatoriana (Zambrano in Labogeo 1989-1993).

ra no permite precisar la edad de la unidad.

Entre los palinomorfos, los dinoflagelados *Dinogymnium acuminatum*, *D. cretaceum*, *D. digitatus*, *D. heterocostatum* y *D. ondulosum*, así como el pólén *M. sphaeroidites* indican un medio francamente marino y una edad comprendida dentro del intervalo Coniaciano-Maastrichtiano inferior (fig. 17).

5.c. Areniscas "M-1"

Las Areniscas «M-1», discordantes sobre las lutitas superiores, son poco fosilíferas. El foraminífero *Hx. ultimatimida*, y los palinomorfos *Deltoidospora* sp. y *Echinatisporites varispinosus* indican el Cretáceo superior tardío.

6. Formación Tena

6.a. Areniscas Basal Tena

Los únicos microfósiles encontrados en la Basal Tena son foraminíferos aglutinados (*Haplophragmoides* sp.) y los pólenes *Buttinia andreevi* (Campaniano-Maastrichtiano) y *Deltoidospora* sp..

6.b. Limolitas Tena

Las limolitas rojas o abigarradas de la Formación Tena están caracterizadas por una fauna de foraminíferos aglutinados poco diagnósticos (*Ammonibaculites* spp., *Eggerella* spp., *Haplophragmoides*

spp., *Hyperammia* spp., *Saccammia* sp., etc.), que indican un medio marino restringido a salobre, y una edad Cretáceo terminal-Paleógeno. La posible ocurrencia de *Cicatricosisporites dorogensis* indicaría una edad más joven que el Campaniano.

7. Formación Tiyuyacu

La Formación Tiyuyacu contiene también una fauna de foraminíferos bentónicos aglutinados, nítidamente diferente de la de la Formación Tena. En los campos Libertador (Secoya-24) y Cuyabeno, se encontraron *Haplophragmoides chilenum*, *H. cf. walteri* y *Rzehakina* sp., cuya asociación indicaría el Eoceno inferior (Benítez et al. 1993). Además, Benítez et al. (1993) mencionaron la presencia de una unidad estratigráfica no datada, ubicada entre las Formaciones Tena y Tiyuyacu, cuya existencia fue sospechada por Mills (1972c).

La asociación de palinomorfos *Appectodinium homomorphum*, *C. dorogensis*, *Clavatriletes disparilis*, *Laevigatosporites* sp., *Retitricolpites guianensis*, *R. simplex* y *Verrucatosporites usmensis* indica una edad Eoceno medio o más joven para parte de la Formación Tiyuyacu (fig. 17).

CAPITULO V

SINTESIS DE LOS TRABAJOS ESTRATIGRAFICOS HASTA 1993

I. INTRODUCCION

Antes de presentar los trabajos bioestratigráficos emprendidos en el marco del Convenio Orstom-Petroproducción, tenemos que sintetizar el estado del conocimiento de la estratigrafía de los depósitos cretácicos y paleógenos de la cuenca oriental ecuatoriana, basado sobre los datos anteriores disponibles y expuestos en los capítulos anteriores.

Las mayores dificultades para sintetizar estos datos provienen (1) de la ausencia de definiciones precisas de las formaciones o unidades litoestratigráficas, (2) de la multiplicación de nomenclaturas locales utilizadas por las diferentes compañías, parcialmente uniformizadas por Bristow y Hoffstetter (1977), y (3) del esfuerzo que hicieron los geólogos para nombrar los cuerpos sedimentarios encontrados en la llanura amazónica según la nomenclatura establecida en la zona subandina y en un número restringido de pozos por Tschopp (1953), y posteriormente por la Texaco en la parte central-Norte de la cuenca oriental. Estas correlaciones forzadas llevaron a ignorar los cambios laterales de facies, los hiatos sedimentarios y los posibles diacronismos a lo largo de la cuenca. Por lo tanto, proponemos primero un cuadro estratigráfico definido en la zona subandina, y probablemente válido en las partes central-Norte y Sur de la cuenca oriental del Ecuador. Su utilización en las partes Noreste y Oriental de la zona amazónica será discutida más adelante.

II. NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA PROPUESTA

1. Formación Hollín

De acuerdo con Tschopp (1953) y Bristow y Hoffstetter (1977), proponemos sacar la unidad informal "Hollín superior" (o "Hollín secundario"), frecuentemente utilizada actualmente, de la Formación Hollín ("principal") e integrarla a la Formación Napo, bajo el nombre de Arenisca inferior (Tschopp 1953) o Arenisca basal (fig. 18 y 21). Las razones de esta propuesta son las siguientes : (1) excepto en los pozos más orientales, la Formación Hollín es bien diferenciable de la Arenisca basal; (2) la Arenisca basal incluye un alta proporción de limolitas y calizas, y es francamente marina y (3) el carácter marino de la Arenisca basal demuestra que pertenece ya al ciclo sedimentario marino del Cretáceo medio (parte inferior de la Fm Napo).

2. Formación Napo basal

Proponemos formalizar este término ya utilizado por la parte más inferior de "la Napo", dándole el rango de formación. En consecuencia, la Formación Napo anterior tiene que ser considerada ahora como el Grupo Napo (fig. 20 y 23).

La Formación Napo basal incluye la Arenisca basal, las lutitas negras del Napo inferior de Tschopp (1953) y Bristow y Hoffstetter (1977), y las Areniscas "T", tal como fueron definidas por Bristow y Hoffstetter (1977) (Arenisca mediana de Tschopp 1953, fig. 5 y 18). Su base está definida por el tope del último banco arenoso masivo de la Formación Hollín tal como fue definida en el párrafo anterior, y su tope lo constituye el tope del último banco de areniscas masivas de la Arenisca "T".

FORMACIONES Y UNIDADES		EDAD
Fms CUZUTCA y PASTAZA		OLIGOCENO ?
Fms TIYUYACU y CHALCANA		OLIGOC. med. a EOCENO med.
Fm TENA Limolitas		PALEOCENO MAASTRICHT.
Arenisca basal		
NAPO superior	Lutita	SENONIANO s.l. CONIACIANO
NAPO medio	Caliza principal	TURONIANO
NAPO inferior	Lutita	CENOMANIANO
	Arenisca superior	
	Lutita	ALBIANO superior
	Arenisca mediana	ALBIANO inferior
	Lutita	
Arenisca inferior		
Fm HOLLIN		CRETACEO inf.
Fm CHAPIZA		JURASICO medio a superior

Fig. 18 : Modelo y nomenclatura estratigráficos de la serie cretácica del Oriente ecuatoriano, según Tschopp (1953). Este cuadro fue modificado luego por Bristow y Hoffstetter (1977), y el presente convenio propone un nuevo cuadro en la parte II (fig. 51).

Por lo tanto, nuestra Formación Napo basal es equivalente al Napo inferior de Bristow y Hoffstetter (1977), excepto que ellos incluyen las lutitas de base de la Caliza "B" en su Napo inferior (fig. 21).

En la zona subandina y en el Sur Oriente, el tope de las Areniscas basales comprende un nivel calcáreo llamado Caliza "C" (Bristow y Hoffstetter 1977, fig. 21 y 20). En las mismas zonas, la parte superior de las lutitas Napo basal está constituida por una secuencia estratocreciente de margas y calizas que proponemos llamar las Calizas "T", por su proximidad con las Areniscas "T" (fig. 20 y 21).

La definición de esta nueva unidad proviene de las siguientes razones : (1) la Napo inferior de Tschopp (1953) está dividida actualmente en numerosas unidades litológicas informales (fig. 18 y 19), y (2) la Formación Napo basal tal como definida ahora corresponde más o menos a un primer ciclo sedimentario transgresivo-regresivo, cuyo tope podría coincidir con una buena línea de tiempo.

FORMACIONES Y UNIDADES		EDAD
Fm ORTEGUAZA		MIOCENO infer. a OLIGOCENO
Fm TIYUYACU		EOCENO inferior
Fm TENA Limolitas Arenisca basal		MAASTRICHT.
NAPO superior	Arenisca M 1 (o San Fernando)	CAMPANIANO
	Arenisca V Lutitas	
	Lutitas Caliza M 2	SANTONIANO
	Arenisca M 2 (o M)	CONIACIANO
NAPO medio	Caliza A	TURONIANO
	Arenisca U sup. (o G 2)	
	Lutitas	
	Arenisca U inf. Caliza B	
NAPO inferior	Lutitas Arenisca T Aren. sup. Lutitas Aren. med.	CENOMANIANO inferior
	Lutita T Caliza C	
	Arenisca inferior	ALBIANO superior
	Fm HOLLIN	ALBIANO a APTIANO
Fm CHAPIZA		NEOCEMIANO

Fig. 19 : Modelo y nomenclatura estratigráficos de la serie cretácica del Oriente ecuatoriano, según Bristow y Hoffstetter (1977). Los trabajos del convenio Orstom-Petroproducción llevan a proponer un nuevo cuadro actualizado (parte II de este informe, fig. 51).

3. Formación Napo inferior

En el Grupo Napo, la Formación Napo basal está sobreyacida por la Formación Napo inferior, que incluye las Calizas "B", las Lutitas "U" y las Areniscas "U". Su base está definida por el tope del último banco masivo de areniscas de la Arenisca "T", que coincide generalmente con la base de un nivel luteáceo intercalado entre las Areniscas "T" y las Calizas "B" (fig. 21). El tope de la Formación Napo inferior lo constituye la base del primer banco calcáreo masivo de la Caliza "A" (fig. 21). Por lo tanto, nuestra Formación Napo inferior corresponde a la parte superior de la Napo inferior de Tschopp (1953, fig. 5 y 18), y a la parte inferior de la Napo medio de Bristow y Hoffstetter (1977, fig. 19).

Esta nueva definición permitirá aclarar las nomenclaturas contradictorias de Tschopp (1953, fig. 18) y Bristow y Hoffstetter (1977, fig. 19). Además, corresponde más o menos a un nuevo ciclo sedimentario transgresivo-regresivo mayor, terminado por el hiato estratigráfico mayor del Cenomaniano superior (Mills 1972, Labogeo 1989-1993).

4. Formación Napo medio

La unidad informal Napo medio de Tschopp (1953) necesita una revisión. Para Tschopp (1953), así como para el BEICIP-IFP (Faucher et al. 1971), corresponde a las calizas masivas ("Caliza principal", *Main limestone*) que afloran ampliamente en la zona subandina, y que dataron del Turoniano. Sin embargo, es muy probable que la Napo medio así definida incluye a las Calizas «M-2» (en parte de edad Coniaciana probable) y quizás localmente, a las Calizas "M-1".

Por lo tanto, proponemos definir la Formación Napo medio incluyendo a las Calizas "A" y a las Calizas "M-2", sin las Calizas "M-1", que tienen una extensión geográfica mucho menor y pasan rápidamente hacia el Este a lutitas y margas laminadas muy similares a las lutitas de la Formación Napo superior. Veremos que la Formación Napo medio así definida es de edad Turoniano inferior a Coniaciana basal. La base de la Formación Napo medio está definida por la base del primer banco calcáreo masivo de la Caliza "A", y su tope está definido por el tope del último banco masivo de la Caliza "M-2", bien reconocible en el campo (fig. 6) y en diagráfias (fig. 5 y 21). La Formación Napo medio corresponde a dos secuencias de transgresión y progradación de plataforma carbonatada (Calizas "A" y "M-2", respectivamente).

5. Formación Napo superior

La Formación Napo superior incluye a las Calizas "M-1" de la zona subandina (casi no expresadas en la mayor parte de la cuenca oriental), a las lutitas del Napo superior, y a las areniscas superiores del Grupo Napo (Areniscas "M-1"). Por lo tanto, su base no coincide con la de la "Napo superior" de Bristow y Hoffstetter (1977) (compárese las fig. 19 y 20). La base de la Formación Napo superior está

FORMACIONES Y UNIDADES		EDAD
Fm ORTEGUAZA		OLIGOCENO
Fm TIYUYACU		EOCENO inferior a medio
Fm TENA		PALEOCENO ? MAASTRICHT.
NAPO superior	Arenisca basal	?
	Arenisca M 1	CAMPANIANO
	Lutitas	SANTONIANO
	Caliza M 1	CONIACIANO
NAPO medio	Caliza M 2	?
	Arenisca M 2	TURONIANO
NAPO inferior	Caliza A	
	Arenisca U sup.	CENOMANIANO
	Lutita U	
NAPO inferior	Arenisca U inf.	CENOMANIANO inferior a medio
	Caliza B	
NAPO basal	Arenisca T sup.	ALBIANO superior
	Lutitas	?
	Caliza T	ALBIANO med. ?
	Arenisca inferior	ALBIANO inf. ?
Fm HOLLIN		APTIANO sup. a ALBIANO inf.
Fm CHAPIZA		NEOCOMIANO ?

Fig. 20 : Modelo y nomenclatura estratigráficos propuestos para la serie cretácica del Oriente ecuatoriano. Las atribuciones de edad fueron modificadas en la parte II de este informe (fig. 51).

definida por el tope del último banco calcáreo de la Caliza "M-2", mientras que su tope es la discontinuidad erosiva mayor de la base de la Formación Tena, localmente expresada por las "Areniscas Basal Tena" (fig. 21).

La Formación Napo superior incluye tres o cuatro secuencias sedimentarias transgresivas-regresivas, cada una separada por discontinuidades (hiatos) a veces erosivos. Corresponden respectivamente a la Caliza "M-1" (transgresión-progradación), las lutitas M-1 (transgresión), la parte inferior de las Areniscas "M-1" (transgresión-regresión?), y a la parte superior de las Areniscas "M-1" (transgresión seguida por erosiones).

6. Formaciones post-Napo

Las bases de las Formaciones Tena y Tiyuyacu estando definidas por discontinuidades erosionales nítidas, no se necesita cambiar sus definiciones. Sin embargo, es probable que la Formación Tena tiene que ser subdividida en dos unidades litoestratigráficas (véase más adelante). Finalmente, la base

de la Formación Orteguaza tendrá que ser re-examinada (Benítez et al. 1993, Marocco, trabajo en curso).

III. ESTADO DEL CONOCIMIENTO DE LA ESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCEO-PALEÓGENO EN 1993.

De acuerdo con la nueva nomenclatura estratigráfica propuesta, y teniendo en cuenta los resultados de los trabajos de exploración llevados a cabo en la cuenca oriental ecuatoriana entre 1927 y 1993, se puede resumir el estado de conocimiento de la estratigrafía de los sedimentos cretácicos y paleógenos en 1993 como sigue.

1. Pre-Cretácico

La Formación Hollín que inicia la serie cretácea del Oriente ecuatoriano, descansa en discordancia sobre terrenos paleozoicos y jurásicos. En la zona subandina, los granitos más jóvenes que cortan los volcánicos de la Formación Misahuallí fueron dados por K/Ar en 134 - 132 Ma (Berriasiano, Zamora) y 135 - 126 Ma (Berriasiano-Valanginiano inferior, Abitagua) (Aspden et al. 1992). La parte superior de la Formación Chapiza fue datada del Jurásico superior-Cretáceo inferior por palinología (Lammons 1974 in Hobbs 1975, Canfield et al. 1982), y del Berriasiano por radiocronología (132 Ma por K/Ar sobre roca total, P. Espín in Hall y Calle 1982, fig. 22). Por lo tanto, existe, al menos localmente, un importante hiato sedimentario entre el depósito de las Formaciones Misahuallí y Chapiza, y de la Formación Hollín aptiana-albiana.

2. Formación Hollín

Escasos datos palinológicos de la Formación Hollín misma sugieren una edad Aptiano-Albiana. Los datos más precisos provienen de la base y del tope de la formación en el Sur y Oeste de la cuenca.

En la base, se reconoció en Tiguino-1 un nivel marino con *Inoceramus*, amonites enanos y *Hedbergella delrioensis*, este último indicando una edad no más antigua que la base del Aptiano superior (Mills 1971). Por lo tanto, la Formación Hollín es más joven que el Aptiano medio en Tiguino. En Cowi-1, el tope de la formación contiene nanofósiles y pólenes que indentificarían la parte tardía del Aptiano inferior (Robertson Research 1985, fig. 12 y 22). Pero estos datos necesitan confirmación. Sin embargo, es probable que la Formación Hollín sea diacrónica.

En Tiwae-1, *Es. protensus* del Albiano superior ocurre al tope de la formación (Arai et al. 1990). Al tope de la formación, en el Norte de la zona subandina, se determinó localmente *Brancoceras* sp. y *Lyellicerias* sp. del Albiano medio temprano, y más generalmente, amonites del Albiano medio tardío-Albiano superior temprano (*Oxytropidoceras* sp., *Venezolicerias* sp., Wasson y Sinclair 1927, Tschopp

1953, Mills 1969), dato confirmado por la micropaleontología (Faucher et al. 1971, González 1971, Mills 1972c, Robertson Research 1985, 1988, fig. 22). Sin embargo, un posible diacronismo del tope de la Formación Hollín de Norte a Sur fue mencionado por Mills (1972c).

Por lo tanto, la edad de la Formación Hollín es variable, y está incluida dentro del intervalo Aptiano inferior (?)-Albiano medio, siendo probable una edad Albiano temprano para el tope de la Formación Hollín (Faucher et al. 1971, González 1971, Mills 1972c).

3. Napo basal

3.a. Arenisca basal (Hollín superior) y caliza "C"

Los amonites mencionados están mal ubicados estratigráficamente, y no permiten precisar la edad de esta unidad. Además, debido al posible diacronismo,

su edad puede ser variable según los lugares. Faucher et al. (1971) supusieron una edad Albiana en base a escasos pólenes ubicados con poca precisión.

3.b. Lutita Napo basal

La base de las lutitas Napo basal está probablemente datada por los fósiles mencionados anteriormente. Su edad es generalmente cercana al límite Albiano medio-superior, pero la ocurrencia de *Lyelliceras* sp., *Hdg. trochoidea*, *Hg. washitensis* y de ostrácodos (Tschopp 1953, Mills 1969, Faucher et al. 1971, fig. 22) asegura la presencia del Albiano medio, al menos localmente. Los datos de Labogeo indican también una edad Albiano superior para la parte inferior de esta unidad. Su parte superior está seguramente ubicada dentro del Albiano superior (Tschopp 1953, González 1971, Bristow y Hoffstetter 1977, Labogeo 1989-1993).

3.c. Caliza "T"

La parte superior, a menudo calcárea (Caliza "T"), de las lutitas contiene pólenes típicos del Albiano superior (*Ca. dampieri*, *Es. protensus* (fósil guía), *Es. verrucatus*, *P. pannuceus*, *S. legouxae*, González 1971, Robertson Research 1988, Labogeo 1989-1993, fig. 22). La presencia del Albiano superior está también indicada por la ocurrencia del amonite *Dipoloceras* sp. mencionada por Tschopp (1953), pero sin que se conozca su ubicación estratigráfica exacta.

3.d. Areniscas "T"

Por su litología y medio de depositación, la edad de las Areniscas "T" está mejor definida por pólenes.

En su parte inferior, los pólenes *Es. protensus*, *Ca. dampieri* y *S. legouxae* atestiguan una edad albiana (González 1971, Robertson Research 1985, 1988, Arai et al. 1990). En la parte superior de las Areniscas "T", la aparición del pólén *Es. acuminatus* y la desaparición de *A. jardinus* señalarían el Cenomaniano inferior (González 1971, Robertson Research 1985, 1988). Sin embargo, la aparición del nanofósil *E. turriseiffeli*, y la ocurrencia de los pólenes *Es. protensus* y *Es. klaszii* en las Areniscas "T" superior (Labogeo 1989-1993) aseguran una edad Albiano superior (fig. 20 y 22).

En las calizas masivas que sobreyacen a las Areniscas "T" en Yampuna-1 y que incluyen en la "Zona T", Legoux et al. (1990) determinaron también pólenes marcadores del Albiano (*A. jardinus*, *Es. klaszii* y *Es. protensus*). Por lo tanto, la totalidad de las Areniscas "T" pertenece al Albiano superior.

4. Napo inferior

4.a. Caliza "B"

La caliza "B" sobreyacente, está caracterizada por la desaparición del género *Elaterosporites* (*Es. acuminatus*, *Es. protensus*, *Es. verrucatus*), la presencia de *Ec. castelaini*, *Ep. africaensis*, *Ga. causea*, y la aparición de *M. sphaeroidites* y de espe-

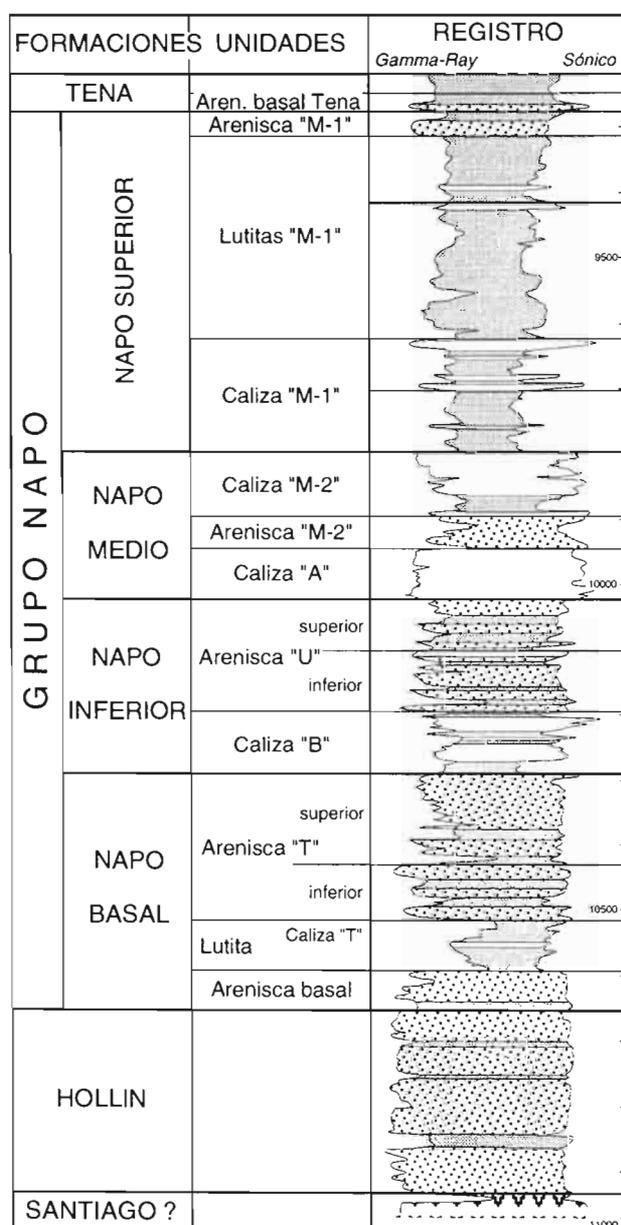


Fig. 21 : Aplicación de la nomenclatura propuesta para un pozo del Oriente del Ecuador (bloque 14).

cies cenomanianas : *Gnetaceaepollenites diversus*, *Gn. similis* y *Steevesipollenites giganteus* (González 1971, Robertson Research 1985, 1988, Legoux et al. 1990, Arai et al. 1990, Labogeo 1989-1993, fig. 24). Estos pólenes indican el Cenomaniano inferior a medio. Esta indicación estaría confirmada por el foraminífero *Hx. moremani* y las especies cenomanianas de *Zygodiscus* (Labogeo 1989-1993).

En este caso, el límite Albiano-Cenomaniano estaría ubicado en la base misma de las Calizas "B", y se podría suponer que los amonites *Schloenbachia* sp. (Albiano superior-Cenomaniano inferior) y *Mantelliceras* sp. (Cenomaniano inferior) mencionados por Tschopp (1953) provienen de las Calizas "B" o de la base de la zona «U». Veremos que estas edades tendrán que ser revisadas y discutidas.

4.b. Zona (Lutita y Areniscas) "U"

En lo que parece corresponder a las Lutitas y Areniscas "U", Mills (1969) y Faucher et al. (1971) mencionan *Hdg. planispira* (Aptiano inferior-Turoniano terminal), *Pgl. stephani* (Albiano terminal-Turoniano medio) y *Wh. archeocretacea* (Cenomaniano terminal-Coniaciano superior). La zona está atribuida al Cenomaniano superior (fig. 20 y 22).

Esta misma edad fue determinada para las Areniscas "U" en Covi-1 por una asociación de nanofósiles no más viejos que el Cenomaniano superior (*G. obliquum*), y no más jóvenes que el Cenomaniano superior (*Ax. albianus*, *Rh. achlyostaurion*) (Robertson Research 1988, fig. 24). La edad Cenomaniano superior está confirmada por los trabajos de Elf-Aquitaine y Labogeo para las Areniscas "U inferior".

Sin embargo, Labogeo (1989-1993) menciona los foraminíferos *Hv. helvetotruncana*, *Hx. reussi* y el nanofósil *E. eximius* de edad Turoniano al tope de las Areniscas "U". Este dato fue confirmado por Arai et al. (1990) que determinaron *L. maleformis* y *M. decoratus* del Turoniano al tope de las Areniscas «U» en Tiwae-1. Por lo tanto, el tope de la zona podría ser diacrónico y corresponder localmente al máximo de inundación del Turoniano inferior.

5. Napo medio (Caliza principal, A y M-2)

Inoceramus labiatus (Turoniano inferior) y los amonites (*Mammites* sp., *Neoptychites* sp., *Coilopoceras* sp.), aún que mal ubicados estratigráficamente en el Napo medio (Wasson y Sinclair 1927, Tschopp 1953, Mills 1969) aseguran la presencia del Turoniano en la zona subandina (fig. 21 y 22).

En el Napo medio (Calizas "A" y "M-2") de la zona subandina, Sigal (1969), Faucher et al. (1971) y Mills (1972c) mencionan *Hv. praehelvetica* (Cenomaniano superior-Turoniano medio), *M. renzi*, *M. sigali* (de rango comparable : Turoniano medio-Santoniano inferior), *M. schneegansi* (Turoniano medio-Santoniano superior), cuya asociación asegura una edad turoniana. Por lo tanto, la ausencia del piso Turoniano asumida por Robertson Re-

search (1985, 1988) en la cuenca amazónica, tendrá que ser verificada.

Dicha edad está apoyada por la ocurrencia del ostrácodo *B. sapucariensis* (Legoux et al. 1990), de los foraminíferos *Hv. helvetica* y *Wh. archeocretacea* (Cenomaniano terminal-Coniaciano superior) y por la aparición de los nanofósiles *E. eximius* y *Q. gartneri*, que sugieren una extensión en el Coniaciano (Labogeo 1989-1993). Legoux et al. (1990) y Labogeo (1989-1993) mencionan que el tope de las Calizas "M-2" podría alcanzar al Coniaciano superior. La aparición de *M. decussata* (conocida como no más antigua que el Coniaciano superior) en las Calizas "M-2" de la cuenca sur-oriental indicaría el Coniaciano superior (Robertson Research 1985).

El límite Cenomaniano-Turoniano tiene que estar ubicado en las lutitas intercaladas localmente entre las Areniscas "U" y las Calizas "A". El límite Turoniano-Coniaciano estaría ubicado cerca al contacto entre las Calizas "A" y "M-2" (fig. 20).

6. Napo superior

6.a. Lutitas y Calizas "M-1"

El amonite *Peroniceras* sp. mencionado en el

FORMACIONES		BIOESTRATIGRAFIA
Fm TIYUYACU		<i>M. howardi</i> , <i>M. fransiscoi</i> , <i>M. annuloides</i> , <i>M. iverensis</i> , <i>V. usmensis</i> , <i>Nitellopsis</i> sp.
Fm TENA		<i>R. rugosa</i> , <i>G. cf. lapparenti</i> , <i>F. costata</i> , <i>A. cf. peruviana</i> , <i>Rhabdochara</i> sp.
Arenisca basal		<i>B. andreevi</i> , <i>Gabonisorites</i> spp., <i>H. emelianovi</i> , <i>T. multiporis</i> .
NAPO superior	Arenisca M 1	<i>A. reticulatus</i> , <i>H. emelianovi</i> , <i>I. grandis</i> , <i>P. sigali</i> , <i>T. delicatum</i> .
	Lutitas	<i>Rugoglobigerina</i> spp., <i>G. ventricosa</i> , <i>D. senonicus</i> , <i>P. infusorioides</i> , <i>N. grandis</i> .
	Caliza M 1	<i>Peroniceras</i> sp., <i>D. concavata</i> , <i>H. reussi</i> , <i>R. cf. fomicata</i> , <i>Whiteinella</i> spp., <i>M. decussata</i> , <i>C. mülleri</i> , <i>D. cretaceum</i> , etc.
NAPO medio	Caliza M 2	<i>H. helvetica</i> , <i>H. praehelvetica</i> , <i>H. reussi</i> , <i>M. renzi</i> , <i>M. schneegansi</i> , <i>M. sigali</i> , <i>W. archeocretacea</i> , <i>E. eximius</i> , <i>Q. gartneri</i> , <i>Z. stenopous</i> , <i>I. labiatus</i> , <i>Coilopoceras</i> sp., <i>Mammites</i> sp., etc.
	Arenisca M 2	
	Caliza A	
NAPO infer.	Arenisca U	<i>H. planispira</i> , <i>P. stephani</i> , <i>W. archeocretacea</i> , <i>G. obliquum</i> , <i>A. albianus</i> , <i>R. achlyostaurion</i> , etc.
	Lutita	
	Caliza B	
NAPO basal	Arenisca T	<i>A. jardinus</i> , <i>E. turiseiffelli</i> , <i>E. klaszi</i> , <i>E. protensus</i> , <i>S. legouxae</i> , etc.
	Caliza T	
	Lutitas	
	Caliza C	
	Arenisca basal	
Fm HOLLIN		<i>H. delrioensis</i> , <i>H. cf. sigali</i> , <i>C. trilobatus</i> , <i>I. curvimuratus</i> , etc., en la base
Fm CHAPIZA		Edades K-Ar 135 a 125 Ma <i>D. pseudoreticulatus</i> , <i>L. gristhorpensis</i> , <i>S. scabratus</i> , <i>V. pollidus</i> , <i>Z. dampieri</i> .

Fig. 22 : Resumen de los datos bioestratigráficos importantes para datar las unidades estratigráficas del Oriente ecuatoriano.

“Napo superior” indica el Coniaciano (Tschoop 1953, Hobbs 1975). El bivalvo *R. intermedia* mencionado por Wasson y Sinclair (1927) indicaría el intervalo Coniaciano-Santoniano (Benavides 1956).

La presencia del foraminífero planctónico *M. renzi* en la parte inferior de las lutitas Napo superior (probablemente las Calizas “M-1” actuales) certifica una edad Coniaciana (Mills 1972c). El Coniaciano está también sugerido por la extinción de *Hdg. planispira* y la persistencia de *Hdg. delrioensis*, y por la aparición del dinoflagelado *D. cretaceum* (Labogeo 1989-1993, fig. 22).

En la parte Sur de la zona subandina, la presencia de *Archeoglobigerina* spp. (Coniaciano-Maastrichtiano), *D. concavata* (Coniaciano superior-Santoniano), *Hx. rëussi* (no más joven que el Santoniano), *R. cf. fornicata* (Santoniano inferior o más joven), *Whiteinella* spp. (no más joven que el Santoniano) indica el intervalo Coniaciano-Santoniano para la Caliza “M-1” (Mills 1972c, Faucher et al. 1971, fig. 20 y 22).

Legoux et al. (1990) dataron también las partes inferior y mediana de la Caliza “M-1” del Coniaciano por la presencia de los pólenes *Ch. gr. victorien-sis*, *C. mülleri* y *Spinizonocolpites* sp..

6.b. Lutitas Napo superior

En la cuenca amazónica, el Santoniano está comprobado por la ocurrencia de los palinomorfos *D. senonicus* (no más viejo que el Santoniano inferior), *P. infusorioides* e *Is. cf. acuminatum* (Robertson Research 1985, Legoux et al. 1990, Palinozona D de Raynaud et al. 1993, fig. 22). La presencia de *N. grandis* (no más joven que el Santoniano superior) inmediatamente debajo de la Arenisca “M-1” en Amo-1 indica que el tope de las lutitas no pasa el Santoniano (Robertson Research 1988). Los datos de Labogeo (1989-1993) no precisan esta edad.

En cambio, la presencia de los ostrácodos *Paijenborchella* sp. y *P. ex. gr. numidica* (Faucher et al. 1971) y de los foraminíferos planctónicos *Rugoglobigerina* gr. *rugosa* (Campaniano inferior tardío-Maastrichtiano superior) y *G. ventricosa* (Campaniano medio-Maastrichtiano medio, fig. 22) indica la presencia local del Campaniano inferior a medio (Mills 1972c).

6.c. Areniscas “M-1”

Las areniscas M-1 están consideradas ausentes en la zona subandina. Fueron datadas del Campaniano por la ocurrencia del pólén *Hx. emelianovi* (no más viejo que el Campaniano inferior según Robertson Research 1988). Por lo tanto, estarían coetáneas a parte de las lutitas Napo superior del Sur de la zona subandina. Labogeo (1989-1990) no precisó esta edad. **Nota** : *Hx. emelianovi* ha sido mencionado en el Albiano superior (I. Zambrano com. pers.).

En cambio, Raynaud et al. (1993), al definir las palinozonas C (Campaniano temprano?, con *R. divisus*, *Imp. grandis* y *Tr. delicatum* sin *D. senoni-*

cus) y sobre todo su biozona B (Campaniano, con *A. reticulatus*, *Pr. sigalii*, *Imp. grandis* y *Tr. delicatum*) establecieron la edad Campaniana de las Areniscas “M-1” (fig. 12, 20 y 22).

7. Formación Tena

7.a. Arenisca Basal Tena

La edad de las Areniscas Basal Tena fue mejor definida por Raynaud et al. (1993) como Campaniano superior a Maastrichtiano inferior (fig. 20). Según las secciones, corresponde a las palinozonas B (Campaniano) o A (Maastrichtiano inferior). Esta última, que data más generalmente la base de las limolitas Tena, contiene marcadores del Maastrichtiano : *Bu. andreevi*, *Hx. emelianovi*, *Tr. minutiporis* y abundantes *Gabonispores* spp. (fig. 22).

7.b. Formación Tena s.s.

En la Formación Tena de la zona subandina, la presencia de los foraminíferos *Gl. cf. lapparenti* (Campaniano basal-Maastrichtiano medio), *Nb. canadensis* y *Rg. rugosa* (Campaniano inferior-Maastrichtiano terminal), del ostrácodo *Bo. ex. gr. bopaensis* (mayormente Maastrichtiano) y de las carofitas *A. cf. peruviana* (Campaniano superior?-Maastrichtiano) y *F. costata* (Maastrichtiano-Paleoceno inferior) indican una edad Maastrichtiana para toda la formación, sin que se pueda excluir una edad Campaniana superior para la base (Beicip 1969, Faucher et al. 1971, Rojas 1978). *Gl. aegyptica* y *Gl. plummerae* indicarían el Maastrichtiano inferior tardío (Whittaker y Hodgkinson 1979).

Sin embargo, en la cuenca amazónica donde la discordancia pre-Tiyuyacu es menos marcada, es posible que existan sedimentos paleocenos sobreyaciendo a la Formación Tena (fig. 20), y que no han sido todavía reconocidos como tal (véase más adelante).

8. Formación Tiyuyacu

La carofita *Nitellopsis* sp. (= *Tectochara* sp., Paleoceno a Eoceno medio) y los pólenes *M. annuloides* y *M. iverensis* (Eoceno inferior a medio de Colombia) sugieren una edad Eoceno inferior a medio para la parte inferior de la Formación Tiyuyacu (Faucher et al. 1971, Bristow y Hoffstetter 1977).

Una edad Eoceno inferior fue determinada por foraminíferos aglutinados en la parte Norte de la cuenca (Benítez et al. 1993). La presencia de los pólenes *Mag. howardi*, *Ma. fransiscoi* y *V. usmensis* en la Formación Tiyuyacu del centro y Sur de la cuenca indica una edad Eoceno medio a superior para al menos parte de la formación (Robertson Research 1988, Legoux et al. 1990, Labogeo 1989-1993, fig. 20 y 22).

La determinación de la carofita *Feistiella ovalis* (Campaniano medio a superior) en la Formación Tiyuyacu está muy probablemente equivocada.

SINTESIS ESTRATIGRAFICA Y SEDIMENTOLÓGICA DEL
CRETACEO Y PALEOGENO DE LA CUENCA ORIENTAL DEL ECUADOR

PARTE II : DATOS NUEVOS Y DISCUSION

por Etienne JAILLARD

con la colaboración de Michèle CARON, Annie DHONDT, Martha ORDOÑEZ,
Peter BENGTON, Luc BULOT, Henri CAPPETTA, Jorge HUACHO,
Carlos HUAMÁN, Darwin JIMÉNEZ, Nelson JIMÉNEZ, Didier NÉRAUDEAU,
Marco RIVADENEIRA, Rommel VILLAGÓMEZ e Italo ZAMBRANO

INDICE

CAPITULO I. DISCUSIÓN DE ALGUNOS PROBLEMAS ESTRATIGRÁFICOS DE LA CUENCA ORIENTAL ECUATORIANA	p. 37
I. Las Formaciones Chapiza y Misahuallí	p. 37
II. El contacto basal de las areniscas de base	p. 38
III. La Formación Tena y el Paleoceno	p. 40
CAPITULO II. EL ESTUDIO MICROPALAEONTOLOGICO DE PUNGARAYACU-30 POR PETROPRO- DUCCIÓN-GUAYAQUIL (LABOGEO 1994)	p. 48
I. Formación Hollín	p. 48
II. Formación Napo basal	p. 48
III. Formación Napo inferior	p. 50
IV. Formación Napo medio	p. 52
V. Formación Napo superior	p. 54
VI. Formación Tena	p. 54
CAPITULO III. BIOESTRATIGRAFIA DE LAS SECCIONES DE CAMPO DEL NORTE DE LA ZONA SUBANDINA	p. 55
I. Secciones del río Misahuallí y de Ongota	p. 56
II. Sección del Anticlinal Mirador	p. 65
III. Afloramientos del río Pastaza	p. 65
CAPITULO IV. BIOESTRATIGRAFIA DE LAS SECCIONES DE CAMPO DEL SUR DE LA ZONA SUBANDINA	p. 66
I. Sección del río Upano en Chinimbimi	p. 68
II. Sección del río Upano en Tayusa	p. 72
III. Sección del río Paute en Méndez	p. 72
IV. Afloramientos del río Upano cerca de Patuca	p. 73
V. Afloramientos de la carretera Santiago-Morona	p. 74
VI. Afloramientos de la carretera Limón-Plan de Milagro	p. 76
CAPITULO V. CONCLUSIONES. MODELO ESTRATIGRAFICO Y BIOZONACION DEL CRETACEO DE LA CUENCA ORIENTAL ECUATORIANA	p. 77
I. Cuadro estratigráfico del Cretáceo de la cuenca oriental ecuatoriana	p. 77
II. Biozonación integrada del Cretáceo marino del Oriente ecuatoriano	p. 78
III. Implicaciones sobre la edad de algunos microfósiles marcadores	p. 83

CAPITULO I

DISCUSION DE ALGUNOS PROBLEMAS ESTRATIGRAFICOS DE LA CUENCA ORIENTAL ECUATORIANA

En esta parte presentamos nuevas interpretaciones litoestratigráficas, que resultan de revisiones bibliográficas, de observaciones de campo o de correlaciones con regiones vecinas (o de estas tres fuentes de datos). Por lo tanto, en este primero capítulo, no se encontrarán datos bioestratigráficos nuevos brindados por los trabajos del Convenio.

Los problemas discutidos son :

(1) la edad y significado paleogeográfico y geodinámico de las formaciones jurásicas del Oriente, que constituyen el substrato del ciclo Cretácico;

(2) la edad, naturaleza y geometría del contacto basal de las areniscas del Cretáceo inferior (Fm Hollín mayormente);

y (3) la edad y el contenido litológico y sedimentológico de la Formación Tena, cuya edad, maastrichtiana o paleocena es todavía debatida.

I. LAS FORMACIONES CHAPIZA Y MISAHUALLI

1. Presentación del problema

Wasson y Sinclair (1927) observaron los basaltos Misahualli (luego miembro Misahuallí) en la zona del Alto Napo, donde están sobreyacidos por unos 30 m de tobas. Luego, este volcanismo fue reconocido y mapeado en el Sur de la zona subandina (zona de Zamora).

Tschopp (1953) definió la Formación Chapiza como una espesa serie de Capas Rojas, atribuida al Jurásico medio a superior, que aflora en la cuenca amazónica y en el borde oriental de la zona subandina sur. Las partes inferior y mediana son de grano fino a mediano, con niveles de evaporita y dolomita en la base. En cambio, la parte superior es más gruesa (conglomerados) e interestratificada con tobas y piroclásticos. Correlacionó esta parte somital con los volcánicos del Alto Napo y la denominó Miembro Misahuallí de la Formación Chapiza.

Sin embargo, esta definición debe ser revisada por las siguientes razones : (1) los volcánicos de Misahuallí y Chapiza no afloran en las mismas zonas, y nunca se pudo demostrar su equivalencia lateral; (2) nuevos datos cronoestratigráficos demuestran que los volcánicos Misahuallí y Chapiza no tienen la misma edad; y (3) consideraciones paleogeográficas enseñan que los dos volcanismos no tienen

la misma significación geodinámica.

2. Paleogeografía del Jurásico tardío

En el Norte del Perú, Mourier (1988, Mourier et al. 1988) diferencia dos zonas paleogeográficas, separadas por accidentes andinos importantes (escamas del Marañon). La zona occidental que aflora en los Andes, tiene una dirección NNE-SSW y comprende muy gruesas acumulaciones volcánicas (1000 a 3000 m) con características geoquímicas de arco volcánico continental (Fm Colán, fig. 23). Sobreyacen a las calizas del Sinemuriano y están asociadas o sobreyacidas por depósitos volcano-sedimentarios (Fm Sávila) con amonites y fósiles del Jurásico medio tardío-Jurásico superior temprano (Caloviano-Kimmeridgiano). La serie oriental aflora en la cuenca amazónica peruana y consiste en Capas Rojas (Fm Sarayaquillo) comparables a las de la Formación Chapiza, pobremente datadas por helechos del Jurásico (Seminario y Guizado 1976). En el Noroeste del Oriente peruano (cuenca Santiago), la parte superior de estas Capas Rojas contiene intercalaciones volcánicas no datadas (Tafur 1991).

En la zona amazónica (Llano) de Colombia y Venezuela occidental, Capas Rojas están datadas del Jurásico inferior tardío a Cretáceo inferior (Gp Girón, Fm La Quinta, Cediél 1969, Boinet et al. 1985, Russel et al. 1992). En cambio, la zona andina de Colombia, de dirección NNE-SSW, incluye rocas volcánicas cortadas por numerosos plutones datados del Jurásico medio a superior, que constituyen un potente arco magmático ligado a la subducción andina (Aspden et al. 1987). Por lo tanto, es muy probable que el arco colombiano constituya la continuación septentrional del arco peruano, de misma dirección y edad.

3. Datos cronoestratigráficos

El volcánico de la parte superior de la Formación Chapiza fue datado del Jurásico superior-Cretáceo inferior por palinología (Lammons *in* Hobbs 1975, Canfield et al. 1982), y de la misma edad por radiometría (132 Ma por K-Ar, Hall y Calle 1982).

El volcánico masivo del Alto Napo y del Sur de la zona subandina está asociado y cortado por numerosos plutones (La Florida, Abitagua, Zamora) que dieron edades K-Ar del Jurásico inferior tardío-Jurásico medio temprano (\approx 190-170 Ma), y Jurásico medio tardío-Jurásico superior temprano (\approx 160-150 Ma, Aspden et al. 1990, 1992). Esta edad fue confirmada por la datación de una colada andesítica

de la zona de Misahuallí por el método Ar³⁹⁻⁴⁰ que dió ≈ 170 Ma (Bajociano, Féraud *in* Romeuf et al. 1994).

A lo largo de la carretera Patuca-Santiago, cerca a Santiago, observamos volcánicos masivos que sobreyacen a depósitos probablemente deltaicos. Más al Oeste de la misma carretera, en sedimentos deltaicos, encontramos amonites *Arietites* sp. del Sinemuriano medio a superior (determinación del prof. S. Elmi, Lyon, Francia). Por lo tanto, el volcánico de la zona subandina es groseramente contemporaneo de los arcos magmáticos de Colombia y Perú y es más antiguo que el de la zona amazónica por al menos unos 20 Ma (fig. 23 y 24).

4. Consideraciones geodinámicas

Aspden et al. (1987) y Jaillard et al. (1990, 1994) pusieron en evidencia un cambio drástico del régimen de la subducción en el margen andino, en el Kimmeridgiano-Tithoniano. Según ellos, en el Jurásico medio y superior temprano la subducción era hacia el ≈ Sureste y dió lugar a la formación de un potente arco magmático de orientación ≈ NNE en Colombia, Ecuador y Norte del Perú (fig. 23). A partir del Kimmeridgiano-Tithoniano, la subducción ocurrió hacia el Noreste, como evidenciado por la creación de un nuevo arco magmático de dirección Noroeste en el Perú central. Este cambio geodinámico mayor estuvo asociado con eventos tectónicos importantes (Jaillard 1994).

El volcanismo de la zona del Alto Napo (región de Misahuallí) es claramente coetáneo del primer período de subducción hacia el Sureste. Datos geoquímicos recientes confirman que es de carácter calco-alcalino, y es correlacionable con los arcos magmáticos de Perú y Colombia (Romeuf et al.

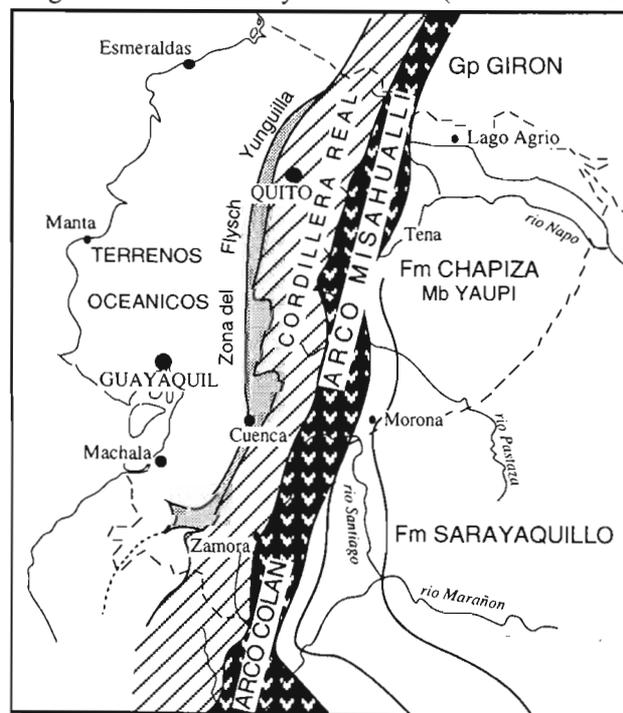


Fig. 23 : Repartición geográfica de las formaciones volcánicas jurásicas del Ecuador.

1994). En cambio, el volcanismo de la Formación Chapiza superior es coetáneo del período de subducción hacia el Noreste. Sin embargo, sus características geoquímicas quedan por ser estudiadas.

5. Conclusión. Nueva nomenclatura estratigráfica

Por lo tanto, proponemos revisar la nomenclatura estratigráfica del volcanismo jurásico de la zona oriental del Ecuador (fig. 24).

La FORMACION MISAHUALLI designaría a las acumulaciones volcánicas masivas y gruesas de la zona subandina (Norte y Sur), que forman parte del potente arco magmático que corre desde el Norte del Perú hasta el Norte de Colombia. En base a su contacto estratigráfico con la Formación Santiago cuyo tope es de edad Sinemuriano (Geyer 1983), y a los nuevos datos radiométricos, su edad abarca el intervalo Liásico tardío-Jurásico superior temprano (190-150 Ma, Pliensbachiano-Oxfordiano). Su zona de afloramiento parece ser restringida a la zona subandina (fig. 23 y 24).

Proponemos el nombre de MIEMBRO YAUPI para los volcánicos de la parte superior de la FORMACION CHAPIZA, ya que fueron observados y datados en los ríos Yaupi y Chapiza. Estos volcánicos, son de edad Jurásico terminal a Cretáceo inferior en base a los pocos datos palinológicos y radiométricos disponibles. Sus características geoquímicas y significado geodinámico son todavía desconocidos, pero están probablemente relacionados con eventos tectónicos intracontinentales. Sus afloramientos parecen estar restringidos al borde Oeste de la cuenca amazónica (fig. 23 y 24).

En esta interpretación la parte inferior de las capas rojas de la Formación Chapiza es coetánea a la actividad del arco magmático Jurásico, y constituye un equivalente lateral, al menos parcial, de la Formación Misahuallí nuevamente definida.

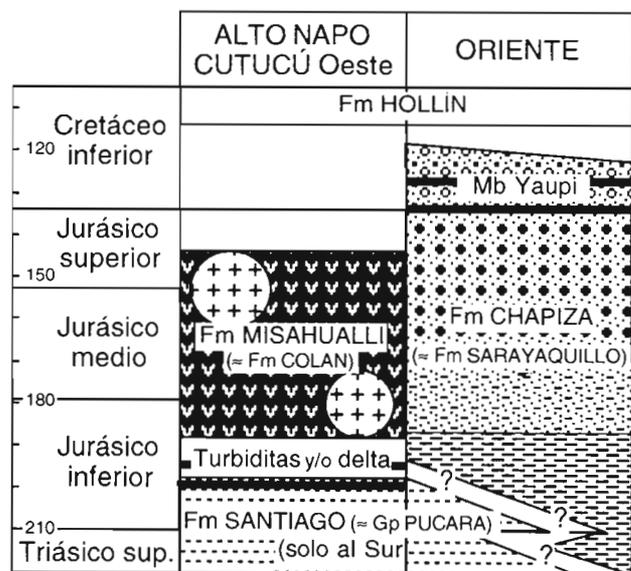


Fig. 24 : Cuadro estratigráfico simplificado de las unidades estratigráficas jurásicas del Oriente ecuatoriano.

II. EL CONTACTO INFERIOR DE LAS ARENISCAS DE LA BASE DEL CRETACEO

1. Presentación del problema

En todos los Andes centrales y septentrionales, el Cretáceo inferior está marcado por el depósito de areniscas fluvio-deltaicas en la mayor parte de las cuencas marinas costeras en la perifería del continente. Sin embargo, la edad y las modalidades de esta sedimentación están todavía mal entendidas.

Por ejemplo, en la región de Lima, las areniscas neocomianas sobreyacen a amonites del Berriasiano superior (Fm Puente Piedra, Rivera et al. 1975, Wiedmann 1981), y su parte más inferior contiene amonites del Valanginiano inferior a medio (Fm Herradura, Rivera et al. 1975). Por lo tanto, la edad del contacto basal es del límite Berriasiano-Valanginiano (Jaillard y Sempere 1989). En los Andes del Perú central y Norte, la parte inferior de los depósitos arenosos (Gp Goyllarisquizga) está datada del Valanginiano medio a superior (zona de *V. broggii* de Benavides 1956). En la parte Oeste del Oriente del Perú, las areniscas (Fm Cushabatay) están datadas del Neocomiano inferior en su parte inferior, y Aptiano en su parte superior (Tarazona 1985). Sin embargo, la base de la Formación Cushabatay fue datada del Aptiano inferior en las partes central y oriental de la misma cuenca. Por lo tanto, desde hace tiempo, se planteó el problema de la naturaleza del contacto basal de la secuencia neocomiana en los Andes peruanos.

Para Benavides (1956), el contacto basal puede ser, al menos localmente, en *top-lap* (fig. 25), y existen dos contactos basales de edades diferentes. Para Wilson (1963), el contacto basal fuertemente diacrónico sería en *on-lap*, las areniscas orientales siendo equivalentes a parte de la serie neocomiana y aun albiana occidental (fig. 25). En ambos modelos, las capas inferiores son más antiguas en el centro de la cuenca que en los bordes. Para Mégard (1978), se trataría de un contacto sincrónico y en conformidad en todo el margen, y las capas tienen edades similares en el centro y en los bordes de la cuenca (fig. 25).

Los mismos modelos pueden ser propuestos para la Formación Hollín del Oriente.

2. Edad de la base de las areniscas cretácicas en el Oriente ecuatoriano

La geometría del contacto nos está indicada por la edad de la base de la Formación Hollín.

Los datos bioestratigráficos del Centro y Sur de la cuenca (Tiguino-1, Cowi-1) indican una edad Aptiano medio y un medio marino para la base de la Formación Hollín (Mills 1972, Robertson Research 1988).

En cambio, los datos del borde Noreste de la cuenca (Tambococha-1, Labogeo 1993) indican una

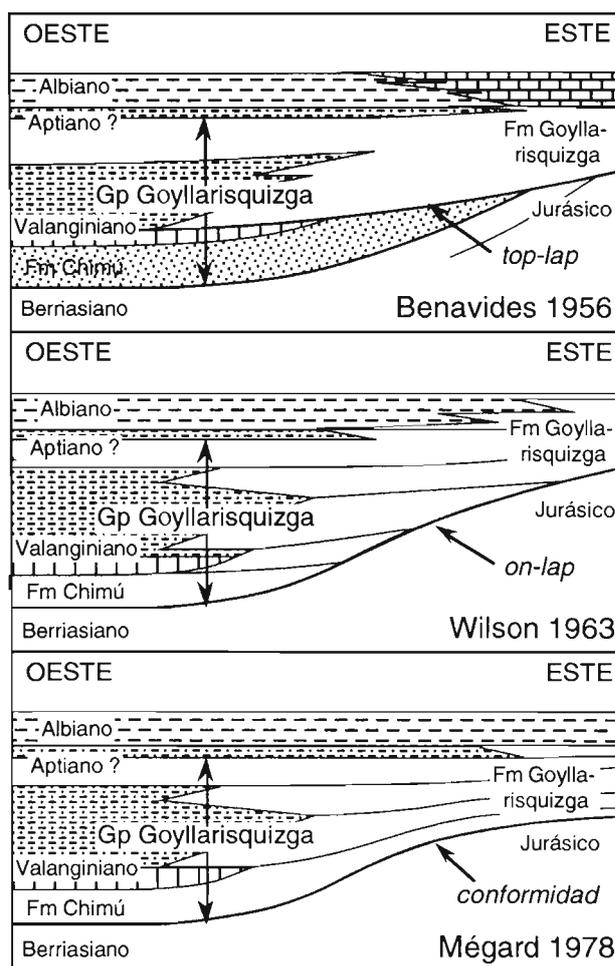


Fig. 25 : Modelos de depositación del «Neocomiano» en los Andes peruanos : en *top-lap* para Benavides (1956, arriba), en *on-lap* para Wilson (1963, medio); y en *conformidad* para Mégard (1978, abajo).

edad Albiano superior (ocurrencia de *Es. protensus*) para la base de las areniscas que descansan en disconformidad sobre el basamento jurásico (Labogeo 1993). Por lo tanto, se trata de las Areniscas "T" del Albiano superior, y la Formación Hollín no se depositó.

En Singue-1, las calizas que sobreyacen a las areniscas basales fueron datadas del Cenomaniano (Caliza "B", Ordoñez et al. 1992), sugiriendo que las areniscas que constituyen la base de la secuencia cretácica en esta zona serían las Areniscas "T" del Albiano superior. Sin embargo, las correlaciones con pozos o campos vecinos no confirman este dato, que tiene que ser revisado.

Estos nuevos resultados confirman la existencia de un diacronismo a gran escala del contacto de base de la serie cretácica en el Oriente andino (Perú y Ecuador). Permite rechazar el modelo de Mégard (1978) y favorece la hipótesis de Wilson (1963).

3. Geometría del contacto basal de las areniscas cretácicas en el Oriente ecuatoriano

Siendo demostrado el diacronismo del contacto basal de las areniscas cretácicas, queda por definir

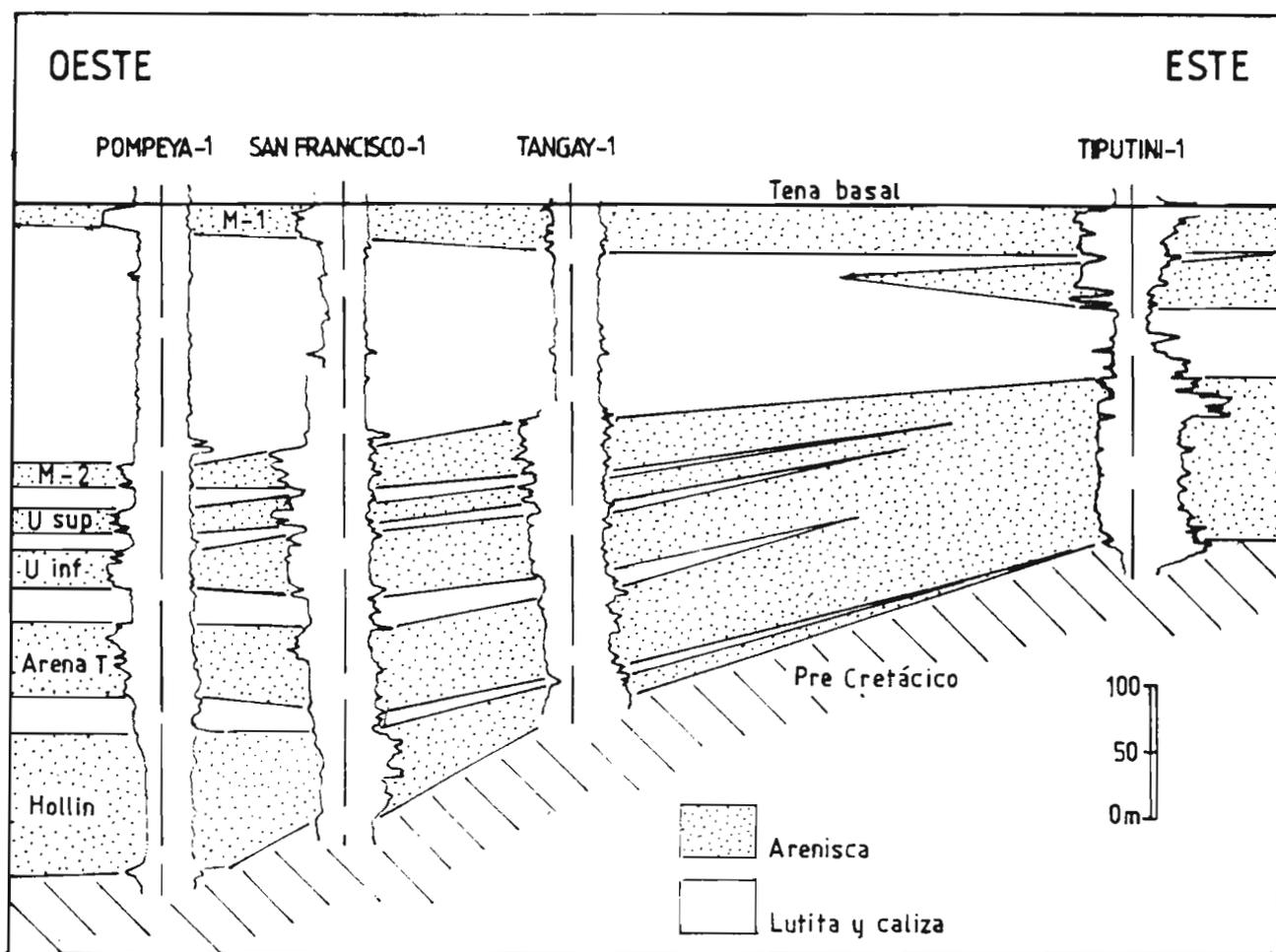


Fig. 26 : Correlaciones Oeste-Este en la parte Centro-Norte de la cuenca oriental ecuatoriana, sugiriendo el on-lap de la Formación Hollín del Cretáceo inferior, según Smith (1989) modificado.

la disposición geométrica del contacto, ya que tanto el modelo en *top-lap* de Benavides (1956), como el en *on-lap* de Wilson (1963) pueden explicar un tal diacronismo.

R. Villagómez (1995) concluyó que el acuñaamiento de las areniscas de la Formación Hollín presenta una disposición en *on-lap*, lo que era sugerido por los datos existentes (fig. 26).

La presencia de lutitas, localmente marinas, a la base de las areniscas, cualquiera que sea su edad, indica que el *on-lap* está controlado por las variaciones eustáticas del nivel marino. El primer nivel marino datado en las areniscas de la cuenca Oeste peruana contiene amonites del Valanginiense tardío (Benavides 1956) y coincide con el máximo de transgresión eustática de la zona de verrucosum (123-124 Ma según Haq et al. 1987). En Ecuador, la edad de la base de la Formación Hollín del centro de la cuenca coincide con un máximo de transgresión eustática (zona de foraminíferos de *S. cabri* a 111 Ma, según Haq et al. (1987). En el borde oriental de la cuenca (Tambococha-1), la transgresión de las areniscas ("T") coincide con un nuevo máximo de transgresión eustática del Albiano superior basal; responsable del depósito de las lutitas de la Formación Napo basal en toda la cuenca (zona de

lautus (amonites) y tope de zona de *T. primula* (foraminíferos), a 99 Ma según Haq et al. 1987).

Esta observación lleva a interpretar los depósitos arenosos sobreyacentes, como los prismas de alto nivel de los respectivos máximos de transgresión (*maximum flooding*) representados por las lutitas de base.

III. LA FORMACION TENA Y EL PALEOCENO

1. Presentación del problema

El BEICIP-IFP dató precisamente la Formación Tena del Alto Napo del Maastrichtiano, mediante una microfauna diagnóstica (BEICIP 1969, Faucher et al. 1971, fig. 7 y 8). Sin embargo, ya que la Formación Tiyuyacu descansa sobre la Formación Tena mediante una superficie erosiva, es posible que allí el Paleoceno fue erosionado antes del depósito de la Formación Tiyuyacu del Eoceno. Para averiguar esta hipótesis, era necesario investigar en la cuenca oriental, donde las erosiones pre-Tiyuyacu fueron menos intensas.

2. Argumentos de edad

Los argumentos directos para la existencia del

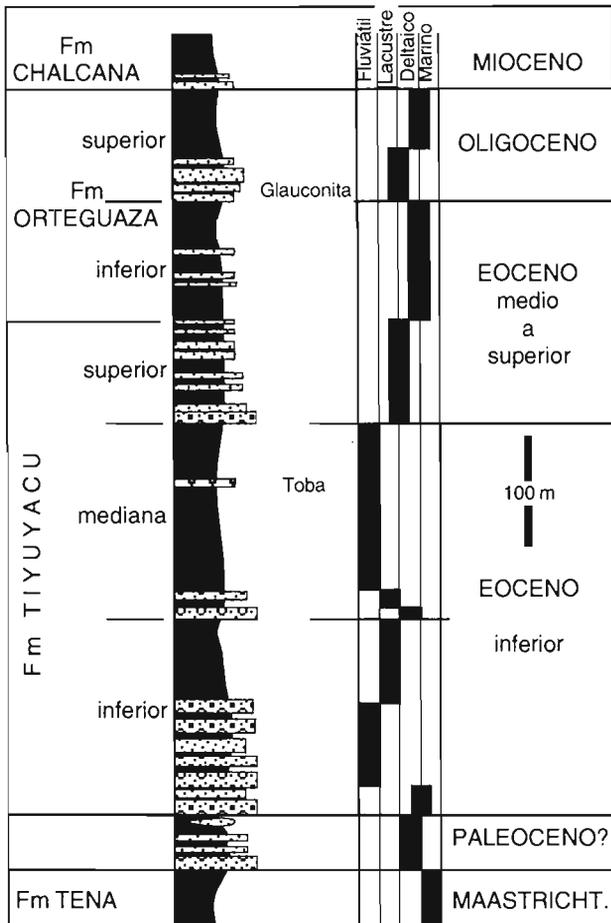


Fig. 27 : Estratigrafía del Paleógeno del Campo Libertador (Noreste de la cuenca oriental ecuatoriana), según Benítez et al. (1993).

Paleoceno en el Oriente ecuatoriano son casi ausentes, en gran parte por falta de estudios de las carofitas y los ostrácodos.

Mills (1972) menciona pólenes del Paleoceno determinados por B.O.C. de Australia Ltd.

Robertson Research (1985), principalmente en base a la presencia de la carofita "*Chara*" cf. *ovalis*, dió una edad paleocena a las lutitas que sobreyacen a la Basal Tena. Sin embargo, *Chara ovalis* (ahora *Feistiella ovalis*), está presente en Perú en capas datadas por correlación del Campaniano medio-superior y hasta ahora, nunca fue encontrada en capas más jóvenes (Jaillard et al. 1993, 1994). Ocurre poco antes de la primera aparición (hacia arriba) de *Platychara perlata*. El género *Platychara* siendo de edad Campaniano superior-Paleoceno inferior (Feist y Colombo 1983), *F. ovalis* es probablemente de edad Campaniano medio a superior. Por lo tanto, la determinación de Robertson Research (1985) es probablemente errónea.

Al estudiar el pozo Secoya-24 (Libertador) y el campo Cuyabeno, Labogeo (1992) y Benítez et al. (1993) identificaron una secuencia detrítica de unos 50 metros ubicada entre la Formación Tena y la Formación Tiyuyacu. Dataron esta última del Eoceno temprano por la presencia de *Haplophragmoides chilenum*, *Ha. cf. walteri* y *Rzehakina*

sp., confirmando la determinación de Faucher et al. (1971). Ya que la Formación Tena está datada del Maastrichtiano probable, la secuencia intercalada podría ser de edad Paleoceno (fig. 27).

En el Noreste de Colombia, Gerrero y Sarmiento (1996) pusieron en evidencia un hiato del Paleoceno temprano incluyendo probablemente partes del Maastrichtiano tardío y Paleoceno tardío, entre las lutitas marinas de la Formación Guaduas (Maastrichtiano ardío) y las areniscas continentales de la Formación Socha inferior (Paleoceno tardío).

En el Pongo de Rentema (Bagua, fig. 28), Naeser et al. (1991) dataron por trazas de fisión de 54 ± 6 Ma (límite Paleoceno-Eoceno), una unidad conglomerática (Fm Rentema) correlacionable con la unidad Basal Pozo del Perú y la Formación Tiyuyacu de Ecuador. El conglomerado Rentema yace en discordancia sobre una secuencia datada del Maastrichtiano por dinosaurios, selacios y carofitas (Mourier et al. 1988), lo que evidencia un hiato sedimentario del Paleoceno similar al del Alto Napo de Ecuador.

En Perú, Koch y Blissenbach (1962) y Fyfe (1962) determinaron la siguiente sucesión simplificada de carofitas (las edades y los nombres de especies son los del conocimiento actual, fig. 29) : (1) Maastrichtiano : *Feistiella gildemeisteri*, *Amblyochara rolli* (Fm Areniscas de Azúcar de Ucayali, Fms Vivian superior, Cachiyacu y Huchpayacu de Marañon, fig. 29 y 30); (2) Paleoceno : *Feistiella costata* y *Sphaerochara* spp. (Fm Yahuarango); (3) Eoceno : *Nitellopsis supraplana*, *Ni. sulcata* y

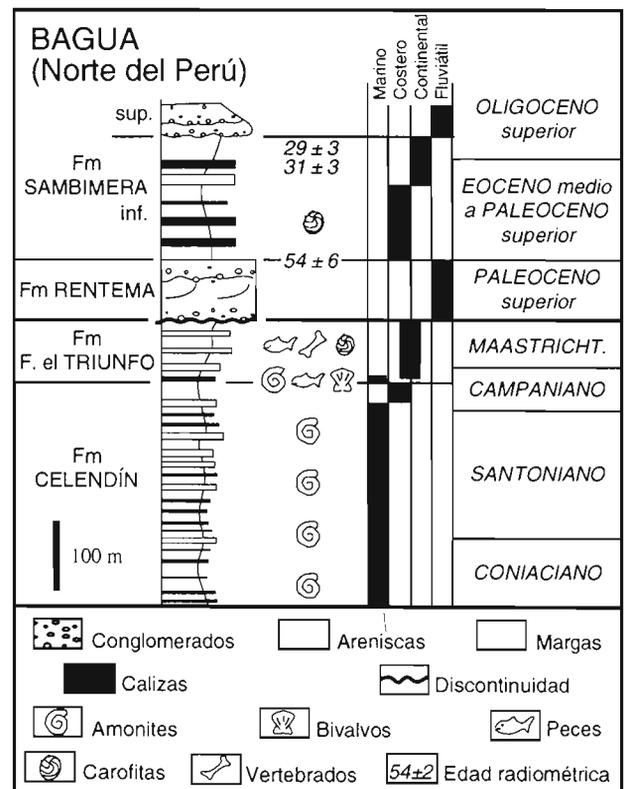


Fig. 28 : Estratigrafía del Cretáceo superior-Paleógeno de la zona de Bagua (Norte del Perú), según Mourier et al. (1988) y Naeser et al. (1991).

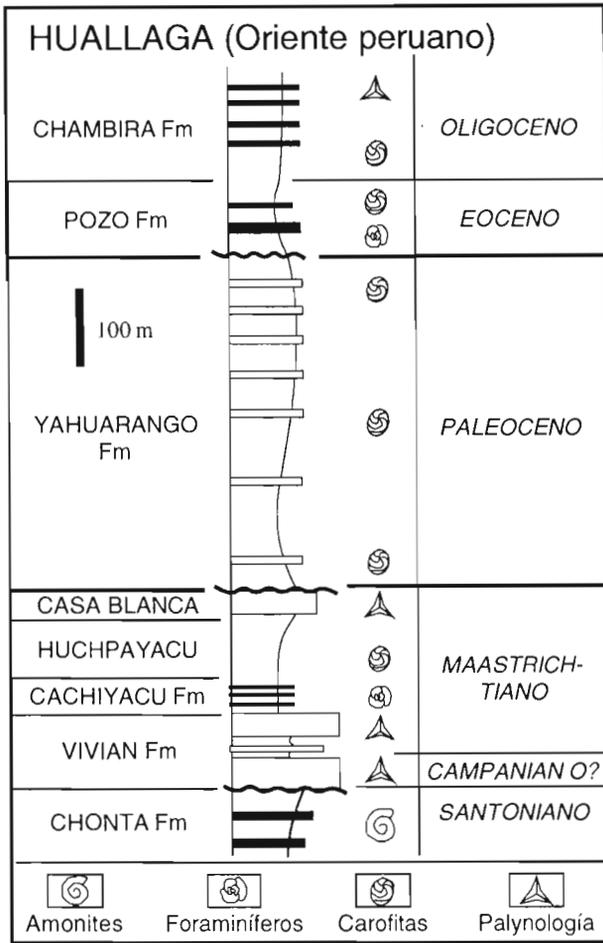


Fig. 29 : Estratigrafía simplificada del Paleógeno de la Cuenca Huallaga (Oriente peruano).

Eoceno : *Nitellopsis supraplana*, *Ni. sulcata* y *Maedleriella monilifera* (Fm Pozo, equivalente a la Fm Tiyuyacu, fig. 29 y 30).

En el Norte del Oriente peruano, cerca al Ecuador, Grandez (1993) intento efectuar correlaciones de las unidades del Campaniano superior-Eoceno (Fms Vivian, Cachiyacu, Huchpayacu, Yahuarango y Pozo basal), con los depósitos equivalentes del Oriente ecuatoriano. Ella encontró dinoflagelados, pólenes y carofitas del Campaniano-Maastrichtiano en unidades equivalentes a la base de la Formación Tena (Aliaga in Grandez 1993). Además, identificó entre la transgresión maastrichtiana (Fm Cachiyacu, equivalente a la parte inferior de la Fm Tena) y la discordancia eocénica (Fms Tiyuyacu y Basal Pozo) una leve discontinuidad correlacionable en toda la parte Norte del Oriente peruano (fig. 31).

Basándonos principalmente sobre los datos estratigráficos conseguidos en el Perú, hemos intentado correlaciones a la escala de la cuenca para tratar de identificar la posible secuencia paleocena (fig. 31 y 32 a 35). Sin embargo, en varios casos, su identificación es muy problemática, como ya lo notó Mills (1972).

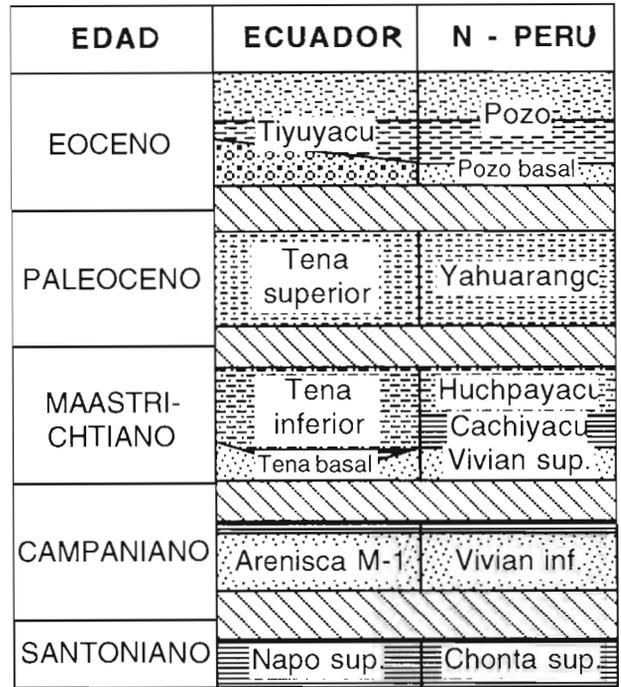


Fig. 30 : Correlaciones estratigráficas del Cretáceo terminal-Paleógeno de Ecuador y del Norte de Perú.

3. Correlaciones litoestratigráficas

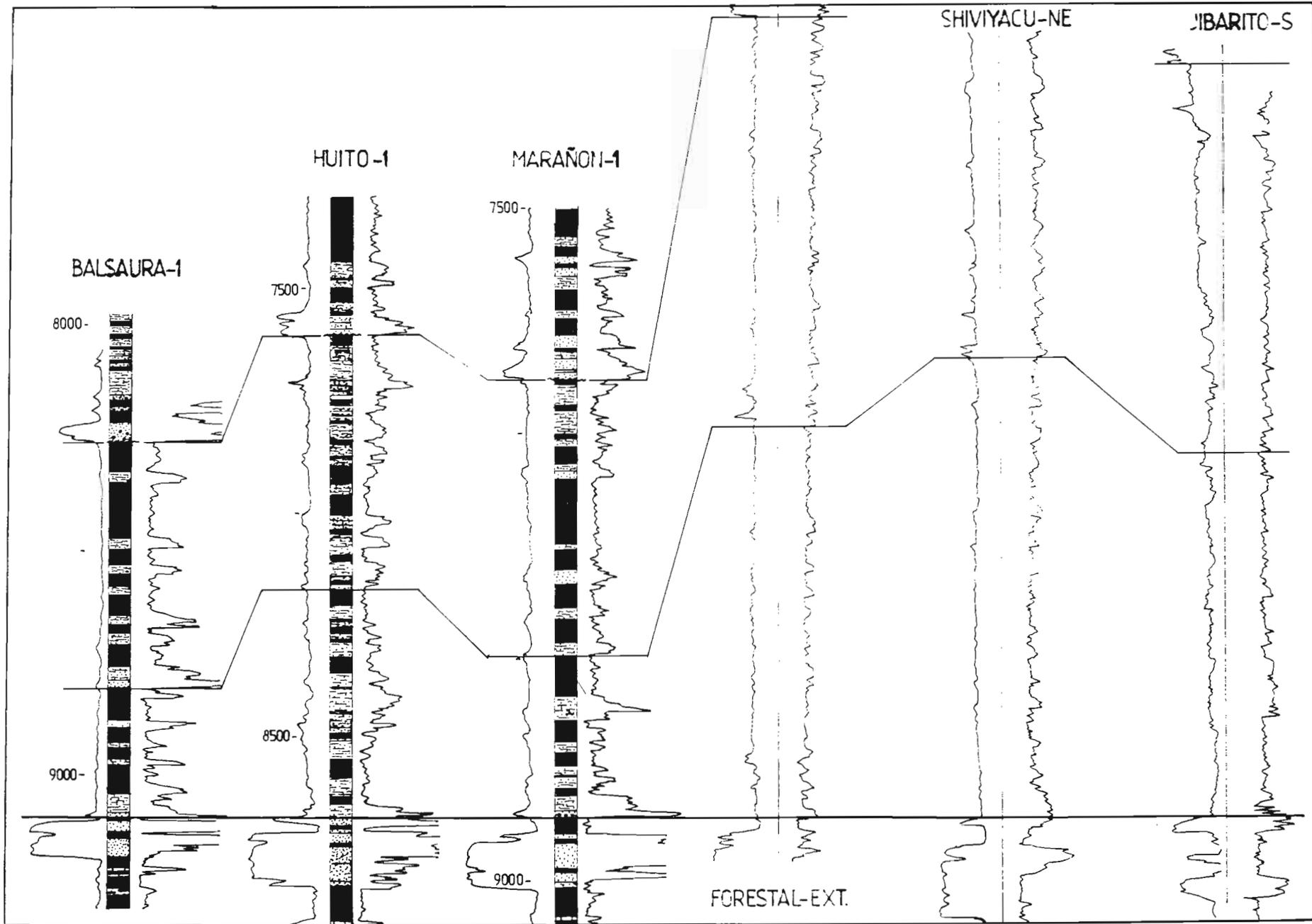
a. en el Sureste de la cuenca Oriente

El perfil del Sur Oriente (Balsaura-Huito-Marañon-Perú, fig. 31) presenta una unidad de 800' a 1000' de potencia (Fm Tena s.l.), ubicada entre la Arenisca «M-1» (Fm Vivian inf.) y la Formación Tiyuyacu (Fm Pozo). Dentro de esta última, aparece una discontinuidad que separa una unidad inferior de edad Maastrichtiano muy probable (300' a 500') y una superior, de edad Paleoceno probable (550' a 600'). La discontinuidad está expresada por un leve cambio en la línea de base del SP, y un cambio nítido de la resistividad. En lo que representaría el Paleoceno, la curva SP presenta formas en campana que no aparecen en el Maastrichtiano supuesto, e indicarían la presencia de secuencias grano-decrecientes de tipo fluvial, con grano más grueso y carácter continental más marcado que en la Formación Tena inferior (fig. 31). Además, aparece que la unidad inferior tiene espesores más variables que la unidad superior, sugiriendo erosiones pre-Tena superiordiscordantes

b. Perfiles ≈ Norte-Sur

Hemos hecho un perfil Sur-Norte que atraviesa la parte Este de la Cuenca y junta la zona Sur estudiada anteriormente (Nuevo Amazonas) y los campos del Noreste datados por Labogeo (1992) (Cantagallo, fig. 33). De la misma manera, la línea de base de la resistividad cambia nítidamente (Mariann, Cantagallo) y aparecen secuencias en campana en la Tena superior. En las curvas GR y SP, la unidad superior se diferencia también por picos que

Fig. 31 : Correlaciones litoestratigráficas en base a registros eléctricos de la Formación Tena s.l. en la parte Sur del oriente Ecuatoriano y el Noreste del Perú. (Forestal, Shiviyacu y Jibarito, según Grandez 1993). ----->



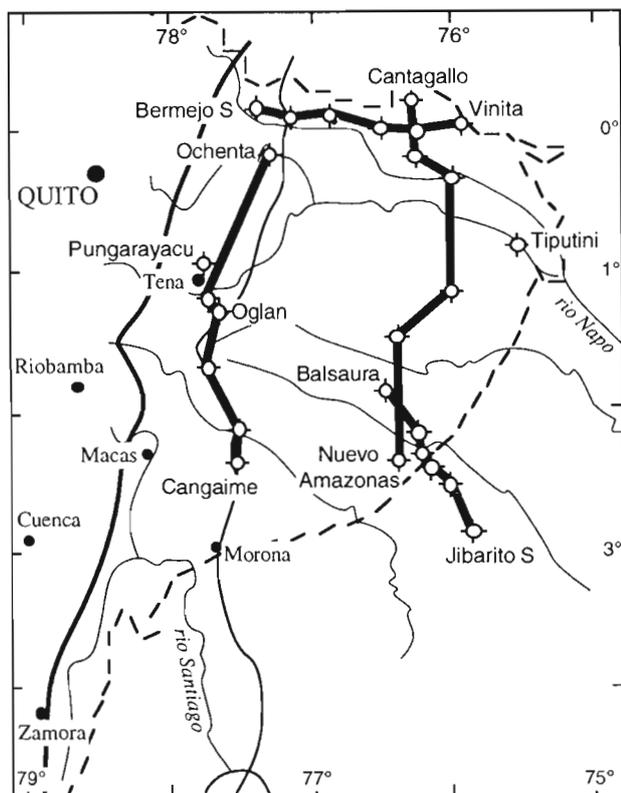


Fig. 32 : Ubicación de los perfiles de las figuras 31, 33, 34 y 35.

indican una litología más gruesa. Sin embargo, en la parte mediana del perfil (Nashiño), la discontinuidad es menos marcada y casi no identificable. Notemos que los espesores disminuyen nítidamente hacia el Norte, pasando de 800' a 350' para la unidad inferior maastrichtiana y de 1200' a 400' para el Paleoceno supuesto.

Un perfil SSE-NNO pasando al Oeste de la cuenca (Cangaime-Ochenta, fig. 34) permite reconocer fácilmente la discontinuidad por las mismas características, excepto en San Carlos, probablemente debido a erosiones. Notemos que la discontinuidad está mejor marcada hacia el Oeste (Guallino, Oglan, Ochenta), es decir al acercarse de los Andes y de la probable fuente detrítica en la época del Paleoceno.

c. Perfil E-O en el Norte de la cuenca

Un perfil entre Bermejo al Oeste y Cuyabeno al Este, evidencia características un poco diferentes (fig. 35), y es de interpretación más difícil. En el

borde Este de la cuenca, la unidad Tena superior está muy bien marcada por un potente conglomerado basal (Benítez et al. 1993, fig. 28 y 35) y es muy delgada (150' en Secoya-24). En el centro de la cuenca, se pierde y solo aparece una Formación Tena s.l. (Lago Agrio-1, estudiado por el Beicip 1969, véase fig. 8). En el borde Oeste de la cuenca (Camino), la discontinuidad reaparece con características comparables a las de las partes Sur y central de la cuenca (deriva a la izquierda de las líneas SP y GR, resistividad promedio más importante y formas en campana). En Bermejo, la tectónica y el posible retrabajamiento de la fauna (Beicip 1969) dificultan la interpretación.

d. Conclusiones

Parece que la Formación Tena tiene que ser dividida en dos unidades distintas, a pesar de que no son identificables en toda la cuenca. La unidad inferior, sería de edad Maastrichtiano y equivalente a las formaciones Vivian superior (= Basal Tena), Cachiayacu, Huchpayacu y Casa Blanca de Perú (= Tena inferior). La unidad superior parece ser equivalente a la Formación Yahuarango del Perú, datada del Paleoceno por carofitas (fig. 29 y 30).

La discontinuidad está mejor marcada al Sur y en los bordes de la cuenca. En el Noreste, está marcada por un conglomerado de base; al Oeste y Este, está expresada por una leve disminución local del GR y SP, y un aumento de la resistividad que presenta secuencias en campana. En el centro de la cuenca, la discontinuidad es muy leve y puede no estar reconocible, o presentar en forma atenuada las características anteriores.

El espesor de la unidad superior disminuye nítidamente en los bordes de la cuenca, lo que sugiere un levantamiento de los bordes y una subsidencia mayor en el centro. Esta disposición, así como las características de la discontinuidad, indican que los bordes de la cuenca eran activos en el Paleoceno, con erosiones y depósitos más gruesos, y probablemente abastecían la cuenca en detritismo. Notemos la presencia de glauconita y escasos foraminíferos en el Paleoceno supuesto de la zona central-Este de la cuenca (Marañacu, Nashiño), lo que evidencia la ocurrencia de breves incursiones marinas a salobres y, por lo tanto, la ausencia de un levantamiento tectónico importante en estas zonas.

*

*

*

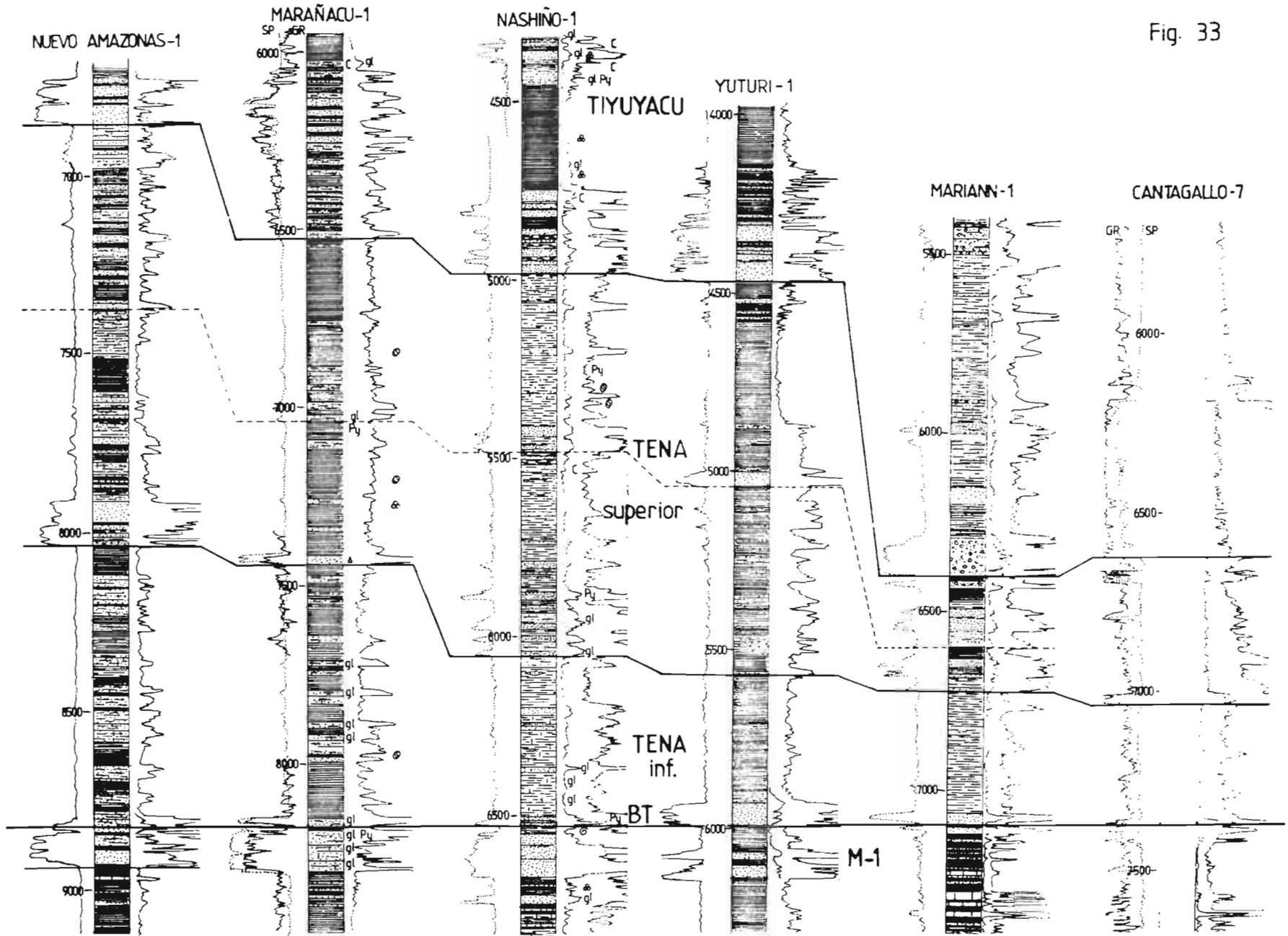


Fig. 33

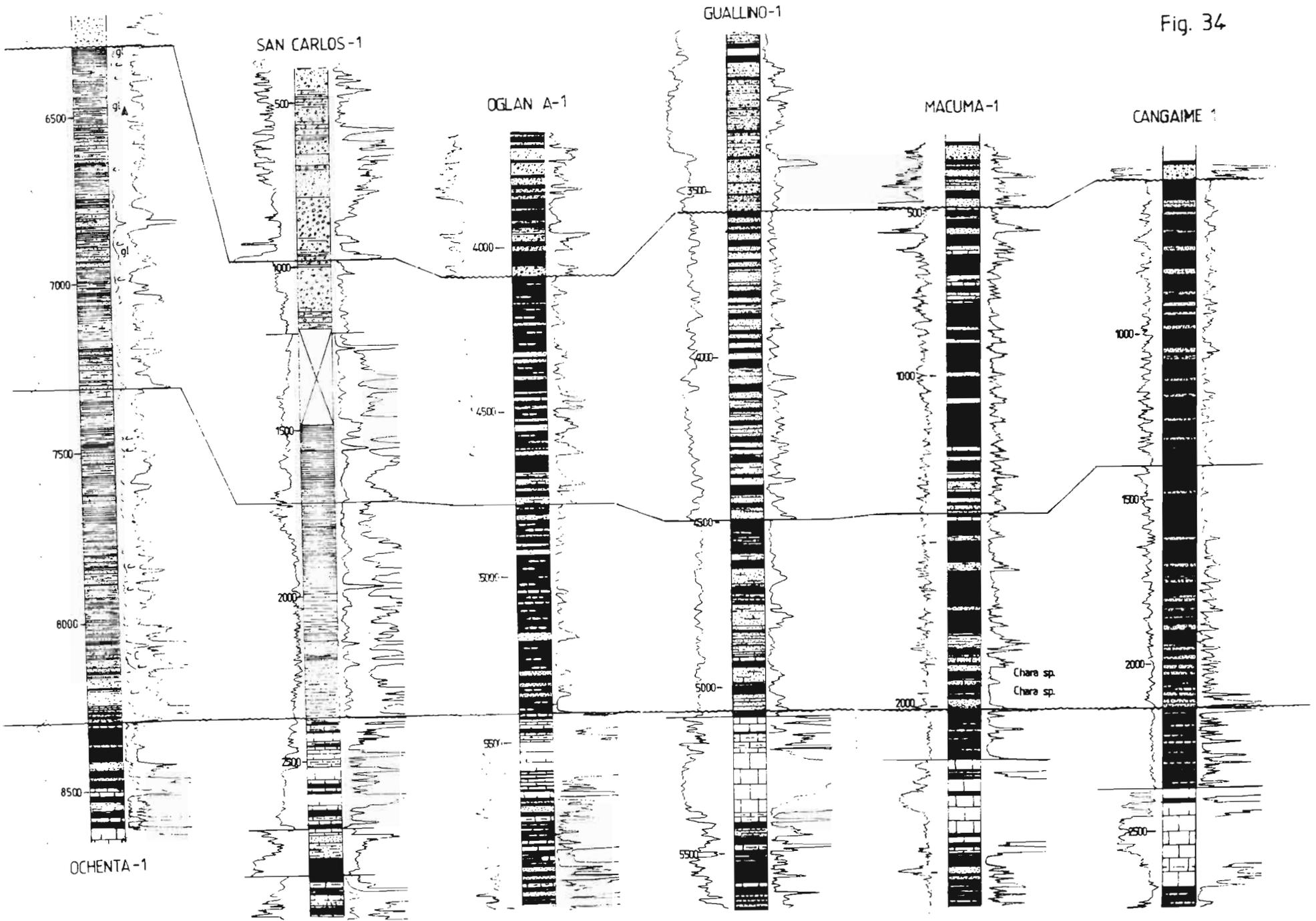


Fig. 34

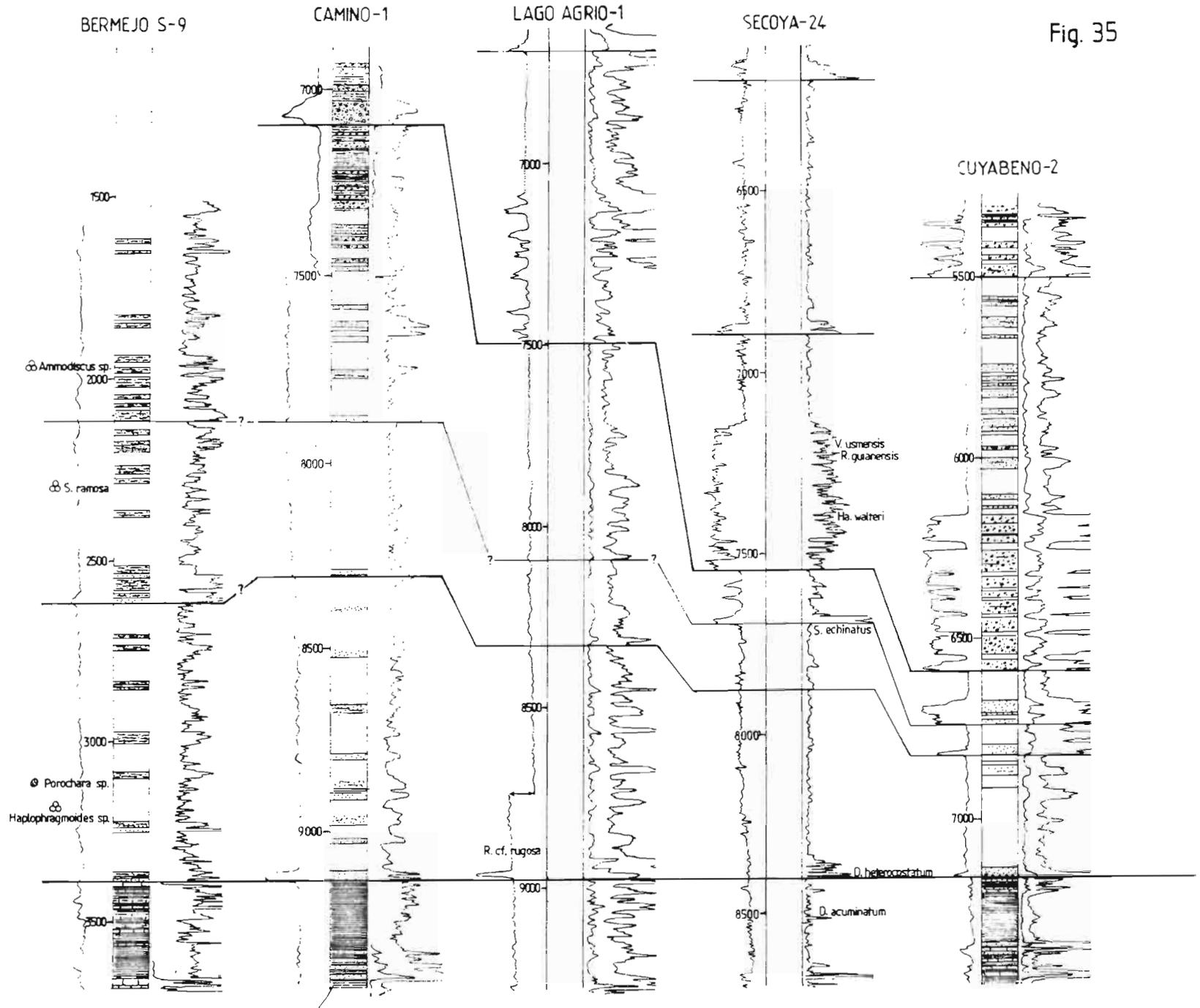


Fig. 35

CAPITULO II

EL ESTUDIO MICROPALEONTOLOGICO DE PUNGARAYACU-30
POR PETROPRODUCCION-GUAYAQUIL (LABOGEO 1994)

El pozo Pungarayacu-30 había sido estudiado por Benítez et al. (1989) y Ordoñez et al. (1989, 1992). El nuevo estudio micropaleontológico detallado de este pozo llevado a cabo por los especialistas de Petroproducción-Guayaquil en 1994 constituye una contribución muy importante al conocimiento de la microfauna y de la edad de las unidades litológicas de la zona subandina ecuatoriana.

En este capítulo, expondremos y discutiremos las conclusiones del estudio. Las determinaciones son las de Labogeo, pero las interpretaciones de edad expuestas no siempre coinciden con las de Labogeo (1994).

I. FORMACION HOLLÍN

Micro- o nanofósiles están ausentes en la parte inferior de la Formación Hollín. En su parte superior, solo se encontraron palinomorfos. *Classopolis echinatus*, *Perotriletes pannuceus* y *Sofrepites legouxae* ocurren en las partes mediana y superior de la formación (véase González 1971, fig. 10). Considerando que estas especies no son más antiguos que el Albiano medio, I. Zambrano atribuyó la Formación Hollín al Albiano medio. La abundancia de *Pe. pannuceus* (Aptiano superior-Cenomaniano) en este intervalo llevó I. Zambrano a definir una zona de *P. pannuceus* de edad albiana para la mitad superior de la Formación Hollín.

II. FORMACION NAPO BASAL

1. Arenisca basal y Caliza «C»

En la parte superior de la Arenisca inferior del Napo basal y en la Caliza C, solo se encontraron el foraminífero *Heterohelix washitensis* y el nanofósil *Watznaueria barnesae* de poco valor diagnóstico.

El mismo intervalo contiene los pólenes *Araucariacites australis*, *Camarozonosporites insignis*, *Inaperturopollenites simplex* y *Perotriletes pannuceus*. Esta última especie indica una edad Albiano medio a superior. Para I. Zambrano, este intervalo corresponde a la misma biozona de *P. pannuceus*, de edad Albiano medio a superior (fig. 38 y 39).

2. Lutita «Napo basal»

En las partes inferior y media de la Lutita Napo basal aparecen los foraminíferos *Gümbelitra cenomana* y *Hedbergella planispira*; y los nanofósiles calcáreos *Coccolithus paenepelagicus*, *Cretarhabdulus decoratus*, *Zycolithus ponticulus* y *Zy. stenopous*. Dicha asociación indica el intervalo Albiano medio-Cenomaniano inferior. *Zy. stenopous* está generalmente considerado como no más antiguo que el Cenomaniano inferior (Stover 1965).

Entre los palinomorfos, se nota la aparición de *Coronifera oceanica*, *Monocolpopollenites sphaeroidites* y *Elaterocolpites castelaini*, y la desaparición de *In. simplex* (fig. 38). La aparición de *Ec. castelaini* indica una edad no más antigua que la parte superior del Albiano medio, mientras que la de *Mo. sphaeroidites* indicaría una edad no más antigua que el Albiano superior. Sin embargo, *Mo. sphaeroidites* está mencionado en el Aptiano de África occidental (Salard-Cheboldaeff 1990). En la parte superior de la Lutita Napo basal aparecen *Ela-terosporites protensus* y *Es. klaszi*. *Es. protensus* sería marcador del Albiano superior (Müller et al. 1987). Sin embargo, esta forma ocurre en el Albiano temprano de África (Salard-Cheboldaeff 1990).

Según la biozonación de Labogeo, la aparición de *Gü. cenomana* y de *Es. protensus* en la parte media de las Lutitas Napo basal define el tope de la zona de *P. pannuceus*, y la base de las biozonas de *G. cenomana* (foraminífero) y *E. protensus* (palinomorfo), atribuidas al Albiano superior (fig. 39).

En conclusión, la base de las Lutitas Napo basal parece ser ubicada cerca al límite Albiano medio-superior, mientras que su parte superior pertenece al Albiano superior, según su contenido palinológico.

3. Caliza «T»

En las Calizas «T» la microfauna no varía, sino que se vuelve más pobre y menos diagnóstica. La unidad todavía pertenece a las biozonas de *G. cenomana* (foraminífero) y *E. protensus* (palinomorfo), de edad Albiano superior (Labogeo 1994, fig. 39).

4. Arenisca «T» (o Arenisca superior)

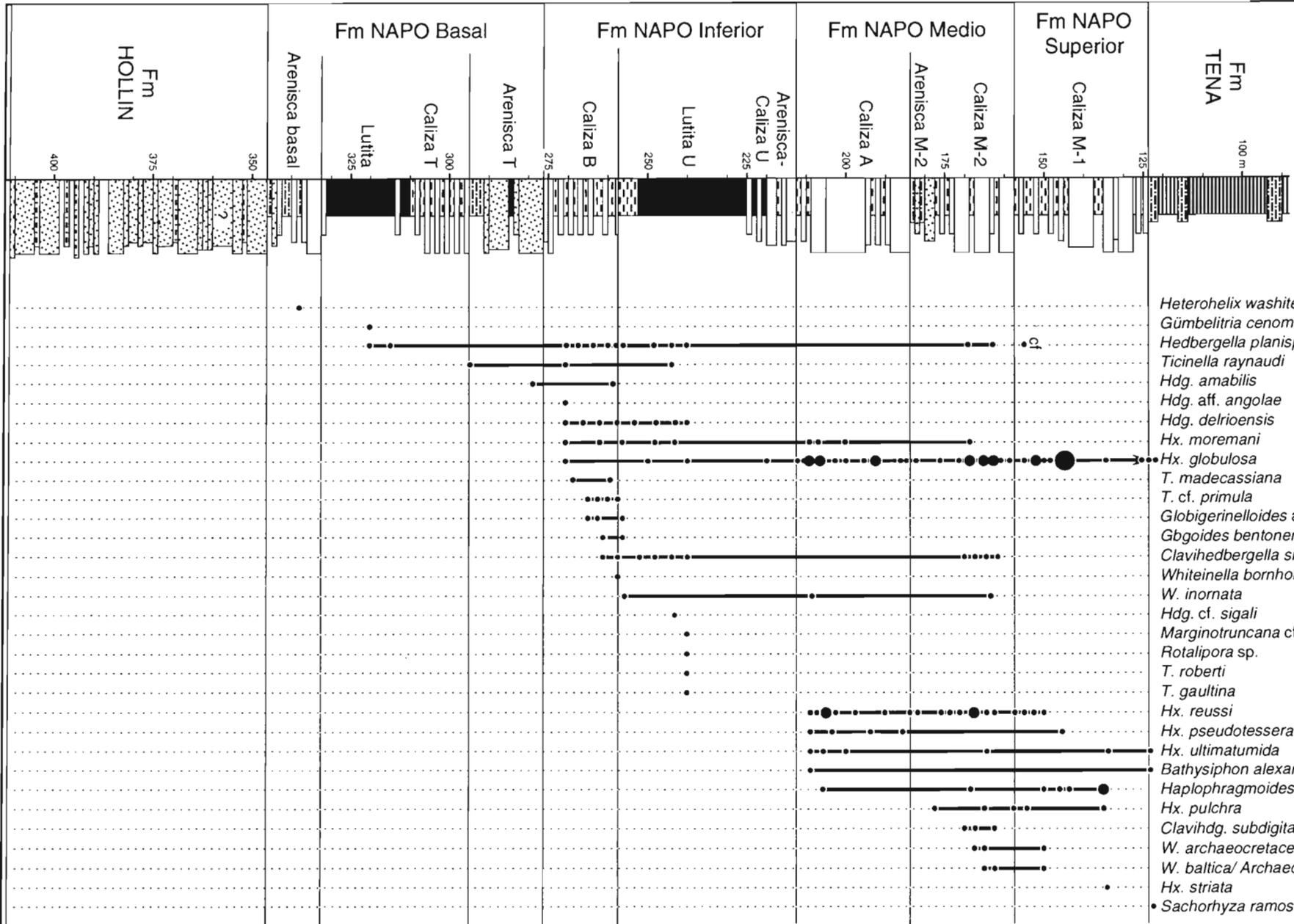
Se define la base de este intervalo al tope del último banco calcáreo de la Caliza «T» hasta el tope del último banco arenoso de la Arenisca «T».

Fig. 36 : Distribución estratigráfica de los principales foraminíferos diagnósticos en el pozo Pungarayacu-30, según M. Ordoñez (in Labogeo 1994).

----->

PUNGARAYACU - 30

Foraminíferos



Esta unidad contiene los foraminíferos *Ticinella raynaudi* y *Hedbergella amabilis*. *Ti. raynaudi* indica la parte media del Albiano superior. La Arenisca "T" solo contiene el nanofósil *W. barnesae*.

En cambio, contiene los pólenes *Callialasporites dampieri*, *Elaterocolpites castelaini*, *Elaterosporites protensus*, *Es. klaszi* y *Pe. pannuceus*, que aseguran una edad Albiano superior para la unidad. Están asociados con *Ar. australis*, *Ca. insignis* y *Ci-catricosisporites hallei*, poco diagnósticos (fig. 38).

La Arenisca "T" es de edad Albiano superior.

III. FORMACION NAPO INFERIOR

1. Caliza "B" (o Caliza inferior)

La Caliza "B" es una alternancia de calizas arcillosas oscuras y de arcillas negras. Está comprendida entre el último banco masivo de la Arenisca "T" y su tope lo constituye el último banco de caliza antes de las lutitas negras de la zona "U". Está marcada por una diversificación de la microfauna.

En la base aparecen los foraminíferos *Hedbergella* aff. *angolae*, *Hdg. delrioensis*, *Heterohelix moremani*, *Hx. globulosa* y *Ticinella madecassiana*; en la parte mediana aparecen *Ticinella* cf. *primula*, *Globigerinelloides* aff. *caseyi*, *Gdes. bentonensis* y *Clavhedbergella simplex*. En el límite con la zona «U», aparecen *Whiteinella bornholmensis* y *Wh. inornata*, mientras que desaparecen *Ti. raynaudi*, *Ti. madecassiana*, *Ti. cf. primula*, *Gdes. aff. caseyi*, *Gdes. bentonensis* y *Wh. bornholmensis* (fig. 36). La presencia de *Gdes. bentonensis*, *Ti. raynaudi* y *Ti. cf. primula* al tope de la unidad asegura una edad Albiano superior. Sin embargo, la aparición de *Hx. moremani* sugiere el Cenomaniano. Notemos que la aparición de *Hx. globulosa*, considerada como del Campaniano en Europa, indicaría el Cenomaniano en Ecuador (Robertson Research 1988). En cambio, *Wh. inornata* plantea un problema, ya que su rango conocido es Turoniano-Santoniano. La aparición de *Hdg. delrioensis* cerca de la base de la Caliza B y su relativa abundancia llevó M. Ordoñez a definir una biozona de *Hdg. delrioensis*, atribuida al Cenomaniano inferior (fig. 39).

Los nanofósiles *Coccolithus paenepelagicus*, *W. barnesae*, *Zy. ponticulus* (abundante) y *Zy. stenopous* ocurren en toda la Caliza "B". *Eiffellithus turriseiffelli*, marcador mundial del Albiano superior, aparece en la parte inferior, mientras que *Tranolithus exiguus*, *Cretarhabdulus conicus* y *Eprolithus floralis* aparecen en la parte superior (fig. 37). Esta asociación fue definida por N. Jiménez como biozona de *Z. ponticulus*, por la abundancia de esta especie en la parte mediana de la Caliza "B" y asignada por él al Cenomaniano inferior (fig. 39). La asociación de *Zy. ponticulus* y *Zy. stenopous* indicaría el límite Cenomaniano inferior-medio, mientras que la presencia de *Tr. exiguus* indicaría el Cenomaniano

no (fig. 37). Sin embargo, la abundancia de *Zy. ponticulus* en la Caliza «B» y su persistencia en la unidad sobreyacente sugiere una edad más antigua (Albiano superior), apoyada por la aparición reciente y la abundancia de *Eif. turriseiffelli*.

Entre los pólenes, se nota la presencia de *Ar. australis*, *Ci. hallei*, *Mo. sphaeroidites*, *Pe. pannuceus* y *Sofrepites legouxae*. *Classopolis classoides* y *Multiporopollenites polygonalis* aparecen en la parte superior. La extinción de los marcadores del Albiano (*Ca. dampieri*, *Es. protensus*, *Es. klaszi*) en la unidad infrayacente (Arenisca «T») y la aparición de marcadores del Cenomaniano (*Ep. africaensis*, *Gn. diversus*, *Gn. clathratus*) solo en la unidad suprayacente (Lutita «U»), impiden precisar la ubicación del límite Albiano-Cenomaniano (fig. 38 y 39).

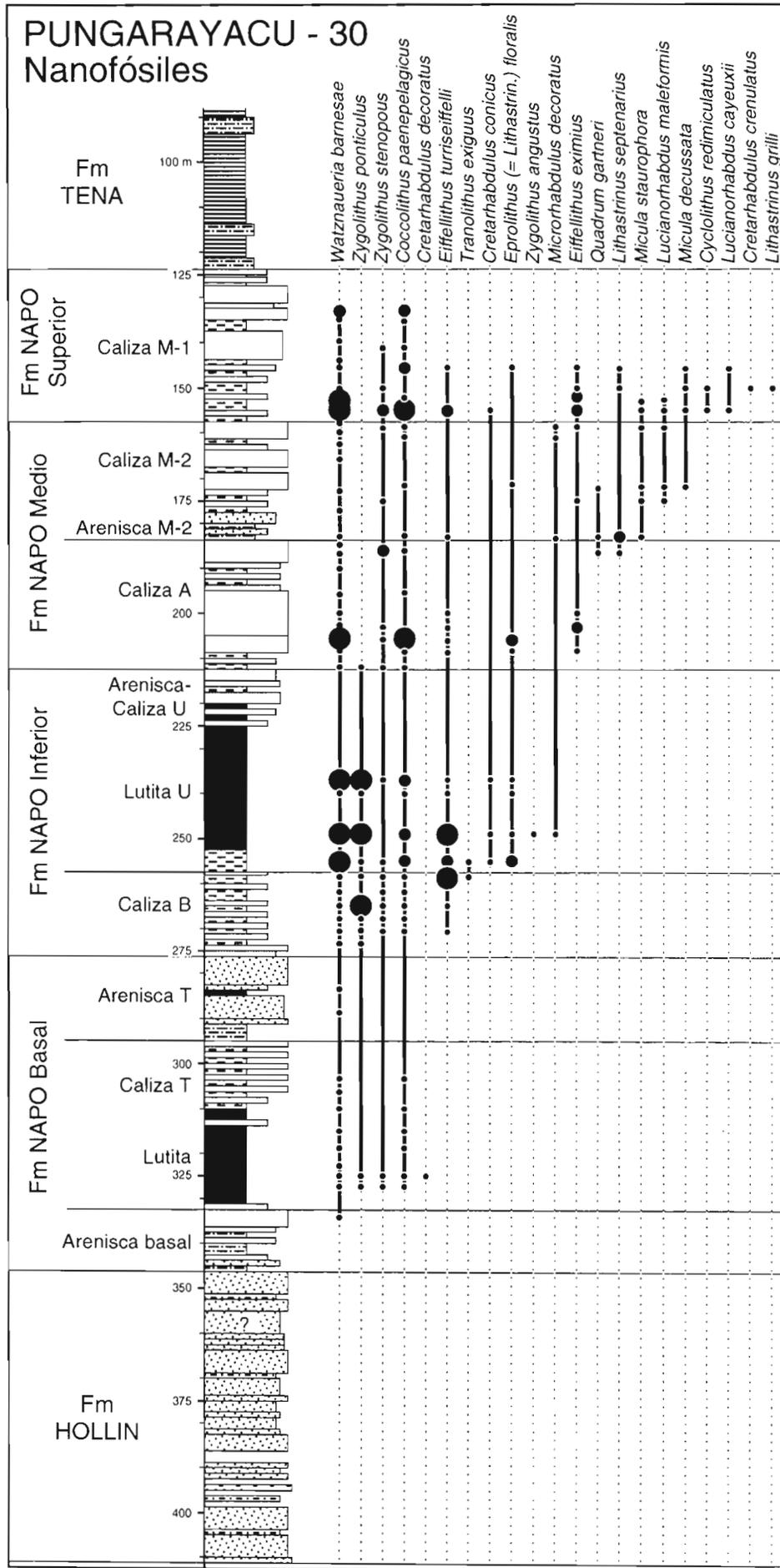
La Caliza "B" tiene una edad incluida dentro del intervalo Albiano superior-Cenomaniano inferior siendo lo más probable el Albiano superior, por la presencia de especies del género *Ticinella* (fig. 36).

2. Lutita de la "Zona U"

Esta unidad está incluida entre el último banco de Caliza "B" y el primer banco de caliza o arena de la "Arenisca U". Su parte inferior contiene una rica microfauna, mientras que la parte superior se reveló generalmente estéril en organismos carbonatados.

En la parte inferior, persisten los foraminíferos *Chdg. simplex*, *Hdg. delrioensis*, *Hdg. planispira*, *Hx. moremani*, *Hx. globulosa* y *Ti. raynaudi*, mientras que la parte mediana registra la aparición y desaparición de *Hdg. cf. sigali*, *Marginotruncana* cf. *marginata*, *Rotalipora* sp., *Ticinella roberti* y *Ti. gaultina* así como la desaparición de *Ti. raynaudi* (fig. 36). Este intervalo pertenece todavía a la biozona de *Hg. delrioensis* de M. Ordoñez (fig. 39). En la parte inferior, la presencia de *Ti. raynaudi*, *Ti. roberti* y otras especies de *Ticinella* sugiere el Albiano superior. La parte media es seguramente de edad cenomaniana, por la extinción del género *Ticinella* y la aparición local del género *Rotalipora*. En cambio, la identificación de *Hdg. cf. sigali* (pre-Albiano) *Whiteinella inornata* y *Mgt. cf. marginata* (post-Cenomaniano) está por ser revisada.

La parte inferior de la Lutita "U" se caracteriza por la persistencia de los nanofósiles *Co. paenepelagicus*, *Eif. turriseiffelli*, *Wa. barnesae*, *Zy. ponticulus* (abundantes) y *Zy. stenopous*; el desarrollo de *Cr. conicus* y *Ep. floralis*, y la aparición de *Zyolithus angustus* y *Microrhabdulus decoratus* (fig. 37). La abundancia de *Eif. turriseiffelli* (marcador del Albiano superior) y de *Zy. ponticulus* (característico del Cenomaniano inferior) sugiere que este nivel se ubica cerca al límite entre Albiano y Cenomaniano, mientras que la aparición de *Mi. decoratus* (fig. 37) apoya una edad cenomaniana. Corresponde a la parte mediana de la biozona de *Z. ponticulus* del Cenomaniano inferior definida por N. Jiménez (fig. 39).



Los pólenes *Ar. australis*, *Cl. classoides*, *Mo. sphaeroidites* y *Mu. polygonalis* están presentes en todo el intervalo. La parte inferior está marcada por la aparición de *Echinatisporites* cf. *varispinosus* y *Gnetaceaepollenites diversus* y la extinción de *Pe. pannuceus* (fig. 38). La parte superior registra la aparición de *Elateroplicites africaensis* y *Gnetaceaepollenites clathratus* y la desaparición (local) de *Ca. insignis* y *Ci. hallei*. Este intervalo corresponde a la biozona de *E. africaensis* definida por I. Zambrano y atribuida al Cenomaniano inferior, a pesar de que *Ep. africaensis* solo aparece en su parte superior (fig. 39). La desaparición de *Pe. pannuceus* (más frecuente en el Albiano) sugiere una edad cercana al límite Albiano-Cenomaniano para la base de la Lutita "U". La aparición de *Ep. africaensis*, *Gn. diversus* y *Gn. clathratus* apoya una edad cenomaniana para las partes mediana y superior de la unidad.

En conclusión, la parte superior de la Lutita "U" es seguramente de edad cenomaniana. La parte inferior registra un cambio nítido de microfauna y flora, que podría indicar un límite de piso.

3. Caliza y Arenisca "U"

Está unidad incluye calizas arenosas y areniscas glauconíticas ubicadas entre el último nivel de lutita, algo calcárea de la

Fig. 37 : Distribución estratigráfica de los principales nanofósiles calcáreos diagnósticos en el pozo Pungarayacu 30, según N. Jiménez (in Laboego 1994).

Lutita "U", y las lutitas de base de las Calizas "A".

El único organismo calcáreo encontrado es el foraminífero *Hx. globulosa*, de rango Cenomaniano-Maastrichtiano en la cuenca (fig. 36). Esta unidad corresponde a la parte superior de las biozonas de Hdg. delrioensis (foraminíferos) y *Z. ponticulus* (nanofósiles) asignadas al Cenomaniano inferior por M. Ordoñez y N. Jiménez (fig. 39).

Los pólenes presentes no brindan más información. Se nota la extinción de *Ep. africaensis*, *Gn. clathratus* y *Gn. diversus*, característicos del Cenomaniano. La extinción de *Ep. africaensis* define el tope de la biozona del mismo nombre definida por I. Zambrano (fig. 39).

IV. FORMACION NAPO MEDIO

1. Caliza "A" (o Caliza inferior)

Esta unidad empieza por un nivel lutáceo, encima del último banco de la Caliza y Arena "U", y sigue con calizas cada vez más masivas. Tal como fue definida por Labogeo, su tope lo define un horizonte margoso localmente arenoso (Arenisca "M-2"). La lutita de base coincide con un cambio drástico de la microfauna.

Los foraminíferos *Hx. moremani*, *Hx. globulosa* y *Wh. inornata* persisten, mientras que *Heterohelix reussi*, *Hx. pseudotessera*, *Hx. ultimatimida*, *Bathysiphon alexanderi* y *Haplophragmoides eggeri* aparecen en la base y ocurren en toda la unidad (fig. 36). La aparición de *Hx. reussi* define la base de la biozona de *Hx. reussi* de M. Ordoñez, atribuida al Turoniano medio-superior (fig. 39). El tope de esta biozona, que abarca parte de la Caliza "A", no está definido. La ausencia de los géneros *Praeglobotruncana* y *Hevetoglobotruncana* sugiere un hiato del Cenomaniano superior-Turoniano inferior. Los aglutinados *Ba. alexanderi* y *Ha. eggeri* no son diagnósticos. La persistencia en toda la unidad de *Hx. moremani* indica una edad pre-Turoniano medio.

Los nanofósiles *Co. paenepelagicus*, *Eif. turri-seiffelli*, *Ep. floralis*, *Wa. barnesae* y *Zy. stenopous* ocurren en toda la unidad (fig. 37). En la lutita de base, la extinción de *Zy. ponticulus* y su ocurrencia con *Zy. stenopous* indicaría una edad Cenomaniana inferior a media. Por el contrario, la aparición de *Eiffellithus eximius* en la base de la unidad es un fuerte argumento en favor de una edad turoniana media (parte media) para la base de las calizas, apoyando la idea de un hiato del Cenomaniano superior y/o Turoniano inferior. La aparición de *Quadrum gartneri* y *Lithastrinus septenarius* en la parte somital de la unidad es compatible con una edad turoniana media. N. Jiménez definió una biozona de *Q. gartneri*, del Turoniano medio a superior, para

parte de la Caliza "A", definida en la base por la desaparición de *Zy. ponticulus* (fig. 39).

La Caliza "A" no contiene palinomorfos diagnósticos.

2. Caliza "M-2" (o Caliza superior)

Esta unidad es también una secuencia estratocreciente de margas y calizas. La base está definida por el primer intervalo margoso, a veces arenoso (Arenisca "M-2") que sobreyace a la caliza masiva "A", y su tope está definido por el último banco de caliza masiva (Caliza "M-2").

En la mayor parte de la unidad, se encuentran los mismos foraminíferos como en la Caliza "A" (*Hdg. planispira*, *Hx. "moremani"*, *Hx. globulosa*, *Chg. simplex*, *Wh. inornata*, *Hx. reussi*, *Hx. ultimatimida*, *Ha. eggeri*). Además, aparecen sucesivamente *Hx. "pulchra"* en las Areniscas "M-2", *Clavhedbergella subdigitata* en la base de la Caliza "M-2" y *Whiteinella archeocretacea* en el medio de la Caliza "M-2". La parte superior de la Caliza "M-2" está marcada por la extinción de *Hdg. planispira*, *Hx. moremani*, *Chg. simplex*, *Wh. inornata*, *Chg. subdigitata*, y la aparición de *Whiteinella baltica* y de una forma vecina de *Wh. baltica* y/o *Archeoglobigerina blowi* (fig. 36). La desaparición de *Hdg. planispira* y *Chg. simplex* y la aparición de especies de *Archeoglobigerina* datarían la parte superior de la Caliza "M-2" del Turoniano terminal-Coniaciano basal. En cambio, la ocurrencia de *Hx. moremani* indicaría una edad pre-Turoniano tardío. *Hx. "pulchra"* plantea un problema, ya que solo aparece en el Campaniano inferior de Europa.

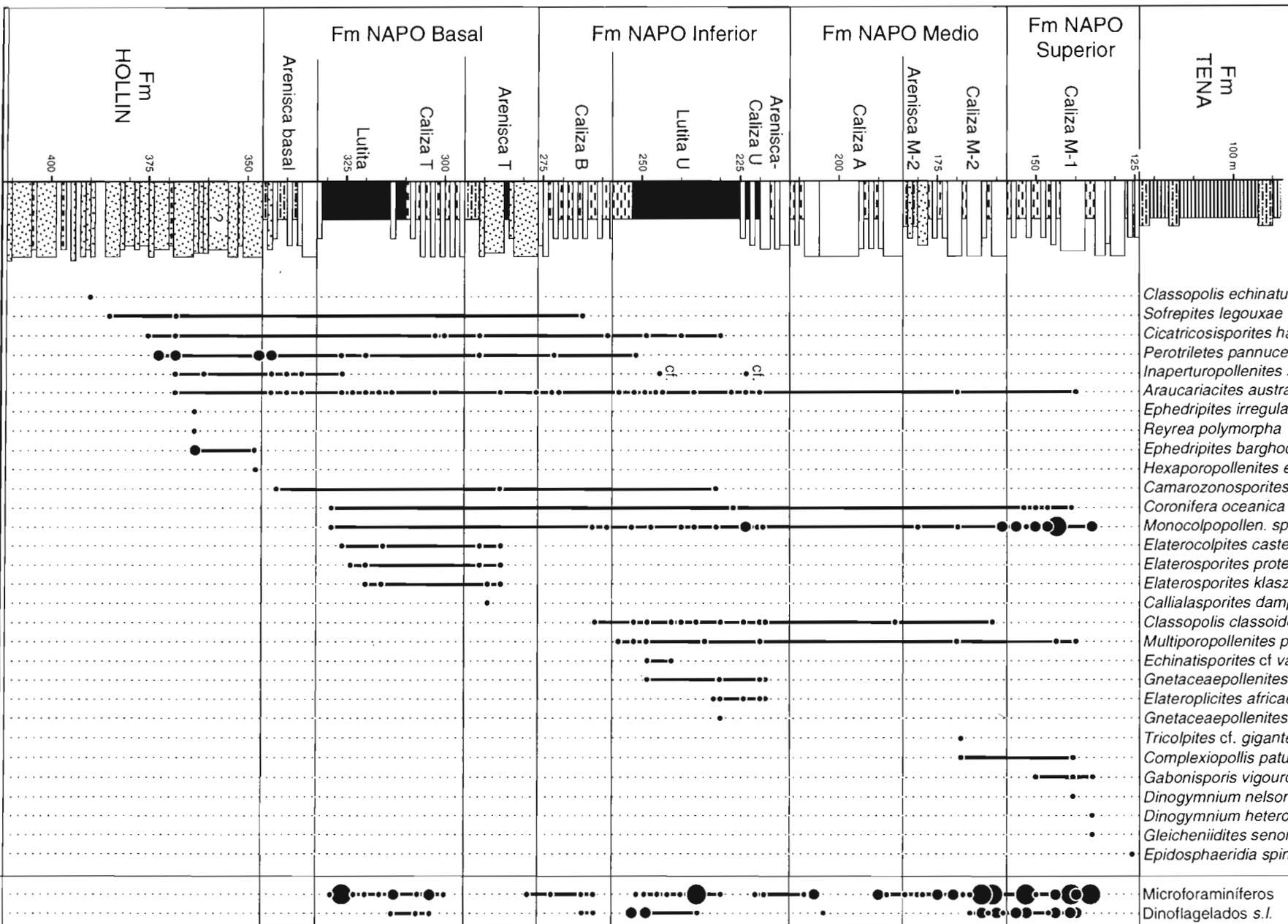
En la Caliza "M-2", persisten los nanofósiles *Co. paenepelagicus*, *Eif. eximius*, *Ep. floralis*, *Li. septenarius*, *Mi. decoratus*, *Q. gartneri*, *Wa. barnesae* y *Zy. stenopous*. Se nota la extinción (local) de *Q. gartneri* y *Mi. decoratus* (fig. 37). La aparición de *Lucianorhabdus maleformis* y *Micula staurophora* en las margas y areniscas "M-2" indica una edad no más antigua que el Turoniano medio a superior, mientras que la de *Micula decussata* en la parte inferior de la Caliza "M-2" indicaría ya el Coniaciano terminal. Está sucesión sugiere sea que existe un hiato de casi todo el Coniaciano, sea que *Mi. decussata* aparece más temprano (Turoniano superior ?) que en Europa, en donde es fósil zonal del Coniaciano terminal.

La secuencia "M-2" contiene los pólenes *Ar. australis*, *Cl. classoides*, *Mo. sphaeroidites* y *Mu. polygonalis* poco diagnósticos. Sin embargo, la parte mediana de la unidad registra la aparición de *Tricolpites cf. giganteus* y *Complexiopolis patulus*, que indicarían el Coniaciano-Santoniano.

En resumen, las indicaciones son contradictorias para la edad de las Calizas "M-2": mayormente Turoniano (superior) según los foraminíferos, más

PUNGARAYACU - 30

Palynomorfos



- Classopolis echinatus*
- Sofrepites legouxae*
- Cicatricosisporites hallei*
- Perotriletes pannuceus*
- Inaperturopollenites simplex*
- Araucariacites australis*
- Ephedripites irregularis*
- Reyrea polymorpha*
- Ephedripites barghoorni*
- Hexaporopollenites emelianovi*
- Camazonosporites insignis*
- Coronifera oceanica*
- Monocolpopollen. sphaeroidites*
- Elaterocolpites castelaini*
- Elaterosporites protensus*
- Elaterosporites klaszi*
- Callialasporites dampieri*
- Classopolis classoides*
- Multiporopollenites polygonalis*
- Echinatisporites cf. varispinosum*
- Gnetaceapollenites diversus*
- Elateroplicites africaensis*
- Gnetaceapollenites clathratus*
- Tricolpites cf. giganteus*
- Complexiopollis patulus*
- Gabonispors vigourouxi*
- Dinogymnium nelsonense*
- Dinogymnium heterocostatum*
- Gleicheniidites senonicus*
- Epidosphaeridia spinosa*

- Microforaminiferos
- Dinoflagelados s.l.

bien Coniaciano de acuerdo con los nanofósiles, y Coniaciano-Santoniano para los palinomorfos.

V. FORMACION NAPO SUPERIOR

En el pozo Pungarayacu-30, se atribuyó a esta unidad una secuencia estratocreciente de margas y calizas sobreyacida por algunos metros de margas. La secuencia esta marcada por una importante renovación progresiva de la microfauna.

En la base, *Hx. globulosa*, *Hx. reussi*, *Hx. pseudotessera*, *Ha. eggeri*, *Hx. "pulchra"*, *Wh. archeocretacea* y *Wh. baltica*/*Ar. blowi* persisten. En la parte inferior, *Hx. reussi*, *Hx. pseudotessera*, *Wh. archeocretacea* y *Wh. baltica*/*Ar. blowi* desaparecen (fig. 36). Su desaparición define el tope de la biozona de *W. baltica* de M. Ordoñez, que abarca la parte inferior del Napo superior e indicaría el Santoniano inferior. La desaparición de *Wh. archeocretacea* en la parte inferior de la unidad indicaría el tope del Coniaciano. En la parte superior, *Ha. eggeri*, *Hx. "pulchra"* desaparecen, *Hx. globulosa* y *Hx. ultimatumida* persisten, y *Heterohelix "striata"* aparece. La aparición de *Hx. striata* indicaría el Campaniano inferior tardío. Sin embargo, la alta proporción de foraminíferos atípicos (*Hx. pulchra*, *Hx. striata*, *Wh. baltica*/*Ar. blowi*) impide atribuciones precisas. M. Ordoñez definió una biozona de *Hx. globulosa* que caracteriza la parte superior del Napo superior y está asignada al Santoniano (fig. 39).

En la parte inferior del Napo superior, se nota la persistencia de los nanofósiles *Co. paenepelagicus*, *Eif. eximius*, *Eif. turriseiffelli*, *Ep. floralis*, *Li. septenarius*, *Lu. maleformis*, *Mi. decussata*, *Mi. staurophora*, *Wa. barnesae* y *Zy. stenopous*. Además, aparecen *Cyclolithus redimiculatus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Cretarhabdulus crenulatus* y *Lithastrinus grillii*, mientras que desaparece *Cretarhabdulus conicus* (fig. 37). La parte media registra la desaparición de todas las especies mencionadas, excepto *Co. paenepelagicus* y *Wa. barnesae*, que desaparecen en la parte superior. La persistencia de *Ep. floralis* y *Li. septenarius* en la parte basal del Napo superior (Caliza "M-1") indicaría el Santoniano temprano. Corresponde a la biozona de *M. decussata* definida por N. Jiménez, cuyo tope está definido por la desaparición del fósil de zona. La aparición de *L. cayeuxii* en la parte media de la unidad indicaría el Santoniano tardío.

La parte inferior de Napo superior contiene los pólenes *Ar. australis*, *Co. oceanica*, *Co. patulus*, abundantes *Mo. sphaeroidites* y *Mu. polygonalis* ya mencionados en la unidad M-2. En su parte superior, aparecen el pólén *Gabonisoris vigourouxi* del Coniaciano-Maastrichtiano inferior, así como dinoflagelados de mar cerrado y somero (*Dinogymnium nelsonense*, *Din. heterocostatum*). Esta asociación indicaría el intervalo Santoniano-Campañiano. La gran abundancia de *Mo. sphaeroidites* lle-

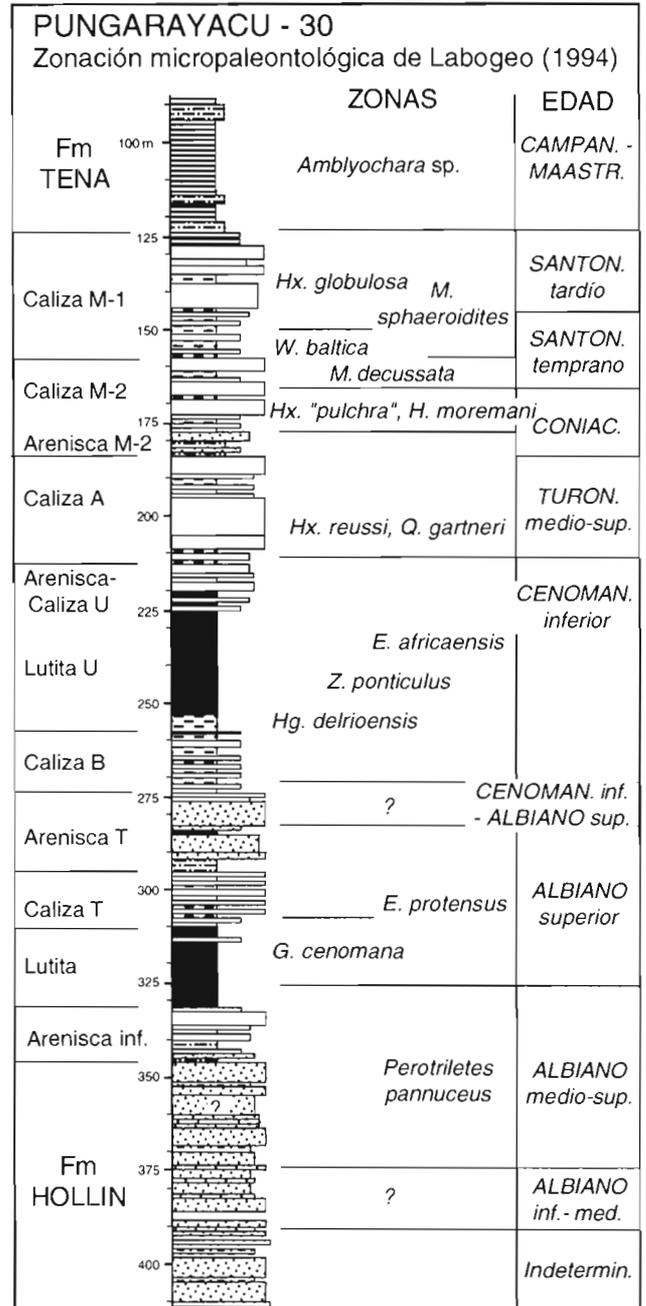


Fig. 39 : Biozonación micropaleontológica de la serie cretácica marina de la cuenca oriental por Labogeo (1994), de acuerdo al estudio del pozo Pungarayacu-30.

vó I. Zambrano a definir una biozona de *M. sphaeroidites* (fig. 39).

La Formación Napo superior (Caliza "M-1"?) del pozo de Pungarayacu-30 comprendería una parte inferior del Santoniano inferior, y una parte superior atribuida al Santoniano tardío (fig. 39).

VI. FORMACION TENA (parte inferior)

La Formación Tena generalmente no contiene palinomorfos. No fue estudiada en detalle en Pungarayacu-30. Está caracterizada por su escaso contenido de carofitas, razón por la cual N. Jiménez definió una zona de *Amblyochara* sp., de edad Maastrichtiano (fig. 39).

CAPITULO III

BIOESTRATIGRAFIA DE LAS SECCIONES DE CAMPO DEL NORTE DE LA ZONA SUBANDINA

Una parte importante del trabajo del Convenio Orstom-Petroproducción fue la colección de macrofósiles (amonites, bivalvos, equinodermos, dientes de peces, etc.) precisamente ubicados a lo largo de perfiles levantados detalladamente. Su estudio y determinación por especialistas europeos, y la comparación de estos datos estratigráficos con los datos micropaleontológicos disponibles, u obtenidos en el mismo tiempo sobre las mismas columnas por los especialistas de Petroproducción-Guayaquil (foraminíferos, nanofósiles y palinomorfos) permitió precisar el rango de las especies de cada familia fósil, mediante los datos cronoestratigráficos brindados por los otros grupos de fósiles. En el Cretáceo medio, las biozonas de amonites duran un promedio de 1 millón de años, mientras que una biozona de foraminíferos planctónicos o de nanofósiles dura 3 millones de años en promedio. En otros términos, la determinación de un amonite puede dar una edad 3 veces más precisa que la de un planctónico o un nanofósil. Al revés, la edad de una especie endémica de amonite, de rango mal conocido, puede ser precisada por los microfósiles asociados.

Las secciones estudiadas fueron seleccionadas en el Norte y el Sur de la zona subandina.

1. La sección del río Misahuallí

Aún que incompleta (no afloran partes de la Fm Hollín y de la zona "U"), la sección del río Misahuallí es muy buena (localmente excelente) y fácilmente accesible. Es la sección de referencia para la parte Norte de la zona subandina. El Maastrichtiano y el Paleógeno no están bien expuestos.

Accesos : Desde Tena, viajar al Sur y tomar a mano izquierda antes del puente de Puerto Napo para llegar a Puerto Misahuallí en la confluencia de los ríos Misahuallí y Napo (30 a 45 min.). En el puerto mismo, se puede contratar canoas con motor (≈ 30 US\$ por día) para subir el curso del río Misahuallí. En buenas condiciones (río bajo), se puede avanzar hasta el contacto entre las formaciones Misahuallí y Hollín. 5 días están necesarios para un estudio detallado de la sección.

Partes de la sección están accesibles caminando. Por eso, poco antes de llegar a Puerto Misahuallí, girar a mano izquierda en un camino carosable que presenta una Y. Si uno se va a la izquierda, llega a una cantera en la parte inferior de la Formación Hollín; a lo largo del camino, es posible bajar a pie al río en varios sitios para observar trozos de secciones. El camino derecho de la Y lleva al pueblito de Pununo en el cual un puente colgante permite cruzar el río Misahuallí. Tomando a mano

izquierda al salir del puente, un camino lleva (15 min.) a la unión con una quebrada secundaria, donde aflora el intervalo Caliza A-Formación Tena.

2. La sección de Ongota

Ongota está ubicado 4 km al Este de Tena. La sección levantada presenta una sección de 20 metros incluyendo el tope de la Arenisca "T", la transición entre "T" y "B", y la Caliza "B".

Acceso : Desde la salida Norte de Tena (redondel), tomar a mano derecha una carretera que cruza el río Misahuallí en un estrecho puente colgante. A la salida del puente, tomar a mano derecha y seguir la carretera. Después de ≈ 3 kms, se presenta una Y. Seguir el camino izquierdo (el camino derecho baja abruptamente al pueblo de Ongota), pasar un primer puente, la sección se encuentra en la segunda quebrada con puente, unos 300 m después de la Y. Aguas abajo del puente (acceso difícil) aflora el tope de la Arenisca «T» y la base de la Caliza «B» (lutitas y calizas masivas). Aguas arriba se encuentran buenos afloramientos de la Caliza «B» típica.

3. El anticlinal Mirador

Al Oeste de Puyo, en las cabeceras del río Anzu, el anticlinal Mirador presenta una sección de cerca de 40 m, incluyendo el tope de las Calizas «M-2», sobre las cuales descansa en discordancia la parte inferior de la Formación Tena maastrichtiana.

Acceso : Desde el lado oeste del Parque central de Mera, una carretera sale, baja y cruza un río, y sigue en dirección Norte. Seguir la : está llana, luego sube y finalmente baja rápido al río Anzu donde se termina. Un puente permite cruzar el río y acceder a la sección visible desde la carretera.

4. Cerca al río Pastaza

La carretera Puyo-Mácas cruza el río Pastaza por un estrecho y largo puente colgante. En ambas orillas del río Pastaza, las Calizas "A" y "M-2" afloran. Algunas observaciones locales pueden ser efectuadas, especialmente en la orilla Sur. Aguas abajo del puente, las calizas cenomanianas aflorarían ("Cueva de los Tayos").

Acceso : Desde Puyo como desde Mácas, se necesita una hora a hora y media para llegar a los afloramientos. La zona parece lluviosa.

5. El Pozo Pungarayacu-30, que fue enteramente nucleado y estudiado en detalle para micropaleontología, ha sido estudiado como complemento a la sección de campo del río Misahuallí. La sección estudiada abarca el intervalo Albiano-Maastrichtiano inferior.

I. SECCIONES DEL RIO MISAHUALLI Y DE ONGOTA

A pesar de ser la sección más revisada por los geólogos, la sección del río Misahuallí contiene varios niveles con macrofósiles diagnósticos. Una docena de niveles con amonites fueron encontrados (Albiano a Coniaciano). En varios niveles, colectamos inoceramus y otros bivalvos, erizos de mar bien preservados (Caliza "T"), y dientes de peces y tiburones (probablemente las primeras ocurrencias en los Andes). 53 muestras fueron colectadas para la micropaleontología en diferentes niveles de la sección, en función de los problemas estratigráficos encontrados.

La sección de Ongota (≈ 25 m) incluye el tope de la Arenisca "T" y la Caliza "B". Se pudo comprobar que los afloramientos correspondientes del río Misahuallí están incompletos. En esta sección, no se encontraron macrofósiles, excepto de restos de peces y pequeños bivalvos mal preservados. Once muestras para micropaleontología fueron tomadas.

Los datos presentados para estas secciones están basados sobre el estudio de la macrofauna, la microfauna estudiada en láminas delgadas, y los micro- y nanofósiles estudiados en forma despejada.

1. Formación Hollín

Según los datos bioestratigráficos disponibles, esta unidad es de edad Aptiano superior a Albiano medio (véase la parte I de este informe). No fue estudiada ni muestreada en detalle en la sección del río Misahuallí.

2. Formación Napo basal

2.a. Areniscas basales (Hollín superior u Hollín secundario) y Calizas "C"

No se encontró macrofauna extraíble y determinable en estos niveles.

En las Areniscas basales (M.4, M.6b y M.7, fig. 40 y 43), la microfauna incluye los palinomorfos *Camarozonosporites insignis* (Albiano-Cenomaniano), *Cicatricosisporites hallei* (Albiano-Cenomaniano), *Inaperturopollenites simplex* (Aptiano-Albiano), *Perotriletes pannuceus* (Aptiano superior-Cenomaniano) y *Reyrea polymorpha* (Aptiano-Albiano), que indican una edad Albiana. La asociación es muy vecina de la de la zona de *P. pannuceus* de Pungarayacu-30, y la edad probable es Albiano inferior a medio.

En las Calizas "C" (M.8 a M.10), la microfauna no es diagnóstica. En cambio, amonites del pozo Pungarayacu-30 (332 m) han sido identificados como *Oxytropidoceras (Oxytropidoceras) sp.* del Albiano medio, parte media a tardía (det. L. Bulot).

Las Areniscas basales son litológicamente parecidas a las de la Formación Inca del Perú septentrional, de edad Albiano inferior. Las Calizas

"C" se parecen a la Formación Chulec del Norte del Perú, de la parte inferior del Albiano medio (Benavides 1956, Bulot et al. en prensa).

2.b. Lutitas Napo basal

Son lutitas laminadas, negras y ricas en amonites y bivalvos en la base, mucho más pobres en fósiles más arriba.

Entre los numerosos pequeños amonites pobremente preservados que resultan de dos muestreos sucesivos (94.9 y 94.10), el Dr. L. Bulot determinó *Dipoloceras gr. bouchardianum* y *Venezoliceras (Venezoliceras) cf. venezolanum* que indican la base del Albiano superior (fig. 40). Un *Engonoceras sp.* del Albiano (det. P. Bengtson) fue colectado caído sobre las Lutitas basales. Ejemplares de *D. gr. bouchardianum* fueron encontrados también en la base misma de las Lutitas Napo basal del pozo Pungarayacu-30 (331 m). Demuestran una laguna sedimentaria y/o una condensación importante de parte del Albiano medio.

Bivalvos colectados en este nivel en Misahuallí y Pungarayacu-30 fueron determinados como *Aucellina sp.* (buchiideo) de rango estratigráfico largo, frecuente en los niveles anóxicos (det. A. Dhondt). Más arriba, el inoceramideo *Actinoceramus concentricus* data el Albiano medio a superior (no terminal).

En el tope de la Lutitas, cerca al límite con las Calizas "T" donde aparecen nódulos de calizas (94.12), se encontró *Dipoloceras aff. tarrentense*, *D. aff. fredericksburgense?* y *Knemiceras laraense* de la base del Albiano superior (det. L. Bulot).

La base de las Lutitas (M.10a y M.10b, fig. 40) contiene los foraminíferos *Hedbergella amabilis* (Albiano-Cenomaniano) y *Ticinella raynaudi aperta* (Albiano superior); los nanofósiles *Coccolithus circumradiatus* (Albiano-Turoniano), *Co. paenepelagicus*, *Cyclolithus gronosus* (Albiano-Campaniano), *Discolithus aff. fessus* (Albiano-Cenomaniano), *Parhabdolithus elongatus* (Neocomiano-Albiano) y *Zycolithus stenopous*; atribuidos al Albiano superior. Los amonites aseguran una edad Albiano superior (parte basal) para esta parte de las Lutitas. Notemos que *Zy. stenopous*, que se encuentra también en la lutita Napo basal de Pungarayacu-30, está normalmente considerada como no más antiguo que el Cenomaniano inferior.

En la parte media a superior de las Lutitas de la Formación Napo basal (M.11, M.11a y M.11b), se encontraron los foraminíferos: *Hedbergella cf. delrioensis*, *Hdg. globigerinelloides* (Albiano-Cenomaniano inferior), *Hdg. infracretacea* (Albiano-Cenomaniano), *Ticinella primula* (Albiano medio y superior) y *Ti. roberti* (Albiano); y los palinomorfos *Camarozonosporites insignis* (Albiano-Cenomaniano) y *Cicatricosisporites hallei* (Aptiano-Cenomaniano). Esta asociación indica una edad albiana media a superior.

Las Lutitas Napo basal son litológicamente equivalentes a la Formación Pariatambo anóxica y diacrónica del Perú septentrional (Bulot et al. en

prensa). Pasan progresivamente a las calizas y margas de las Calizas "T".

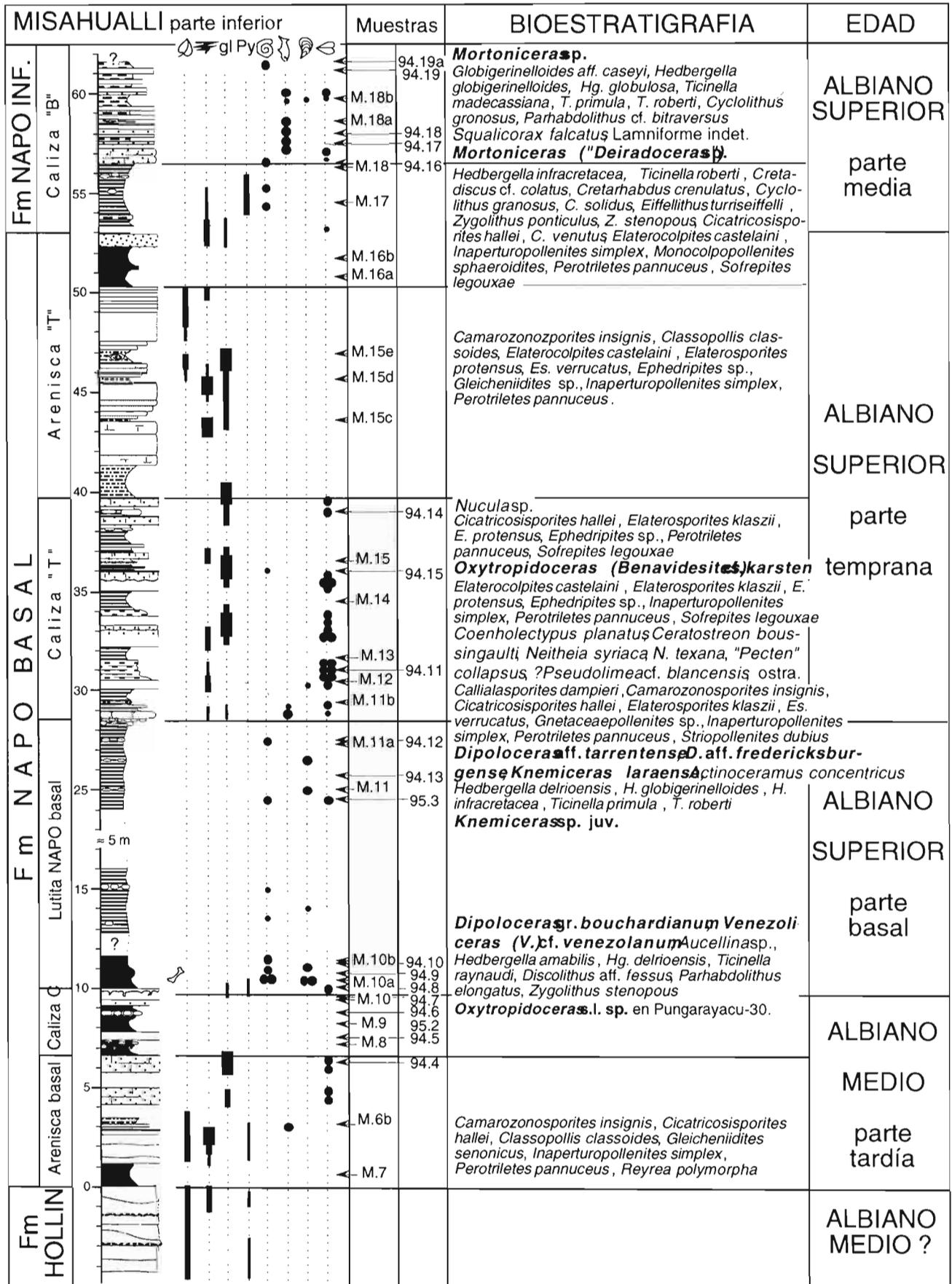


Fig. 40 : Sección litológica, contenido fosilífero y edad de la Formación Napo basal en la sección del río Misahualli.

2.c. Calizas superiores o Calizas "T"

Las Calizas "T" contienen una fauna rica y variada. Se enriquecen en cuarzo detrítico y glauconita hacia el tope.

En la parte inferior (94.11, fig. 40), el erizo de mar *Coenholectypus planatus*, indica el Albiano medio a superior de América y un medio arenoloso relativamente profundo (parte inferior a media del medio infralitoral) (det. D. Néraudeau). También se encontraron ostras indeterminables y los bivalvos *Ceratostreon boussingaulti*, *Neithea syriaca*, *N. texana*, *Nucula* sp. y *?Pseudolimea* cf. *blancensis* (= «*Pecten*» *collapsus*) del Albiano (det. A. Dhondt).

En una de las superficies endurecidas glauconíticas y fosfáticas de la parte media (94.15) se encontraron ejemplares del amonite *Oxytropidoceras* (*Venezolicer*) sp. juv. cf. *venezolanum*, de la base del Albiano superior (det. L. Bulot, fig. 40).

La microfauna (M.13 a M.15) incluye escasos microorganismos calcáreos y los palinomorfos: *Callialasporites dampieri* (Neocomiano-Albiano), *Cicatricosisporites hallei* (Aptiano-Cenomaniano), *Elaterocolpites castelaini* (Albiano-Cenomaniano), *Elaterosporites klaszi* (Albiano medio-Cenomaniano), *Es. protensus* (Albiano superior), *Es. verrucatus* (Albiano medio tardío y superior), *Ephedripites* cf. *irregularis*, *Inaperturopollenites simplex* (Aptiano-Albiano), *Perotriletes pannuceus* (Albiano-Cenomaniano), *Sofrepites legouxae* (Albiano-Turoniano) y *Striopollenites dubius* (Albiano medio y superior). *Es. protensus* y *Es. verrucatus* indican el Albiano superior.

Las Calizas "T" son equivalentes a parte de la Formación Yumagual del Perú (Albiano superior, Benavides 1956). El contacto con las Areniscas "T" parece ser transicional (aumento de la fracción cuarzosa detrítica), pero una discontinuidad mayor se observa en la base del primer banco de arenisca.

2.d. Areniscas "T"

Presentan tres miembros. Los miembros inferiores, en parte marinos, son ricos en glauconita. El miembro superior, deltaico, es rico en restos vegetales y estromatolitos ferruginosos. No encontramos macrofauna. El muestreo micropaleontológico (M.15c, M.15d, M.15e, fig. 40) demostró la presencia de nanofósiles poco diagnósticos y de los palinomorfos (M.15e) *Camarozonosporites insignis*, *Elaterocolpites castelaini* (ambos del Albiano-Cenomaniano), *Elaterosporites protensus* (Albiano superior), *Es. verrucatus* (Albiano medio y superior), *Inaperturopollenites simplex* (Aptiano-Albiano) y *Perotriletes pannuceus* (Aptiano superior-Cenomaniano), cuya asociación indica el Albiano superior.

En el Norte del Perú, tiene una equivalencia probable con las areniscas que sobreyacen a la Formación Yumagual (Benavides 1956, Jaillard 1987) y con la parte inferior de la Formación Agua Caliente

del Oriente (Kummel 1948, Zegarra 1964).

3. La Formación Napo inferior

3.a. Calizas "B"

Las Calizas "B" empiezan con lutitas negras, que las separan de los bancos masivos de la Arenisca "T". Estas lutitas contienen nódulos de caliza y pirita que representan amonites indentificables.

Respecto a los microfósiles, la base de la unidad (M.16a, M.17, M.18 y M.40 a M.43) contiene los foraminíferos: *Globigerinelloides* aff. *caseyi* (Albiano medio a superior), *Hedbergella globigerinelloides* (Albiano-Cenomaniano inferior), *Hdg. globulosa* (Albiano superior-Paleoceno inferior), *Hdg. infracretacea* (Albiano-Cenomaniano), *Ticinella madecassiana*, *Ti. primula* (ambos del Albiano), y *Ti. cf. roberti* (Albiano); los nanofósiles calcáreos: *Cretarhabdus crenulatus* (Cenomaniano-Maastrichtiano), *Cyclolithus gronosus* (Albiano-Campaniano), *Cy. redimiculatus*, *Cy. solidus* (Cenomaniano-Campaniano), *Eiffelithus turriseiffelli* (Albiano superior-Maastrichtiano), *Zycolithus angustus* (Aptiano-Cenomaniano inferior), *Zy. cf. biramiculatus* (Albiano-Cenomaniano), *Zy. ponticulus* (Neocomiano-Cenomaniano inferior) y *Zy. stenopous* (Cenomaniano inferior?-Maastrichtiano); y los palinomorfos *Cicatricosisporites hallei* (Aptiano-Cenomaniano), *Ci. venutus* (Albiano-Turoniano), *Elaterocolpites castelaini* (Albiano-Cenomaniano), *Ephedripites barghoorni*, *Inaperturopollenites* cf. *simplex* (Aptiano-Albiano), *Monocolpopollenites sphaeroidites* (Albiano superior-Maastrichtiano), *Perotriletes pannuceus* (Aptiano superior-Cenomaniano) y *Sofrepites legouxae* (Albiano-Cenomaniano). En total, indican una edad Albiano superior. La edad de esta unidad dada por los amonites es Albiano superior, parte mediana.

La parte calcárea de las Calizas "B" empieza con bancos masivos de caliza fosilífera (\approx 2 metros). En la base de estos bancos masivos del río Misahuallí (94.16), se encontró el amonite *Mortonicer* (*Deiradoceras*) sp. de la parte media del Albiano superior (det. L. Bulot, fig. 40 y 41). Este importante dato implica que las Areniscas «T» de esta área pertenecen al Albiano superior parte media. En la sección de Ongota, los microfósiles no son diagnósticos (M.44 y M.45).

1,5 metros más arriba, se encontró un nivel rico en dientes de selacios entre los cuales el Dr. Capetta identificó *Squalicorax falcatus* con poco valor diagnóstico, y un lamniforme indeterminado que pertenece probablemente a un género nuevo (94.18, fig. 40). En Misahuallí, la microfauna de esta parte basal (M.18a y M.18b) incluye los foraminíferos: *Globigerinelloides* aff. *caseyi* (Albiano medio a superior), *Hedbergella globigerinelloides* (Albiano-Cenomaniano inferior), *Hdg. globulosa* (Albiano superior-Paleoceno inferior), *Ticinella madecassiana*, *Ti. primula* (ambos del Albiano) y *Ti. roberti* (Albiano); y los nanofósiles: *Cyclolithus gronosus*

(Albiano-Campaniano), *Eiffellithus turriseiffelli* (Albiano superior-Maastrichtiano), *Parhabdolithus* cf. *bitraversus* (Albiano-Cenomaniano) y *Zygoli-*

thus ponticulus (Albiano-Cenomaniano inferior).

El resto de las Calizas "B" *sensu stricto* está constituido por alternancias de calizas finas y luti-

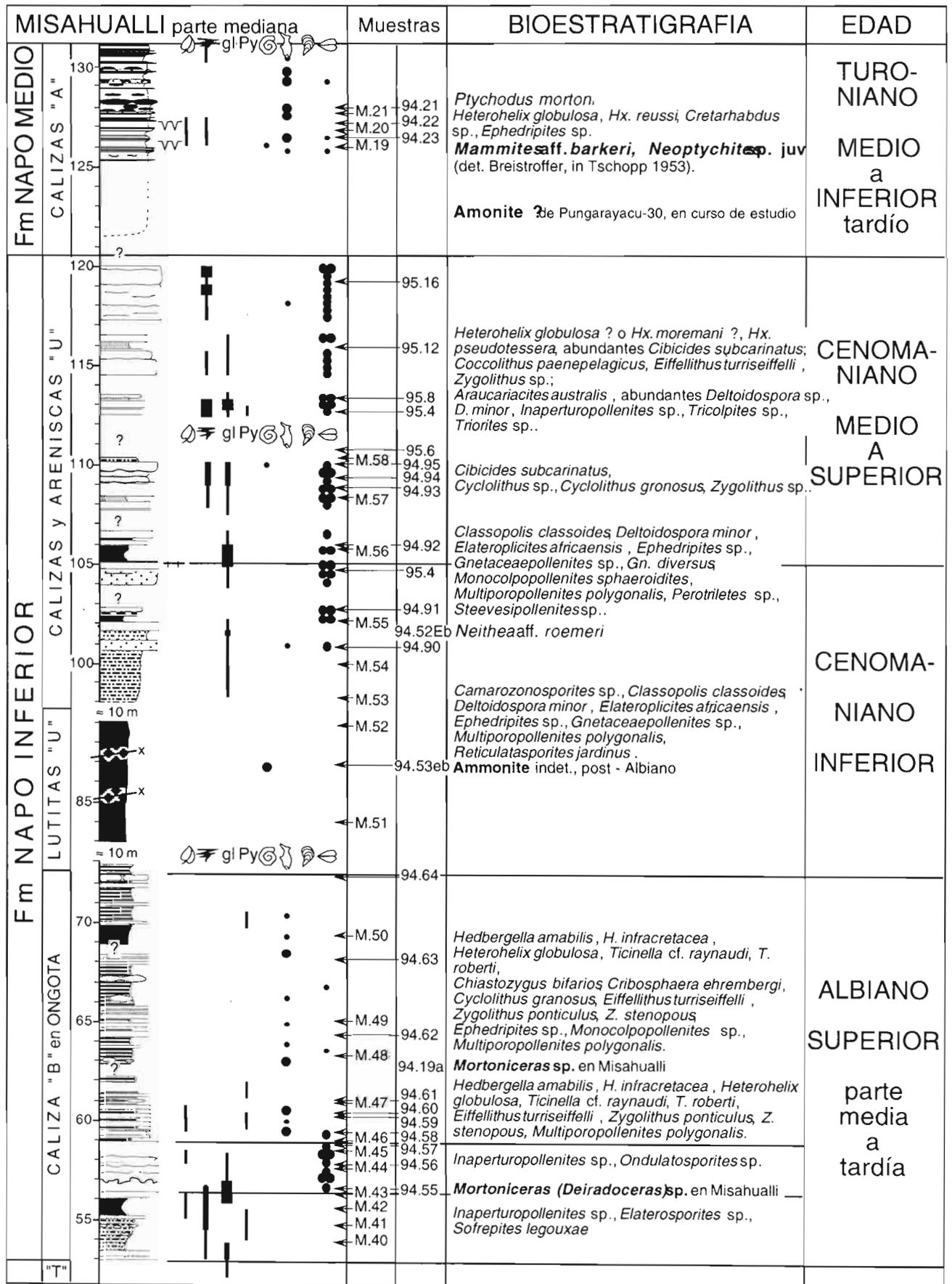


Fig. 41 : Sección litológica, contenido fosilífero y edad de las Formaciones Napo inferior y medio en la sección del río Misahuallí, completada por la sección de Ongota (Calizas B).

tas negras. En la parte mediana de la Caliza «B» del río Misahuallí (94.19a, fig. 40 y 41), se encontró el amonite *Mortonicerias* sp. de la parte mediana del Albiano superior (det. L. Bulot).

En la sección levantada en Ongota, las láminas delgadas contienen foraminíferos planctónicos. La Dra. M. Caron observó numerosos *Heterohelix* spp. en la parte inferior (94.58) y una predominancia de *Hedbergella* spp. en la parte superior (94.60 a 94.64). Es probable que ocurran también *Ticinella* spp. Esta asociación apoya una edad Albiano superior. La ausencia de *Rotalipora* sp. sugiere que no alcanza al Albiano terminal.

La Caliza «B» s.s. de la sección de Ongota (M.46 a M.50), contiene los foraminíferos: *Hedbergella amabilis*, *Hdg. infracretacea* (ambos Albiano-Cenomaniano), *Heterohelix globulosa* (Cenomaniano-Maastrichtiano), *Hx. moremani* (Cenomaniano-Coniaciano), *Ticinella* cf. *raynaudi* (Albiano), *Ti. roberti* (Albiano-Cenomaniano inferior); los nanofósiles: *Chiastozygus bifarios* (Cenomaniano-Turoniano), *Cribosphaera* cf. *ehrebergi*, *Cyclolithus redimiculatus*, *Eiffellithus turriseiffelli* (Albiano superior-Maastrichtiano), *Zygodolithus diplogrammus* (Cenomaniano-Campaniano), *Zy. ponticulus* (Neocomiano-Cenomaniano inferior) y *Zy. stenopous* (Cenomaniano inferior?-Campaniano); así como escasos palinomorfs (*Multiporopollenites polygonalis*, Cretáceo superior).

Aquí se observa también la ocurrencia de especies generalmente consideradas como no más antiguas que el Cenomaniano (*Hx. globulosa*, *Hx. moremani*, *Ch. bifarios*, *Zy. diplogrammus*, *Zy. stenopous*). Sin embargo, la ocurrencia del amonite *Mortonicerias* sp. de la parte media del Albiano superior y la abundancia de representantes del género *Ticinella* sugieren más bien una edad Albiano superior.

De acuerdo a la edad indicada por los amonites y la mayoría de la microfauna, admitiremos una edad Albiano superior, parte media, para la Caliza «B» de la zona subandina Norte. Las Calizas «B» s.l. serían contemporáneas de la parte inferior de la Formación Mujarrún del Norte del Perú, atribuida hasta ahora al Cenomaniano medio (Benavides 1956).

3.b. Intervalo «U»

El «intervalo U» (70-120 m, fig. 41) está constituido por lutitas, areniscas calcáreas y calizas marinas con escasos amonites. Estos son indeterminables (P. Bengtson), pero serían posteriores al Albiano (L. Bulot). En la parte inferior, el bivalvo *Neithea* aff. *roemeri* (94.52) indica el Cenomaniano inferior en Texas (det. A. Dhondt). Por lo tanto, el límite Albiano-Cenomaniano se ubica cerca de la base de las lutitas «U».

En las lutitas «U» de la parte inferior del intervalo (M.51 y M.52), solo se encontraron escasos nanofósiles no diagnósticos y los palinomorfs: *Elateroplicites africaensis*, *Gnetaceaepollenites* sp.

y *Reticulatasporites jardinus* del Albiano-Cenomaniano, siendo más probable el Cenomaniano.

En las calizas y limolitas de la parte media del intervalo «U» (M.53 a M.56, fig. 41 y 43), se identificaron, además de escasos foraminíferos bentónicos no diagnósticos, el nanofósil *Cyclolithus gronosus* del Albiano-Campaniano, y los palinomorfs (M.56): *Elateroplicites africaensis* (Cenomaniano), *Gnetaceaepollenites diversus* (Cenomaniano-Turoniano) y *Steevesipollenites* sp. que indican el intervalo Cenomaniano-Turoniano.

Las calizas y margas de la parte superior (M.58 a 95.12, fig. 41 y 43) contienen microfósiles poco diagnósticos entre los cuales los foraminíferos *Heterohelix globulosa?* o *Hx. moremani?*, *Hx. pseudotessera* y el nanofósil *Eiffellithus turriseiffelli* indican una edad Albiano superior a Cenomaniano, o más reciente. La abundancia del nanofósil *Zygodolithus* sp. y de *Deltoidospora* spp. (pólenes de helechos) frecuentes en la zona «U» de la cuenca sugiere una edad Cenomaniano.

Las lutitas, areniscas calcáreas y calizas de la zona «U» son probablemente equivalentes a partes de la Formación Mujarrún y del Grupo Quilquiñan del Norte del Perú (Benavides 1956, Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993).

4. Formación Napo medio

La «Caliza principal» incluye cuatro secuencias.

4.a. Primera secuencia (Caliza «A» inferior)

La Caliza «A» inferior es bien expuesta excepto la base. Comprende calizas masivas y laminadas con cherts negros (\approx 15 m).

La parte inferior contiene dientes del selacio *Ptychodus mortoni* (94.21, det. H. Cappetta), sin mucho valor cronoestratigráfico. Amonites (?) del pozo Pungarayacu-30 están en curso de estudio. A los 126 m (fig. 41) encontré varios ammonites enanos silicificados no extraíbles. Ejemplares idénticos colectados por geólogos de la Shell en el río Payamino y conservados en el Instituto Dolomieu (Grenoble, Francia), fueron determinados por Breistroffer como *Mammites* aff. *barkeri* y *Neoptychites* sp. juv. del Turoniano inferior tardío (Tschoop 1953). Pese a que estos fósiles no están precisamente ubicados en la sección, su tamaño y naturaleza silíceas indican que provienen de la Caliza «A» inferior, ya que solo ésta presenta silicificaciones (\approx 125-132,5 m, fig. 41 y 42). Por lo tanto, puede ser considerada del Turoniano inferior tardío, quizás medio.

No se encontró microfauna diagnóstica en las láminas delgadas. En cambio, los micropaleontólogos de Guayaquil identificaron los foraminíferos (M.19 a M.21, fig. 41) *Heterohelix globulosa* (Cenomaniano-Maastrichtiano) y *Hx. reussi* (Turoniano medio-Campaniano), y los nanofósiles calcáreos *Cretarhabdus* sp. y *Cyclolithus* sp., así como palinomorfs poco diagnósticos. Esta asociación está asi-

gnada al intervalo Turoniano medio-Coniaciano basal. La edad probable es Turoniano inferior tardío.

La secuencia inferior masiva es equivalente a parte de la Formación Coñor de los Andes Nor-peruanos (Benavides 1956, Jaillard 1985).

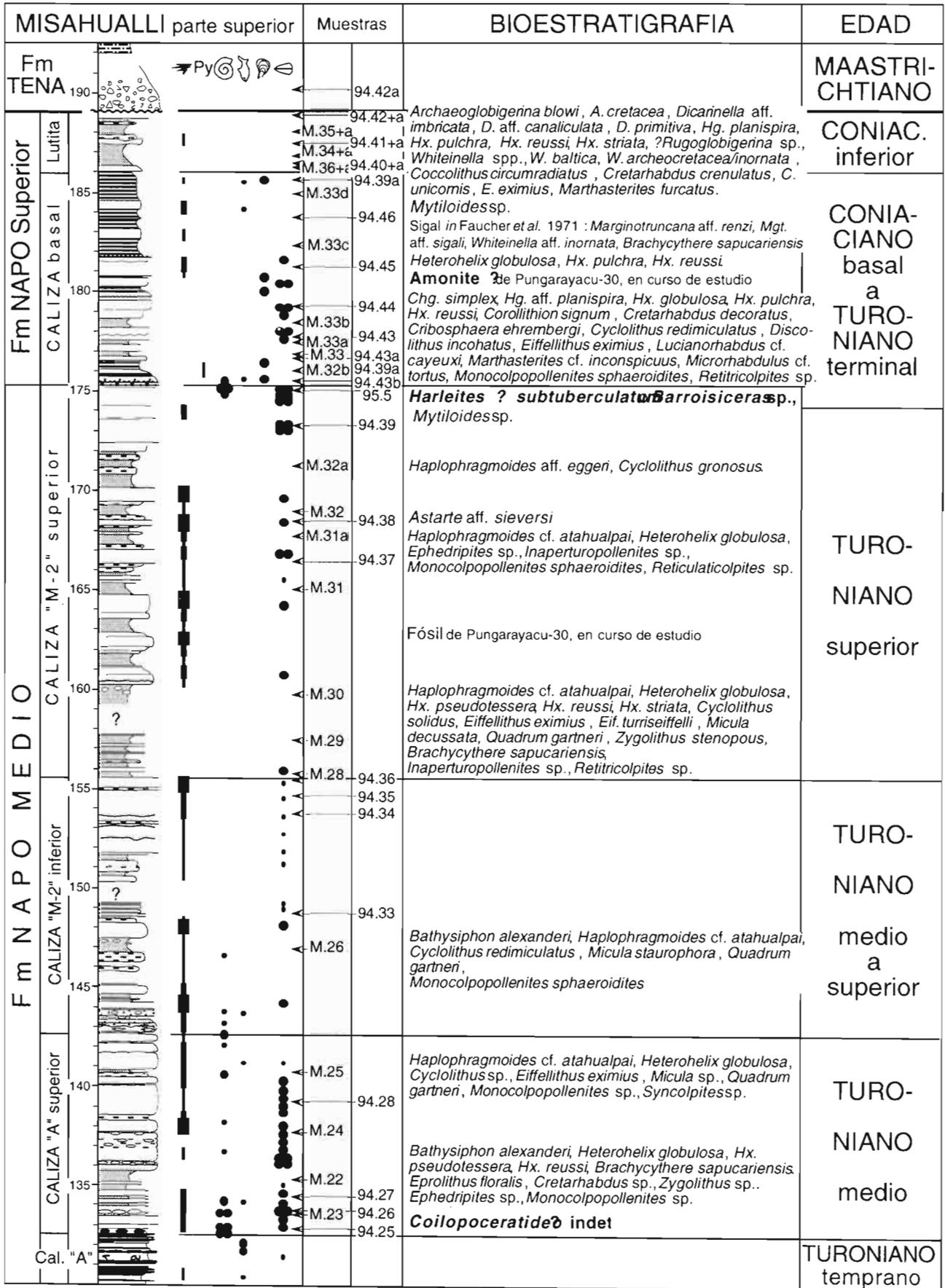


Fig. 42 : Sección litológica, contenido fosilífero y edad de las Formaciones Napo medio y superior en la sección del río Misahualli.

4.b. Segunda secuencia (Caliza «A» superior)

La segunda secuencia (≈ 10 m, $\approx 132,5-142,5$ m, fig. 42) está constituida por bancos calcáreos, con delgados niveles margosos en la base (fig. 42). Corresponde a la parte superior de la Caliza «A» de Pugarayacu-30 (fig. 36 a 39).

En la base, se observan numerosos amonites grandes, difícilmente extraíbles y mal conservados, que el Prof. Bengtson determinó con duda como *Coilopoceratideos* (94.26 y 94.27, fig. 42), que caracterizan la Formación Cajamarca del Norte peruano (Benavides 1956, Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993), y aparecen en el Turoniano medio a superior (Kennedy com. pers. 1989, Bengtson com. pers. 1993).

Los micropaleontólogos de Guayaquil reconocieron entre otros los foraminíferos (M.22 a M.25) *Heterohelix globulosa* (Cenomaniano-Maastrichtiano), *Hx. pseudotessera* y *Hx. reussi* (Turoniano medio-Campaniano), los nanofósiles *Eiffelithus eximius* (Turoniano medio-Campaniano), *Eprolithus floralis*, *Quadrum gartneri* (Turoniano medio-Santoniano) y *Zycolithus* sp., el ostrácodo *Brachycythere sapucariensis* y algunos palinomorfos poco diagnósticos (*Ephedripites* sp., *Monocolpopollenites* sp., *Psilatricolpites* sp., *Syncolpites* sp.). Esta asociación indica el intervalo Turoniano medio-Coniaciano basal. La edad probable es Turoniano medio.

La segunda secuencia es correlacionable con parte de la Formación Cajamarca de los Andes peruanos, de edad Turoniano medio a superior (Benavides 1956).

4.c. Tercera secuencia (Caliza «M-2» inferior)

La tercera secuencia (≈ 13 m, $\approx 142,5-155,5$ m, fig. 42) está constituida por margas arenosas y glauconíticas que pasan a margas y luego a calizas hacia arriba. En Pugarayacu-30, está llamada Caliza «M-2» por Labogeo (1994, fig. 36 a 39). En la base, se colectaron amonites mal preservados (*Coilopoceratideo*?, det. P. Bengtson).

Los micropaleontólogos de Guayaquil determinaron (M.26) el foraminífero: *Heterohelix globulosa* (Cenomaniano-Maastrichtiano), los nanofósiles calcáreos: *Cyclolithus redimiculatus* (Turoniano-Santoniano), *Micula staurophora* (Turoniano superior-Maastrichtiano), *Quadrum gartneri* (Turoniano medio-Santoniano) y *Rhabdolithus* sp., así como palinomorfos no diagnósticos. Esta asociación está asignada al intervalo Turoniano medio-Santoniano. La edad probable es Turoniano superior, por la primera aparición de *M. staurophora*.

Esta secuencia es correlacionable con la segunda o tercera secuencia de la Formación Cajamarca de los Andes peruanos, del Turoniano superior (Benavides 1956).

4.d. Cuarta secuencia (Caliza «M-2» superior)

La Caliza «M-2» superior es una secuencia estrato-creciente de margas y calizas de ≈ 20 metros de potencia (155,5-175 m, fig. 42). En el pozo Pugarayacu-30, corresponde a la parte inferior de la Caliza «M-1» de Labogeo (1994).

En la parte media, la Dra A. Dhondt determinó *Astarte* aff. *sieversi* (94.38), de edad mal definida. La parte superior contiene lumaquelas de inoceramideos (94.39) determinados como *Mytiloides* sp. que indica el Turoniano en Brasil. Un amonite (?) del pozo Pugarayacu-30 está en curso de estudio. En el río Misahuallí, los últimos centímetros de la secuencia contienen numerosos amonites pequeños (95.5, fig. 42) determinados por el Prof. P. Bengtson como *Harleites*? *subtuberculatum* o *Barroisiceras* sp. del Coniaciano basal, sin excluir el Turoniano terminal. En este mismo nivel, en el río Quijos cerca del pueblo Reventador, P. Baby encontró un amonite en curso de estudio por P. Bengtson.

La microfauna determinada por los especialistas de Guayaquil (M.28 a M.32a) incluye los foraminíferos planctónicos: *Heterohelix reussi* y *Hx. striata* (ambos Turoniano medio o más jóvenes); los nanofósiles *Cyclolithus solidus* (Coniaciano-Campaniano) y *Eiffelithus eximius* (Turoniano medio-Campaniano), así como el ostrácodo *Brachycythere sapucariensis* (del Turoniano según Faucher et al. 1971) y palinomorfos no diagnósticos. Esta asociación apoya una edad Coniaciana. Notemos la ocurrencia del nanofósil *Micula decussata* en la base de la unidad (M.28), marcador mundial del Coniaciano terminal, pero que ocurre más temprano en esta sección (también en Pugarayacu-30, cf. p. 52).

La edad sería Turoniano terminal a Coniaciano basal, y las Calizas «M-2» superior serían equivalentes a la parte inferior de la Formación Celendín (Coniaciano-Santoniano) del Norte del Perú (Benavides 1956).

5. Formación Napo superior

La Formación Napo superior comprende una parte inferior de calizas lutáceas oscuras laminadas, que podría constituir el tope de las Calizas «M-2» de los registros o las Calizas «M-1» (≈ 10 m), y una parte superior margosa a lutácea (≈ 4 m). Para diferenciar la Formación Napo superior, utilizamos la definición del BEICIP-IFP (Faucher et al. 1971, sección 60). Según estos autores, el límite entre Napo medio y superior coincide con la aparición de calizas muy laminadas (176 m, fig. 42). En Pugarayacu-30, Labogeo (1994, fig. 36 a 39) no hizo esta diferenciación. En Misahuallí, el contacto basal es una superficie erosional, enrojecida y carstificada que traduce una discontinuidad mayor.

5.a. Calizas laminadas inferiores

En las calizas inferiores, solo se encontraron lumaquelas de bivalvos indeterminados (94.44), e

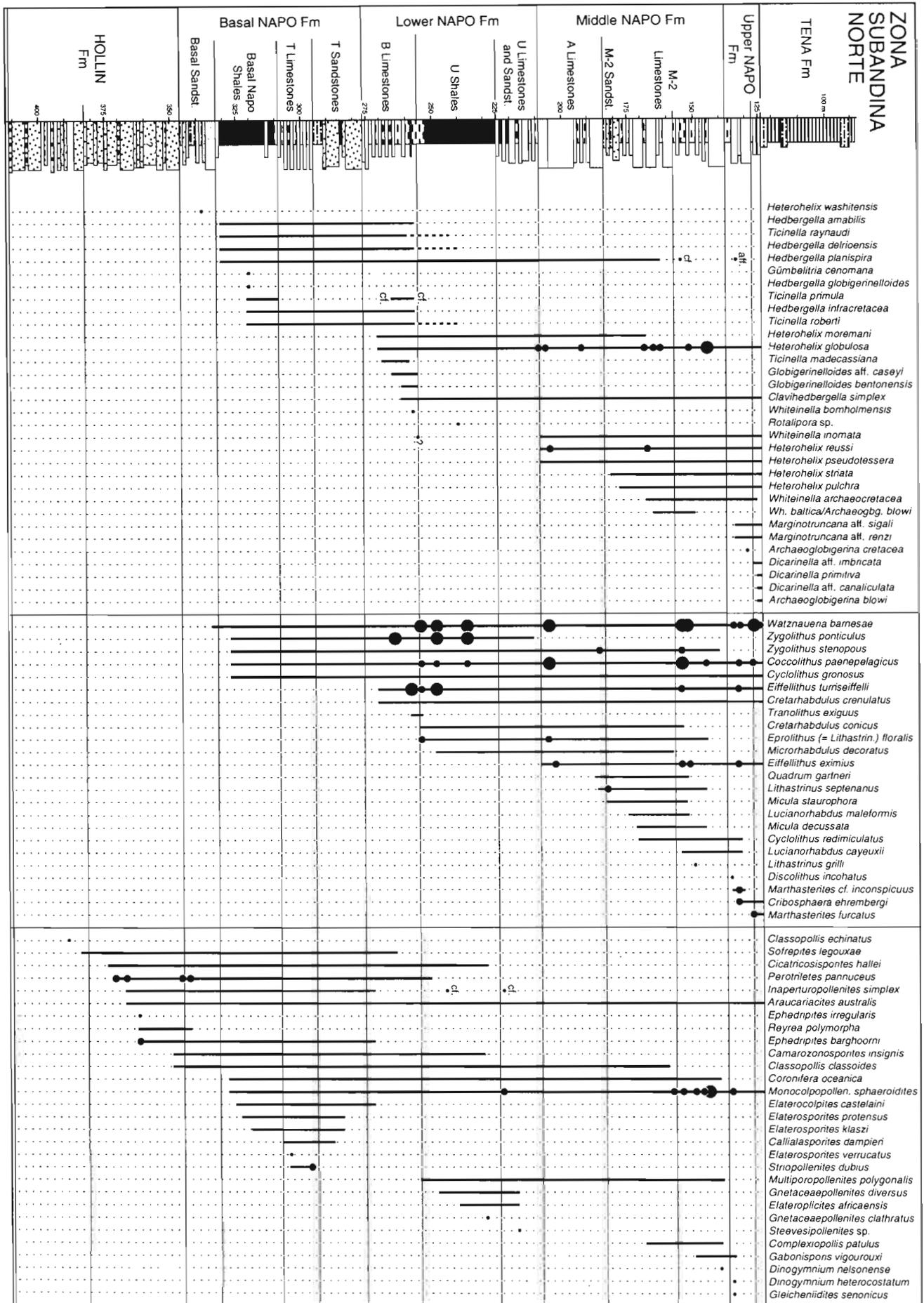


Fig. 43 : Repartición de las principales especies diagnósticas de microfósiles en la zona subandina Norte.

improntas (94.39a) de *Mytiloides* sp. característico del Turoniano de Brasil (det. A. Dhondt).

En láminas delgadas, la Dra. M. Caron determinó, además de heterohelicideos, buliminideos y *Hedbergellas* o *Whiteinellas*, *Archaeoglobigerina blowi* (94.40), *Agb. cretacea* (94.46) y *Whiteinella archaeoglobigerinalinornata* (94.46). Si se tiene en cuenta la presencia de *Marginotruncana* aff. *renzi* y *Whiteinella inornata/baltica* (Sigal in Faucher et al. 1971), la edad está incluida dentro del intervalo Turoniano superior-Coniaciano (fig. 42 y 43). La microfacies y la microfauna le parecieron características de las *black shales* anóxicas.

La microfauna extraída y determinada en Guayaquil (M.32b a M.33d, fig. 42 y 43) comprende los foraminíferos *Clavhedbergella simplex* (Albiano-Santoniano medio), *Hedbergella* aff. *planispira* (Aptiano-Coniaciano basal), *Hx. globulosa* (Cenomaniano-Maastrichtiano), *Hx. pulchra* (Coniaciano-Maastrichtiano inferior) y *Hx. reussi* (Turoniano medio-Campaniano); los nanofósiles *Collolithion signum* (Albiano-Maastrichtiano), *Cribosphaera ehremergi* (Turoniano-Maastrichtiano), *Cyclolithus redimiculatus* (Turoniano-Santoniano), *Eiffellithus eximius* (Turoniano medio-Campaniano), *Lucianorhabdus* cf. *cayeuxi* (Coniaciano-Maastrichtiano), *Marthasterites* cf. *inconspicuus* (Coniaciano-Campaniano), *Microrhabdulus* cf. *tortus* (Cenomaniano superior-Santoniano medio), *Zycolithus* cf. *tractus* (Cenomaniano-Santoniano); y palinomorfos poco diagnósticos, entre los cuales la abundancia de *Monocolpopollenites sphaeroidites* y *Syncolpites* sp. sugiere el Coniaciano-Santoniano. La asociación de *Hg.* aff. *planispira*, *Hx. pulchra*, *Lu.* cf. *cayeuxi* y *Ma.* cf. *inconspicuus* indicaría el Coniaciano probable.

La edad Coniaciana de las calizas basales de la Formación Napo superior deberá ser confirmada por el amonite (?) encontrado en la base de la unidad del pozo Pungarayacu-30.

5.b. Lutitas superiores («M-1»)

La parte superior solo está representada por algunos metros de margas y lutitas calcáreas en la sección de Río Misahuallí.

En láminas delgadas, solo se pudo identificar improntas de *Heterohelix* sp., debido a recristalizaciones (94.41 y 94.42).

La microfauna despejada (M.34a M.36a) incluye los foraminíferos planctónicos *Archaeoglobigerina* aff. *cretacea* (Coniaciano-Maastrichtiano inferior), *Clavhedbergella simplex* (Albiano-Santoniano medio), *Dicarinella* aff. *canaliculata* (Turoniano-Santoniano), *Di.* aff. *imbricata* (Turoniano-Coniaciano), *Di. primitiva* (Turoniano terminal-Santoniano basal), *Hedbergella planispira* (Aptiano-Coniaciano basal), *Heterohelix* cf. *moremani* (Albiano superior-Coniaciano), *Hx. pulchra* (Coniaciano-Maastrichtiano inferior), *Hx. reussi* (Turoniano medio-Campaniano), *Rugoglobigerina*

sp. ??, *Whiteinella baltica* ? (Cenomaniano superior-Santoniano inferior) y *Wh. inornata* (Turoniano inferior-Santoniano medio); los nanofósiles *Coccolithus circumradiatus* (Albiano-Turoniano), *Cretarhabdus crenulatus*, *Cr. unicornis* (Albiano-Coniaciano), *Eiffellithus eximius* (Turoniano medio-Campaniano), *Litraphidites* cf. *carniolensis*, *Lucianorhabdus* sp., *Marthasterites furcatus* (Turoniano terminal-Campaniano), *Quadrum* sp. y *Zycolithus stenopous* (Cenomaniano-Campaniano); así como escasos palinomorfos.

La aparición de *Di. primitiva* y *Ma. furcatus* indica una edad posterior al Turoniano terminal (con la duda de *Cy. circumradiatus*, posiblemente retrabajado). La ocurrencia de *Di. primitiva*, *Di.* aff. *imbricata* y *Cr. unicornis* indicaría una edad no más joven que el Coniaciano terminal o Santoniano basal. Finalmente, la asociación de *Hx.* cf. *moremani* y *Hx. pulchra* indicaría el Coniaciano, que es la edad probable de esta unidad. La ocurrencia en estos niveles de *Marginotruncana* aff. *renzi* y *Mgt.* aff. *sigali* (Turoniano medio-Santoniano basal) (det. Sigal in Faucher et al. 1971) apoya esta edad.

En el río Quijos, 15 a 20 metros encima de la base de las lutitas superiores, P. Baby encontró un Peroniceratideo grande (det. P. Bengtson) que indicaría una edad Coniaciano medio o superior.

La Formación Napo superior es equivalente a parte de la Formación Celendín del Noroeste peruano, mayormente de edad Coniaciano-Santoniano (Benavides 1956), pero cuyo tope fue localmente datado por amonites del Campaniano medio (Mourier et al. 1988). Notemos, que la Formación Celendín empieza con una transgresión marina mayor datada por amonites del Coniaciano inferior (Benavides 1956, Bengtson, in Mourier et al. 1988), que se puede correlacionar con las lutitas superiores de Misahuallí y Pungarayacu-30.

6. Formación Tena

La base de la Formación Tena está representada por calizas brechosas discordantes, que retrabajan clastos y bloques de calizas turonianas a coniacianas. No se encontraron macrofósiles, y no se coleccionaron muestras micropaleontológicas.

II. LA SECCION DEL ANTICLINAL MIRADOR

Al Oeste de Puyo, en las cabeceras del río Anzu, el anticlinal Mirador presenta una sección de alrededor de 40 m, que enseña (1) el tope de la Caliza «M-2», (2) una secuencia marina transgresiva de 3 a 4 metros de potencia, y (3) la discordancia de la parte inferior de la Formación Tena (fig. 44).

La Caliza principal está identificada por la presencia de lumaquelas de bivalvos gruesos similares a las que se observan en la Caliza «M-2» superior del Turoniano superior probable en Misahuallí

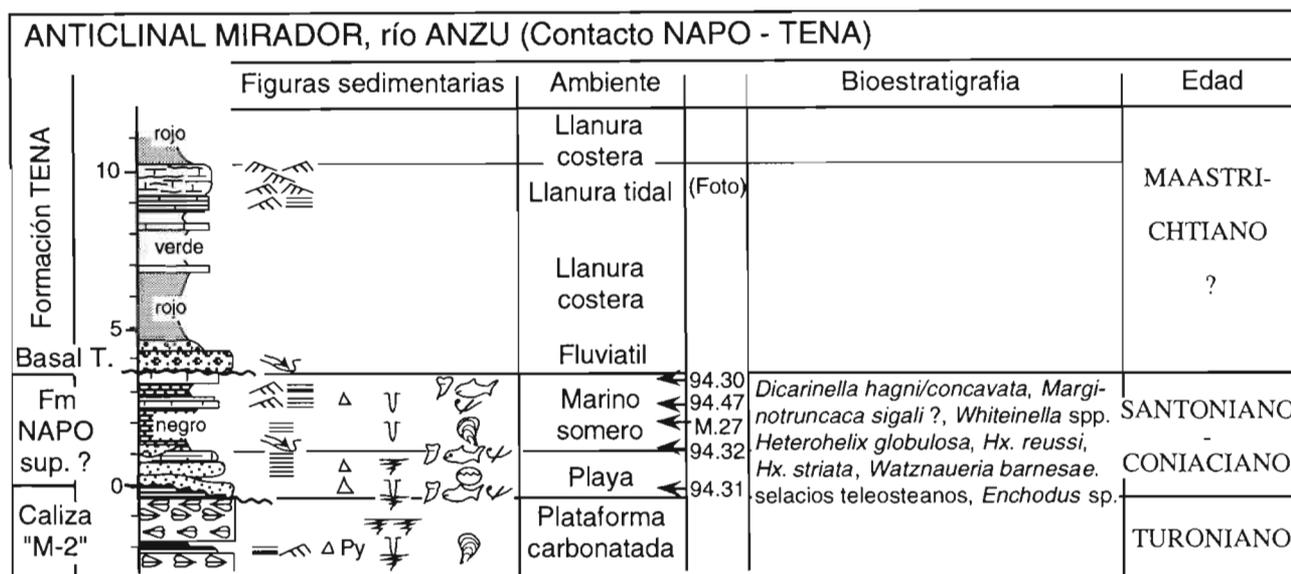


Fig. 44 : Sección litológica, interpretación sedimentológica y contenido fosilífero de la base de la Formación Tena en la sección del Anticlinal Mirador.

y Pungarayacu-30.

Las areniscas calcáreas y calizas arenosas de la base de la secuencia intermedia contienen acumulaciones (*bone-beds*, 94.31) de huesos y dientes de peces y selacios, que contienen varios teleosteos, entre los cuales *Enchodus* sp. del Cretáceo superior (det. H. Cappetta).

En las margas muestreadas para la micropaleontología (M.27), se encontraron los foraminíferos *Heterohelix globulosa* (Cenomaniano-Maastrichtiano), *Hx. reussi* (Turoniano medio-Campaniano) y *Hx. striata* (Turoniano medio-Maastrichtiano) y el nanofósil *Watznaueria barnesae* (Neocomiano-Maastrichtiano), cuya asociación indica el intervalo Turoniano medio-Campaniano.

Además, las calizas arenosas contienen foraminíferos planctónicos entre los cuales la Dra. M. Caron identificó en láminas delgadas *Dicarinella* gr. *hagni-concavata* y *Marginotruncana sigali* (roto), asociados con heterohelicideos y *Hedbergella* sp. o *Whiteinella* sp., que indican el intervalo Turoniano superior-Santoniano (94.30a y 94.30b, fig. 44). Por lo tanto, esta unidad discordante sobre la Formación Napo medio, es de edad Coniaciano-Santoniano y corresponde a las lutitas inferiores de la Formación Napo superior.

La unidad Tena inferior discordante no fue datada.

III. LOS AFLORAMIENTOS CALCAREOS DEL RÍO PASTAZA

La carretera Puyo-Mácas cruza el río Pastaza en un sitio donde afloran farallones de calizas masivas o estratificadas. Fueron rápidamente recorridos.

En la orilla Sur del río, a lo largo de la carretera, en calizas estratificadas, se colectaron sin ubicación precisa un amonite mal preservado (94.29), posiblemente un Colopoceratideo del Turoniano-Coniaciano (det. P. Bengtson), y erizos de mar de medio infralitoral lodoso (94.29, 94.88 y 94.89). El Dr. D. Néraudeau identificó tres *Mecasterourneli*, un *M. aff.ourneli* y dos *M. latigrunda*. *M.ourneli* indica el intervalo Turoniano-Santoniano. La asociación, si provienen del mismo nivel, indica el intervalo Coniaciano-Santoniano. La Dra. A. Dhondt identificó los bivalvos *Corbis* sp., *Inoceramus* sp. y un heterodonto.

Por su edad, este afloramiento pertenece a la Formación Napo medio o superior (parte inferior).

CAPITULO IV

BIOESTRATIGRAFIA DE LAS SECCIONES DE CAMPO DEL SUR DE LA ZONA SUBANDINA

En el Sur de la zona subandina, se estudiaron las secciones siguientes.

1. Sección del río Upano en Chinimbimi

Durante viajes anteriores, habitantes del pueblo de Chinimbimi (20 km al Norte de Méndez) me habían enseñado "caracoles de piedra" (amonites). En Abril de 1994, después de haber pedido más informaciones, hemos encontrado el afloramiento, en la orilla derecha (Oeste) del río Upano, al ENE del pueblo (fig. 45). Se trata de una sección de ≈ 60 m de potencia, extremadamente fosilífera, con afloramientos excelentes y continuos (cuando el agua del río está baja), que presenta débil buzamiento al NNO. Incluye el intervalo tope de las areniscas basales de la Napo basal (Hollín superior) - base de las Areniscas "T" (Albiano inferior tardío-Albiano superior). Esta sección, situada a 20 min. de camino de una buena carretera, se volverá probablemente la sección de referencia del Albiano para el Ecuador.

Acceso : Chinimbimi está ubicado en la carretera Mácas-Méndez, 22 km al Noreste de Méndez y 7 km al Sur de Logroño (fig. 45). A la salida Norte del Pueblo de Chinimbimi, reperar la última posta eléctrica roja al Este de la carretera. De este punto empieza una senda que pasa cerca de una casa, baja ligeramente a la derecha y luego recto para desembocar en un primer pasto donde desaparece (≈ 7 min. de camino). Contornar el pasto por la izquierda para encontrar un nuevo sendero que baja rápido y llega a un segundo pasto alargado, ubicado sobre terrazas altas de la orilla derecha del río Upano, a ≈ 50 metros encima del río (≈ 7 min.). Inmediatamente antes de llegar a este pasto, tomar a mano izquierda una senda poco marcada que regresa hacia el Norte, atravieza una vertiente parada (un poco de escalada) y llega a la cresta de una loma que forma un codo del río. Seguir la loma, y poco antes de su extremidad, bajar a mano izquierda (senda poco marcada) para llegar al afloramiento en la orilla derecha del río Upano (≈ 7 min., en total ≈ 20 minutos desde la carretera).

2. Sección del río Upano cerca de Tayusa

La descubierta de la sección de Chinimbimi nos llevó a explorar las orillas del río Upano entre Méndez y Sucúa. Poco al Sureste de Tayusa, encontramos una sección de unos 40 m de potencia, bien expuesta aún que discontinua, y regularmente fosilífera (fig. 45). Esta sección abarca la parte superior de las Calizas "C" y la base y parte mediana de las lutitas de la Formación Napo basal, y permite

interesantes comparaciones con la de Chinimbimi. Aguas abajo, las Areniscas basales y la parte inferior de las Calizas "C" forman un cañon del río, y no están accesibles.

Acceso : Tayusa está ubicada a 15,5 km al ENE de Méndez por la carretera, y a 7 km al Sureste de Chinimbimi (fig. 45). A la salida Sur del pueblo de Tayusa, una carretera parada y mala baja abruptamente al Sureste. Después de 1 o 2 kms, ya no está practicable con carro. Seguir caminando hasta un puente colgante que cruza el río Upano. Inmediatamente antes de llegar al puente, bajar a la orilla del río y seguirla aguas abajo (Sur) hasta los afloramientos, ubicados poco antes de un cañon formado por las rocas duras de la base de la Formación Napo basal (10 min. de camino desde el carro).

3. Sección del río Upano cerca de Patuca

10 km al Noreste de Méndez, en la carretera Patuca-Santiago, a nivel del puente sobre el río Upano (fig. 45), la orilla derecha del río Paute (aguas arriba) presenta afloramientos de turbiditas no datadas, en las cuales fueron mencionadas una colada de lava porfírica (≈ 600 m al Norte del puente), y (≈ 1 km al Norte del puente) un nivel con amonites aún no determinados (J.P. Almeida 1989, informe Petroproducción inédito).

Acceso : Desde la extremidad Oeste del puente, bajar al Norte. Para observar las turbiditas, bajar recto al río por debajo del puente. Para observar las lavas y buscar los amonites (no encontrados en Octubre 1994), seguir la orilla del río que presenta huellas de sendero.

4. Sección del río Paute cerca de Méndez

4,2 km al Oeste de Méndez (fig. 45), la carretera a Amalusa cruza el río Paute. Aguas abajo, la orilla derecha (Sur) del río ofrece una sección breve y muy accesible aún que discontinua y fallada del tope de la Formación Napo y de la base de la Formación Tena (areniscas de base, lutitas negras marinas, capas rojas finas).

En la orilla izquierda, la sección es de acceso más difícil pero ofrece muy buenos afloramientos de las Areniscas «M-1» y la parte inferior de la Formación Tena que incluye las Areniscas Basal Tena y la transición hacia sedimentos rojos continentales. Estas secciones están en contacto tectónico al Oeste con lutitas y areniscas finas negras ("Flysch Limón" ?) que cabalgan hacia el Este; y al Este con cuarcitas no datadas.

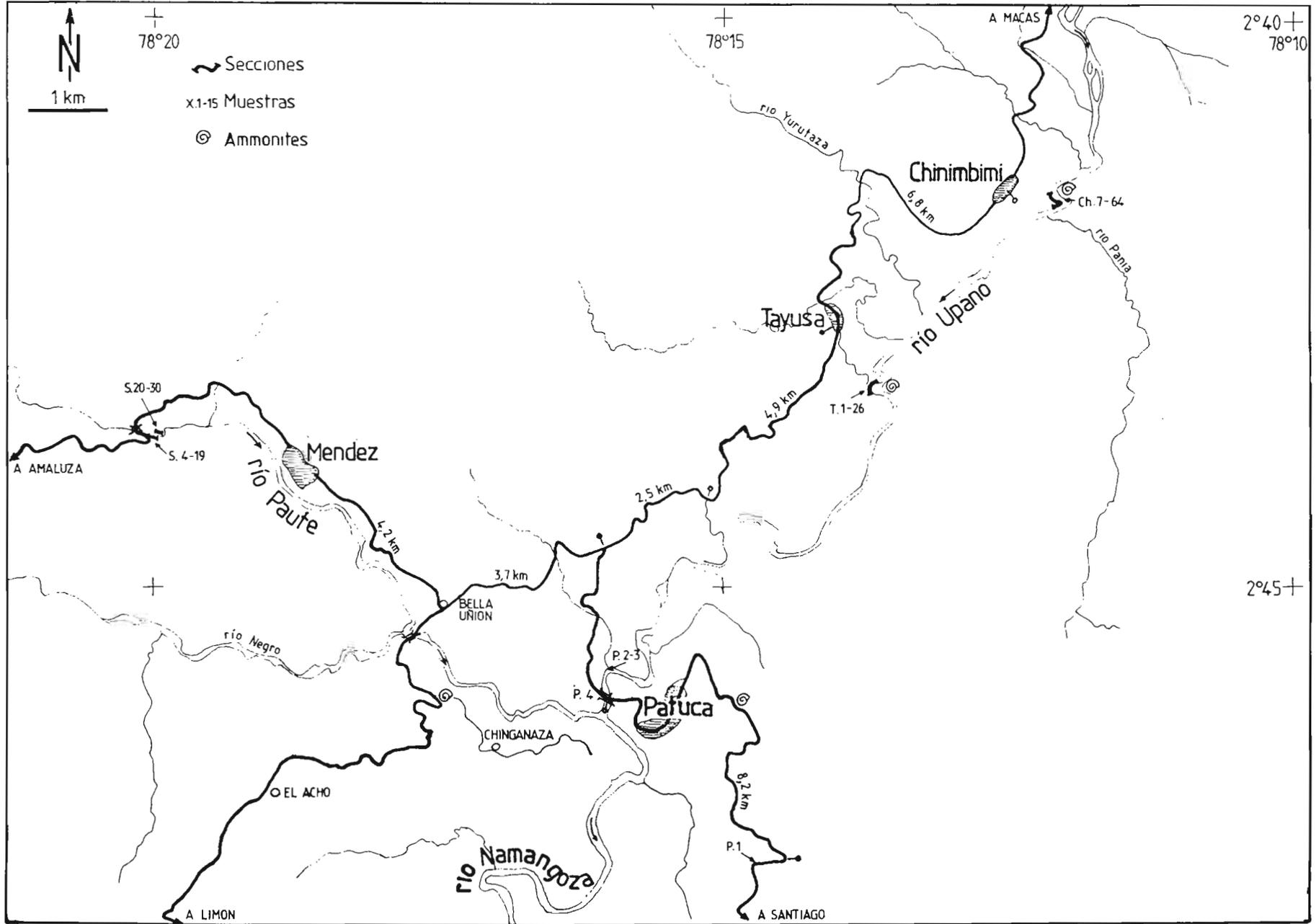


Fig. 45 : Mapa esquemático de localización de las secciones y muestras de campo de la zona de Méndez, en el Sur de la zona subandina ecuatoriana.

Accesos : Para alcanzar a los afloramientos de la orilla derecha del río Paute, estacionar cerca del puente. Desde su extremidad Sur, bajar a la orilla y seguirla aguas abajo (Este) para llegar a los afloramientos, despejados solo cuando el río está bajo.

Para la orilla izquierda : llegando de Méndez, 700 metros antes del puente, se encuentran 2 casas en una curva a la derecha de la carretera : estacionar aquí. Unos 50 metros más abajo sale un sendero poco marcado que baja rápido al río Paute. Seguir la orilla del río aguas arriba hasta un banco arenoso ("M-1"). Escalarlo : da acceso a una plataforma con vegetación donde aflora (mal) el conglomerado de base de la Basal Tena y de donde no se puede bajar directamente del otro lado. Para alcanzar a la parte inferior de la Formación Tena, cruzar la vertiente con vegetación densa, y bajar después de ≈ 20 metros (escalada).

5. Secciones de la carretera Santiago-Morona

Los afloramientos de la Formación Napo en esta carretera son decepcionantes. La Formación Napo está intensamente fallada y solo aflora bajo la forma de escamas, en contacto tectónico con la Formación Tiyuyacu.

Se notaron algunos afloramientos dignos de interés en los km 2.6 (Base Lutitas Napo basal ?), 3.5 (Napo superior ?), 6.1 (Arenisca "T" ?), 7.7 (zona "U" superior) y 7.8 (zona "U") desde el puente del río Yaupi.

Solo los afloramientos de los km 2.6 y 7.8 pueden dar lugar al levantamiento de secciones significativas.

Acceso : De Santiago, tomar la carretera que sale al este en dirección de Morona. Las distancias en kilómetros indicadas corresponden a la distancia entre el afloramiento y el puente sobre el río Yaupi, ubicado a ≈ 22 km de Santiago.

I. LA SECCION DEL RIO UPANO EN CHINIMBIMI

En esta sección, 45 niveles con amonites fueron encontrados, entre los cuales 40 han podido ser muestreados, lo que representa más de 200 amonites determinables en el intervalo Albiano medio-Albiano superior. Los amonites de los 5 niveles inferiores (Albiano medio) no son extraíbles, siendo contenidos en calizas masivas. Los amonites fueron estudiados por Luc Bulot (Marsella).

Unos cincuenta moluscos provienen de una decena de niveles, ubicados principalmente hacia el tope de la sección. Fueron enviados a A. Dhondt (Brusela). Una decena de erizos que provienen de varios niveles de la parte superior de la sección fueron enviados a D. Néraudeau (Paris). Dos niveles con dientes de peces y selacios en la parte inferior del corte han sido muestreados para H. Cappetta .

67 muestras fueron colectadas para el estudio micropaleontológico y para la medida del Carbono Orgánico Total.

1. Areniscas basales del Napo basal

Solo muestras micropaleontológicas (94.Ch.7 y 94.Ch.8) fueron colectadas en estos niveles. Carecen de microfósiles identificables.

Notemos la presencia de un amonite no extraíble, que indica condiciones francamente marinas para las Areniscas basales de esta zona.

2. Calizas "C" del Napo basal

2.a. Calizas «C», parte inferior masiva

En la parte superior de las calizas masivas, se encuentran numerosos amonites costulados no extraíbles. Dr L. Bulot determinó (Ch.94.10-14, fig. 47) *Brancoceras aegoceratoides* y *Lyelliceras* gr. *ulrichi* de la base del Albiano medio. Además, encontramos un esqueleto no extraíble (vertebras y aletas en conexión) de un probable reptil marino (Ichtyosaurio?) cementado en la Caliza «C».

Esta zona (94.Ch.9 a 94.Ch.14) contiene los foraminíferos : *Clavhedbergella simplex* (Albiano-Coniaciano basal), *Hedbergella amabilis* (Albiano-Cenomaniano), *Hdg. globigerinelloides* (Albiano-Cenomaniano inferior), *Hdg. infracretacea* (Albiano-Cenomaniano), *Ticinella madecassiana* (Albiano) y *Ti. roberti* (Albiano-Cenomaniano inferior); así como nanofósiles y escasos palinomorfos poco diagnósticos.

Esta asociación asegura una edad Albiana para la Caliza «C» inferior masiva.

2.b. Caliza «C», parte superior estratificada

La parte basal (94.Ch.15 a 94.Ch.26, fig. 46 y 47) está caracterizada por frecuentes foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos. Los foraminíferos incluyen : *Clavhedbergella simplex* (Albiano-Coniaciano basal), *Globigerinelloides bentonensis* (Albiano-Cenomaniano), *Gdes. caseyi* (Albiano medio y superior), *Hedbergella amabilis* (Albiano-Cenomaniano), *Hdg. aff. infracretacea* (Albiano-Cenomaniano), *Hdg. globigerinelloides* (Albiano-Cenomaniano inferior), *Hdg. cf. gorbachikae* (Aptiano superior-Albiano superior temprano), *Hdg. aff. trochoidea* (Aptiano superior-Albiano inferior), *Ticinella madecassiana* (Albiano), *Ti. primula* (Albiano medio y superior), *Ti. aff. raynaudi* (Albiano), *Ti. roberti* (Albiano-Cenomaniano inferior), que indican el Albiano medio a superior.

Los nanofósiles incluyen : *Cyclogelosphaera* cf. *deflandrei*, *Cyclolithus gronosus* (Albiano-Maastrichtiano), *Parhabdololithus elongatus* (Neocomiano-Albiano) y *Zycolithus ponticulus* (Neocomiano-Cenomaniano inferior?). Los palinomorfos son escasos : *Ephedripites* sp., *Inaperturopollenites* sp.. La edad inferida es Albiano medio probable, por la asociación de *Gdes. caseyi*, de una forma parecida a *Hdg. trochoidea* y de *Ti. primula*.

medio y Albiano superior (parte media). Dientes de peces y selacios son abundantes en la parte inferior.

3. Lutitas Napo basal

Las Lutitas Napo basal están caracterizadas por una muy abundante fauna de amonites.

3.a. Lutitas Napo basal, parte inferior

En las muestras 94.Ch.27 a 94.Ch.32 (fig. 46 y 47), se determinaron los foraminíferos: *Globigerinelloides ultramicra* (Albiano superior-Maastrichtiano), *Hedbergella amabilis* (Albiano-Cenomaniano), *Hdg. globigerinelloides* (Albiano-Cenomaniano inferior), *Hdg. infracretacea* (Albiano-Cenomaniano), *Ticinella* aff. *madecassiana* (Albiano) y *Ti. roberti* (Albiano-Cenomaniano inferior), cuya asociación indicaría el Albiano superior.

Los nanofósiles incluyen *Cyclolithus* sp., *Parahabdolithus elongatus* (Neocomiano-Albiano) y *Zycolithus ponticulus* (Neocomiano-Cenomaniano inferior) indican el Albiano. Se nota una vez más la ocurrencia de *Zy. stenopous* (Cenomaniano-Campañiano) (94.Ch.27c) en el Albiano medio a superior.

Los palinomorfos *Callialasporites* sp., *Classopollis classoides*, *Elaterosporites klaszi* (Albiano medio-Cenomaniano, 94.Ch.32a), *Es. protensus* (Albiano superior, 94.Ch.30b), *Ephedripites barghoorni*, *Monocolpopollenites* sp. y *Reticulatasporites* sp. indican el Albiano medio a superior.

Esta unidad contiene numerosos amonites grandes: *Lyelliceras* sp., *Oxytropidoceras* (*O.*) cf. *uddeni*. Hacia arriba (94.Ch.30) aparecen formas más pequeñas, abombadas con cóstulas y carena más gruesas, determinadas como *Oxytropidoceras* (*O.*) *bosei*. La edad sería Albiano medio tardío.

Entre los bivalvos, la Dra. A. Dhondt identificó *Inoceramus* cf. *anglicus* y ?*Actinoceramus concentricus* del Albiano medio a Albiano superior, parte media.

3.b. Lutitas Napo basal, parte mediana

La parte mediana de las Lutitas Napo basal (94.Ch.33 a 94.Ch.40, fig. 46 y 47) es mucho más pobre en microfósiles diagnósticos. Contiene los foraminíferos: *Clavihedbergella simplex* (Albiano-Coniaciano basal), *Favusella* aff. *washitensis* (Albiano-Cenomaniano medio) y *Hedbergella delrioensis* (Neocomiano medio-Santoniano), nanofósiles de rango amplio (*Coccolithus paenepelagicus*, *Watznaueria barnesae*, *Zycolithus* sp.) y escasos palinomorfos poco diagnósticos. La edad probable es Albiano medio a superior.

Con respecto a los amonites, esta parte de las lutitas está marcada por la persistencia de *Ox. (Ox.) bosei*, y la aparición de *Oxytropidoceras* (*Ox.*) gr. *multifidum*, *Venezoliceras* sp.?, y *Knemiceras laraense*. En Ch.94.37 y 94.38, ocurren abundantes *Oxytropidoceras* (*Benavidesites*) aff. *harrisoni*, *Ox. (Ox.) multifidum*, escasos *Ox. (Ox.) bosei* y *Ox. (Ox.)* gr. *peruvianum*. Esta asociación es comparable a la de las Calizas «C» de Pungarayacu-30 e

indicaría la parte superior del Albiano medio.

Los bivalvos incluyen *Ceratostreon* «*boussingaulti*», *Merklinia* cf. *chihuahuensis* (caído), *Oscillolopha* cf. *syphax*, lucinideos y braquiópodos del grupo de las lingulas.

3.c. Lutitas Napo basal, parte superior

En la parte superior de la unidad (94.Ch.41 a 94.Ch.43, fig. 46 y 47), solo la muestra 94.Ch.42a contiene palinomorfos diagnósticos. *Elaterosporites klaszi* (Albiano medio-Cenomaniano), *Es.* cf. *protensus* (Albiano superior) y *Reticulatasporites jardinus* (Aptiano-Cenomaniano inferior) indican una edad Albiano medio a superior.

Esta unidad contiene mayormente *Knemiceras* spp. asociados con *Oxytropidoceras* (*Ox.*) *peruvianum* (dominantes), *Ox. (Ox.)* gr. *multifidum* y un *Venezoliceras* sp.?. La edad es la base del Albiano superior, correlacionable con las muestras 94.10 y 94.11 del río Misahuallí (fig. 46).

Los bivalvos colectados en esta zona (*Ceratostreon* «*boussingaulti*», *Pleuromya* sp. y *Oscillolopha syphax*) son caídos.

4. Calizas "T" del Napo basal

4.a. Caliza «T», parte inferior

La base de la caliza "T" (94.Ch.44 a 94.Ch.55, fig. 46 y 47) está constituida por margas y calizas masivas con pocos microfósiles.

La parte inferior de la Caliza «T» (94.Ch.50) está marcada por la desaparición de las *Knemiceras* sp., la persistencia de *Ox. (Ox.) peruvianum*, la aparición de *Venezoliceras* sp. verdaderas con costulas grandes. En la parte superior (94.Ch.53-55) ocurren un amonite desenrollado recto y *Venezoliceras* verdaderas: *Venezoliceras* (*V.*) cf. *venezolanum*, *Oxytropidoceras* (*Benavidesites*) cf. *karsteni* (abundantes) y escasos *Ox. (Ox.)* cf. *poweli* (Ch.94.55), que indican la parte inferior del Albiano superior. La fauna corresponde a la de la Caliza «T» del río Misahuallí (94.15, fig. 46).

Los erizos de mar *Coenholectypus planatus*, *Hemiaster* sp., *Pseudodiademma* sp. y *Pygopistes* sp. (94.Ch.43Eb a 94.Ch.55b, fig. 47) indican un medio infralitoral lodoso, más bien somero (det. D. Néraudeau). *Coe. planatus* indica el Albiano medio-superior. *Pseudodiademma* sp. coincide probablemente con *Pseudodiamma* sp. mencionado en Perú (Benavides 1956). *Pygopistes* sp. es muy similar a *Py. coquandi* del Cenomaniano de Algeria y a *Bothriopygus* sp. determinado por Benavides (1956) en la Formación Chulec del Albiano inferior a medio del Perú, junto con *Coe. planatus*.

Entre los numerosos bivalvos (94.Ch.44 a 55), A. Dhondt identificó: cardiideos indet., «*Cardium*» sp., numerosos *Ceratostreon boussingaulti*, *Crassatella maroimensis*, heterodontos indet., *Pleuromya* sp., lucinideos, *Merklinia* cf. *chihuahuensis*, *Neitheia* sp., *Nuculana* sp., abundantes *Oscillolopha* sp. y *Osc. syphax*, *Spondylus* sp., «*Pterotri-*

gonia» sp. y *Venericardia* cf. *V. bisculpta*.

En estos mismos niveles, se determinaron foraminíferos no diagnósticos, el nanofósil *Cocco-*

lithus cf. *britannicus* (Albiano) y los palinomorfos : *Cicatricosisporites* sp., *Elaterosporites klaszi* (94.Ch.49 y 94.Ch.53) e *Inaperturopollenites* sp.

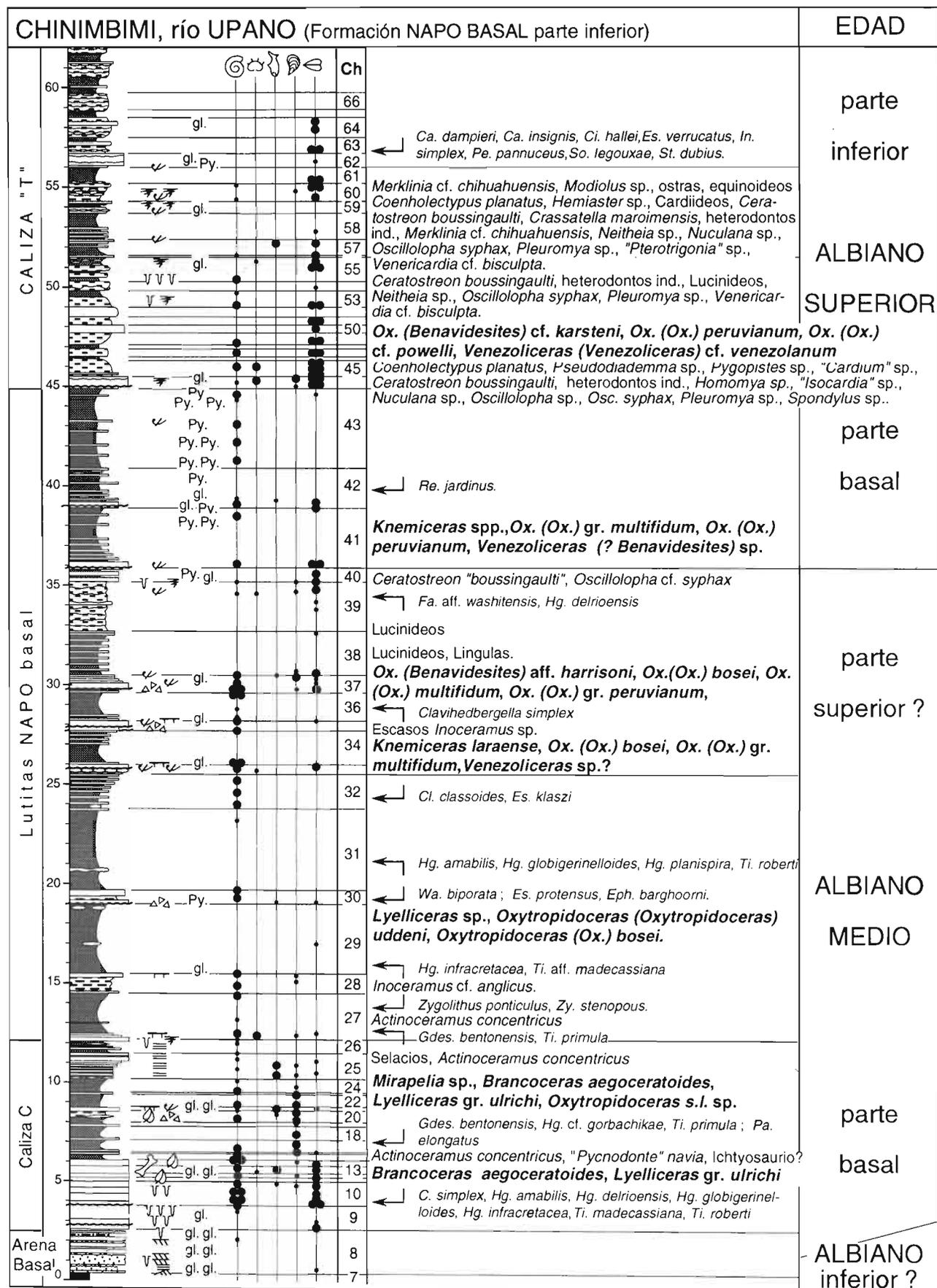


Fig. 47 : Sección litológica, contenido fosilífero y edad de la parte inferior del Grupo Napo en la sección del río Upano en Chinimbimi.

que indican el Albiano.

4.b. Caliza «T», parte mediana

La parte mediana de la Caliza «T», más margosa (94.Ch.56 a 94.Ch.62, fig. 46 y 47), contiene numerosos foraminíferos bentónicos aglutinados y calcáreos, nanofósiles sin valor estratigráfico y palinomorfos no diagnósticos (*Cicatricosisporites* sp., *Deltoidospora* sp., *Inaperturopollenites* sp.).

En esta parte, solo ocurre el amonite *Oxytropidoceras* (*Ox.*) cf. *poweli* (94.Ch.60), que indica todavía la parte inferior del Albiano superior. Los únicos bivalvos son *Merklinia* cf. *chihuahuensis*, *Modiolus* sp. y *Nuculana* sp..

4.c. Caliza «T», parte superior

En la parte superior de la unidad (94.Ch.63 a 94.Ch.66, fig. 46 y 47), los palinomorfos: *Callialasporites dampieri* (Jurásico-Albiano), *Camarazonosporites insignis* (Aptiano-Cenomaniano), *Cicatricosisporites hallei* (Albiano-Cenomaniano), *Criboperidinium orthoceras*, *Deflandrea* sp., *Elaterosporites protensus*, *Es. verrucatus* (ambos del Albiano superior), *Ephedripites barghoorni*, *Eph. undulatus*, *Inaperturopollenites simplex*, *Multiporopollenites polygonalis*, *Perotriletes pannuceus* (Albiano-Cenomaniano), *Reticulatasporites jardinus* (Aptiano-Cenomaniano inferior), *Sofrepites legouxiae* (Albiano-Turoniano) y *Striopollenites dubius* (Albiano-Cenomaniano medio) aseguran una edad Albiano superior.

Los foraminíferos y nanofósiles no son diagnósticos. No se encontraron amonites ni bivalvos.

El resto de la serie (unos 15 metros) no es accesible. Se notan bloques de arenisca calcárea extremadamente glauconítica, que provienen probablemente de niveles correlacionables con la base de las Areniscas «T».

II. LA SECCION DEL RIO UPANO EN TAYUSA

Se trata de una sección de unos 40 metros donde afloran las Calizas "C", la Lutita Napo basal y la parte inferior de las Calizas "T" (fig. 48). La litología es mucho más calcárea que en Chinimbimi y los amonites son difícilmente extraíbles. Solo una decena de especímenes han podido ser muestreados pero no llevan más información que los de Chinimbimi.

La sección presenta un nivel excepcionalmente rico en dientes de selacios (94.T.7-8, fig. 48), entre los cuales H. Capetta determinó *Protolamna* sp..

Mencionemos vertebras y restos de huesos de vertebrados desconectados en las calizas del Albiano medio (Caliza "C", fig. 48), probablemente equivalentes al nivel con Ichtyosaurio (?) de Chinimbimi. La ostra *Oscillolopha syphax* fue colectada sin ubicación precisa.

Diez muestras fueron colectadas para la micropaleontología. En las calizas estratificadas de la parte superior de las Calizas «C» (T.8 y T.10, fig. 48), se encontraron foraminíferos bentónicos de medio anóxico y *Ticinella* aff. *madecassiana* (Albiano); y los nanofósiles *Cyclolithus gronosus* (Albiano-Campaniano) y *Zycolithus ponticulus* (Neocomiano-Cenomaniano inferior?) que indican el Albiano. En las lutitas negras de la parte inferior (T.12 a T.14), se identificaron foraminíferos bentónicos de medio anóxico y *Ticinella* aff. *raynaudi* (Albiano); nanofósiles no diagnósticos y el palinomorfo *Triletes* sp.. En la parte superior (T.16 a T.26), se reconocieron foraminíferos bentónicos de medio anóxico y nanofósiles calcáreos no diagnósticos. Esta microfauna solo indica una edad Albiana.

Las Calizas «C» están fácilmente correlacionables con las de la sección de Chinimbimi. La parte inferior de las lutitas Napo basal de Chinimbimi corresponden al intervalo 12,5 - 25 m de Tayusa. Es probable que el intervalo 25 - 37 m de la sección de Tayusa corresponda a la parte mediana de las Lutitas Napo basal de Chinimbimi. Por fin, la base de la parte superior de las Lutitas Napo basal estaría representada por el intervalo 38 - 41 m de la sección de Tayusa.

III. LA SECCION DEL RIO PAUTE EN MENDEZ

El levantamiento detallado de la sección del río Paute en Méndez permitió un muestreo micropaleontológico (fig. 49).

La parte superior de las Lutitas de la Formación Napo superior de la orilla derecha (S.6, S.9 y S.10) solo contiene palinomorfos no diagnósticos (*Deltoidospora* sp., *Ephedripites* sp., *Tricolpites* sp.) que indican un ambiente marino. S.11 a S.18 de las Lutitas Napo superior de la orilla izquierda resultaron estériles, con materia orgánica quemada. No parece existir la secuencia de lutitas, limolitas, areniscas finas y calizas (M-1 inferior) de edad Campaniano inferior definida por Raynaud et al. (1993).

La parte superior fina de las Areniscas «M-1» contuvo los foraminíferos *Gavelinella* sp., *Heterohelix globulosa* y *Hx.* cf. *pseudotessera* que no indican más que el Cretácico superior, pero certifican un medio marino (S.20 y S.23, fig. 49).

La parte superior de las Areniscas Basal Tena (S.25) contiene el foraminífero bentónico *Haplophragmoides* sp. de medio marino. Mencionemos la presencia de restos de vertebrados en el conglomerado de base de la unidad Basal Tena (escamas de tortuga y/o huesos, metro 10 de la fig. 49).

En las areniscas finas y lutitas de la parte inferior de la Formación Tena, solo se encontró el pólén *Inaperturopollenites* sp. (S.27 y S.28).

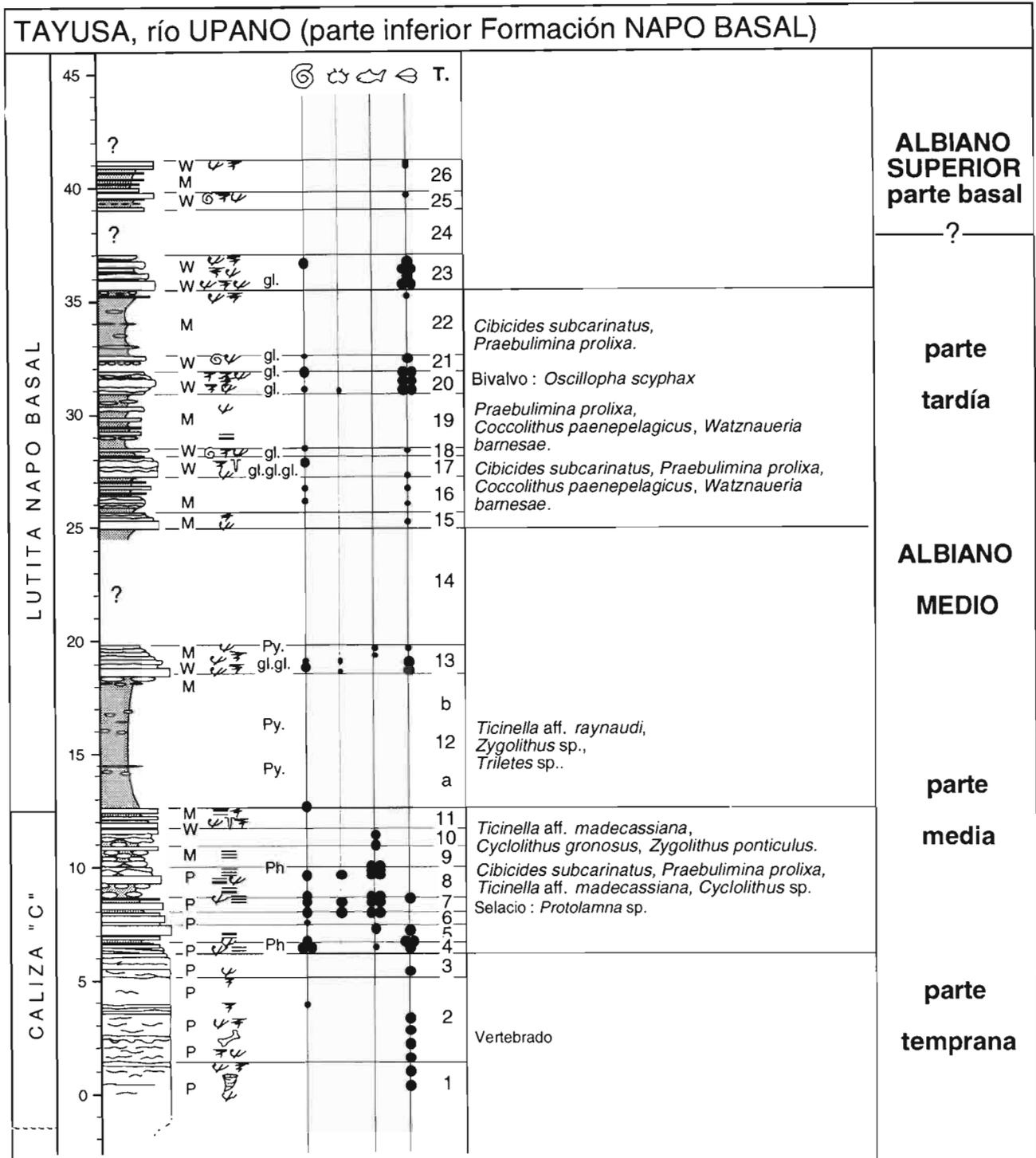


Fig. 48 : Sección litológica, contenido fosilífero y edad de la Formación Napo basal en la sección de Tayusa.

Por comparación con el Oriente peruano, podemos correlacionar las Areniscas «M-1» masivas con la Formación Vivian inferior de edad Campaniano, las areniscas Basal Tena con la Formación Vivian superior, las lutitas negras marinas de la parte inferior de la Formación Tena con la Formación Cachiyacu del Maastrichtiano inferior, y las limolitas Rojas sobreyacentes con la Formación Huchpayacu del Maastrichtiano.

IV. RIO UPANO Y PATUCA

10 km al Noreste de Méndez, en la carretera Patuca-Santiago, a nivel del puente sobre el río Upano, la orilla derecha del río Paute presenta afloramientos de turbiditas no datadas, en las cuales fueron mencionadas una colada de lava porfírica, y un nivel con amonites (J.P. Almeida y M. Santos 1989, informe inédito de Petroproducción).

No encontramos los amonites mencionados en 1989. Tres muestras paleontológicas (P.2 a P.4) colectadas debajo del puente y en el codo del río, 1 a 2 km al Norte, resultaron estériles.

La edad Jurásico inferior determinada por Uno-

cal en la Formación Chapiza de la carretera Patuca-Santiago (informe inédito Petroproducción, 1989), corresponde en realidad a alternancias de lutitas y calizas negras de la Formación Santiago (P.1).

V. SECCIONES DE LA CARRETERA SANTIAGO-MORONA

Se levantaron y muestrearon esquemáticamente breves secciones parciales de la Formación Napo

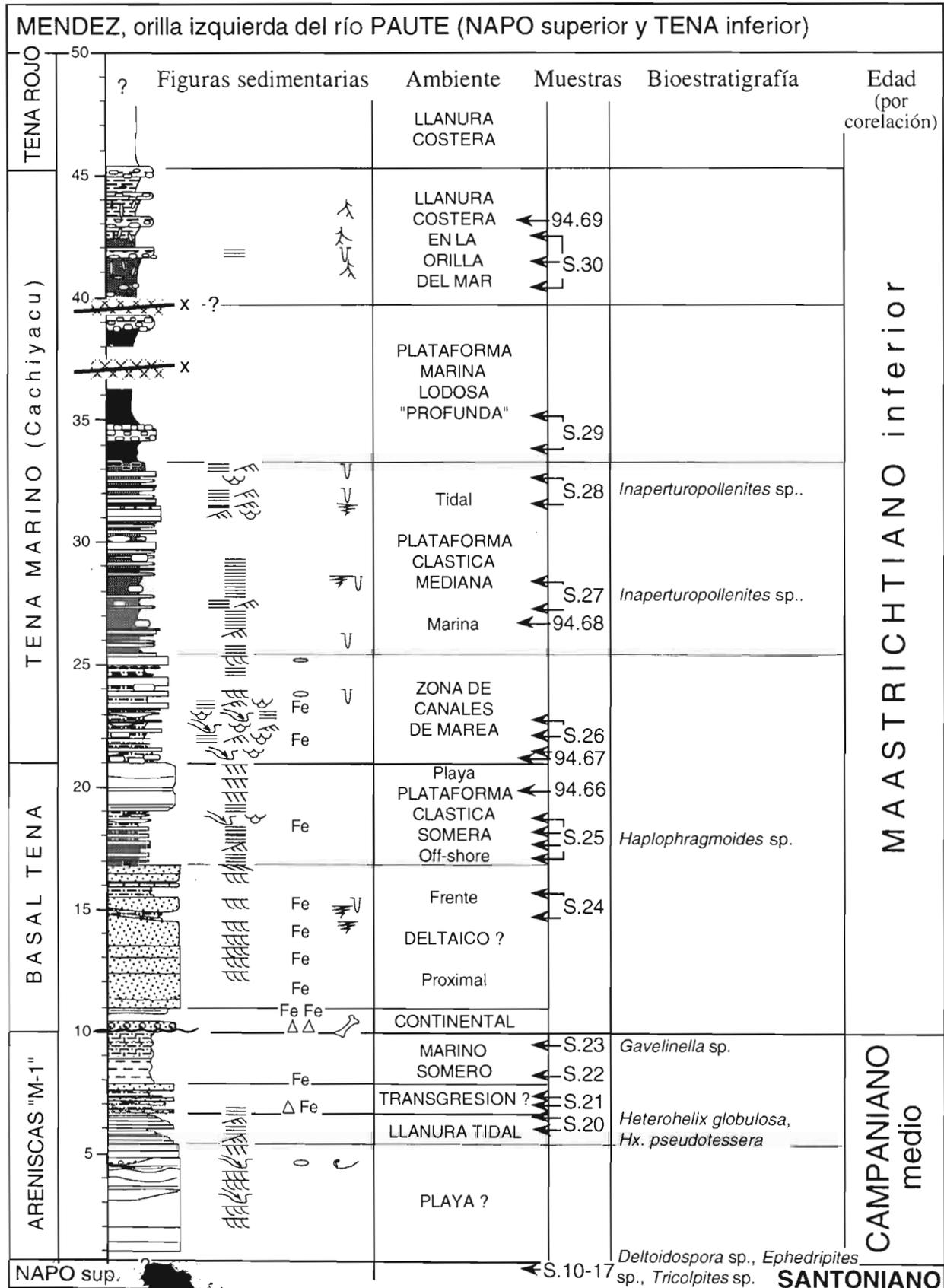


Fig. 49 : Litología, sedimentología y estratigrafía del tope de la Formación Napo superior y de la base de la Formación Tena en la sección del río Paute de Méndez.

para comparar las facies y los ambientes sedimentarios con secciones más septentrionales. En total, 15 muestras fueron tomadas para micropaleontología.

1. Afloramiento del km 2,6

Después de haber pasado buenos afloramientos de la Formación Tiyuyacu, la carretera corta areniscas cuarzosas localmente glauconíticas y lutitas negras que afloran a la derecha. Están en contacto fallado con la Formación Tiyuyacu y están atribuidos a las Areniscas basales del Napo basal (fig. 50).

Las muestras P.5 a P.7 resultaron estériles de microfauna. Solo encontramos amonites piritizados inidentificables (94.74 y 94.75).

2. Afloramiento del km 3,5

Poco después, la carretera atraviesa lutitas grises

con bancos de calizas margosas blancas, grises y amarillentas, fosilíferas y bioturbadas. Las lutitas contienen pectens, ostras, inoceramus, erizos de mar y un amonite bien preservado (94.76, fig. 50).

El amonite estuvo determinado de manera provisional por el prof. P. Bengtson como un texanitideo del género *Reginaites* sp. que indica el intervalo Santoniano -Campaniano. Entre los equinodermos, el Dr. D. Néraudeau determinó un *Mecaster latigrunda*, *Mecaster* aff. *fourneli* (5 ejemplares) y un *Phymosoma* sp. posiblemente una especie nueva. Esta asociación indica el intervalo Coniaciano-Santoniano. La Dra. A. Dhondt determinó los bivalvos *Plicatula ferryi* y ? *Pycnodonte flicki*.

Una muestra micropaleontológica colectada en el mismo nivel (P. 8, fig. 50) contuvo los foraminíferos planctónicos *Heterohelix globulosa* (Albiano

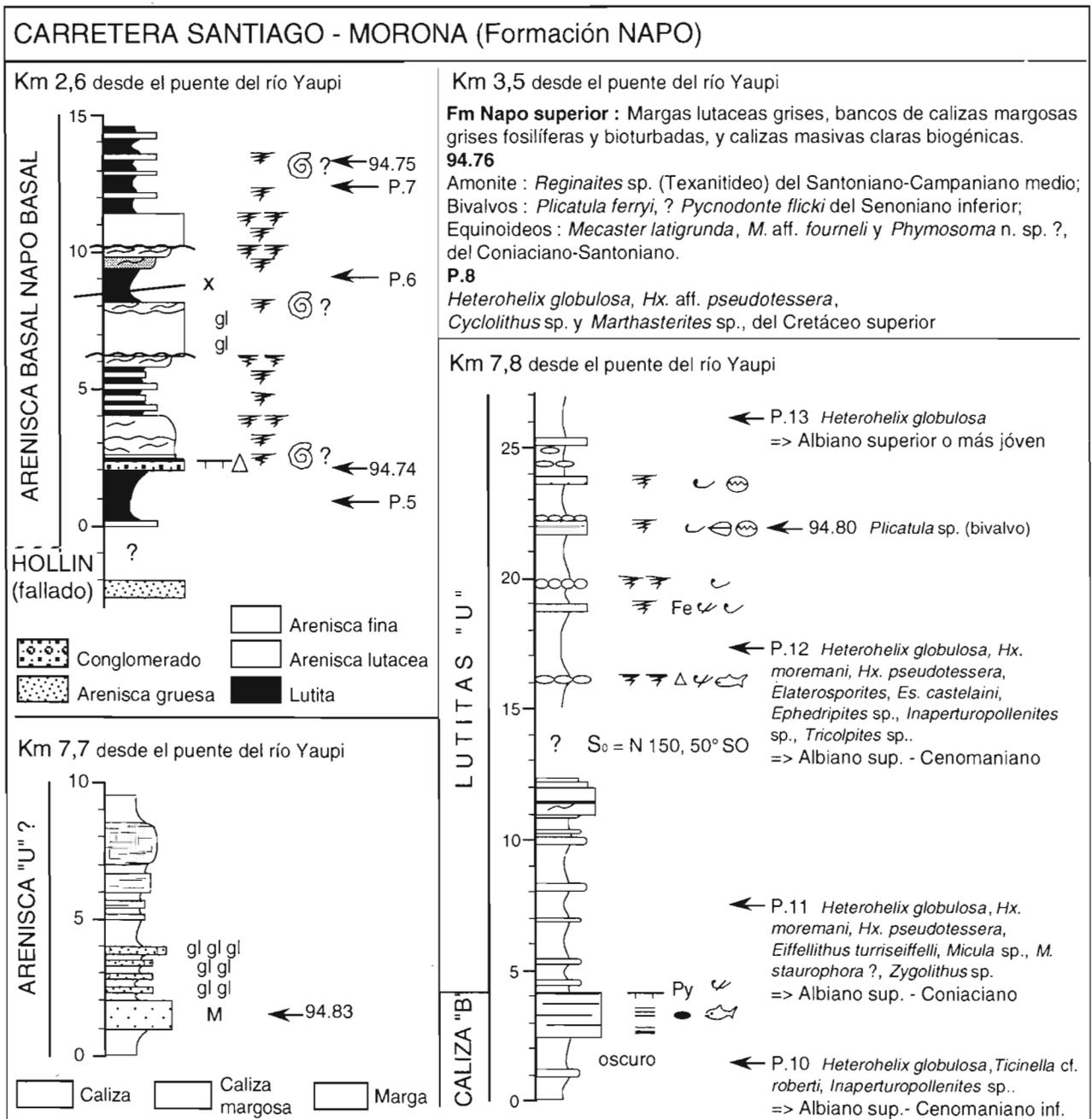


Fig. 50 : Secciones de afloramientos de la carretera Santiago-Morona, ubicadas en km desde el puente sobre el río Yaupi.

superior-Paleoceno inferior), *Hx. aff. pseudotessera* (Cretáceo superior).

Por lo tanto, se trata de la Formación Napo superior, y su edad parece ser Santoniana.

3. Afloramiento del km 7,7

En contacto fallado con la Formación Tiyuyacu estructurada en escamas, se observa una pequeña sección de margas, calizas, y calizas arenosas y glauconíticas atribuida a la zona «U» (fig. 50).

4. Afloramiento del km 7,8

Inmediatamente despues del afloramiento anterior, la carretera baja ligeramente y cruza una serie de lutitas, margas y calizas margosas en bancos delgados. Las facies son comparables con las del Grupo Quillquiñan del Norte del Perú (Córdova 1986) o de la Formación Chonta inferior de la zona de los Pongos (Zegarra 1964).

En la base, que parece corresponder a las Calizas «B» (P.10, fig. 50), los especialistas de Guayaquil identificaron los foraminíferos *Heterohelix globulosa* (Albiano superior-Paleoceno inferior) y *Ticinella cf. roberti* (Albiano-Cenomaniano inferior?), escasos nanofósiles (*Cyclolithus* sp. y *Marthasterites* sp.) y el pólen *Inaperturopollenites* sp.. La edad indicada (Albiano superior-Cenomaniano inferior) no contradice la atribución estratigráfica propuesta.

En las partes mediana y superior, se colectó el bivalvo *Plicatula* sp. (94.80, det. A. Dhondt). En

las muestras P.11 a P.13, se determinaron además de foraminíferos bentónicos no diagnósticos, *Heterohelix moremani* (Albiano superior-Coniaciano), los nanofósiles calcáreos *Eiffellithus turrisseiffelli* (Albiano-Maastrichtiano), *Micula* sp. y *Micula staurophora* (Turoniano superior o más joven, determinación probablemente equivocada); y los palinomorfos (P.12): *Elaterocolpites castelaini* (Albiano-Cenomaniano), *Elaterosporites* sp., *Ephedripites* sp., *Hystrichosphaeridium* sp. (dino-flagelado), *Inaperturopollenites* sp. y *Tricolpites* sp., cuya asociación indica el Albiano-Cenomaniano. La edad probable es Cenomaniana.

Esta serie sería coetánea de la zona «U» del Norte de la zona subandina y de la cuenca oriental.

VI. AFLORAMIENTO DE LA VIA LIMON-PLAN DE MILAGRO

5.8 km al Sur de Plan de Milagro en el lado Oeste de la carretera, se observa un afloramiento del Grupo Napo que incluye una intercalación volcánica. El muestreo micropaleontológico resultó estéril. En cambio, se encontraron los bivalvos *Cerastostreon* sp. y un heterodonto grande (94.72), que sugieren una edad albiana, por comparación con el contenido paleontológico de la Formación Napo basal en Chinimbimi y Tayusa.

*

*

*

CAPITULO V

CONCLUSIONES :

MODELO ESTRATIGRAFICO Y BIOZONACION DEL CRETACEO DE LA CUENCA ORIENTAL ECUATORIANA

Los datos nuevos presentados, asociados con los datos bibliográficos sintetizados permiten proponer un cuadro estratigráfico para la serie marina cretácea del Oriente ecuatoriano. Este cuadro deberá ser completado mediante las correlaciones sedimentarias efectuadas durante el estudio sedimentológico.

I. CUADRO ESTRATIGRAFICO PARA EL CRETACEO DE LA CUENCA ORIENTAL ECUATORIANA

La estratigrafía del Cretáceo marino de la cuenca oriental ecuatoriana es difícil de sintetizar por las siguientes razones.

En primer lugar, los depósitos francamente marinos están agrupados en una sola formación o grupo Napo. Este ha sido subdividido en unidades informales (M-1, M-2, A, U, B, T, C) que no tienen definiciones precisas, a pesar de ser generalmente usadas y admitidas.

En segundo lugar, las evoluciones laterales de facies son frecuentes. De manera general, las lutitas y calizas marinas dominan al Oeste o Suroeste, mientras que las areniscas continentales o marinas litorales invaden casi toda la serie al Este o Noreste de la cuenca.

Finalmente, los diacronismos comprobados son importantes en la serie del Aptiano-Albiano (fig. 51). Pero, por falta de dataciones suficientemente precisas, ignoramos todavía si existen también diacronismos en el Cretáceo superior. Por la misma razón, es todavía difícil demostrar la existencia y, con más razón, apreciar la duración de las lagunas estratigráficas.

La **Formación Hollín** tiene una edad comprobada Aptiano «medio» en la base, y Albiano inferior tardío o Albiano medio tardío al tope. Desaparece hacia el Este, donde la parte superior de las Lutitas Napo basal descansa directamente sobre el substrato. La existencia local de un cuerpo arenoso de edad Aptiano inferior o más antiguo es posible (Robertson Research 1988, Villagómez 1995) pero queda por ser comprobada. La parte superior (Hollín secundario y/o Arenisca basal) no siempre es fácilmente identificable, y está mal datada.

La edad de las **Areniscas basales y Calizas C** varía entre el Albiano medio temprano (Suroeste) y

el Albiano medio tardío (Centro). Desaparecen hacia el Este o Noreste. Por lo tanto, no pueden ser utilizadas como línea de tiempo.

Las **Lutitas Napo basal** tienen un contacto basal muy diacrónico : Albiano medio parte temprana a mediana en el Suroeste, y base del Albiano superior en el Centro y Noreste de la cuenca (fig. 51). En cambio, su parte superior es una transgresión mayor que constituye una buena línea de tiempo de edad base del Albiano superior.

Las **Calizas T** solo son conocidas en el Oeste y Sur de la cuenca. Hacia el Este, es probable que pasen lateralmente a formar parte de las Areniscas T. Tienen una edad Albiano superior, parte inferior. Un leve diacronismo de la base de la unidad es posible, pero es despreciable.

Las **Areniscas T** son conocidas en toda la cuenca. Su edad es Albiano superior, parte inferior a mediana. Su base transgresiva parece ser una buena línea de tiempo. En cambio, no está claro todavía si el tope es también una línea de tiempo, ya que los diferentes cuerpos de las Areniscas T (T principal, T superior, etc.) no son fácilmente correlacionables de campo a campo, o de campos a afloramientos.

Las **Calizas B** son de edad Albiano superior parte mediana. Solo están conocidas en el Noroeste de la cuenca con una facies laminada y anóxica. Es probable que existan también en la parte Sur y Oeste de la cuenca con una facies diferente, ya que pasan en el Perú a depósitos de plataforma carbonatada abierta. Hacia el Este, sea se confunden con el tope de las Areniscas T, sea no se depositaron.

Las **Lutitas U** son de edad Cenomaniano inferior (fig. 51). Son conocidas en toda la cuenca .

Las **Areniscas U** pasan lateralmente al Oeste a una secuencia mayormente calcárea, las Calizas U. Ambas unidades son probablemente de edad Cenomaniano medio. En el centro y el Este de la cuenca, Las Areniscas U sobreyacen a las Calizas U, y serían más jóvenes, aun que no alcanzan al Cenomaniano tardío. En el Centro de la cuenca, la base transgresiva de las Areniscas U constituye una buena línea de tiempo.

Las **Calizas A** son de edad Turoniano inferior tardío, y Turoniano medio. Están probablemente separadas de las Areniscas U por un hiato de parte del intervalo Cenomaniano tardío-Turoniano basal.

FORMACIONES Y UNIDADES		EDAD
Fm ORTEGUAZA		OLIGOCENO
Fm TIYUYACU		EOCENO
superior		PALEOCENO ?
Fm TENA		MAASTRICHT.
inferior		
Arenisca basal		
NAPO superior	Arenisca M 1	CAMPANIANO
	Lutitas M 1	SANTONIANO
	Marcador "L" Lutitas M 1 Caliza M 1	CONIACIANO
NAPO medio	Arenisca M 2 Caliza M 2	superior TURONIANO
	Caliza A	inferior
	Arenisca U Caliza U	superior CENOMANIANO
NAPO inf.	Lutita U	inferior
	Caliza B	
NAPO basal	Arenisca T	ALBIANO superior
	Caliza T	
	Lutitas	ALBIANO med.
	Caliza C Arenisca inf. Fm HOLLIN	ALBIANO inf.
Fm CHAPIZA		APTIANO
		NEOCOMIANO

Fig. 51 : Cuadro estratigráfico del Cretáceo de la cuenca oriental ecuatoriana, según los resultados de los estudios estratigráficos del presente Convenio.

Nótese el nítido diacronismo de la transgresión del Aptiano-Albiano, y las importantes lagunas sedimentarias en el Cretáceo superior.

Su base transgresiva constituye una excelente línea de tiempo.

Las **Calizas M-2** son muy probablemente de edad Turoniano superior, y alcanzan el Coniaciano basal para el tope (fig. 51). Hacia el Este, pasan a las Areniscas M-2 glauconíticas que son mayormente coetáneas de las Calizas M-2, aun que una equivalencia con la parte superior de las Calizas A es posible.

Las **Calizas M-1** son una secuencia de calizas-lutitas-margas-calizas. La base de las lutitas traduce una transgresión mayor de edad Coniaciano inferior y constituye una muy buena línea de tiempo. Su facies es bastante homogénea en toda la cuenca.

Las **Lutitas M-1** traducen una nueva transgresión marina importante, cuya base está datada del Santoniano inferior en Perú. Las condensaciones ligadas a la transgresión están materializadas por

niveles de fosforitas radioactivas (marcador «L») que constituyen buenas líneas de tiempo locales. No parecen alcanzar el Santoniano superior. Son muy homogéneas en la cuenca, pero experimentan una erosión creciente hacia el Oeste.

Las **Areniscas M-1** han sido subdivididas en dos unidades por Raynaud et al. (1993). Ambas tienen un contacto basal erosivo que, como todas las superficies de transgresión, constituyen relativamente buenas líneas de tiempo que siguen hiatos estratigráficos importantes. Serían de edad Campaniano inferior y Campaniano medio respectivamente (Raynaud et al. 1993).

La **Formación Tena** parece que debería ser dividida en dos unidades. La unidad inferior sería de edad Maastrichtiano (fig. 51) y empieza por una transgresión mayor del Maastrichtiano inferior que constituye una buena línea de tiempo. La unidad superior es probablemente de edad Paleoceno, y estaría separada de la anterior por un hiato del Maastrichtiano superior-Paleoceno inferior.

La **Formación Tiyuyacu** discordante es de edad Eocénica. El conglomerado de base sería del Eoceno inferior. La parte inferior, marcada por una leve transgresión, parece ser de edad eocénica inferior, mientras que la parte superior alcanza seguramente el Eoceno medio a superior. Es probable que una laguna sedimentaria la separe de la formación sobreyacente.

La **Formación Ortegua** es de edad oligocénica. Sin embargo, parece que el límite entre las formaciones Tiyuyacu y Ortegua está todavía mal definido.

II. BIOZONACION INTEGRADA DEL CRETACEO MARINO DEL ORIENTE ECUATORIANO

La comparación de los nuevos datos estratigráficos conseguidos en el campo con el contenido micropaleontológico de las unidades nos permite proponer una biozonación micropaleontológica del Cretáceo medio y superior de la cuenca oriental ecuatoriana. Además de los trabajos anteriores, los datos macro- y micropaleontológicos utilizados provienen principalmente de secciones de la zona subandina (Pungarayacu-30, Misahuallí, Ongota, Chinimbimi, etc.). Por lo tanto, esta zonación es más aplicable en la zona subandina. Sin embargo, la calibración del rango de los micro- y nanofósiles mediante la macrofauna permitirá utilizarla con una mayor precisión de edad en los pozos de la cuenca.

La biozonación propuesta es integrada, es decir que incluye los diferentes grupos de microfósiles estudiados y tiene en cuenta los datos disponibles brindados por la macrofauna. Se inspira de la biozonación propuesta por Labogeo (1994), pero introduce modificaciones en cuanto a la definición de

las biozonas, a los marcadores y a las edades. En depósitos carbonatados, los foraminíferos y nanofósiles calcáreos son mucho más útiles que los palinomorfos, mientras que en lutitas y areniscas, encontramos la situación inversa. Las atribuciones de edad están basadas sobre el rango conocido de los microfósiles marcadores, así como sobre la edad indicada por los macrofósiles asociados (fig. 52).

1. Zona de *Perotriletes pannuceus* (Albiano inferior y medio probable)

Esta zona definida por I. Zambrano en Pungarayacu-30 incluye las partes media y superior de la Formación Hollín, y las Areniscas basales de la Formación Napo basal, con las Calizas "C". Está caracterizada por la ausencia casi total de foraminíferos y nanofósiles. Corresponde a la parte inferior de la zona K-1 de González (1971).

En Pungarayacu-30, los palinomorfos diagnósticos presentes son *Pe. pannuceus*, *Sofrepites legouxae* y varias especies del género *Ephedripites*. Su base está definida por la aparición de una de estas especies, y su tope lo define la aparición de foraminíferos y nanofósiles marinos, así como de los pólenes típicos del Albiano medio a superior, presentes en la biozona superior. En esta biozona se encuentran frecuentemente *Araucariacites australis*, *Callialasporites dampieri*, *Camarozonosporites insignis*, *Cicatricosisporites hallei*, representantes del género *Classopolis*, *Ephedra* cf. *voluta*, *Galeacornea causea* y *Reyrea polymorpha* (González 1971, Lammons in Hobbs 1975, Zambrano in Labogeo 1989-1994). Además, *Hx. washitensis*, considerado marcador del Albiano medio por Whittaker y Hodgkinson (1979), ocurre en la Arenisca basal en Pungarayacu-30. Abarca las partes inferior y media de las Lutitas Napo basal en Chinimbimi.

Pe. pannuceus y *So. legouxae* indicarían el Albiano medio (Zambrano in Labogeo 1994). Sin embargo, más datos serían necesarios para asegurar esta edad, y se le atribuye provisionalmente una edad incluida dentro del intervalo Aptiano superior-Albiano medio (fig. 52).

Una subzona de edad Albiano medio puede ser definida por la aparición de *Hedbergella amabilis* cerca de la base de la Caliza «C» de Pungarayacu-30 y Misahuallí. Sin embargo es diacrónica, ya que *Hg. amabilis* ocurre en la parte temprana del Albiano medio de Chinimbimi (Caliza «C»).

2. Zona de *Gümbelitra cenomana* / *Elaterosporites protensus* (Albiano superior temprano)

La zona de *G. cenomana* / *E. protensus* comprende la Formación Napo basal, siendo excluidas las Areniscas de base y las Calizas "C".

Su base, que coincide con la base de la Lutita Napo basal en la zona subandina Norte, está definida por la aparición del foraminífero *Gümbelitra cenomana*, de los nanofósiles *Zygodolithus ponticulus* y *Zy. stenopous*, y de los palinomorfos *Elaterocol-*

pites castelaini, *Elaterosporites protensus*, *Es. klaszi* y *Es. verrucatus*. Su tope corresponde más o menos al tope de la Formación Napo basal (tope de las Areniscas "T").

Otros microfósiles a menudo presentes son los foraminíferos *Clavhedbergella simplex*, *Hedbergella amabilis*, *Hg. planispira*, *Hg. delrioensis*, *Hx. moremani*, *Ticinella raynaudi* y *Ti. roberti*, los nanofósiles *Coccolithus paenepelagicus* y *Watznaeria barnesae* (no diagnósticos), y los palinomorfos *Callialasporites dampieri*, *Ci. hallei*, *Classopolis classoides*, *Elateroplicites africaensis* (en la Arenisca "T"), *Elaterosporites acuminatus* (en la Arenisca "T" superior), *Inaperturopollenites simplex* y *Monocolpopollenites sphaeroidites*, lo que constituye una típica asociación del Albiano tardío. *Multiporopollenites polygonalis* parece aparecer en la Caliza «C».

Su edad está precisamente dada por los amonites encontrados en el río Misahuallí: base del Albiano superior temprano en la base, Albiano superior parte temprana cerca al tope (fig. 52).

3. Zona de *Eiffelithus turriseiffelli* / *Ticinella* spp. (Albiano superior parte media)

Esta biozona corresponde a las Calizas "B", y posiblemente a la base de la zona "U" (parte inferior de la zona K-3 de González (1971).

En las secciones estudiadas, su base está definida por la multiplicación de las *Ticinella* spp. y la aparición del nanofósil *E. turriseiffelli* (cuya aparición es marcador mundial del Albiano superior).

Otros microfósiles abundantes son los foraminíferos *Ticinella madecassiana*, *Ti. roberti*, *Ti. cf. primula* y *Globigerinelloides bentonensis*, los nanofósiles *Co. paenepelagicus*, *Cretarhabdulus decorus*, *Tranolithus gabalus*, *Zy. ponticulus*, *Zy. stenopous*, etc., y los palinomorfos *Ar. australis*, *Cl. classoides*, *Ep. africaensis*, *Galeacornea causea*, *Ga. cf. clavis*, etc.. Es notable la desaparición de *Ec. castelaini*, *Es. klaszi* y *Es. protensus*, sea en la base (Zambrano in Labogeo 1989-1994), sea dentro de la Caliza "B" (González 1971).

La presencia local de estas últimas especies, la abundancia de *Ticinella* spp., la presencia de *Gl. bentonensis* y la ocurrencia de amonites del género *Mortonicerias* en la parte inferior lleva a atribuir esta biozona a la parte media del Albiano superior (fig. 52). Una laguna estratigráfica del Albiano terminal (Vraconiano) y de parte del Cenomaniano inferior es probable.

4. Zona de *Zygodolithus ponticulus* / *Gnetaceapollenites diversus* (Cenomaniano s.l.)

La biozona de *Z. ponticulus* / *G. diversus* comprende la mayor parte de la zona "U", excepto quizás, la base. Corresponde a la parte superior de la zona K-3 y a la parte inferior de la zona K-4 de González (1971).

Su base, aun que todavía de manera imprecisa,

está definida por la desaparición de los foraminíferos del género *Ticinella* y de *Gl. bentonensis*, y por la aparición del foraminífero *Heterohelix globulosa*, de los nanofósiles *Cretarhabdulus conicus*, *Eprolithus* (= *Lithastrinus*) *floralis* y *Microrhabdulus decoratus*, y de los palinomorfos *Gnetaceaepollenites diversus* y *Gn. clathratus*.

Otros microfósiles presentes son los foraminíferos *Hg. planispira*, *Chg. simplex*; los nanofósiles *Co. paenepelagicus*, *Ei. turriseiffelli*, *Wa. barnesae*, *Zy. angustus* y *Zy. stenopous*; y los palinomorfos *Ar. australis*, *Cl. classoides*, *Ep. africaensis*, *Gnetaceaepollenites crassipoli*, *Gn. similis* y *Mo. sphaeroidites*. Se nota la extinción de los pólenes *Camarozonosporites insignis* y *Cicatricosisporites hallei*.

La desaparición de las *Ticinella* spp., la ocurrencia muy local de especies de los géneros foraminífero *Rotalipora* sp. y *Whiteinella* sp. (Pungarayacu-30) o del radiolario *Dyctiomitra macrocephala*, la aparición del nanofósil *Mi. decoratus*, la abundancia de las especies de *Zygodolithus*, y la diversidad de los pólenes del género *Gnetaceaepollenites* aseguran una edad Cenomaniana (fig. 52). La ocurrencia de *Zy. ponticulus* hasta el tope de la biozona y la presencia del bivalvo *Neithea* aff. *roemeri* indicarían el Cenomaniano inferior, quizás Cenomaniano medio.

5. Zona de *Heterohelix reussi* / *Eiffelithus eximius* (Turoniano inferior tardío y Turoniano medio)

La biozona de *Hx. reussi* / *E. eximius* corresponde a la primera secuencia calcárea (Caliza "A" inferior) y a la mayor parte de la segunda secuencia («A» superior) de la Formación Napo medio (parte superior de la zona K-4 y parte inferior de la zona K-5 de González, 1971).

Su base está definida por la aparición de los marcadores del Turoniano medio como son el foraminífero *Hx. reussi* y el nanofósil *Ei. eximius*; además se la define por la desaparición de las formas cenomanianas que son *Zy. ponticulus* entre los nanofósiles, y *Ep. africaensis* entre los palinomorfos.

Otros microfósiles presentes son los foraminíferos *Hg. planispira*, *Hx. globulosa*, *Hx. "moremani"*, *Hx. pseudotessera*, *Hx. ultimatumida*, y los nanofósiles *Co. paenepelagicus*, *Ei. turriseiffelli*, *Ep.* (= *Li.*) *floralis*, *Quadrum gartneri*, *Wa. barnesae* y *Zy. stenopous*. Los palinomorfos son muy escasos. Se nota la ocurrencia de *Whiteinella inornata*.

La biozona de *Hx. reussi* / *E. eximius* está atribuida al Turoniano inferior tardío y Turoniano medio, por la asociación de los marcadores con *Mammites* sp. y *Neoptychites* sp. y la ocurrencia de amonites probablemente del Turoniano medio a superior en la parte superior de la biozona.

6. Zona de *Lithastrinus septenarius* / *Micula staurophora* (Turoniano superior)

Esta biozona corresponde a la parte más somital de la segunda secuencia (Caliza "A" superior) y a la tercera secuencia calcárea ("M-2" inferior) de la Formación Napo medio. Coincide con parte de la zona K-5 de González (1971).

Está definida por la aparición de los nanofósiles *Li. septenarius* y *Mi. staurophora*. Otros microfósiles significativos o abundantes son los foraminíferos *Chg. simplex*, *Hg. planispira*, *Hx. globulosa*, *Hx. reussi*, *Whiteinella* spp.; los nanofósiles *Co. paenepelagicus*, *Ei. eximius*, *Ei. turriseiffelli*, *Ep.* (= *Li.*) *floralis*, *Mi. decoratus*, *Qu. gartneri*, *Wa. barnesae* y *Zy. stenopous*; y los pólenes *Mo. sphaeroidites* y *Mu. polygonalis* (fig. 52).

Su edad está indicada en la base por la aparición de *Li. septenarius* y *Mi. staurophora*, indicadores del Turoniano superior (Robaszynski et al. 1990), y de amonites de edad Turoniano superior probable. Notemos que *Micula decussata*, marcador del Coniaciano superior tardío en Europa (Pomerol et al. 1983) aparece en la parte media de esta biozona, lo que sugiere que su rango difiere en la cuenca andina.

7. Zona de *Heterohelix striata* / *Lucianorhabdus cayeuxii* (Turoniano terminal a Coniaciano basal)

La biozona de *Hx. striata* / *L. cayeuxii* corresponde a la secuencia superior de la Formación Napo medio («M-2» superior). Equivale a la parte superior de la zona K-6 de González (1971).

Su base está definida por la aparición del foraminífero *Hx. striata* y del nanofósil *Lu. cayeuxii*, asociados con los foraminíferos planctónicos *Whiteinella archaeocretacea* y *Wh. baltica*.

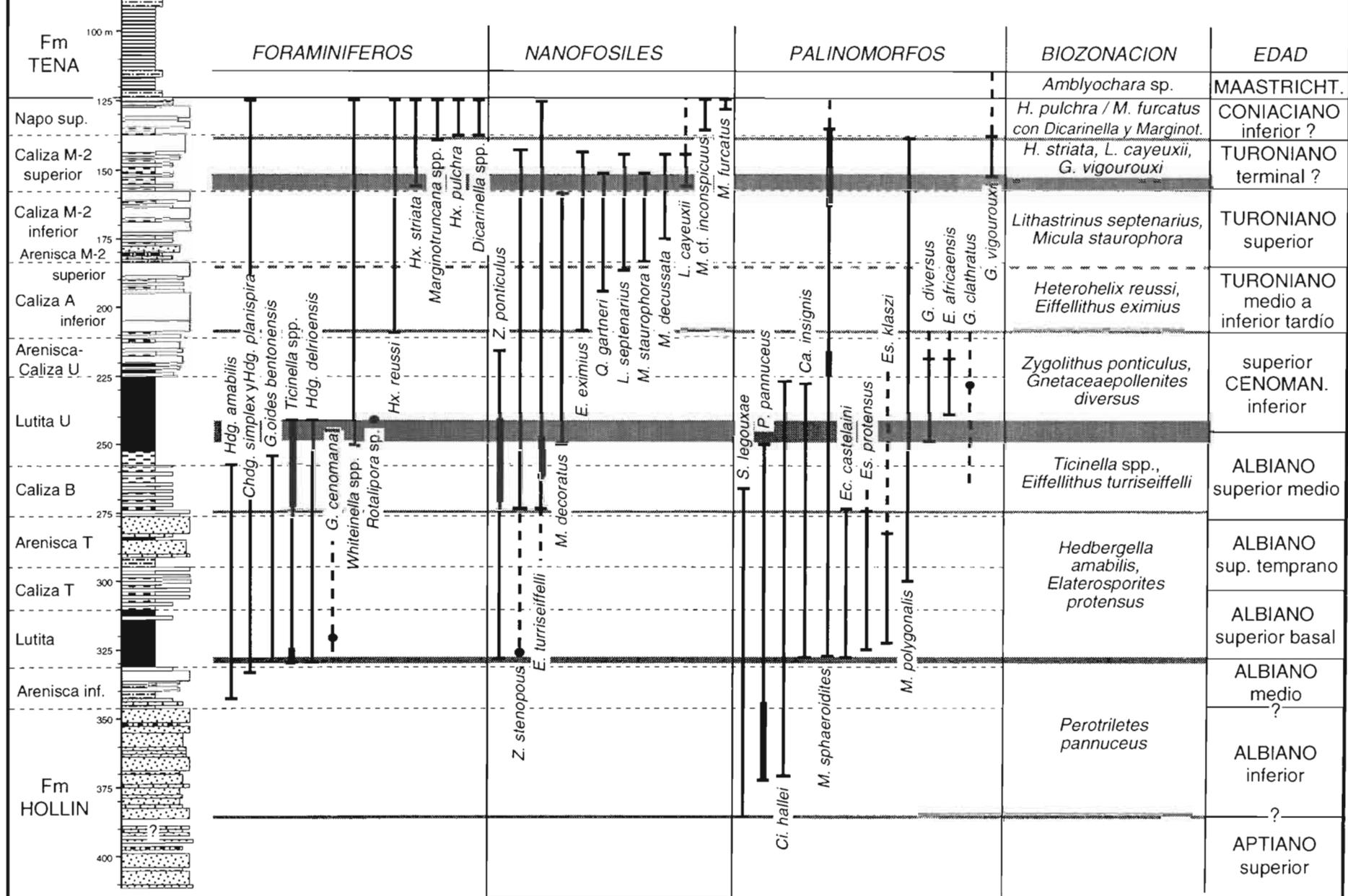
Entre los otros microfósiles presentes, notemos los foraminíferos *Hg. planispira*, *Hx. globulosa*, *Hx. «pulchra»*, *Hx. reussi* y *Wh. inornata*; los nanofósiles *Co. paenepelagicus*, *Eif. eximius*, *Eif. turriseiffelli*, *Lithastrinus grillii*, *Li. septenarius*, *Mi. decussata*, *Wa. barnesae* y *Zy. stenopous*; los palinomorfos *Gabonisoris vigourouxii*, *Gleicheniidites senonicus*, *Mo. sphaeroidites* (muy abundantes) y *Mu. polygonalis*.

En la base, la ocurrencia de los nanofósiles *Li. grillii* y *Lu. cayeuxii* y del polen *Ga. vigourouxii* indicaría una edad no más antigua que el Coniaciano. El amonite del género *Harleites*? o *Barroisicerias* confirmaría la edad Coniaciano basal, pero la ocurrencia de *Mytiloides* sp. poco por encima sugeriría más bien una edad Turoniana terminal (fig. 52).

8. Zona de *Heterohelix pulchra* / *Marthasterites furcatus* («foraminíferos grandes»,

Fig. 52 : Biozonación propuesta para la serie cretácica marina del Oriente ecuatoriano, según el estudio del pozo Pungarayacu-30, y las secciones del río Misahualli y Ongota. ----->

ZONACION MICROPALEONTOLOGICA PROPUESTA PARA LA ZONA SUBANDINA



Coniaciano inferior)

La biozona de *Hx. pulchra* / *M. furcatus* coincide con las Calizas laminadas, las lutitas y posiblemente la mayor parte de las Calizas «M-1» de la Formación Napo superior. Es probablemente equivalente a la zona K-7 de González (1971).

Su base está definida por la aparición y abundancia del foraminífero *Heterohelix pulchra* del Coniaciano y del nanofósil guía *Ma. furcatus*, marcador del Turoniano superior tardío (Robaszynski et al. 1990), y por la ocurrencia de «foraminíferos grandes» de los géneros *Dicarinella*, *Margino-truncana* y *Whiteinella* (*Mgt. aff. renzi*, *Mgt. aff. sigali*, *Wh. aff. inornata*, *Sigal in Faucher et al. 1971*), así como de dinoflagelados del género *Dinogymnium* y microfaminíferos chitinosos.

La asociación de *Ma. furcatus* y *Dicarinella primitiva* (Turoniano terminal o más joven) con *Di. aff. imbricata* (no más joven que el Coniaciano superior temprano), y la ocurrencia de *Discolithus incohatus* y *Marthasterites cf. inconspicuus* (no más antiguos que el Coniaciano) asociados con *Hedbergella aff. planispira*, *Heterohelix cf. moremani*, y *Zygothothus cf. tractus* (no más jóvenes que el Coniaciano) indican el Coniaciano. La presencia de *Dicarinella aff. canaliculata*, *Di. primitiva* y *Whiteinella baltica* ? y *Wh. inornata* (no más jóvenes que el Santoniano basal), así como *Cyclolithus redimiculatus* y *Microrhabdulus cf. tortus* (no más jóvenes que el Santoniano) define el Santoniano basal como límite superior para la edad de la biozona.

Los amonites *Harleites* ? sp. o *Barroisiceras* sp. (Coniaciano basal) encontrados en la base de la zona y *Peroniceras* sp. (Coniaciano) colectado en las lutitas indicarían el Coniaciano inferior. Sin embargo, el inoceramideo *Mytiloides* sp. en la Caliza basal sugiere una edad todavía Turoniana. El máximo de transgresión expresado por las lutitas superiores de la sección de Misahuallí se correlaciona con la transgresión mayor con *Barroisiceras* sp. y *Buchiceras* sp. del Coniaciano inferior del Perú (Benavides 1956) (fig. 52).

Notemos que la edad Turoniano medio asignada por el BEICIP al tope de la sección del río Misahuallí (Sigal 1969, Faucher et al. 1971) ya no puede ser mantenida.

Parece que fue dentro de la zona de *Hx. pulchra*/*M. furcatus* que Raynaud et al. (1993) determinaron *Droseridites senonicus* (Coniaciano-Santoniano según Müller et al. 1987) que define su palinozona «D». La zona de *Hx. pulchra* / *M. furcatus* sería equivalente a la parte inferior de dicha biozona. La parte superior de la palinozona «D» no aflora en la zona subandina Norte y correspondería a las Lutitas «M-1» de la cuenca, de edad Santoniano (Hobbs 1975, Robertson Research 1985, 1988, Legoux et al. 1990).

9. Palinozonas del Senoniano superior marino

de Elf-Aquitaine (Raynaud et al. 1993)

A partir del Senoniano superior, los nanofósiles no ocurren en la serie del Oriente, y las biozonas están mayormente definidas por palinomorfos, escasos foraminíferos y carofitas. Los ostrácodos todavía no son bien conocidos como para ayudar a datar estos depósitos.

Para el contacto entre las Formaciones Napo y Tena, el mejor trabajo disponible es el de Raynaud et al. (1993). Ellos distinguen tres palinozonas.

9.a. Zona «C» de *Retitricolporites divisus* (Campaniano inferior ? o Santoniano ?)

Esta biozona corresponde a la parte inferior de las Areniscas "M-1". No está bien definida.

Se nota la ocurrencia de *Proxapertites scabratus* y *Retitricolporites divisus*, asociados con los dinoflagelados *Impagidinium grandis* y *Trichodinium delicatum*, sin *Dr. senonicus*, marcador del Coniaciano-Santoniano.

Por su posición estratigráfica, está atribuida al Campaniano inferior (Raynaud et al. 1993). Sin embargo, otros estudios mencionan una edad Santoniano para las capas que infrayacen directamente a las Areniscas «M-1» (Robertson Research 1988, Legoux et al. 1990), y Guerrero y Sarmiento (1996) encontraron la misma situación en Colombia. Por lo tanto, la edad de esta biozona tendrá que ser comprobada.

9.b. Zona «B» de *Auriculiidites reticulatus* / *Psilastephanocolporites variabilis* (Campaniano medio a superior)

La biozona B definida por Elf-Aquitaine (Raynaud et al. 1993) corresponde a la parte superior masiva de las Areniscas "M-1".

Está marcada, entre otros, por la ocurrencia de *Au. reticulatus*, *Echitriporites trianguliformis*, *Gemmatriporites distinctus*, *Proteacidites sigalii* y *Psilastephanocolporites variabilis*, y por la presencia de los dinoflagelados *Im. grandis* y *Tr. delicatum*.

La edad Campaniana está indicada por la ausencia de *Dr. senonicus* y por la posición estratigráfica. Es probable que las lutitas marinas superiores que sobreyacen a las Areniscas «M-1» masivas sean equivalentes a la transgresión marina datada por amonites del Campaniano medio en el Norte (Bagua, Bengtson in Mourier et al. 1988) y el Noroeste del Perú (Olsson 1944) y en el Suroeste del Ecuador (Jaillard et al. 1995).

9.c. Zona «A» de *Buttinia andreevi* / *Hexaporitricolporites emelianovi* (Maastrichtiano inferior)

Esta biozona A de Raynaud et al. (1993) corresponde a las Areniscas Basal Tena.

Esta caracterizada por la ocurrencia de los fósiles zonales, de pólenes grandes (*Brevitricolporites striatus*, *Syncolporites scabratomagnus* y *Triorites cf. minutisporis* por ejemplo), así como de

los dinoflagelados *Histrychodinium pulchrum*, *Paleohistrychophora infusorioides* y *Xenascus ceratoides*. La asociación de *Bu. andreevi* y *Hx. emelianovi*, así como su posición estratigráfica son los argumentos para datar esta palinozona del Maastrichtiano inferior.

Notemos que esta transgresión marina del Maastrichtiano inferior es muy extensa, ya que se la conoce también en Perú donde puede contener ammonites no determinados (Fms Cachiyacu, Areniscas de Azúcar 2, Vilquechico, Yuncaypata, etc.) y en Bolivia, donde datos radiométricos confirman una edad Maastrichtiano inferior (Fm El Molino, Sempéré et al. 1997).

10. Zona de *Rugoglobigerina rugosa* / *Amblyochara* spp. (Maastrichtiano)

Proponemos una biozona de *Amblyochara* spp. / *R. rugosa* para la parte inferior de la Formación Tena, tal como es conocida en la zona subandina hasta ahora. Las capas rojas de la mayor parte de la formación siendo un medio demasiado oxidante para la preservación de los palinomorfos, hace que los microfósiles diagnósticos sean escasos en la parte superior de la Formación Tena.

Además de *R. rugosa*, otros foraminíferos diagnósticos encontrados en la Formación Tena de la zona subandina son *Globotruncana aegyptica*, *Gl. cf. lapparenti*, *Neobulimina canadensis* y *Rzehakina epigona* (Sigal 1969, Sigal in Faucher et al. 1971, Mills 1972, Whittaker y Wilkinson 1979). Notemos, entre los *Haplophragmoides* spp., la ocurrencia de *Ha. horridus*, *Ha. nonioninoides* y *Ha. welteri* que diferencian esta unidad de las formaciones más jóvenes dominadas por *Ha. eggeri*, *Ha. chilenum* y *Ha. kirki* (Labogeo 1989-1993).

Las carofitas datadoras de la parte mediana de la unidad son *Amblyochara* sp., *Am. cf. peruviana* y *Feistiella cf. costata* (Grambast in Faucher et al. 1971). Sin embargo, el tope de la Formación Tena nunca fue datada, y puede alcanzar el Paleoceno (cf. p. 40-44).

11. Zona de *Verrucatosporites usmensis* (Eoceno medio a superior)

Esta biozona corresponde a la Formación Tiyuyacu (Labogeo 1989-1993).

Los foraminíferos poco diagnósticos de la fauna de *Ammobaculites* A incluyen *Ammobaculites* spp., *Ammobaculoides* spp., *Haplophragmoides chilenum*, *Ha. desertorium*, *Ha. horridus*, *Ha. nonioninoides*, *Rhabdammina* spp., *Saccamina* spp., *Trochammina* spp. y *Tr. globigeriniformis* (Ordoñez in Labogeo 1989-1993).

Los pólenes *Appectodinium homomorphum*, *Citricosisporites dorensis*, *Clavatriletes disparilis*, *Retitricolpites guianensis*, *Re. simplex* y *Verrucatosporites usmensis* son más diagnósticos, ya que *Ci. dorensis*, *Re. guianensis* y *Ve. usmensis* no son más antiguos que el Eoceno medio.

Por fin, entre las carofitas, Faucher et al. (1971) mencionan *Porochara* sp. y *Nitellopsis* (= *Tectochara*) sp.. Notemos que, en Europa, el género *Nitellopsis* es típicamente terciario y no más joven que el Eoceno medio (Feist y Colombo 1983, Jaillard et al. 1994).

III. CONSECUENCIAS SOBRE LA EDAD DE ALGUNOS MICROFÓSILES GUIAS

Las asociaciones de fauna descritas llevan a revisar el rango de algunas especies de microfósiles comunmente utilizados en la cuenca oriental ecuatoriana. Sin embargo, los resultados de los estudios macro-paleontológicos no están todos disponibles todavía, y esta discusión tiene que ser considerada como provisional.

1. Los foraminíferos.

Los ammonites confirmaron la edad Albiano superior de la Caliza «B». Por lo tanto, las *Ticinella* spp. (*T. madecassiana*, *T. primula*, *T. raynaudi*, *T. roberti*, ...) pueden ser consideradas buenas indicadores de este piso, como lo indicó Caron (1984, 1991).

Heterohelix globulosa está considerada de edad Campaniano inferior (no basal) a Maastrichtiano medio por Caron (1984, 1991). Bandy (1967) y Robertson Research (1988) la consideran como no más antigua que el Cenomaniano. Sin embargo, su ocurrencia en la Caliza «B» de la zona subandina Norte indica que ocurre desde el Albiano superior en la cuenca oriental ecuatoriana.

Hx. moremani (Cenomaniano-Coniaciano según M. Ordoñez) está presente en las Calizas «B» de las secciones de Misahuallí y Ongota. Por lo tanto, parece aparecer dentro del Albiano superior.

Heterohelix striata está conocida en el intervalo Campaniano inferior tardío-Maastrichtiano terminal en Europa (Caron 1984, 1991). Sin embargo, su aparición parece puede ser utilizada como indicador del Turoniano medio a superior en la cuenca oriental ecuatoriana.

2. Los nanofósiles

Zygodolites stenopous es considerado de edad Cenomaniano o más joven por Stover (1965). Sin embargo, ocurre de manera ocasional en la base de la Lutita de la Napo basal (base del Albiano tardío) y frecuentemente en la Caliza «B» (parte mediana del Albiano superior). Por lo tanto, convendría buscar más bibliografía y usarlo con prudencia como marcador.

Otros nanofósiles considerados Cenomanianos ocurren en las Calizas «B», por ejemplo *Chiastozygus bifarios* (Cenomaniano-Turoniano) y *Zygodolites diplogrammus* (Cenomaniano-Campaniano). La edad Albiano superior de los amonites de las Calizas «B» llevan a revisar sus rangos.

Zycolithus ponticulus cuya extinción está considerada al tope del Cenomaniano, parece ocurrir en la Arenisca «U» superior y en las lutitas de la base de las Calizas «A». Por lo tanto, es posible que se extiende en parte del Cenomaniano medio a superior.

Cyclolithus redimiculatus, considerado como del Turoniano-Santoniano (Stover 1965) es frecuente en las calizas de las formaciones Napo medio a superior, pero fue encontrado también varias veces (Misahuallí y Ongota) en la Caliza «B», lo que deja suponer que podría aparecer en el Albiano superior.

Si la ubicación de los ammonites *Mammites* y *Neoptychites* es correcta, *Eiffelithus eximius*, marcador mundial del Turoniano medio, podría aparecer en la parte tardía del Turoniano inferior, ya que ocurre en la Caliza «A» inferior en el pozo Pungarayacu-30.

En el estado actual del estudio, *Micula decussata*, indicador del Coniaciano terminal en Europa, aparece entre la primera aparición de *Ei. eximius* (base del Turoniano medio) y la primera aparición de *Ma. furcatus* o *Li. septenarius* (Turoniano terminal). Además, aparece poco después de la primera ocurrencia de *Q. gartneri* y *Mi. staurophora*, y nítidamente por debajo de los niveles datados del Turoniano terminal-Coniaciano temprano por la asociación de inoceramus (*Mytiloides*) y ammonites (*Harleites?*) y foraminíferos planctónicos. En consecuencia, parece que *Mi. decussata* aparece mucho más temprano en la cuenca oriental andina (Turoniano superior o Coniaciano basal), que en Europa (Coniaciano terminal).

Esta importante observación podría explicar porque Robertson Research (1985, 1988) supuso la ausencia de todo el Turoniano en la cuenca oriental ecuatoriana (y también peruana). Observando la aparición de *Mi. decussata* poco por encima de las biozonas del Cenomaniano (estando ausente el Turoniano inferior según ellos) o de la base de la Caliza «A», concluyeron con una edad coniaciana para la Caliza «A», y por lo tanto, a la ausencia total del Turoniano.

3. Los palinomorfos

Elaterosporites protensus y *Es. verrucatus* pueden ser considerados como buenos marcadores de la base del Albiano superior, ya que aparecen en

la base de las Lutitas Napo basal del Norte de la cuenca y siguen estando presentes en las Areniscas «T». En las secciones estudiadas, *Es. protensus* y *Es. verrucatus* desaparecen antes del límite Albiano-Cenomaniano (límite Calizas «B»-Lutitas «U» de la zona subandina Norte).

Sin embargo, en el Sur de la zona subandina, *Es. protensus* aparece en la parte inferior de la Lutitas Napo basal de la parte mediana del Albiano medio (fig. 51 y 52). Por lo tanto, no está restringido al Albiano superior como se lo considera a veces. Notemos que Salard-Cheboldaeff (1990) menciona *Es. protensus* en todo el Albiano y hasta el Cenomaniano temprano.

Monocolpopollenites sphaeroidites, considerado más joven que el Cenomaniano por Müller et al. (1987), aparece en la parte mediana de la Lutita Napo basal del Norte de la zona subandina, de edad Albiano superior basal. Esta observación es compatible con la ocurrencia de *Mo. sphaeroidites* en el Aptiano superior de África (Salard-Cheboldaeff 1990).

4. En general

Entre los microfósiles, los palinomorfos son la mejor herramienta estratigráficas en los depósitos detríticos (arenosos o limolíticos) y en depósitos continentales no oxidados. En lutitas y limolitas, los foraminíferos y los palinomorfos son los organismos más útiles para la bioestratigrafía. En las calizas, los nanofósiles son los más precisos datadores, asociados con los foraminíferos planctónicos.

Sin embargo, en las lutitas de mar restringido y somero de la Formación Napo superior, las mejores dataciones y zonaciones han sido llevadas a cabo con dinoflagelados. De la misma manera y por otro lado, en depósitos continentales subaereos (Fm Tena, parte de la Fm Tiyuyacu, etc.), los mejores fósiles parecen ser las carofitas y los ostrácodos.

Por lo tanto, el mejoramiento de la herramienta micropaleontológica de Petroproducción y el progreso en el conocimiento de la estratigrafía del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca oriental necesita esfuerzos para conseguir una bibliografía especializada al día, sobre estos grupos de organismos (foraminíferos, nanoplancton calcareo, pólenes y esporas, dinocistos, ostrácodos y carofitas).

*

*

*

SINTESIS ESTRATIGRAFICA Y SEDIMENTOLÓGICA DEL
CRETACEO Y PALEOGENO DE LA CUENCA ORIENTAL DEL ECUADOR

PARTE III
SEDIMENTOLOGÍA DEL
CRETÁCEO Y PALEÓGENO DE LA
CUENCA ORIENTAL DEL ECUADOR

por Etienne JAILLARD

con la colaboración de Mariana LASCANO, Ricardo ANDRADE, Celso DÁVILA,
Rómulo DÍAZ, Carlos HUAMÁN, Darwin JIMÉNEZ, Jorge MONTENEGRO,
Marco RIVADENEIRA, Jorge TORO & Rommel VILLAGÓMEZ

INDICE

CAPITULO I. SEDIMENTOLOGIA DE LAS SECCIONES DE CAMPO	p. 86
I. Río Misahuallí y Ongota	p. 86
II. La sección nucleada del Pozo Pungarayacu - 30	p. 95
III. La sección del anticlinal Mirador	p. 103
IV. La sección del río Upano en Chinimbimi (Fm Napo basal)	p. 105
V. La sección del río Upano en Tayusa (Fm Napo basal)	p. 109
VI. La sección del río Paute en Méndez (Areniscas M-1 y basal Tena)	p. 111
VII. Secciones de la carretera Santiago-Morona (zona «U» ? y Fm Napo superior)	p. 113
CAPITULO II. SEDIMENTOLOGÍA DE LOS NÚCLEOS ESTUDIADOS POR EL CONVENIO ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN	p. 115
I. Formación Hollín	p. 115
II. Formación Napo basal	p. 115
III. Formación Napo inferior	p. 121
IV. Formación Napo medio	p. 131
V. Areniscas «M-1» y Basal Tena	p. 136
CAPITULO III. SÍNTESIS : MEDIOS SEDIMENTARIOS, EVOLUCIÓN Y CORRELACIONES DE LA SERIE CRETÁCICA ORIENTAL	p. 140
I. Medio y evolución sedimentarios del Cretáceo marino en la zona subandina	p. 140
II. Correlaciones estratigráfico-sedimentarias de la serie cretácica de la cuenca oriental	p. 142
CAPITULO IV. CONCLUSIÓN : MODELO DE CUENCA	p. 151
I. Características y dinámica sedimentarias de la cuenca oriental	p. 151
II. Generalidades sobre las plataformas y la margen andina	p. 152
III. Modelo para la cuenca ecuatoriana	p. 154
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	p. 158
Leyenda de las Figuras	p. 164

CAPITULO I

SEDIMENTOLOGIA DE LAS SECCIONES DE CAMPO DE LA ZONA SUBANDINA

En este capítulo, analizaremos :

(1) la sección del río Misahuallí (Gp Napo) completada por la de Ongota (Calizas «B»), (2) el núcleo del pozo Pungarayacu-30 (Gp Napo), las secciones (3) del Anticlinal Mirador (Calizas «M-2» y basal Tena), (4) de Chinimbimi y (5) Tayusa (ambas, Fm Napo basal), (6) de Méndez (Areniscas «M-1» y basal Tena) y (7) algunos afloramientos de la carretera Santiago-Morona.

A pesar de no ser una sección de campo, el pozo Pungarayacu-30 fue estudiado para complementar el estudio de las lutitas Napo basal y «U» que afloran mal en el río Misahuallí, y tener elementos de comparaciones para el estudio de las Areniscas «T» y las calizas Napo medio.

I. RÍO MISAHUALLÍ Y ONGOTA

1. Formación Hollín

La Formación Hollín no fue estudiada en detalle en la sección del río Misahuallí.

La parte inferior de la Formación Hollín presenta secuencias estrato- y grano-decrecientes, con figuras de energía cada vez más débil hacia arriba. La presencia de microconglomerados en la base, y de ámbar, carbón y pirita en el tope de estas secuencias sugiere un medio de depósito continental fluvial. La abundancia de las estratificaciones oblicuas rectas indicaría ríos entrelazados. Paleocorrientes medidas en esta parte indican un transporte hacia el NNW o el WNW (fig. 53).

La parte más superior presenta niveles lenticulares con estratificaciones oblicuas curvas de energía más constante, que sugieren más bien un ambiente marino costero (Souza Cruz 1988). Sin embargo, son necesarios más estudios antes de concluir sobre el ambiente de sedimentación.

2. Formación Napo basal

Según los datos bibliográficos, la Formación

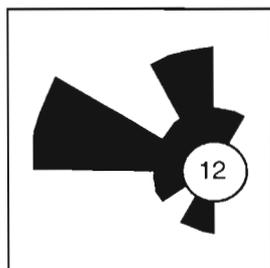


Fig. 53 : 12 paleocorrientes medidas en la parte inferior de la Formación Hollín en la parte alta de la sección del río Misahuallí (cantera).

Napo basal está caracterizada por la presencia de un nivel inferior de amonites del Albiano inferior en el Sur de la cuenca (Dozy y Bagelaar 1940), y un nivel superior del Albiano superior basal, asociado con abundantes foraminíferos planctónicos. Las Areniscas «T» están caracterizadas por una escasez de amonites y de microfauna marina.

Por lo tanto, la Formación Napo basal puede ser interpretada como una megasecuencia transgresiva (Arenisca basal) y regresiva (Caliza «T» y Arenisca «T»), con un máximo de transgresión ubicado dentro de las lutitas Napo basal (Albiano superior parte basal). Se trata probablemente del máximo de transgresión de 99,5 Ma de Haq et al. (1987).

2.a. Arenisca basal (Hollín superior)

Esta secuencia es arenosa y calcárea, rica en glauconita, potente de ≈ 7 metros. La parte inferior arenosa es rica en restos de plantas. La parte superior está constituida por areniscas calcáreas o calizas arenosas, glauconíticas, con bivalvos gruesos.

La presencia de arena indica la proximidad del continente y la ocurrencia de retrabajamientos, mientras que su disminución hacia arriba indica influencias terrigenas decrecientes, sugiriendo una transgresión. Esta última interpretación está reforzada por la abundancia de glauconita. Por fin, la ocurrencia de bivalvos gruesos indica un medio abierto y de buena energía (fig. 54). Las microfacies apoyan esta interpretación. En la parte inferior se observan areniscas glauconíticas (94.4).

La Arenisca basal constituye una secuencia de transgresión, de ambiente marino litoral. Es facialmente equivalente a las formaciones Inca y Pariahuanca del Perú, de edad Albiano inferior (Bulot et al. en prensa). Sin embargo, no es estratigráficamente equivalente, y es probable que la parte superior marina costera de la Formación Hollín sea coetánea de parte de dichas formaciones peruanas.

2.b. Calizas «C»

Las Calizas «C» (≈ 3 m de potencia) comprenden lutitas negras y calizas, siendo la fracción arenosa muy escasa. La litología misma sugiere un medio francamente marino, tranquilo y parcialmente confinado (lutitas).

Las microfacies de la parte inferior (M.8 y 94.5), representan *Wackestones* con fauna diversificada (bivalvos y equinodermos abundantes, foraminíferos y artrópodos variados, gasterópodos, restos de peces). La fauna variada y la presencia de glauconi-

ta, fosfatos y escasos cuarzos indican un medio marino abierto en régimen de transgresión. Foraminíferos aglutinados, peces y artrópodos indican aguas someras de baja energía.

En la parte superior (94.6 y 94.7) dominan los *Wackestones* con abundantes equinodermos, foraminíferos arenáceos o uniseriales, bivalvos, braquiópodos, ostrácodos enteros abundantes y artrópodos, pequeños cuarzos detríticos, glauconita y fragmentos fosfatados. Hacia arriba aparecen además algas verdes, fragmentos de peces y bioturbaciones; el cuarzo detrítico y los fosfatos se vuelven más abundantes. La fauna y las bioturbaciones indican un medio abierto somero y tranquilo. Los fosfatos y el cuarzo indican condensaciones y retrabajamientos.

En lámina, la parte superior del último banco calcáreo está marcada por una superficie de erosión excavada sobre un *Packstone* con bivalvos, equinodermos, foraminíferos, peces y abundante glauconita de medio abierto y somero de baja energía (Caliza «C»). Encima de la discontinuidad se encuentra una arenisca calcárea glauconítica con bivalvos (ostras) y foraminíferos arenáceos de ambiente transgresivo y confinado (base Lutitas Napo basal). Representa un importante límite de secuencia (*sensu* Vail).

Las Calizas «C» representan una primera secuencia de transgresión (parte inferior) y regresión (parte superior, fig. 54) de medio marino abierto y de edad variable según los lugares: Albiano inferior tardío en el Sur, y Albiano medio tardío en el Norte de la zona subandina. Su significación es comparable con la de la Formación Chulec del Perú.

2.c. Lutitas Napo basal

Es una serie de ≈ 20 metros de lutitas laminadas, negras y ricas en amonites e inoceramus en la base. Los escasos y malos afloramientos impiden observaciones e interpretaciones precisas. Los amonites encontrados en la base y en la parte superior indican la base del Albiano superior. Sugieren una laguna sedimentaria de parte del Albiano medio.

Encima de la superficie erosiva del último banco de Caliza «C», se presentan algunos centímetros de calcarenitas bioclásticas con glauconita. Luego, las lutitas negras piritosas no calcáreas predominan en la base, mientras que nódulos o bancos calcáreos aparecen y se incrementan en la parte superior.

La ausencia de fauna bentónica y de bioturbación sugiere un ambiente marino anóxico, en el cual solo podía vivir la fauna pelágica en aguas superficiales más oxigenadas. El predominio de amonites e inoceramus y la ausencia de peces sugieren un medio relativamente profundo. El aumento de las calizas y la aparición de fauna bentónica hacia arriba indican un medio más somero y abierto (fig. 54).

En láminas delgadas, la parte basal (94.8), se presenta como una calcarenita (sin cuarzo), rica en materia orgánica, con bivalvos variados (inoceramus?), cantos fosfáticos, peces y foraminíferos ben-

tónicos y planctónicos. La aparición de abundantes organismos planctónicos (filamentos, hedbergellas, inoceramus?), la desaparición del cuarzo detrítico, la textura calcarenítica y los cantos fosfatados demuestran la ocurrencia de una transgresión mayor.

Las Lutitas Napo basal constituyen una nueva secuencia de transgresión (≈ 1 m en la base) que alcanza rápidamente un máximo de inundación (con amonites e inoceramus) y está seguida por una evolución regresiva (parte media y superior, fig. 54).

Las Lutitas Napo inferior de Misahuallí son un equivalente facial (pero de edad diferente) de la Formación Pariatambo anóxica del Perú (Albiano medio a superior, Benavides 1956, Tapia 1992, Bulot et al. en prensa). Pasan progresivamente a calizas y margas, que llamamos las Calizas «T».

2.d. Calizas «T»

Las calizas «T» (≈ 10 m) son una alternancia de margas y calizas arenosas y glauconíticas, fosilíferas y bioturbadas. El cuarzo detrítico y la glauconita se vuelven más abundantes hacia arriba. Las superficies endurecidas (glauconita y fosfato) de la parte mediana contienen amonites del Albiano superior temprano.

En las Calizas «T», se observó un *Wackestone-Packstone* con numerosos foraminíferos bentónicos (biseriados y arenáceos), bivalvos y equinodermos de medio abierto, asociados con algunos artrópodos, gasterópodos fosfatados, hedbergellideos y escasos bryozoarios (M.12). Indican una gran actividad bentónica y planctónica. La presencia de fosfatos y glauconita sugiere una sedimentación condensada.

En conjunto, el predominio de calizas, la fauna diversificada y las bioturbaciones indican un medio de plataforma carbonatada somera y abierta. A gran escala, representan la progradación de una plataforma carbonatada que sigue la secuencia regresiva empezada con la transgresión de la base de las Lutitas infrayacentes. En el detalle, la interpretación es más compleja, y será expuesta más completamente en el análisis de la sección de Chinimbimi.

En la base, el contacto basal abrupto de los bancos calcáreos que pasan gradualmente a margas indica que no se tratan de secuencias de progradación de plataforma, sino de secuencias transgresivas. En la parte superior rica en glauconita, se observan varias discontinuidades menores de erosión y superficies endurecidas glauconíticas y fosfáticas en el tope de los bancos, que expresan retrabajamientos y hiatos sedimentarios, que son frecuentes en períodos de transgresión (fig. 54). Los depósitos asociados son ricos en fauna variada, intraclastos, cuarzo detrítico y glauconita, lo que indica la ocurrencia de pulsos transgresivos que resultan en una agradación.

La transición con las Areniscas «T» aparece litológicamente como gradual, pero una discontinuidad mayor se observa en la base del primer banco puramente arenoso. Las Calizas «T» parecen ser equiva-

lentes a parte de la Formación Yumagual del Norte del Perú, de edad Albiano superior-Cenomaniano

inferior según Benavides (1956). Sin embargo, revisiones en curso sugieren más bien una edad Albiano

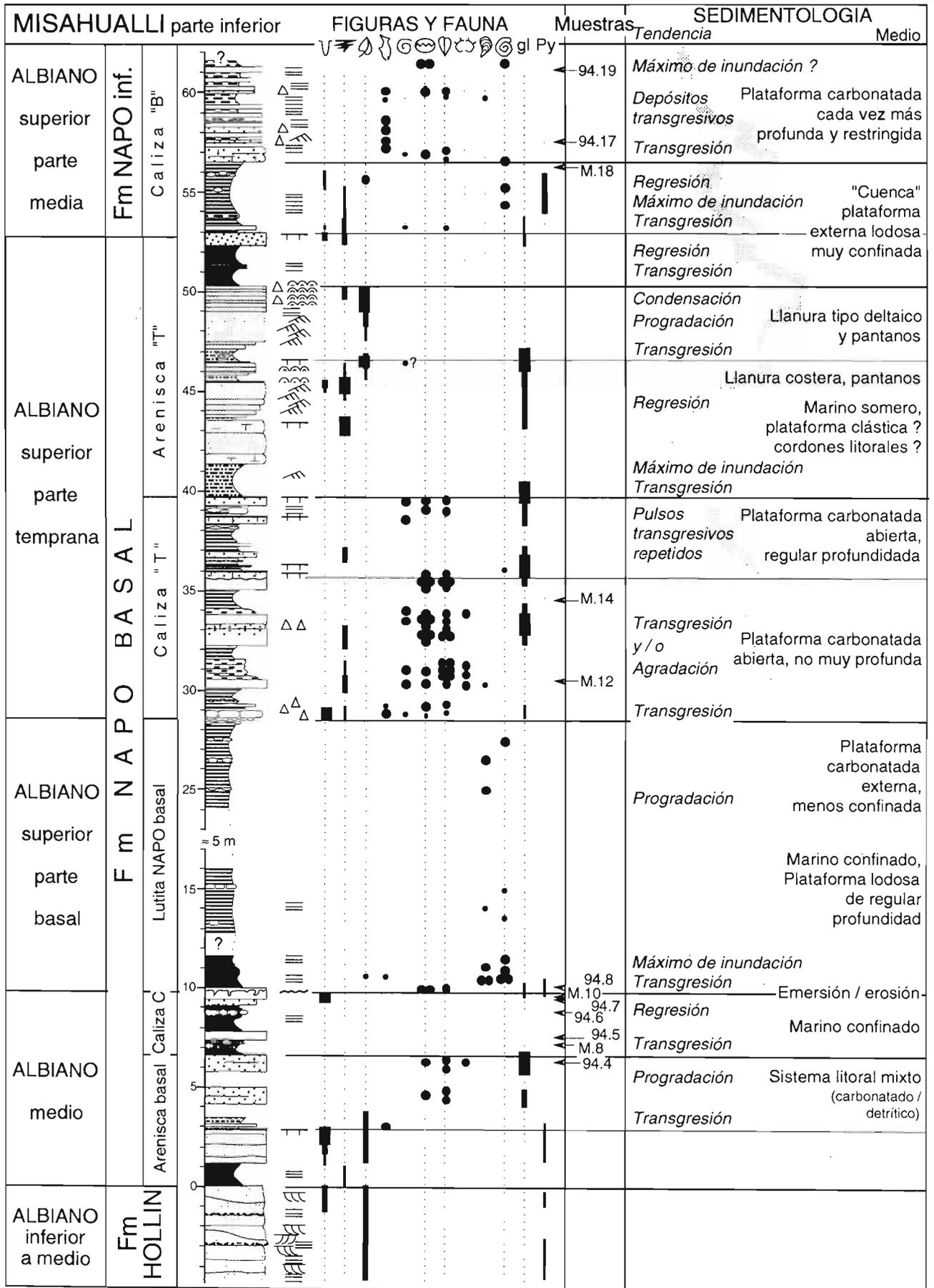


Fig. 54 : Litología, figuras sedimentarias, asociación faunística e interpretación sedimentológica de la parte inferior de la sección del río Misahuallí (Fms Napo basal y base de Napo inferior).

superior temprano (Bulot, com. pers. 1995).

2.e. Areniscas «T»

Las Areniscas «T» están constituidas por unos 10 metros de areniscas a veces calcáreas en la base, a menudo glauconíticas en la parte inferior, con intercalaciones de limolitas. No se encontraron fósiles diagnósticos, pero su edad es de la parte temprana del Albiano superior por posición estratigráfica. Se puede distinguir dos miembros.

El miembro inferior empieza con limolitas extremadamente glauconíticas y sigue con areniscas finas rojas ricas en glauconita. Estas últimas presentan algunas ondulitas de corriente, superficies endurecidas, bioturbaciones y son grano- y estrato-decrecientes, evidenciando un depósito marino y una tendencia transgresiva. La parte superior presenta superficies endurecidas bajo la forma de costras estromatolíticas ferruginosas y restos vegetales que indican el incremento de influencias continentales. Sin embargo, en el río Misahuallí, su acceso es difícil y no se pudo estudiarlo en detalle.

El miembro arenoso superior es grano- y estratotreciente, rico en figuras de energía (ondulitas, intraclastos) y restos vegetales carbonosos y los bancos están cubiertos por numerosos estromatolitos ferruginosos. Se ha interpretado como un depósito de tipo llanura deltaica y pantanos. Podría representar una progradación de tipo deltaico. Sin embargo, el poco espesor de la secuencia (≈ 3 a 4 m) impide hablar de un delta en el sentido clásico, ya que estos presentan secuencias de progradación de varias decenas o centenas de metros de grosor. Está muy bien expuesto en la sección del río Misahuallí.

En conjunto, las Areniscas «T» parecen representar una secuencia de transgresión (miembro inferior) y regresión (miembro superior, fig. 54). En los Andes del Norte del Perú, podría tener una equivalencia con las areniscas que sobreyacen a la Formación Yumagual (Benavides 1956, Jaillard 1987). Estas serían del Albiano superior según las revisiones paleontológicas en curso (Bulot, com. pers. 1995).

3. Formación Napo inferior

3.a. Calizas «B»

Las Calizas «B» empiezan con lutitas y areniscas (≈ 5 a 6 m), siguen con un banco conspicuo de calizas masivas (≈ 2 a 3 m), y terminan con calizas finas y lutitas (≈ 15 m). Fueron estudiadas en el río Misahuallí (fig. 54) y en la sección de Ongota (fig. 55).

LA PARTE BASAL (50-56,5 m, fig. 54) empieza con una secuencia de lutitas y limolitas negras laminadas no calcáreas y no bioturbadas que termina con areniscas oscuras algo calcáreas, glauconíticas, con costra glauconítica y ferruginosa bioturbada al tope. Evidencia la primera etapa de una importante transgresión marina y el regreso a un medio marino confinado de baja energía. Sigue con limolitas negras bioturbadas intercaladas con bancos de arenisca glauconítica con superficies endurecidas. La parte

superior de estas limolitas presenta nódulos de caliza y agregados de pirita que parecen representar amonites piritizados inidentificables (fig. 54). Está interpretada como el máximo de inundación de la transgresión iniciada en la parte basal.

LAS CALIZAS MASIVAS fosilíferas, glauconíticas y arenosas en la base (56,5-60 m, fig. 54 y 55) marcan el inicio de la parte calcárea de la unidad. Descansan en contacto abrupto sobre las lutitas y su base contiene amonites del Albiano superior, parte media.

En Ongota, la presencia de una superficie de erosión muy accidentada dentro del banco mismo indica la ocurrencia de una emersión importante que constituye un límite de secuencia.

En la parte inferior de la Caliza masiva, las bioturbaciones y la fauna variada (equinodermos y bivalvos gruesos predominantes, inoceramus?, peces, foraminíferos) indican un medio abierto de buena energía. La presencia de abundante cuarzo y de una intercalación de arenisca fina con restos vegetales refuerza la interpretación de un medio somero con influencias terrigenas (fig. 54 y 55). La presencia de abundante glauconita indica un contexto general de transgresión.

Entre las microfacies, se notan: (M.18) Arenisca glauconítica con cemento calcáreo. La fauna (equinodermos dominantes, bivalvos gruesos y algunos peces) es de mar abierto; y (94-55) Caliza arenosa muy glauconítica con algunos bivalvos gruesos (ostras e inoceramus?), equinodermos, foraminíferos bentónicos y escasos cantos fosfáticos. La fauna bentónica abundante y variada y los inoceramus indican un medio marino abierto no muy somero.

Es probable que las Calizas masivas inferiores representen una secuencia en sí, ya que están separadas de la parte superior por una superficie erosiva de emersión, y que las Calizas «B» s.s. presentan facies muy diferentes y empiezan por una nueva transgresión.

En la parte superior de la Caliza masiva, se observaron un *Mudstone* glauconítico algo arenoso (94-56) con bivalvos enteros y escasos foraminíferos bentónicos (la fauna bentónica más escasa sugiere un medio más restringido); y un *Wackestone* algo arenoso (94-57) con abundantes bivalvos gruesos, asociados con hedbergellas, equinodermos, peces, raros gasterópodos, foraminíferos bentónicos, restos fosfáticos y escasa glauconita.

En esta parte superior de la base de la Caliza «B», la disminución de la fauna bentónica y el aumento de organismos pelágicos (foraminíferos planctónicos, peces) sugiere un medio más marino y más restringido. Esta fauna y los indicios de ambiente confinado indican una transgresión marina y profundización, que va a seguir con la Caliza «B» s.s., y culminar con las lutitas «U» sobreyacentes.

LAS CALIZAS «B» s.s. están constituidas por lutitas negras laminadas intercaladas con bancos delga-

dos de caliza margosa negra laminada, rica en pirita, con abundantes restos de peces y algunos bivalvos finos ($\approx 60-72,5$ m, fig. 55). La ausencia de bioturbación y de fauna bentónica indica un medio marino anóxico (fig. 55). Se notan también escasos niveles arenosos muy delgados. En la parte media, se encontró un amonite del Albiano superior, parte media.

La parte más inferior de esta unidad se distingue por contener cuarzo detrítico, restos vegetales, escasos bivalvos, y gasterópodos más abundantes. En Ongota se encontró un nivel extremadamente rico en foraminíferos planctónicos (calcarenita, 94.60). Estas facies indican un medio más abierto que las Calizas «B» s.s. y sugieren una transgresión.

Las microfacies de la parte basal de las Calizas «B» s.s. comprenden *Mudstones* y *Wackestones* ricos en materia orgánica, algo laminados, con foraminíferos planctónicos (hedbergellas/heterohelicideos) dominantes (94.17, 94.58, 94.59). Están asociados con fragmentos de peces, numerosos microforaminíferos piritizados(?) y pequeños foraminíferos con paredes gruesas. Además se observan pellets (escasos), algo de glauconita, numerosos ópacos y escasos cuarzos detríticos pequeños. Cristales esféricos de calcita podrían representar antiguas burbujas de gas originadas por la fermentación de materia orgánica (?).

La presencia de materia orgánica, pirita y glauconita indica condiciones reductoras, mientras que la ausencia de bioturbaciones y de fauna bentónica (bivalvos gruesos, artrópodos, equinodermos, etc., fig. 55) sugiere condiciones anóxicas en el fondo de la cuenca. En cambio, la presencia de foraminíferos pelágicos, bivalvos finos muy probablemente planctónicos («filamentos») y peces indica que las aguas superficiales de la cuenca eran suficientemente oxigenadas por la actividad de olas de viento como para permitir la vida de estos organismos.

La lámina 94.60 (Ongota) enseña una calcarenita fina formada por innumerables foraminíferos planctónicos, asociados con restos de peces, escasos bivalvos, cuarzos detríticos (abundantes) y glauconita. La textura y el cuarzo indican retrabajamientos y una buena energía. Sin embargo, las condiciones anóxicas se mantienen (ausencia de organismos bentónicos). Podría tratarse de una tempestita marina. Pero la buena conservación de los foraminíferos sugiere más bien que representan un depósito ligado a un pulso transgresivo.

El resto de las Calizas «B» s.s. tiene una litología mucho más monótona. Las microfacies (94.56 a 94.64) están dominadas por *Mudstones* laminados con predominancia de foraminíferos planctónicos (hedbergellas/ticinellas), escasos restos de peces, pocos bivalvos finos pequeños (localmente abundantes). Granos no biogénicos incluyen numerosos ópacos (pirita probable), escasos cantos fosfatados y trazas de glauconita. Se observa a menudo una dolomitización secundaria parcial.

Esta microfacies es típica de un ambiente anóxico en el fondo de la cuenca, con una capa de agua más oxigenada en superficie donde pueden vivir organismos planctónicos y peces. La Caliza «B» s.s. es un depósito francamente marino y anóxico de muy baja energía. Además, parece que el medio de deposición se profundiza hacia arriba, indicando una tendencia transgresiva. Esta evolución sedimentaria está apoyada por la disminución de las calizas y por la relación entre heterohelicideos y ticinellas.

En la parte superior, la asociación ticinellas/hedbergellas es más frecuente que la asociación hedbergellas/heterohelicideos, que se encuentra más bien en la parte inferior. Mientras que las hedbergellas, los heterohelicideos y los biseriados en general son organismos planctónicos de aguas muy superficiales, las ticinellas son organismos planctónicos de aguas un poco más profundas. Por lo tanto, el incremento progresivo de su número hacia arriba indica sea un engrosamiento de la capa superficial de aguas oxigenadas, sea una profundidad mayor de deposición (pueden ocurrir ambas cosas). La segunda interpretación parece ser la más probable, ya que disminuye también la proporción de peces (fig. 55).

Las Calizas «B» *sensu largo* serían contemporáneas de parte de la Formación Mujarrún del Norte del Perú, considerada del Cenomaniano medio por Benavides (1956). Los estudios en curso indican que es más bien de edad Albiano superior y Cenomaniano inferior (Bulot, com. pers.).

3.b. Intervalo «U»

Está constituido por lutitas marinas con amonites, limolitas y areniscas finas, y calizas a veces arenosas. En las lutitas de base se encontró un amonite indeterminable, pero más joven que el Albiano (Bulot, com. pers.). Las calizas superiores contienen bivalvos del Cenomaniano inferior. Se la considera como de edad Cenomaniano s.l.

Las LUTITAS «U» (fig. 55) forman malos afloramientos y no fueron estudiadas en detalle. Representan depósitos marinos anóxicos de baja energía y de regular profundidad. Solo la parte superior de las ARENISCAS «U» aflora en el río Misahuallí (cerca de una cueva). Se trata de areniscas finas arcillosas y glauconíticas, de color rojizo, no calcáreas.

Las CALIZAS (y ARENISCAS) «U» (102,5-120 m, fig. 55) afloran de manera incompleta en la orilla izquierda. En la base, se trata de bancos gruesos de calizas glauconíticas, a menudo arenosas y muy fosilíferas, intercaladas con lutitas y limolitas no calcáreas (fig. 55). La presencia de bivalvos gruesos (ostras, pectens, etc.), de amonites (no despejables) y de bioturbaciones localmente abundantes indica un medio marino abierto no muy somero de regular energía. La ausencia de evolución vertical clara y la presencia de *hard-ground* e intraclastos sugiere que representan la agradación vertical de secuencias transgresivas repetidas (agradación).

En las Calizas «U», se reconoció (94.20) una mi-

crita bioturbada (*Wackestone*) con abundantes bivalvos y foraminíferos planctónicos, equinodermos, ar-

tropodos, microforaminíferos, y escasos peces, gasterópodos y cuarzo detrítico. La abundante fauna

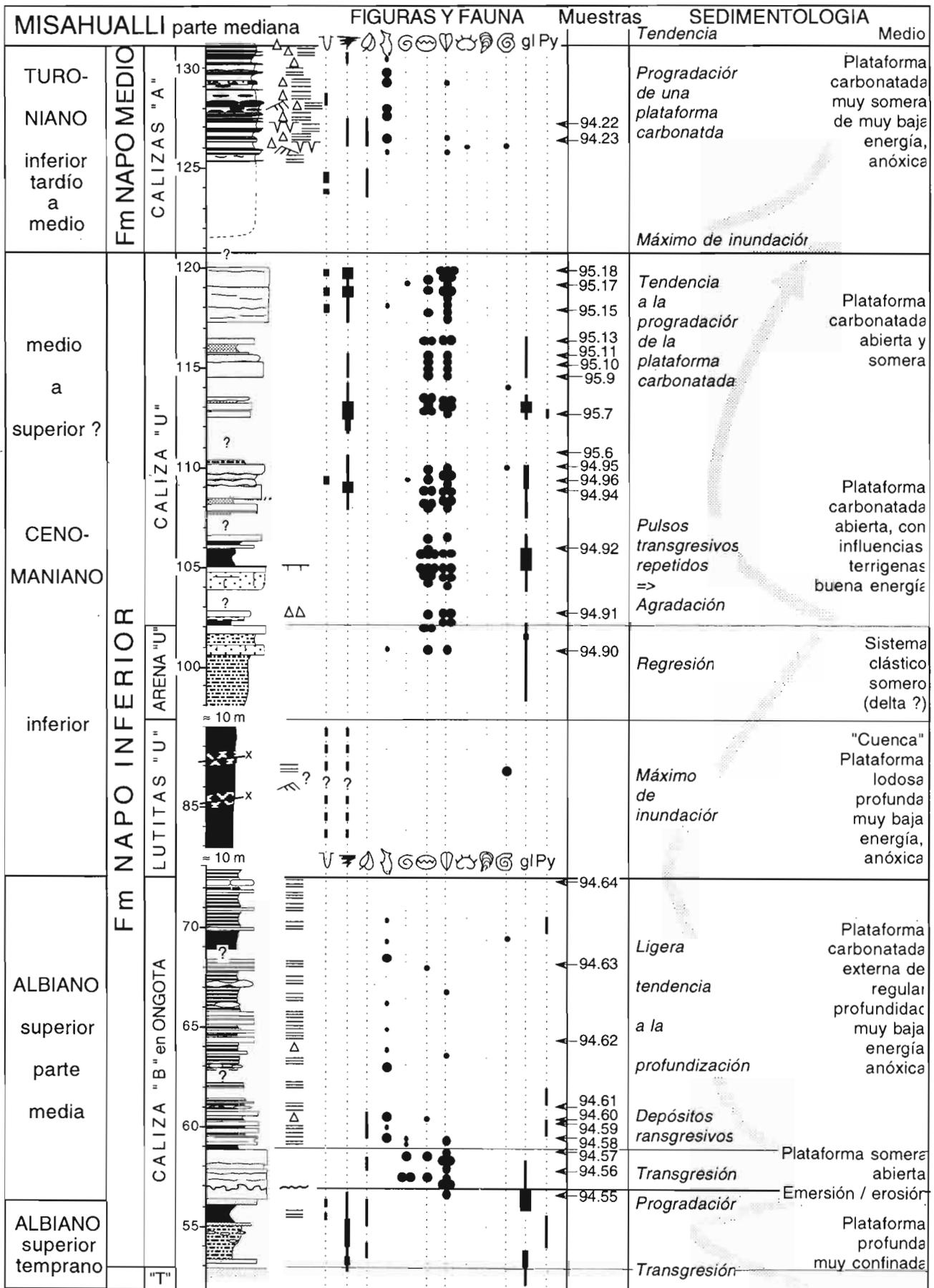


Fig. 55 : Litología, figuras sedimentarias, asociación faunística e interpretación sedimentológica de la sección de Ongota y de la parte mediana de la sección del río Misahuallí (Fms Napo inferior y base de Napo medio).

bentónica y planctónica y las bioturbaciones indican un medio marino abierto no muy profundo.

La parte superior fue estudiada en la orilla derecha. Es una serie estratocreciente de calizas masivas, muy glauconíticas en la base, que traduce una progradación. Son ricas en bioturbaciones, bivalvos finos o gruesos, ostras, gasterópodos y otros bioclastos que indican un medio abierto. La presencia de foraminíferos aglutinados indica un medio somero. Una discontinuidad (lutitas ?, malos afloramientos) parece separarlas de las Calizas «A» sobreyacentes.

En la parte superior de las Calizas «U» (94.50), se identificó un *Wackestone* glauconítico con numerosos foraminíferos biseriados, algunos foraminíferos arenaceos, peces y raros ostrácodos. Pequeños cuarzos detríticos y extraclastos fosfatizados son frecuentes. Bivalvos parcialmente glauconitizados se encuentran en las madrigueras. Los granos y la fauna mayormente bentónica sugieren un medio relativamente abierto en contexto de transgresión.

Las lutitas «U» parecen representar un máximo de transgresión importante, seguido por una regresión que lleva al depósito de las areniscas (fig. 55). Las Calizas «U» parecen representar una nueva secuencia transgresiva-regresiva marcada por transgresiones repetidas en la base, y por la progradación de una plataforma carbonatada en la parte superior.

La zona «U» es equivalente a parte del Grupo Quillquiñan del Norte del Perú (Cenomaniano-Turoniano inferior, Benavides 1956, Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993, revisión paleontológica en curso por el Prof. Bengtson).

4. Formación Napo medio (Caliza principal)

Se adoptó la definición de la Formación Napo medio de Faucher et al. (1971). Para la definición de las unidades «A» y «M-2» se tomó la utilizada en la cuenca oriental.

Las Calizas «A» y «M-2» están muy bien expuestas en la orilla izquierda del río Misahuallí y accesibles caminando. Son depósitos de plataforma carbonatada marina somera, de baja energía, localmente anóxica. Comprenden cuatro secuencias bien marcadas (fig. 55 y 56). La microfauna de la secuencia inferior asegura el Turoniano inferior tardío a medio. Los amonites de la base de la segunda secuencia sugieren una edad Turoniano medio a superior. La microfauna de la secuencia superior indica el Turoniano superior.

4.a. Primera secuencia (Caliza «A» inferior)

La secuencia inferior (121-132,5 m, fig. 55 y 56) consiste en calizas micríticas alternativamente claras y oscuras, a menudo laminadas, no o poco bioturbadas, con abundantes cherts negros y restos de peces, escasos bivalvos, y amonites enanos localmente abundantes. Las figuras sedimentarias incluyen laminaciones horizontales, escasas ondulitas y estructuras de desecación (escasas grietas, microkarsts), que indican un medio de depósito muy so-

mero. Los topes de secuencias presentan madrigueras excavadas dentro de láminas bioclasticas con restos de peces, bivalvos pequeños e intraclastos, que parecen representar depósitos de playa de baja energía. El tope de la secuencia inferior está marcado por la desaparición de los cherts y la aparición de numerosos amonites (fig. 56).

Las microfácies (94.22 y 94.23) enseñan *Wackestones* y *Packstones* oscuros con muy abundantes foraminíferos planctónicos, asociados con escasos bivalvos finos (filamentos), equinodermos y restos de peces. Abundantes ópacos (pirita?) están asociados con escasa glauconita. Las láminas claras-oscuras corresponden a variaciones menores en el contenido de organismos y materia orgánica. La predominancia de organismos planctónicos, la ocurrencia de pirita y la ausencia de bioturbaciones indican condiciones anóxicas y una energía muy baja.

La interpretación sedimentaria está oscurecida por la silicificación y la falta de afloramientos de la parte inferior. La presencia de ondulitas en las calcarenitas, que hace pensar en tempestitas, la abundancia de los organismos planctónicos y el carácter anóxico de las láminas bioclasticas sugieren un medio subtidal. Los microcarsts se deben a emersiones posteriores. Interpretamos la secuencia inferior como de medio relativamente profundo, que evoluciona hacia un medio somero a tidal.

Esta secuencia sería equivalente a la Formación Coñor (Turoniano inferior) y/o a la parte inferior de la Formación Cajamarca (Turoniano medio) del Norte del Perú (Benavides 1956).

4.b. Segunda secuencia (Caliza «A» superior)

La segunda secuencia consiste en calizas masivas con bancos delgados de marga en la base. Difiere de la secuencia inferior por la abundancia de bioturbaciones y el alto contenido de amonites grandes y bivalvos (abundantes ostras silicificadas, fig. 56).

Las microfácies de la parte inferior transgresiva (94.25 y 94.26) consisten en *Mudstones* y *Wackestones* a veces bioturbados y parcialmente dolomitizados, con fauna de medio abierto (bivalvos, equinodermos y foraminíferos planctónicos), indicios de medio somero (pellets y peces) y cantos fosfatados. Respecto a la secuencia inferior, la mayor abundancia de organismos y la presencia de fosfato indican un medio marino más abierto y una tendencia transgresiva. El predominio de la fauna planctónica sugiere condiciones confinadas. Sin embargo los pellets y las bioturbaciones indican la posibilidad de una vida bentónica (fig. 56).

La parte mediana calcárea (94.28) presenta una microfácies *Wackestone* con abundantes bivalvos finos o gruesos, algunos gasterópodos, ostrácodos, equinodermos, foraminíferos pelágicos y bentónicos, asociados con escasos artrópodos, ostras y restos de peces. El medio es más abierto y oxigenado que en la parte inferior, con una vida bentónica lo-

calmente abundante. La energía sigue muy baja.
Las segunda secuencia de la Formación Napo

medio es equivalente a la parte inferior de la Formación Cajamarca de los Andes Nor-peruanos, datada

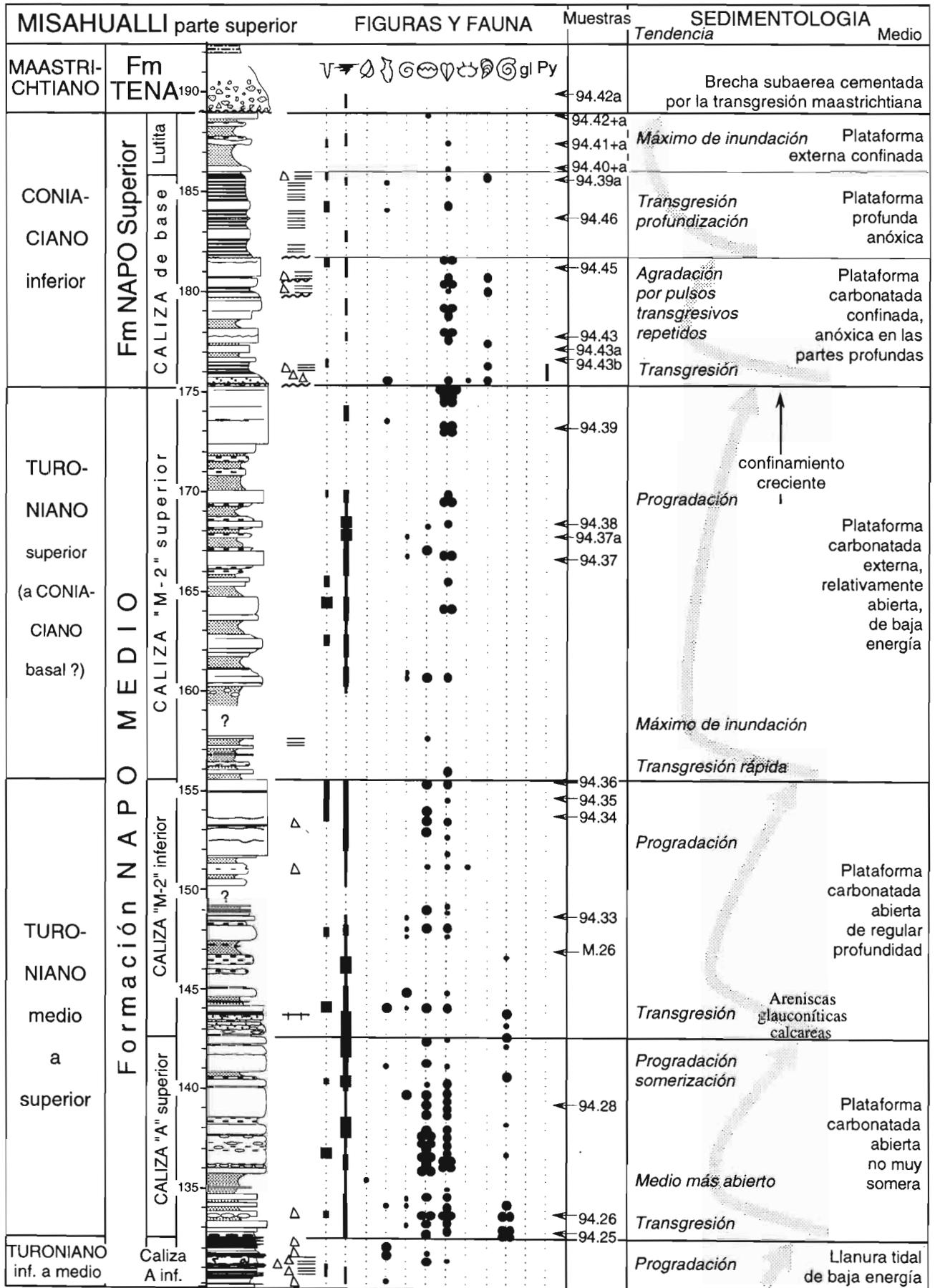


Fig. 56 : Litología, figuras sedimentarias, asociación faunística e interpretación sedimentológica de la parte superior de la sección del río Misahuallí (Fms Napo medio y Napo superior y base de la Fm Tena).

del Turoniano medio a superior (Benavides 1956, Jaillard 1985, Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993).

4.c. Tercera secuencia (Caliza «M-2» inferior)

Está separada de la segunda secuencia por una discontinuidad transgresiva marcada por la ocurrencia de amonites y areniscas. Representa una secuencia transgresiva-regresiva de progradación de plataforma carbonatada de baja energía (fig. 56).

Las láminas M.26c y 94.33 presentan microfácies *Mudstones* y *Wackestones* con abundantes foraminíferos pelágicos (hedbergellas), bivalvos finos, algunos ostrácodos, equinodermos y escasos restos de peces. Los granos incluyen pocos minerales opacos y pequeños cuarzos detríticos. El medio está más confinado que en la segunda secuencia. El predominio de los organismos planctónicos y la escasez de vida bentónica indican un medio restringido en el fondo de la cuenca.

El tope de la tercera secuencia presenta microfácies (94.34 a 94.36) de tipo *Wackestone* a *Packstone* con bivalvos, equinodermos y foraminíferos planctónicos, asociados con micro-foraminíferos, restos de peces, ostrácodos, y escasos briozoarios, ostras y pequeños gasterópodos. Los elementos no biogénicos incluyen intraclastos a veces fosfatizados y perforados, algunos pellets, trazas de glauconita y cuarzo detrítico. Se nota localmente una dolomitización secundaria parcial. El medio es abierto (equinodermos), con vida bentónica rica. La energía de depósito sigue siendo débil (organismos enteros y matriz lodosa). En el tope (94.36), la fauna menos diversificada sugiere una somerización, mientras que los intraclastos y el fosfato sugieren condensaciones que indicarían el inicio de una transgresión.

La tercera secuencia de la Formación Napo medio es muy probablemente en forma parcial equivalente a la parte superior de la Formación Cajamarca del Norte del Perú, de edad Turoniano superior (Benavides 1956, Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993).

4.d. Cuarta secuencia (Caliza «M-2» superior)

La secuencia superior consiste en una alternancia estrato-creciente de margas lutáceas y calizas bioturbadas, con bivalvos cada vez más abundantes hacia arriba. Esta disposición indica una secuencia de somerización por progradación de una plataforma carbonatada. La parte superior está caracterizada por lumaquelas mono-específicas de bivalvos. El tope está marcado por una superficie ferruginosa irregular de erosión, sobre la cual descansan las calcarenitas transgresivas de la Formación Napo superior. La erosión es atribuida a una emersión (fig. 56). Con respecto a las secuencias anteriores, la fracción de margas es notablemente más importante.

Las microfácies (94.37 y 94.38) son *Wackestones* con predominio de bivalvos (ostras localmente abundantes). Están asociados con equinodermos

ocasionales, foraminíferos planctónicos, artrópodos y ostrácodos, restos de peces y bioclastos fosfatizados. Entre los granos, notamos intraclastos micríticos, escasa glauconita y cantos y/o fragmentos fosfatados. Por fin, se nota una fuerte dolomitización a lo largo de las grietas, y abundantes figuras diagenéticas de disolución y recristalización. La vida bentónica y planctónica relativamente rica indica un medio francamente marino y abierto. Los fenómenos de fosfatización sugieren una sedimentación relativamente condensada.

La dolomitización secundaria asociada con grietas y procesos de disolución-recristalización sugieren la ocurrencia de un período de emersión y karsificación (quizás anterior al Napo superior, y reforzada durante la emersión pre-Tena), que hubiera inducido procesos diagenéticos de medio vadoso.

Esta secuencia sería equivalente a la tercera secuencia de la Formación Cajamarca del Norte del Perú, de edad Turoniano superior (Benavides 1956).

5. Formación Napo superior

En la sección del Río Misahuallí, la Formación Napo superior está representada por unos 10 metros de calizas laminadas y algunos metros de margas calcáreas (fig. 56). La microfauna encontrada indica una edad Coniaciano a Santoniano temprano.

5.a. Calizas laminadas inferiores

Las calizas inferiores constituyen una secuencia estrato-decreciente. La base presenta margas laminadas a veces calcareníticas con inoceramus y bancos calcáreos bioturbados con colonias de bivalvos y discontinuidades erosivas al tope. En la parte superior dominan los restos de peces y las laminaciones bituminosas con inoceramus. Indican un regreso progresivo a condiciones marinas más profundas (transgresión) y anóxicas. Descansan sobre la Formación Napo medio por el intermedio de una superficie erosional de emersión que constituye claramente un límite de secuencia deposicional (fig. 56). En registros eléctricos, es probable que esta parte calcárea no se diferencie fácilmente de las Calizas «M-2» infrayacentes.

En la base, la microfácies (94.43) consiste en un *Wackestone* con bivalvos enteros y foraminíferos planctónicos, asociados con ostrácodos y escasos restos de peces. Se observan importantes fenómenos diagenéticos de disolución y recristalización. La fauna bentónica relativamente diversificada indica un medio marino abierto que corresponde probablemente a una transgresión-profundización. La energía es débil.

En la parte superior, las microfácies (94.43, 94.45 y 94.46) evidencian el predominio de *Wackestones* a *Packstones* con abundantes foraminíferos planctónicos entre los cuales se señalan los globotruncanideos pelágicos, asociados con fragmentos fosfatados, ostrácodos enteros, restos de peces y bivalvos. El predominio de la fauna planctónica indi-

ca condiciones restringidas en el fondo de la cuenca. Las partes superiores laminadas y lutáceas (no muestreadas) indicarían condiciones más anóxicas, que traducen una profundización. La Caliza basal de la Formación Napo superior constituye el Intervalo Transgresivo de la transgresión del Coniaciano inferior.

5.b. Lutitas superiores (Lutitas Napo superior)

Las lutitas superiores representan un máximo de inundación, aún que la ausencia de la parte superior de la secuencia impide asegurarlo (fig. 56).

Las microfacies (94.40 a 94.42) presentan *Wackestones* casi enteramente dolomitizados en la parte superior, con foraminíferos planctónicos y ostrácodos. Están asociados con algunos foraminíferos arenáceos, escasos bivalvos finos, restos de peces y artrópodos. Los granos minerales incluyen numerosos intraclastos carbonatados, fragmentos fosfatizados (localmente abundantes), escasos cuarzos pequeños y glauconita. El predominio de la fauna planctónica indica un medio relativamente restringido en el fondo de la cuenca. Los intraclastos sugieren retrabajamientos, posiblemente debidos a una ligera tendencia transgresiva (glauconita, fosfatización). La dolomitización podría estar ligada a una larga evolución diagenética subaérea debida a la emersión pre-Tena.

Esta parte inferior de la Formación Napo superior es equivalente a la parte inferior de la Formación Celendín transgresiva del Norte peruano, dataada por amonites del Coniaciano inferior en la base (Benavides 1956, Bengtson *in* Mourier et al. 1988).

6. Formación Tena

La base de la Formación Tena está representada por calizas margosas arenosas discordantes, que retrabajan clastos y bloques de calizas turonianas (fig. 56). El aspecto es el de una brecha calcárea formada por la erosión y dislocación *in situ* de la Caliza principal (Napo medio) y cementada posteriormente por las margas arenosas transgresivas maastrichtianas.

II. LA SECCION NUCLEADA DEL POZO PUNGARAYACU-30.

La sección del pozo Pungarayacu-30 fue estudiada en complemento de la sección del río Misahuallí. Este pozo totalmente nucleado tiene la ventaja de constituir una sección continua especialmente de las lutitas, lo que no es el caso del río Misahuallí a pesar de sus buenos afloramientos, y de presentar buenos datos bioestratigráficos gracias al trabajo de Labogeo (1994). En cambio, presenta la desventaja de no tener afloramientos extensos en tres dimensiones como los del campo.

La sección estudiada corresponde a las profundidades 120-345 m, es decir que comprende el intervalo : tope de las Areniscas basales (Fm Napo basal)

- Tena basal. No se hicieron secciones delgadas para el estudio de microfacies. La descripción se hará desde abajo hacia arriba, y las profundidades indicadas en metros corresponden a las del núcleo.

1. La Formación Napo basal

1.a. Las Areniscas basales

Se las atribuyen los primeros metros de la sección levantada (345,5-336 m, fig. 57). Consisten en limolitas negras y areniscas donde las bioturbaciones sugieren un medio marino, mientras que los restos vegetales y el carbón indican nítidas influencias continentales. En la parte inferior (345,5-340 m), la abundancia de la piritita y de las bioturbaciones indica un medio marino somero y restringido, de energía débil (ondulitas).

En la parte superior se observan una bioturbación más abundante, una energía mayor, una fauna marina (localmente), costras laminadas ferruginosas interpretadas como estromatolitos edificados por bacterias o algas, y la glauconita aparece (fig. 57). Esto sugiere un medio litoral donde barras arenosas paralelas a la costa son sometidas a la influencia de las olas (secuencias de playa en los 342 y 340-341 m), y delimitan lagones protegidos donde se desarrollan los tapices algáceo-bacterianos en medio intertidal.

1.b. Las Calizas «C»

Las Calizas «C» (336-331 m) consisten en calizas masivas litológicamente estratocrecientes. Comprenden dos partes (fig. 57).

En la base, limolitas laminadas con costras ferruginosas pasan rápidamente a calizas arenosas muy glauconíticas y bioturbadas, con escasa fauna de plataforma. Estas últimas presentan una costra ferruginosa en la base (*hard-ground* por condensación) y pasan a margas y calizas glauconíticas y bioturbadas, con ostras y numerosos foraminíferos arenáceos, que indican un medio marino somero.

La parte superior consiste en niveles decimétricos de *Packstone* oscuro separados por superficies de erosión y retrabajamientos, que representan muy probablemente superficies de emersión. Son ricos en amonites, intraclastos, bioclastos, restos de peces y bivalvos planctónicos, que indican un medio francamente marino y abierto (fig. 57). Son interpretados como máximos de transgresión de pulsos transgresivos repetidos que apenas alcanzaron a la zona, y cuyos depósitos fueron cada vez sometidos a emersión y erosión.

Los amonites (*Oxytropidoceras*) son similares a los de la parte mediana de las lutitas basales de la sección de Chinimbimi, que indican la parte superior del Albiano medio. En cambio, en Chinimbimi, las Calizas «C» fueron datadas por amonites del Albiano medio parte inferior. Por lo tanto, evidencian un nítido diacronismo de la zona de facies Caliza «C» de Sur a Norte de la zona subandina y de la cuenca oriental.

1.c. Las Lutitas basales

En los primeros centímetros (331 m, fig. 57), se encuentran numerosos inoceramus y amonites (*Dipoloceras*) de la base del Albiano superior, que expresan un máximo de inundación correlacionable con el de la base de las lutitas basales del río Misahuallí y con el de la parte superior de las lutitas Napo basal de Chinimbimi.

Luego (331-313 m), se notan lutitas negras laminadas no bioturbadas con escasos restos de peces, de

medio anóxico relativamente profundo y energía nula (fig. 57). Están intercaladas con escasos niveles resedimentados delgados (bioclastos e intraclastos, 524 y 316 m) interpretables como tempestitas.

En la parte superior (316-306,5 m) aparecen bivalvos (inoceramus) e intercalaciones de bancos de caliza fina (*Mudstone-Wackestone*) afectados por superficies de emersión y erosión (límites de secuencias menores). La parte más superior (308,5-306,5 m, transición con las Calizas «T») presenta

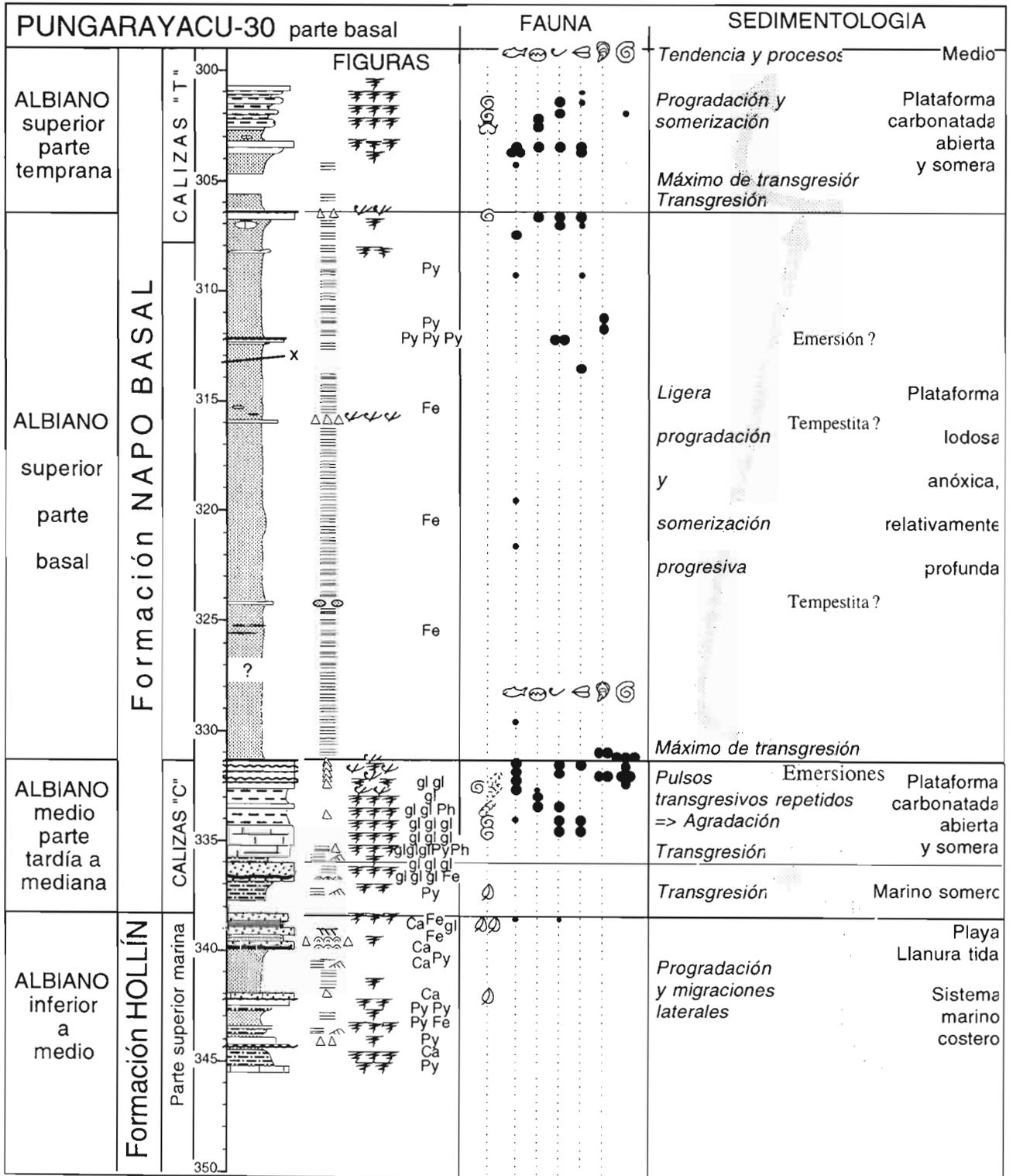


Fig. 57 : Sección litológica, figuras sedimentarias, asociación faunística e interpretación sedimentológica del pozo Pungarayacu-30 (Formación Napo basal).

bioturbaciones y bivalvos más abundantes, que indican que el medio sedimentario sale progresivamente de la capa anóxica profunda, debido a la progradación/somerización.

Las Lutitas basales representan una secuencia de transgresión seguida por una progradación.

1.d. Calizas «T»

Las Calizas «T» ($\approx 306,5-295$ m) presentan tres secuencias menores (fig. 57 y 58). La primera ($\approx 306,5-303,5$ m) presenta todavía una fauna dominada por peces, que indica condiciones restringidas, relativamente profundas (plataforma externa).

La segunda (303-300,5 m, fig. 57) es una secuencia estratocreciente (progradación) de margas y calizas muy bioturbadas, en las cuales la presencia de ostras, gasterópodos, bivalvos variados y aun un amonite indeterminable indica un medio marino franco y abierto. Se nota la ausencia de glauconita.

La secuencia superior (300,5-295 m, fig. 58) es estratocreciente, más calcárea y muy glauconítica. La fauna es aun más abundante pero un poco menos variada y de medio menos abierto (menor energía) que en la secuencia anterior. Indica un medio de plataforma somera, probablemente interna (foraminíferos bentónicos aglutinados). Una discontinuidad erosiva con retrabajamientos (296 m, fig. 58) constituye un límite de secuencia y la base del intervalo transgresivo que forma el tope de las Calizas «T». Estas últimas culminan con una superficie glauconítica y fosfática (*hard-ground*) de condensación sedimentaria ligada a la transgresión.

1.e. Areniscas «T»

Las Areniscas «T» (295-277 m) comprenden probablemente tres secuencias (fig. 58).

La primera secuencia (295-291,5 m) empieza con niveles glauconíticos que constituyen la parte superior del intervalo transgresivo del tope de las Calizas «T». El máximo de inundación es alcanzado en las lutitas negras laminadas sobreyacentes (294-294,5 m). Luego, una serie ligeramente granocreciente de limolitas expresa el inicio de la progradación. La discontinuidad en la base del banco calcáreo fosilífero y muy glauconítico representa probablemente un nuevo pulso transgresivo.

La segunda secuencia (291,5-286,5 m) empieza por areniscas calcáreas transgresivas, glauconíticas y fosilíferas. Son inmediatamente seguidas por la progradación de cuerpos arenosos marinos someros y costeros, granocrecientes, con cada vez menos glauconita y bioturbación (medios cada vez más proximales). Sin embargo, la secuencia no parece alcanzar a la emersión.

La tercera secuencia (286,5-277 m, fig. 58) es también grano y estratocreciente (progradación). En la parte inferior (286,5-280 m), la abundancia de glauconita y bioturbación indica un medio marino somero y una tendencia transgresiva. En la parte superior, la abundancia de costras ferruginosas lami-

nadas, sugiere un sistema litoral de barras arenosas costeras delimitando pantanos salobres o lagunas costeras colonizadas por bacterias o algas que edifican costras estromatolíticas. No se observaron figuras sedimentarias de medio fluviátil (canales, conglomerados, depósitos de crecida o desbordes). Por lo tanto, es difícil hablar de depósitos deltáicos.

Las Areniscas «T» constituyen una secuencia transgresiva (iniciada en las Calizas «T») y regresiva.

A gran escala, la Formación Napo basal constituye una megasecuencia que empieza con la transgresión de las Areniscas basales y Calizas «C», sigue con el máximo de inundación de las Lutitas basales, y termina con la regresión de las Calizas «T» y Areniscas «T».

2. Formación Napo inferior

2.a. Calizas «B»

La Formación Napo inferior empieza poco por debajo del banco masivo de la base de la Caliza «B», con areniscas arcillosas muy glauconíticas algo bioturbadas ricas en pirita, que indican un ambiente confinado y una tendencia transgresiva (fig. 58).

LAS CALIZAS MASIVAS, muy fosilíferas y bioturbadas, contienen abundantes granos de glauconita e intercalaciones arenosas cuya proporción disminuye hacia arriba. Como en Misahuallí y Ongota, presentan una superficie erosional accidentada y perforada sobreyacida por un nivel de arenisca calcárea glauconítica, que representa probablemente una emersión. Expresan un medio de plataforma muy somera, abierta, de buena energía, probablemente costero (influencias terrigenas), y un ambiente transgresivo.

LAS CALIZAS «B» s.s. empiezan por algunos metros (≈ 5 m) de una alternancia de calizas negras ricas en restos de peces, y de lutitas laminadas, caracterizadas por la presencia de bivalvos finos, cantos fosfáticos y muy delgados niveles arenosos (fig. 58).

Más arriba, la proporción de calizas, bivalvos finos y cantos fosfáticos disminuye (aún que sin desaparecer). El paso a las Lutitas «U» parece ser gradual (≈ 258 m). Sin embargo, a los 255 m, se nota una superficie de erosión subrayada por bivalvos, bioclastos y cantos fosfáticos. Esta discontinuidad separa lutitas no calcareas, casi sin bivalvos abajo, y lutitas ligeramente calcareas con bivalvos finos (entre otros inoceramus?) más abundantes encima.

En conjunto, la muy baja energía de depósito, la escasez de bioturbaciones, la ausencia de vida bentónica y el absoluto predominio de organismos planctónicos indican condiciones marinas relativamente profundas y casi anóxicas. La disminución de las calizas hacia arriba indicaría una tendencia a la profundización (fig. 58), ya notada en Misahuallí.

2.b. Lutitas «U»

Las lutitas «U» presentan características comparables a las de la parte superior de las Calizas «B», con las diferencias siguientes: no aparecen bancos

calcáreos, los bivalvos finos (inoceramus entre otros) son algo más abundantes, micas detríticas son relativamente frecuentes, y se notan muy delgadas intercalaciones detríticas.

Estas últimas se presentan primero (241-244 m, fig. 58) bajo la forma de calcarenitas bioclásticas con microcantos aparentemente fosfáticos, y luego como niveles limolíticos o arcillo-arenosos finos, bioclásticos, que retrabajan las lutitas negras bajo la forma de cantos blandos (238-231 m). La interpretación de estos niveles detríticos es difícil, debido a la ausencia de figuras sedimentarias claras. Se trata muy probablemente de resedimentaciones. Lo más probable es que son tempestitas marinas distales que llevan bioclastos de medio somero y retrabajan el substrato lutítico durante su redepositación.

Una leve discontinuidad erosional parece ocurrir a \approx 245 m. Separa lutitas ligeramente calcáreas abajo de lutitas no calcáreas encima (fig. 58). El medio de depositación es marino relativamente profundo (facies de cuenca), de muy baja energía con tendencia a la anoxia. Hacia el tope (230-225 m), se nota la aparición progresiva y rápida de areniscas finas glauconíticas, lutitas ligeramente calcáreas y escasos bivalvos grandes que indican una somerización del medio que se vuelve menos restringido (fig. 59).

2.c. «Areniscas» y Calizas «U»

La sección del Pungarayacu-30 casi no presenta areniscas propiamente dicho. Las Calizas «U» tienen unos 40 metros de potencia (\approx 255-212 m, los núcleos 214 a 210 m parecen movidos). Se trata de calizas fosilíferas, bioturbadas, arenosas y glauconíticas que alternan con lutitas o limolitas y delgadas areniscas glauconíticas de grano fino (fig. 59).

En las calizas, la fauna consiste de lamelibranquios finos o gruesos (abundantes ostras), restos de peces, y gasterópodos y equinodermos en menor proporción. Además se observan abundantes cantos fosfatados, granos de glauconita y cuarzo detrítico que indican un medio marino abierto y somero con influencias terrígenas. Los intervalos arcillo-arenosos son ricos en glauconita y pirita (fig. 59).

La ausencia de una clara evolución vertical de las facies y de los medios en los 10 primeros metros sugiere que se trata del apilamiento de secuencias transgresivas, que resulta en una agradación sedimentaria en ambiente de transgresión.

La parte superior (si está en su sitio) indica un cambio en la sedimentación (218-213 m). La fauna es mucho más pobre (bivalvos finos, peces), las bioturbaciones son más escasas, el cuarzo detrítico y la glauconita desaparecen, las calizas se vuelven oscuras y de textura más fina, y aparecen laminaciones horizontales de baja energía. Estas facies de plataforma carbonatada somera y confinada son muy similares a las de la Caliza «A» inferior sobreyacente. Además, se notan fallas sinsedimentarias (213 m) que son frecuentes en la Caliza «A». Ya que falta además un metro de núcleo (215-214 m), no se pue-

de determinar la naturaleza del contacto entre estas dos facies, a menos que se encuentre en el m 213, marcado por karsts. En todo caso, el paso entre las Calizas «U» y «A» parece ser muy rápido.

3. Formación Napo medio

Las calizas de la Formación Napo medio pueden ser divididas en cuatro secuencias sedimentarias: «A» inferior (\approx Turoniano inferior tardío), «A» superior (\approx Turoniano medio), «M-2» inferior (Turoniano superior) y «M-2» superior (Turoniano terminal, quizás Coniaciano basal).

3.a. Caliza «A» inferior

Su contacto basal (213 m? o 210 m?) no pudo ser estudiado. La Caliza «A» inferior consiste en bancos de caliza masiva de textura fina, alternando con calizas oscuras laminadas. Tiene una potencia de \approx 25 metros (\approx 213 o 209-188,5 m, fig. 59).

La parte inferior (213?-205 m) es una secuencia estratocreciente de caliza micrítica, ligeramente laminada, localmente bioturbada, caracterizada por frecuentes lumaquelas de amonites enanos en la base de las secuencias unitarias, cantos fosfáticos, inoceramus y bivalvos finos. En la base se observa muy escasa glauconita, y al tope, escasas ondulitas de corrientes. Indica la progradación de una plataforma carbonatada somera, de baja energía, con ambiente confinado pero no totalmente anóxico. Esta evolución deja pensar que la base misma de la Caliza «A» *s.l.* debe ser un máximo de inundación.

Después de un nivel margoso, la parte media (205-196 m) está marcada por el aumento de las laminaciones horizontales, la disminución de los niveles con amonites, la desaparición de las bioturbaciones y la mayor abundancia de restos de peces y ondulitas de corrientes (fig. 59). Los cantos de fosfato, que representan probablemente huesos y/o dientes de peces o selacios, siguen estando presentes y son localmente abundantes. Esto indica una somerización y un confinamiento del medio de depósito. La frecuencia de las ondulitas y la concentración de los restos de peces y cantos fosfáticos en láminas sugiere un medio de playa de baja energía.

La parte superior (\approx 196-188,5 m) está marcada por una alternancia de calizas micríticas oscuras y espesas calizas bituminosas laminadas (fig. 59). La ausencia de amonites y bioturbaciones y el predominio absoluto de restos de peces, cantos fosfáticos y pequeños bivalvos finos indican condiciones anóxicas. El límite superior (188,5 m) es una superficie kárstica de emersión y erosión, que subraya la aparición de calizas bioturbadas con bivalvos de la Caliza «A» superior.

A pesar de un examen atento, no se encontró figuras seguras de emersión (excepto quizás en los 195,5 m). Podría tratarse de depósitos tidales de baja energía. En esta interpretación, las concentraciones de bioclastos y cantos en láminas biodetríticas representarían los depósitos de la playa, sometida a

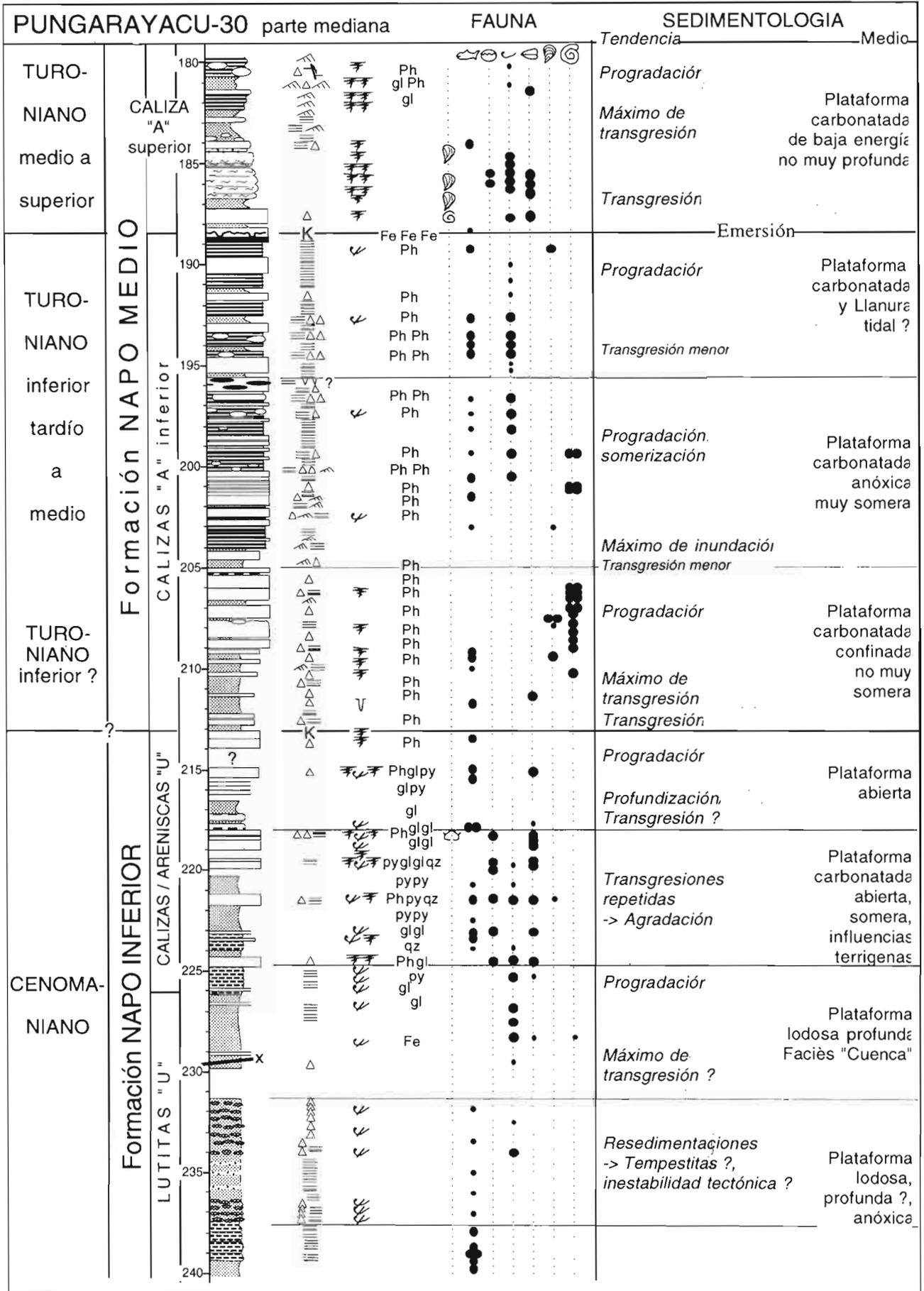


Fig. 59 : Secci3n litol3gica, figuras sedimentarias, asociaci3n faunística e interpretaci3n sedimentol3gica del pozo Pungarayacu-30 (Fm Napo inferior parte superior y Fm Napo medio parte inferior).

una muy ligera agitación mecánica (vaiven de olas de viento, o de micromareas ?) que selecciona los elementos gruesos. Otra interpretación es considerar que la anóxia indica un medio relativamente profundo, sometido a pequeñas tempestades responsables del depósito de los niveles calcareníticos.

La Caliza «A» inferior está caracterizada además por indicios de una ligera actividad tectónica synsedimentaria distensiva, expresada por fallas synsedimentarias (213 y 209,5 m), discordancias internas (196,5 y 193,5 m) y nódulos calcareos aparentemente desplazados (207,5, 202, 197 y 194 m, fig. 59). La karstificación observada al tope de la unidad podría resultar también de una emersión ligada a un levantamiento de origen tectónico.

3.b. Caliza «A» superior

Se diferencia de la Caliza «A» inferior por contener abundante fauna y bioturbación. Tiene una potencia de \approx 15 metros (188,5-175 m, fig. 59 y 60).

La Caliza «A» superior comprende calizas arcillosas nodulosas muy bioturbadas con intercalaciones de margas y delgados niveles poco arenosos. La fauna de las calizas consiste en bivalvos variados, finos (pinnas entre otros) y gruesos (ostras, ...), gasterópodos y escasos restos de peces y anélidos. La bioturbación es intensa en toda la serie. Esta facies expresa un medio marino de plataforma carbonatada abierta, no muy somera, de regular energía.

Sin embargo, las intercalaciones margosas (base de secuencias unitarias), a menudo bioclásticas presentan colores negros que sugieren la persistencia de condiciones confinadas en las partes profundas de la plataforma. En la parte superior, se notan abundantes cantos fosfáticos, y niveles levemente arenosos y glauconíticos a veces con ondulitas de corrientes (184-180 m, fig. 59).

La Caliza «A» superior constituye una secuencia transgresiva (188,5-183 m) y luego progradante (183-176 m). Fallas normales sinsedimentarias, observadas en los niveles 180,5, 179,5 y 177,5 m (fig. 59 y 60) indican la persistencia de una inestabilidad tectónica de edad Turoniano superior.

3.c. Caliza «M-2» inferior

Como en Misahuallí la Caliza «M-2» empieza con niveles arenosos (m 175-173, fig. 60).

La Caliza «M-2» inferior (175-157 m) es nítidamente estratocreciente, debido a la progradación de la plataforma carbonatada. Empieza con areniscas calcáreas y calizas margosas muy glauconíticas, bioturbadas, poco fosilíferas con numerosos cantos fosfáticos, y sigue con dos secuencias menores de progradación (172,5-163,5 y 163,5-157 m, fig. 60).

Las margas de base presentan lumaquelas de bivalvos, pasan a calizas margosas muy bioturbadas y la secuencia termina con calizas masivas laminadas al tope de la secuencia. La fauna es abundante y muy variada : ostras, pinnas, inoceramus y otros bivalvos, restos de peces, artrópodos, equinodermos, gas-

terópodos, foraminíferos, cantos fosfáticos, etc., indicando, junto con la intensa bioturbación, un medio abierto de plataforma somera de baja energía.

Una actividad tectónica está expresada por brechas a veces dolomitizadas (158,5 m), posiblemente ligadas a karstificaciones (160,5 m). Sin embargo, podría traducir la alteración de las calizas durante la emersión pre-Napo superior, más bien que una verdadera tectónica sinsedimentaria.

3.d. Caliza «M-2» superior

La Caliza «M-2» superior (157-138,5 m, fig. 60) constituye también una secuencia estratocreciente de progradación de plataforma.

Las Calizas «M-2» superiores empiezan por lutitas poco calcáreas con restos de peces e inoceramus, que indican un medio marino relativamente profundo y confinado de baja energía. Luego aparecen calizas margosas bioturbadas con bivalvos variados, restos de peces, algunos amonites, equinodermos, gasterópodos y escasos cantos fosfáticos, que indican un medio más abierto y somero (fig. 60). En el tope, se observan calizas masivas menos bioturbadas, con bivalvos gruesos o finos y abundantes gasterópodos, de medio más somero y más confinado.

Las Calizas «M-2» superiores están interpretadas como el resultado de una transgresión (nivel anóxico de base) seguida por la progradación de una plataforma carbonatada somera, tranquila, abierta en las partes de profundidad intermedia y más confinadas en sus partes más profundas y someras. Están marcadas por frecuentes niveles o bolsas de brechas probablemente ligadas a procesos de karstificación (147,5, 145-146, 141, 139,5 y 138,5 m, fig. 60). La ausencia aparente de tales figuras en las calizas sobreyacentes (base de la Fm Napo superior) deja pensar que pueden haber sido formadas durante una emersión pre-Napo superior, más bien que durante la emersión pre-Tena.

4. Formación Napo superior

No se observó la discontinuidad erosiva y karstificada que marca el límite Napo medio-Napo superior en Misahuallí. El límite Napo medio-Napo superior ha sido ubicado en 138,5 m. Siendo incompletos los núcleos del tope (127,5-124 m), no se pudo estudiar el paso a las lutitas de la Formación Napo superior (fig. 60).

Las calizas de base de la Formación Napo superior presentan una tendencia al confinamiento del medio. Las margas laminadas de base son delgadas y contienen inoceramus y escasos cantos fosfáticos, de medio muy confinado. Luego se observan calizas margosas bioturbadas ricas en pirita, con fauna variada (ostras, equinodermos, peces, bivalvos, gasterópodos) y un amonite. La facies indica un medio abierto. Pasan rápidamente a calizas masivas poco bioturbadas, a veces laminadas, caracterizadas por una fauna de medio somero confinado (artrópodos, bivalvos finos, foraminíferos). En el tope (131-127

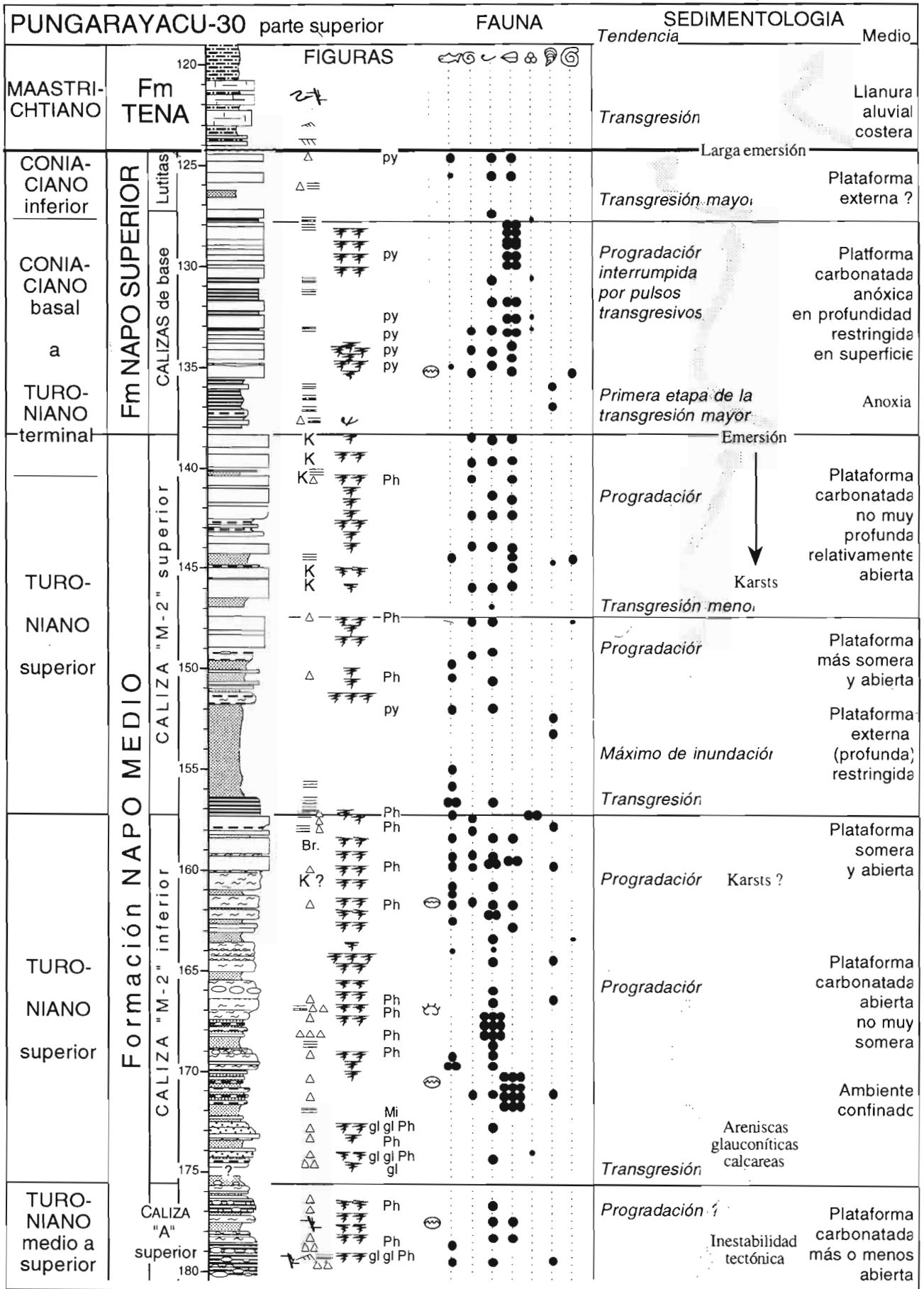


Fig. 60 : Sección litológica, figuras sedimentarias, asociación faunística e interpretación sedimentológica del pozo Pungarayacu-30 (Fms Napo medio y superior, y Fm Tena parte basal).

m) aparecen calizas negras laminadas de medio confinado a disaeróbico que alternan con calizas margosas bioturbadas y lumaquelas de bivalvos similares a las de las Calizas «M-2» superior del río Misahuallí. Están interpretadas como el equivalente de la secuencia de transgresión de la base de las lutitas Napo superior, reconocida en el río Misahuallí.

El intervalo 127,5-124 m presenta algunos bancos de caliza masiva con fauna de bivalvos y peces de interpretación difícil, debido a la falta de núcleos completos.

5. Formación Tena

Solo la parte basal de la Formación Tena fue estudiada (124-120 m, fig. 60). Se trata de limolitas rojas y areniscas finas verdes, a menudo calcáreas, con estratificaciones oblicuas en la base y estratificaciones lenticulares más arriba. *Slumps* parecen ocurrir (122,5, 121,5 m), pero podría tratarse de pliegues (121 m, fig. 60). La ausencia de fauna marina hace sospechar un depósito en medio continental.

6. Conclusiones

El estudio de la sección del pozo Pungarayacu-30 permitió precisar el medio sedimentario y el carácter marino de las Areniscas basales y de las Areniscas «T» de la Formación Napo basal, que difícilmente pueden ser atribuidas a deltas en esta zona.

Evidencia un diacronismo importante (≈ 2 Ma) de las facies calcáreas de la base de la Formación Napo basal (Calizas «C») de Sur a Norte de la cuenca oriental. Este diacronismo, comprobado también para la base de las lutitas Napo basal (secciones de Misahuallí y Chinimbimi) tiene que existir también para las facies transgresivas de las Areniscas basales infrayacentes.

Confirma las interpretaciones (transgresión, luego profundización en medio anóxico) de las Calizas «B», estudiadas en Misahuallí y Ongota. Permite precisar la interpretación sedimentológica y la evolución sedimentaria de las lutitas y calizas «U», que afloran mal en el río Misahuallí.

Confirma las interpretaciones de las calizas de la Formación Napo medio y la presencia de figuras de tectónica sinsedimentaria en el Turoniano superior.

III. LA SECCIÓN DEL ANTICLINAL MIRADOR

El pequeño afloramiento de las cabeceras del río Anzu, en el anticlinal Mirador, presenta una sección de alrededor de 40 m de potencia. Esta incluye el tope de las calizas masivas («M-2» o base de Napo superior), sobre las cuales descansan en discordancia calizas marinas negras con microfauna del Coniaciano-Santoniano medio (Fm Napo superior). Estas están a su vez erosionadas por la parte inferior de la Formación Tena maastrichtiana (fig. 61).

1. Las Calizas «M-2» superior

Están constituidas por calizas masivas bioturbadas con lumaquelas de bivalvos gruesos, presentes en las Calizas «M-2» superior en Misahuallí y Pungarayacu-30. En el tope de las secuencias, aparecen laminitas negras con pequeños intraclastos, restos de peces y ondulitas de corrientes (fig. 61), interpretables como tempestitas o como depósitos subtidales anóxicos, que más bien se parecen a las laminitas anóxicas de la base de la Formación Napo superior de Misahuallí y Pungarayacu-30 (fig. 61).

2. Formación Napo superior

La Formación Napo superior está representada por 3,5 metros de areniscas calcáreas, margas y calizas oscuras, que descansan en discordancia sobre las calizas del Turoniano superior (fig. 61).

En la base, se observan areniscas calcáreas con intraclastos, bioclastos, dientes de selacios y huesos de peces, ondulitas de corrientes y bioturbaciones. Pasan hacia arriba a areniscas calcáreas masivas con ostras, y luego a areniscas calcáreas finas laminadas con bioclastos, restos de peces y selacios y escasas huellas de organismos. Un lente de microconglomerado calcáreo con elementos de cuarzos angulosos subredondeados ($\emptyset < 0,5$ cm) parece ubicarse encima de la parte basal (fig. 61). Esta última está interpretada como un depósito transgresivo. Las laminaciones, ondulitas y las acumulaciones de vertebrados e intraclastos indicarían un medio de playa de energía moderada a baja.

La lámina delgada 94.32 presenta un microconglomerado con cantos calcáreos y cemento de calcita esparítica. Los cantos, bien seleccionados y redondeados, son mayormente micríticos o pisolíticos, algunos son restos fosfáticos de peces y/o selacios. Ciertos clastos presentan «microgrietas curvas» de desecación. El cemento es localmente laminado y estalactítico. En ciertos casos, esta cementación parece ser anterior al depósito, lo que indica un retrabajamiento posterior a un primer depósito. Por fin, se nota la presencia de «silt vadoso» carbonatado entre los granos. El cemento estalactítico (meniscos) y el silt vadoso indican una diagénesis en medio subaéreo, con posibles retrabajamientos coetáneos. La buena selección y redondez de los cantos serían debido a una buena energía. La presencia de selacios sugiere un medio marino. Estos depósitos están interpretados como depósitos de playa (*beach-rocks*).

La parte superior está constituida por margas negras laminadas con muy escasas madrigueras, inoceramus, restos de peces y láminas con cuarzos redondeados bien seleccionados, a veces con ondulitas de corrientes (fig. 61). Están intercaladas con bancos de calizas negras a veces arenosas.

Las microfacies (94.47, 94.30A y 94.30B) indican que se trata de *Wackestone* a *Packstone* ricos en materia orgánica con foraminíferos planctónicos entre los cuales globotruncanideos, restos de peces y

ANTICLINAL MIRADOR, río ANZU (Contacto NAPO - TENA)		Estratigrafía y Litología		Figuras sedimentarias		Muestras		Sedimentología	
								Tendencia Medio	
MAASTRI- CHTIANO ?	Fm TENA	rojo		[Diagrama de figuras sedimentarias: herringbones]		94.48		Regresión	Llanura costera
		verde		[Diagrama de figuras sedimentarias: herringbones]		(Foto)		Máximo de inundación	Llanura tidal o estuario
		rojo		[Diagrama de figuras sedimentarias: herringbones]				Transgresión	Llanura costera o aluvial distal
Basal T.		[Diagrama de figuras sedimentarias: herringbones]						relleno de paleovalle	Fluviátil
SANTONIANO	Fm	negro		[Diagrama de figuras sedimentarias: herringbones, Δ, V]		94.30		Emersión / erosión	
-	NAPO					94.47		Máximo de inundación	Marino somero y confinado
CONIACIANO	sup.			[Diagrama de figuras sedimentarias: herringbones, Δ, V]		94.32		Transgresión	Playa
TURONIANO	Caliza "M-2"			[Diagrama de figuras sedimentarias: herringbones, Δ, Py]				Emersión / erosión	
								Progradación	Plataforma carbonatada

Fig. 61 : Litología, características sedimentarias e interpretación sedimentológicas de la sección del Anticlinal Mirador (Tope Fm Napo medio-base Fm Tena).

selacios, artrópodos y algunos bivalvos. Los raros granos incluyen cantos fosfáticos, cuarzos detríticos y minerales ópacos. Se nota una dolomitización secundaria parcial. La ocurrencia de globotruncanideos certifica un medio francamente marino, pero de aguas someras (númerosos artrópodos, ostrácodos, bivalvos y selacios) y de baja energía (laminaciones). La abundancia de heterohelecideos, pirita y materia orgánica sugiere condiciones confinadas o localmente anóxicas. La frecuente dolomitización secundaria indicaría una evolución diagenética subaérea, probablemente debida a la emersión pre-Tena.

3. Formación Tena

La Formación Tena empieza por un microconglomerado discordante depositado en canal, con cantos de siltitas verdes y cuarzo. Está seguido por limolitas rojas que pasan a limolitas verdes con intercalaciones de areniscas finas con cemento calcáreo. Luego, se observa un banco de margas arenosa verde con laminaciones y ondulitas de corrientes con sentidos opuestos (en espiga, *herringbones*) que sugieren un medio intertidal (fig. 61).

En el tope de la sección medida aparecen limolitas rojas continentales con intercalaciones de microconglomerados verdes cuarzosos o calcareos. Uno de estos (94.48) es un microconglomerado calcáreo con elementos calcáreos moderadamente seleccionados con buena redondez. Los elementos incluyen mayormente clastos redondos con láminas concéntricas (pisolitos) a veces con microgrietas de desecación, algunos extraclastos de *Mudstone* o *Packstone*, escasos dientes de peces y pequeños granos de glauconita. La matriz de calcita esparítica contiene granos de cuarzo, minerales metamórficos y fosfato. Las figuras indican una evolución diagenética en medio subaéreo, lo que está apoyado por la presencia de pisolitos. Los restos de selacios y la glauconita sugerirían un medio marino. Sin em-

bargo, es posible que estén retrabajados y que provengan de las capas marinas infrayacentes.

4. Conclusiones

El hecho importante es la existencia de una clara discontinuidad emersiva y erosional entre las calizas del Turoniano superior (?) y la Formación Napo superior del Coniaciano probable (fig. 61). Esta discontinuidad, ya observada en el río Misahuallí, expresa una emersión mucho más importante en el Anticlinal Mirador. La diferencia en la importancia de la discontinuidad entre estas dos secciones indica que ocurrieron movimientos verticales diferenciales, es decir de origen tectónico. La ocurrencia de una actividad tectónica cerca del límite Turoniano-Coniaciano estuvo ya sospechada a través de la observación de fallas synsedimentarias y de karsts en las Calizas «A» superior y «M-2» del pozo Pungarayacu-30.

Permite concluir con la existencia de un evento tectónico de edad Turoniano superior-Coniaciano inferior en el Norte de la zona subandina, que provocó la emersión del área e indujo una transgresión probablemente diacrónica del Coniaciano inferior. Además, la emersión y/o erosión parece aumentar desde el Este (Oriente) hacia el Oeste (Mirador), lo que indica que los paleo-Andes estaban en curso de deformación y levantamiento.

Una segunda conclusión es la confirmación de una fase de emersión importante entre la Formación Napo superior (en el Santoniano ?) y la Formación Tena del Maastrichtiano (fig. 61), que provocó la erosión al menos localmente de la Formación Napo superior (reducida a 3,5 m en la sección del Anticlinal Mirador).

IV. LA SECCION DEL RIO UPANO EN CHINIMBIMI (Fm Napo basal)

En la sección de Chinimbimi (fig. 62), se pudo estudiar en detalle la evolución sedimentaria del intervalo : tope de las Areniscas basales-parte inferior de las Calizas «T» de la Formación Napo basal.

1. Areniscas basales

Solo afloran unos pocos metros de areniscas calcáreas glauconíticas que representan las Areniscas basales (0-2,8 m, fig. 62). Empiezan por lutitas marinas y siguen por areniscas de grano fino a medio con ondulitas y bivalvos, y luego areniscas masivas muy glauconíticas con algunas madrigueras y estratificaciones oblicuas indicando corrientes hacia el Este o el SSE. Esta secuencia está interpretada como el resultado de la progradación de una playa arenosa.

La parte superior consiste en areniscas muy calcáreas y glauconíticas, sin figuras de corrientes que presentan un amonite no extraíble en su parte superior. Están sobreyacidas por areniscas finas ferruginosas y laminadas, muy calcáreas con madrigueras (Ch.9b). Esta parte puede ser interpretada como un depósito de plataforma marina somera, por debajo de la influencia de las olas, o más probablemente como un depósito de lagoon tras-playa.

2. Calizas «C»

Se puede diferenciar dos miembros muy diferentes de edad Albiano medio, parte temprana.

2.a. Miembro inferior masivo

El miembro inferior (2,8-6 m, fig. 62) consiste en calizas masivas, con frecuentes superficies erosivas, madrigueras en el tope de los bancos, escasos restos vegetales y moluscos variados (amonites, ostras, pinnas, inoceramus, otros bivalvos variados, gasterópodos, equinodermos, bryozoarios, etc.) de medio abierto de baja energía. La parte superior es localmente muy glauconítica, y contiene los restos de un esqueleto de saurio marino.

En láminas delgadas, se observa mayormente una textura *Packstone* (Ch.9c, 10a, 10b, 11, 13) con foraminíferos planctónicos, restos de peces, artrópodos y muy poco cuarzo detrítico, que confirman la interpretación de un medio marino abierto y de baja energía. Hacia arriba, la disminución del número de bivalvos, el aumento del número de foraminíferos, y la aparición de texturas *Wackestones* indican una tendencia a la profundización. La microfauna es relativamente abundante y variada con abundantes foraminíferos bentónicos que indican un medio abierto (fig. 63).

El miembro inferior está interpretado como el apilamiento (agradación) de delgados depósitos de transgresión o de máximos de inundación. El contenido de materia orgánica no es despreciable, ya que varía entre $\approx 0,5$ y $1,8$ % en las muestras de afloramiento (fig. 63). Se correlaciona probablemente con

las Arenas basales de la sección del río Misahuallí.

2.b. Miembro superior estratificado

El miembro superior (6-12,5 m, fig. 62) consiste en lutitas y margas intercaladas con bancos delgados de calizas.

* La parte inferior (6-8,5 m), mayormente lutácea está marcada por abundantes inoceramus y amonites y numerosos niveles bioclásticos que contienen mayormente restos de peces. Además se notan bivalvos (ostras, ...), intraclastos en los niveles bioturbados, escasos restos vegetales y un nivel glauconítico o fosfático al tope (*hard-ground*, Ch.20).

Las microfacies (Ch.16, 19 y 20) son mayormente *Mudstones* a veces dolomitizados con foraminíferos planctónicos y restos de peces. La ausencia de fauna bentónica y de bioturbación indica condiciones anóxicas en el fondo de la cuenca. La energía era muy débil, excepto durante los hiatos sedimentarios (Ch.20). La microfauna es muy abundante y diversificada e incluye numerosas ticinellas (fig. 63).

Los niveles bioclásticos y los hiatos sedimentarios submarinos indican un ambiente transgresivo.

* La parte superior (8,5-12,5 m) es una secuencia estratocreciente de calizas margosas negras laminadas con predominio de amonites, y escasos restos de peces. El tope está marcado por una superficie endurecida.

Las microfacies (Ch.23, 25a, 25b y 26a) presentan texturas *Mudstones* con foraminíferos planctónicos de aguas someras y escasos restos de peces. La microfauna es menos abundante y más restringida, lo que indica un confinamiento del medio. Sin embargo, la presencia de ticinellas y globigerinelloides indica una capa relativamente espesa de aguas superficiales oxigenadas (fig. 63).

El predominio de organismos planctónicos, la ausencia de fauna bentónica y de bioturbación y las laminaciones horizontales indican la persistencia de condiciones anóxicas en el fondo de la cuenca y de una muy baja energía. Esta interpretación está reforzada por el muy alto contenido de materia orgánica, que nunca es inferior a 1 % y puede alcanzar hasta 5,5 % (Ch.20, fig. 63). Notemos que el alto contenido de materia orgánica es considerado como característico de las secciones condensadas, que son a su vez típicas de los intervalos transgresivos.

El carácter estratocreciente, que parece indicar una progradación, indica que la parte superior representa la parte regresiva de la transgresión expresada por la parte inferior del miembro superior. El máximo de inundación correspondiente (≈ 9 m) es de edad Albiano medio y no tiene equivalencia en la sección del río Misahuallí.

3. Lutitas Napo basal

Las lutitas Napo basal (12,5-45 m, fig. 62) pueden ser divididas en tres partes, separadas por discontinuidades que coinciden también con cambios en la fauna de amonites.

3.a. Parte inferior

La parte inferior (12,5-25,5 m) es mayormente margosa, con delgados bancos de calizas (fig. 62). La base es una superficie endurecida con equinodermos, gasterópodos, amonites e inoceramus, excavada por numerosas madrigueras y bioturbaciones, que indica un medio abierto durante el hiato submarino.

En las margas, solo se observan amonites y algunos inoceramus. La microfauna es más abundante en la base, lo que sugiere una tendencia transgresiva. Consiste en foraminíferos planctónicos de aguas someras (heterohelicideos, hedbergellas, algunas ticinellas) y escasos foraminíferos bentónicos de medio anóxico (buliminideos, fig. 63).

En los bancos calcáreos, se observan además restos de peces, ostras, anélidos, pequeños bivalvos, escasos restos de equinodermos, gasterópodos que indican un medio abierto e intraclastos que atestiguan de retrabajamientos. Los contactos de base abruptos y erosivos indican que las secuencias unitarias son estratodecrecientes, de tipo transgresivo.

Las láminas delgadas (Ch.27b, 28a, 30a, 30b, 30c y 33a) revelan texturas *Mudstones*, a veces *Wackestones*, a veces dolomitizados, con predominio de foraminíferos planctónicos, asociados con restos de peces e inoceramus, y escasos bivalvos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos. Estas microfacies indican un medio generalmente anóxico, a veces un poco más abierto (disaeróbico), lo que permite entonces el desarrollo de una pobre fauna bentónica.

En conjunto, la parte inferior de las Lutitas Napo basal parece representar una secuencia de transgresión - regresión poco marcada, en medio de plataforma no muy somera, anóxica excepto durante los pulsos transgresivos. El máximo de inundación parece estar ubicado a los 16-18 metros (fig. 62). Notemos que el más alto contenido de materia orgánica se correspondería con el intervalo transgresivo (Ch.27) y con el máximo de inundación (Ch.29, fig. 63), también caracterizado por una condensación sedimentaria. La parte regresiva es marcada por una disminución del C.O.T. (fig. 63).

3.b. Parte media

La parte media (25,5-36 m) consiste en un apilamiento de secuencias margosas más calcáreas que la anterior (fig. 62).

* En la parte inferior (25,5-30,5 m), las secuencias empiezan por bancos de calizas con base erosiva irregular, intraclastos retrabajados e impresionantes concentraciones de amonites (lumaquelas). Las calizas son bioturbadas y contienen una fauna de medio marino somero y relativamente abierto (raros equinodermos, bivalvos variados, gasterópodos, bioclastos). Los bancos calcáreos presentan frecuentes superficies endurecidas al tope y pasan gradual y rápidamente a margas lutáceas hacia arriba.

Las microfacies (Ch.33b, 35a, 37a1, 37a2 y 37b) corresponden a *Mudstones* y *Wackestones* parcial-

mente dolomitizados con restos de peces, foraminíferos bentónicos y planctónicos, algunos bivalvos y braquiópodos, y escasos equinodermos. El medio es más abierto que el de la secuencia anterior. Frecuentes fenómenos de mineralización (fosfato, hematita) indican hiatus sedimentarios, probablemente ligados a las transgresiones.

En las margas, solo se observan amonites y pirita. La microfauna consiste mayormente en nanofósiles y foraminíferos bentónicos, confirmando la posibilidad de una vida bentónica, es decir de un medio no totalmente anóxico (fig. 63).

* La parte superior (30,5-35,5 m) es una sucesión estratodecreciente de lutitas, margas y calizas (fig. 62). Paralelamente, la fauna (ostras, inoceramus, bioclastos, otros bivalvos, equinodermos, amonites) y las bioturbaciones se incrementan hacia arriba, indicando un medio más abierto y probablemente más somero.

Las microfacies (Ch.38a, 38c y 39b) son *Mudstones* con fauna planctónica en la base (38a, 38c) y *Wackestones* con restos de peces, moluscos y escasos foraminíferos en la parte superior. Esta evolución refuerza la interpretación de una somerización y una apertura del medio hacia arriba. La microfauna de nanofósiles se vuelve más escasa, pero persisten los foraminíferos bentónicos (fig. 63).

La parte media de las Lutitas Napo basal está interpretada como una nueva secuencia transgresiva - regresiva de plataforma carbonatada externa. Sin embargo, el ambiente más abierto que la secuencia anterior y el carácter agradacional de la unidad (sin evolución vertical nítida) indica un medio más oxigenado y más somero que el anterior, que puede corresponder a la superposición de secuencias transgresivas en un prisma de borde de plataforma. El contenido de Carbón Orgánico es débil ($\leq 0,7\%$, fig. 63).

3.c. Parte superior

La parte superior de las Lutitas Napo basal (35,5-45 m) es mayormente lutácea y muy rica en agregados de pirita (fig. 62).

En la parte inferior, las secuencias unitarias son estratodecrecientes y empiezan con bancos de calizas con base abrupta y retrabajamientos (intraclastos). Estas calizas contienen una fauna de medio relativamente abierto (ostras, bivalvos, gasterópodos, escasos peces). Las láminas Ch.41a y 42a colectadas en las calizas de la base de las secuencias contienen, además de restos de peces, foraminíferos planctónicos y ostrácodos, algunos moluscos bentónicos, lo que parece ser debido a la ocurrencia de pulsos transgresivos menores, también indicados por la presencia de granos fosfáticos.

Las lutitas margosas de la parte superior de las secuencias solo contienen escasos amonites. Las microfacies (Ch.40, 41b, 42b y 42c) evidencian texturas de *Mudstone* con restos de peces, foraminíferos planctónicos, pirita y escasos ostrácodos que indican

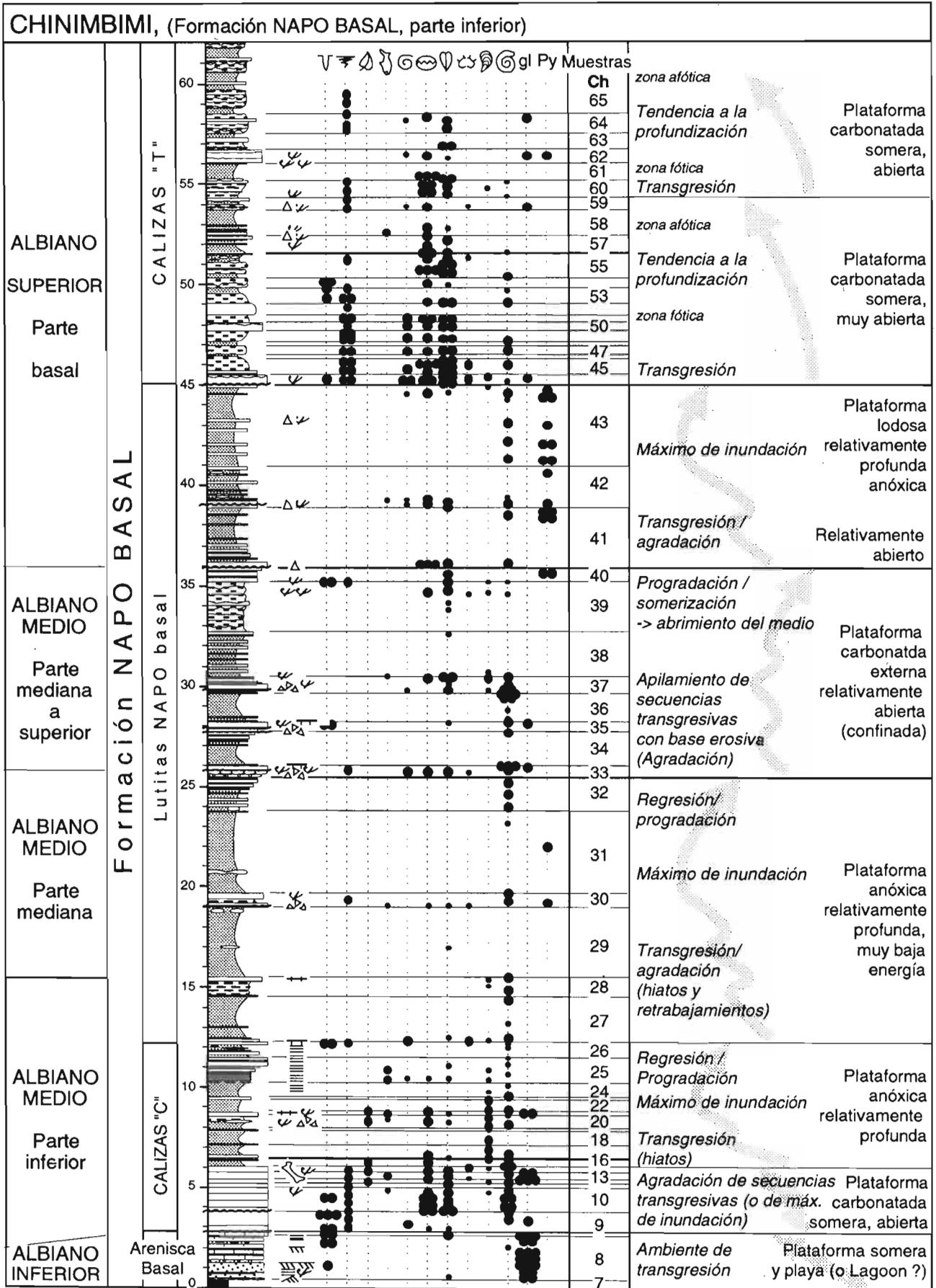


Fig. 62 : Descripción e interpretación sedimentológica de la sección de la Formación Napo basal del río Upano en Chinimbimi.

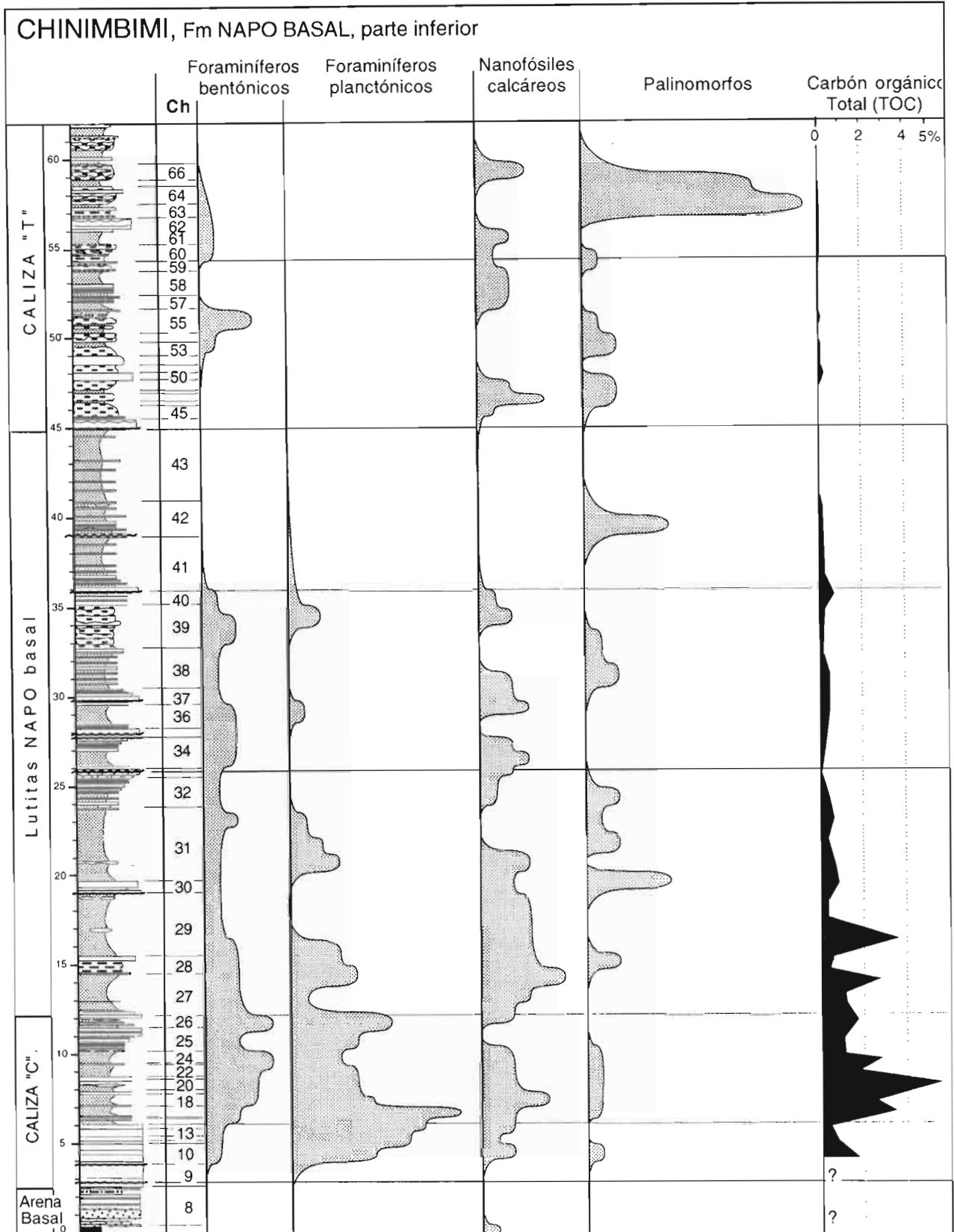


Fig. 63 : Estimación cualitativa de la abundancia y diversidad de los microfósiles y medida del Carbón Orgánico Total (TOC) en la Formación Napo basal del río Upano en Chinimbimi.

un medio casi totalmente anóxico.

* La parte superior negra es lutácea, muy rica en agregados de pirita, con delgadas intercalaciones de caliza margosa bioclástica. La microfauna, casi ausente, consiste en algunos pólenes (fig. 63).

La parte superior de las Lutitas Napo basal es interpretada como una secuencia de transgresión (parte inferior) que lleva a un nuevo importante máximo de inundación caracterizado por condiciones anóxicas (parte superior). Este máximo de inundación se

correlaciona con el de la parte superior de las Lutitas Napo basal de la sección del río Misahuallí, que contiene amonites de la base del Albiano superior (27,5 m, fig. 54). La parte regresiva de la secuencia no existe, debido probablemente a una emersión subsecuente que provocó un hiato o una erosión. Sorprendentemente, el contenido de materia orgánica es débil ($< 0,3 \%$, fig. 63).

4. Calizas «T»

La parte estudiada de las Calizas «T» (45-62 metros, fig. 62) podría ser dividida en dos secuencias. Sin embargo, esta subdivisión podría ser artificial ya que el acceso difícil de la parte superior impidió llevar a cabo un estudio detallado de aquella.

4.a. Parte inferior

La parte inferior (45-54,55 m) es una secuencia estratodecreciente de calizas margosas y margas lutáceas fosilíferas (fig. 62). Su base es un contacto abrupto irregular y erosional sobre las lutitas anóxicas Napo basal. Esta discontinuidad es correlacionable con la de la base de las Calizas «T» del río Misahuallí (28,5 m, fig. 54).

Las Calizas «T» empiezan por un banco masivo de calizas margosas intensamente bioturbadas y extremadamente fosilíferas. La presencia de innumerables equinodermos, ostras, pectens, otros bivalvos variados, gasterópodos, amonites, etc., indica un medio marino somero y muy abierto. La sección sigue (46-51 m) con alternancias simétricas (estrato-decreciente y decreciente) de margas calcáreas y calizas bioturbadas con ostras, gasterópodos, amonites, equinodermos, pectens, bivalvos, etc.; y termina (51-55 m) con margas lutáceas y calizas margosas menos fosilíferas, donde aparecen restos de peces y glauconita. Estas facies sugieren una profundización del medio y una tendencia transgresiva.

Las microfacies (Ch.50, 54, 59a y 59b) confirman esta tendencia. Las microfacies de la parte inferior están caracterizadas por texturas *Wackestones* con organismos de mar abierto (equinodermos) y una rica microfauna bentónica (foraminíferos arenaceos o aglutinantes) así como planctónica. Sin embargo, las algas verdes, presentes en la parte inferior muy somera (Ch.50) desaparecen más arriba, lo que indica que el medio evoluciona hacia medios más profundos, por debajo de la zona fótica. Además, en las láminas de la parte superior (Ch. 59a y b), la fauna bentónica es mucho menos rica, mientras que inoceramus y granos de glauconita aparecen, indicando una profundización.

La microfauna incluye nanofósiles y pólenes relativamente abundantes en la base y abundantes foraminíferos bentónicos en la parte superior, que van todos disminuyendo hacia arriba (fig. 63).

La parte inferior de las Calizas «T» está interpretada como una secuencia de transgresión y profundización en medio de plataforma carbonatada somera y abierta. El carácter abierto del medio está con-

firmado por el débil contenido de materia orgánica ($< 0,35 \%$, fig. 63).

4.b. Parte superior

La parte superior de la sección levantada de las Calizas «T» (54,5-62 m, fig. 62) empieza por calizas margosas muy bioturbadas y fosilíferas (ostras en lumaquelas, pectens, bivalvos, amonites, etc.). Sigue con alternancias de margas calcáreas y margas lutáceas con escasos bancos de calizas. Todas llevan huellas de una intensa bioturbación, y se observan generalmente numerosos organismos variados (gasterópodos, bivalvos variados, bioclastos, etc.) de medio marino abierto y somero, pero sin amonites. Además, se nota la presencia de glauconita.

Las microfacies (Ch.62a, 62b, 64a y 64b) consisten en *Wackestones*, más ricos en elementos figurados en la base, con foraminíferos aglutinantes (arenaceos) y organismos bentónicos y planctónicos que indican un medio abierto. La abundancia de las algas verdes (especialmente en Ch.62b) asegura un medio muy somero (zona fótica). Hacia arriba, la fauna se restringe (Ch.64a), las algas desaparecen (Ch.64b), y los granos de glauconita se vuelven más abundantes, lo que indica una nueva tendencia a la profundización.

La microfauna es pobre, pero registra un nítido incremento del número y variedad de los palinomorfos (fig. 63).

Todas estas observaciones llevan a interpretar la segunda secuencia como de transgresión (profundización) en medio de plataforma carbonatada somera y abierta, aunque posiblemente un poco menos abierta que la secuencia anterior. A pesar del débil número de muestras, el contenido de C.O.T. parece seguir siendo débil ($< 0,15 \%$, fig. 63).

El paso a las Areniscas «T» no pudo ser observado, pero la presencia de areniscas extremadamente glauconíticas 2 o 3 metros por encima de la parte accesible de la sección parece indicar que estábamos cerca del tope de las Calizas «T».

V. LA SECCION DEL RIO UPANO EN TAYUSA (Fm Napo basal)

La sección del río Upano poco al Sureste de Tayusa presenta buenos afloramientos de las Calizas «C» y de las Lutitas de la Formación Napo basal (fig. 64), pero la sección es menos buena que la de Chinimbimi. Es muy comparable a esta última y será descrita de manera menos detallada.

1. Calizas «C»

Como en Chinimbimi, las Calizas «C» (0-12,5 m, fig. 64) presentan dos miembros.

1.a. Miembro inferior masivo

El miembro inferior (0-6,5 m) consiste en *Packstones* masivos bioturbados con bivalvos variados y amonites, de medio marino somero y abierto. En el

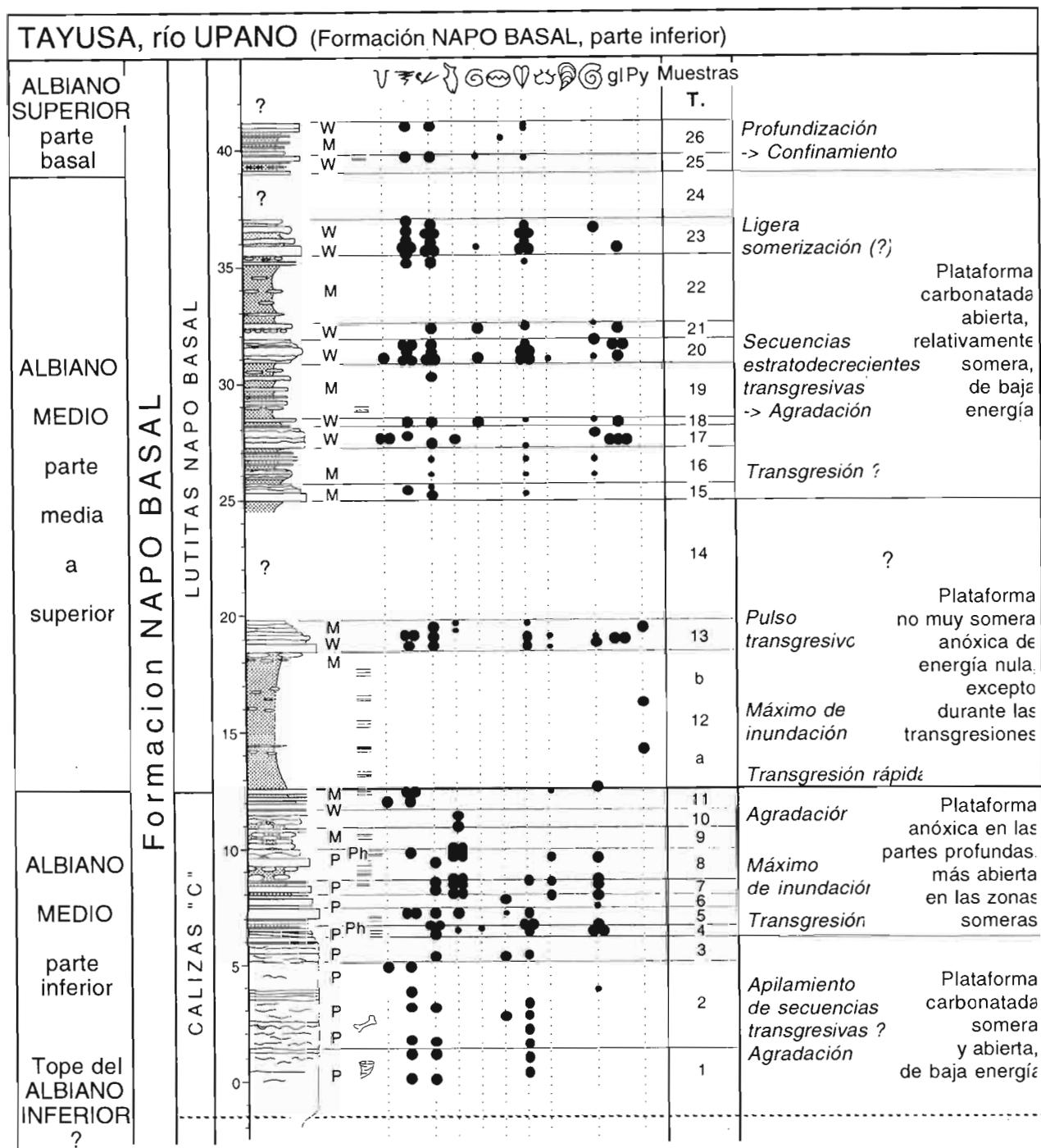


Fig. 64 : Descripción e interpretación sedimentológicas de la Formación Napo basal en la sección del río Upano en Tayusa.

metro 2,5 se observaron vertebras de un probable saurio. La parte superior parece ser parcialmente dolomitizada.

Las microfacies (94.T.1 a 94.T.3) presentan principalmente texturas *Packstone* de baja energía. La ocurrencia de algas, tanto verdes como rojas, y de pelets indica una muy somera profundidad de depósito. Esto está apoyado por la presencia en la parte inferior de abundantes huellas de disolución diagenéticas ligadas a emersiones. La fauna abundante y variada (equinodermos, inoceramus y otros bivalvos, braquiópodos, foraminíferos, bryozoarios, etc.) indica un medio marino abierto. Bioclastos rodados,

intraclastos y niveles locales de calcarenitas indican condiciones esporádicamente de alta energía. La ocurrencia de retrabajamientos (cuarzo detríticos, intraclastos) y glauconita sugiere un contexto transgresivo.

1.b. Miembro superior estratificado

Empieza con niveles calcareníticos biselados ricos en ostras, amonites y laminaciones horizontales (6-7 m). Sigue con bancos estratificados de calizas (*Packstones*?, 7-8,5 m) con abundantes restos de peces, amonites, escasos bivalvos (ostras) y posibles equinodermos que expresan una profundización del medio (9 m, fig. 64). Termina con una alternancia de

calizas negras laminadas a menudo nodulares y de lutitas negras (9-12,5 m). El tope de los bancos de caliza está cubierto por restos de peces y selacios (huesos y dientes) cementados en una lutita rica en materia orgánica, que representa probables hiatos sedimentarios ligados a transgresiones menores.

Las microfacies (94.T.5 a 94.T.11) confirman la alternancia de niveles de medio abierto (*Packstone* en la parte inferior, *Wackestone* más arriba) con bioturbaciones locales y fauna relativamente variada (peces, bivalvos gruesos, foraminíferos bentónicos, escasos equinodermos, etc.) y de micritas laminadas oscuras (*Mudstone*) de medio anóxico con escasa fauna planctónica (peces, foraminíferos planctónicos, bivalvos finos). Además, la presencia de *Wackestone* y *Packstone* con predominancia de organismos planctónicos indica una tasa de sedimentación muy reducida.

Este miembro consiste en un apilamiento de secuencias transgresivas. La transgresión llevó a una profundización del medio que alcanzó la profundidad de la capa anóxica del fondo de la cuenca.

2. Lutitas Napo basal

Las Lutitas Napo basal (12,5-25 m, fig. 64) no presentan buenos afloramientos. Por comparación con la sección de Chinimbimi, se puede distinguir tentativamente dos partes (inferior y media respectivamente).

2.a. Parte inferior

La parte inferior de las Lutitas Napo basal (12,5-25 m) consiste mayormente en lutitas negras laminadas, aparentemente sin fósiles, con escasas intercalaciones de calizas micríticas oscuras.

Un banco calcáreo bioturbado (18,5 m, fig. 64) presenta bivalvos finos, fragmentos de equinodermos y amonites. Pasa rápidamente hacia arriba a margas y luego lutitas, en forma estratodecreciente. Las bioturbaciones del tope del banco están rellenas por calcarenitas glauconíticas, que sugieren hiatos sedimentarios. Por lo tanto, está interpretado como la base de una secuencia transgresiva comparable a las observadas en la sección de Chinimbimi (banco de los 20 m de la fig. 62, por ejemplo).

2.b. Parte media

La parte superior de las Lutitas Napo basal de la sección de Tayusa (25-41 m) parece ser correlacionable con la parte media definida en Chinimbimi.

Consiste en secuencias estratodecrecientes de calizas y margas fosilíferas, localmente bioturbadas y con glauconita (fig. 64). La fauna comprende numerosos bivalvos pequeños no rotos, equinodermos, restos de peces, amonites, y escasos gasterópodos y bivalvos gruesos, que indican un medio mucho más abierto que la secuencia infrayacente. Pasan generalmente de manera progresiva a las lutitas y margas negras sobreyacentes.

Estas últimas son laminadas, están intercaladas con lentes o bancos delgados de caliza micrítica os-

cura y contienen escasos amonites. La ausencia de bioturbaciones y fauna indica un medio anóxico.

Las microfacies (94.T.15 a 94.T. 26) presentan texturas *Wackestone* con fauna poco abundante pero variada (bivalvos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, equinodermos, peces, bioturbaciones) de medio abierto y de baja energía. La presencia esporádica de algas indica una profundidad débil a moderada en la parte inferior, mientras que en la parte superior, la ocurrencia de espongiarios, calciesferas y foraminíferos planctónicos, así como de glauconita y fosfatización traduce una tendencia a la profundización (contexto transgresivo probable).

Estas alternancias representan muy probablemente secuencias debidas a transgresiones menores. Es posible que el último banco observado (39-41 m, fig. 64) pertenezca a la parte superior definida en Chinimbimi.

En conjunto, la parte media carbonatada de las Lutitas Napo basal parece representar un prisma de borde de plataforma, que desaparece hacia el Norte (está ausente en Misahuallí), y se desarrolla hacia el Sur (parte de la Fm Chulec del Norte del Perú).

VI. LA SECCION DEL RIO PAUTE EN MENDEZ (Areniscas «M-1» y basal Tena)

La sección del río Paute poco al Oeste de Méndez permite observar la transgresión de las Areniscas «M-1» y la transgresión marina «mayor» de la parte inferior de la Formación Tena (fig. 65).

1. Areniscas «M-1» (0 - 9 m)

El contacto entre las Lutitas Napo superior y Areniscas «M-1» no aflora. Las lutitas afloran más al Este en la orilla del río Paute a poca distancia de las areniscas. Las unidades no han podido ser datadas. Las Areniscas «M-1» presentan dos secuencias.

La parte visible de las Areniscas «M-1» empieza por un nivel masivo (≈ 5 m) de areniscas finas no muy seleccionadas, con estratificaciones oblicuas curvas de buena energía. La presencia de niveles lenticulares y la ausencia de canales y granos gruesos sugieren un medio marino costero (playa), más bien que fluvial. Hacia arriba, los *sets* de laminaciones se vuelven más delgados indicando una somerización o una disminución de la energía. Las corrientes son hacia el Oeste o Suroeste. Encima vienen dos pequeñas secuencias (≈ 1 m en total) de areniscas finas estratodecrecientes con ondulitas de corriente deci- y centimétricas y laminaciones horizontales, interpretadas como de medio tidal.

La segunda secuencia (5,5-9 m, fig. 65) comienza con 1 metro de areniscas gruesas bien seleccionadas, a veces lenticulares, ricas en óxido de hierro, que retrabajan cantos blandos de lutita roja. Los cuarzos son angulosos a subredondeados. Están interpretadas como depósitos transgresivos en medio de playa. Estas areniscas están sobreyacidas por lu-

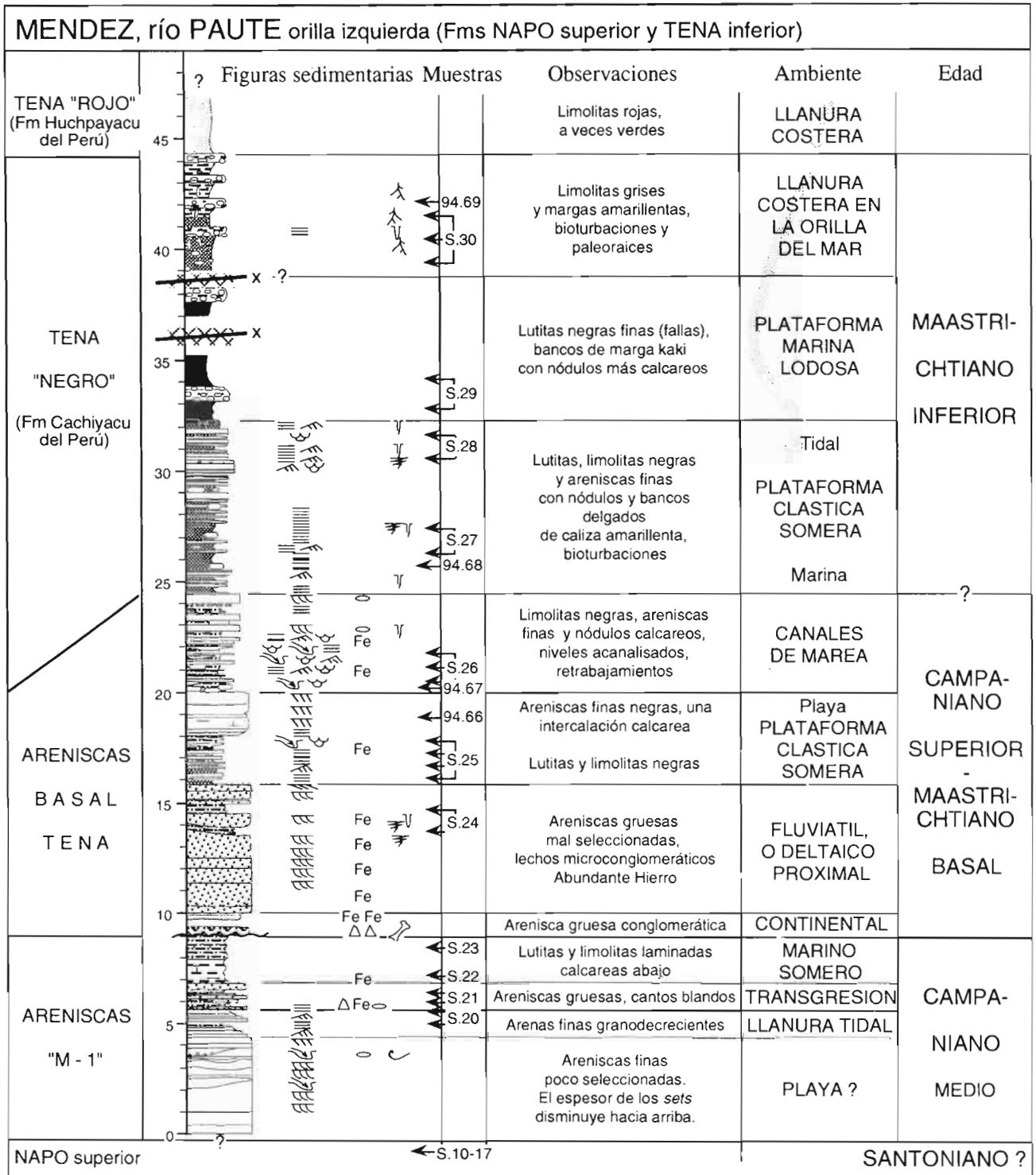


Fig. 65 : Descripción e interpretación sedimentológica de las Areniscas «M-1» y de la Formación Tena (parte inferior) en la sección del río Paute en Méndez.

titas y limolitas laminadas, calcáreas en la base e intercaladas con areniscas de grano fino en la parte superior. Representan los depósitos marinos someros del máximo de la transgresión campaniana (≈ 79,5 Ma según Haq et al. 1987).

En conjunto, las Areniscas «M-1» representan una secuencia de transgresión marina en la cual falta la parte superior (Prisma de Alto Nivel).

2. Areniscas Basal Tena (9 - 30,5 m)

La Formación Tena se inicia (9 m) con un nivel

de areniscas muy gruesas y conglomeráticas con elementos de cuarzo y lutitas. Sigue con 5 metros de areniscas de grano grueso poco seleccionado, con niveles microconglomeráticos, nítidamente granodecrecientes y ricas en hierro en la base. En la parte superior, presentan estratificaciones oblicuas curvas de alta energía (corrientes hacia el Oeste o Suroeste). Al tope (14 m) aparecen bioturbaciones. Las areniscas tienen las características de depósitos fluviales, o de llanura deltaica proximal que presentan indicios de energía nítidamente decreciente.

La parte mediana de las «Areniscas Basal Tena» (15,5-20 m, fig. 65) consiste en limolitas negras no calcáreas, intercaladas con delgados bancos de areniscas finas con pequeñas ondulitas de corriente, laminaciones horizontales y escasas *flaser-bedding*. Algunos bancos masivos de areniscas de grano medio tienen estratificaciones oblicuas (corrientes hacia el Oeste o ONO). El último banco masivo de arenisca negra de grano fino, bien seleccionada, presenta localmente un cemento calcáreo y tiene una intercalación delgada de caliza micrítica. Las figuras sedimentarias y el grado de energía indican una secuencia de somerización en medio de plataforma clástica, subtidal a intertidal, de energía moderada.

La parte superior de la unidad (20-32 m, fig. 65) consiste en dos secuencias grano- y estratocrecientes de lutitas y limolitas con nódulos calcáreos, y areniscas de grano fino en bancos delgados a menudo lenticulares y acanalizados.

* En la secuencia inferior (20-24,5 m, fig. 65), las figuras sedimentarias mecánicas incluyen laminaciones horizontales y ondulitas de corriente llegando a formar *flaser-beddings*. Los dos últimos bancos arenosos presentan laminaciones oblicuas curvas de mayor energía. Además se notan retrabajamientos de cantos blandos, figuras de erosión (*gutter casts*) y pequeños canales. Escasos niveles microconglomeráticos con base erosiva representan probablemente tempestitas. La presencia de nódulos calcáreos sugiere un medio marino, y las figuras sedimentarias indican que son depósitos de plataforma influenciada por corrientes de energía moderada, probablemente tidales. El aumento de la energía hacia arriba indica una tendencia a la somerización.

* En la secuencia superior (24,5-32 m, fig. 65), el grano es más fino, las calizas con matiz amarillenta más abundantes, aparecen bioturbaciones y desaparecen los canales y retrabajamientos, lo que indica una profundización del medio que se aleja de la zona de influencia de las mareas y tempestades. El aumento de la energía hacia arriba (aparición de *flaser-beddings*) indica también una secuencia regresiva desde medios subtidales hasta tidales.

Las microfacies (94.66 y 94.67) presentan micritas con solo cuarzo detrítico, escasas bioturbaciones y restos de vertebrados (peces?, o bivalvos o artrópodo grande?) que indican condiciones poco favorables a la vida.

En conjunto, las Areniscas Basal Tena representan un nivel típicamente transgresivo, con depósitos fluviales gruesos en la base (relleno de paleovalle) y sedimentos más finos y marinos al tope. Notemos que siendo gradual el paso con la unidad siguiente, el límite fue fijado de manera arbitraria.

3. La Formación Tena negra (32 - 39 m)

Las lutitas marinas de la parte inferior de la Formación Tena (Fm Cachiyacu del Perú) están falladas y no afloran bien. Consisten en lutitas negras finas no calcáreas, con escasas intercalaciones de margas

de color kaki, finamente detríticas (muscovita) con nódulos calcáreos rojizos (fig. 65). No se encontraron fósiles.

Constituyen el máximo de la transgresión marina de edad maastrichtiana inferior probable (73,5 Ma según Haq et al. 1987).

4. Formación Tena roja (39 - 50 m)

La sección se termina con 5 metros de margas grises y amarillentas sobreyacidas por 5 metros más de limolitas rojas.

La parte inferior presenta secuencias métricas estratocrecientes. Empiezan con lutitas grises poco calcáreas, finamente detríticas (cuarzo fino y muscovita) con nódulos calcáreos. Entre estos últimos, nódulos cilíndricos verticales están interpretados como paleoraices. Las secuencias terminan con bancos de margas amarillentas duras, poco bioturbadas, con nódulos calcáreos (fig. 65), que representan probablemente el resultado de una evolución pedogenética aérea (paleosuelo calcáreo o caliche). Esta parte inferior está interpretada como depositada en una llanura costera sometida a oscilaciones del nivel freático, probablemente controladas por variaciones del nivel marino. En láminas delgadas (94.68 y 94.69), se observa una micrita oscura finamente arenosa.

La parte superior es una sucesión monótona de lutitas y limolitas rojas con niveles verdosos de medio más típicamente continental aun que costero (Fm Huchpayacu del Perú). En lámina delgada (94.69), solo se observa una textura micrítica heterogénea finamente arenosa.

En conjunto, esta parte representa una sucesión típicamente regresiva, desde un medio marino somero a un medio continental costero.

VII. SECCIONES DE LA CARRETERA SANTIAGO-MORONA (zona «U» ? y Fm Napo superior).

1. Zona «U» ?

Los afloramientos de los km 7,7 y 7,8 (a partir del puente del río Yaupi, fig. 50) de la carretera Santiago-Morona fueron muestreados para la micropaleontología.

La breve sección del km 7,7 no fue datada. Sus características sedimentológicas hacen pensar que se trata de la zona «U». Presenta calizas arenosas que pasan hacia arriba a areniscas calcáreas muy glauconíticas, y luego a margas calcáreas de plataforma terrígena. La ausencia de figuras sedimentarias y fauna no permitió determinar precisamente el medio sedimentario, que parece ser marino somero y abierto.

El afloramiento del km 7,8 fue datado del Albiano superior-Cenomaniano. Corresponde al intervalo tope Caliza «B»-base zona «U». Incluye en su parte

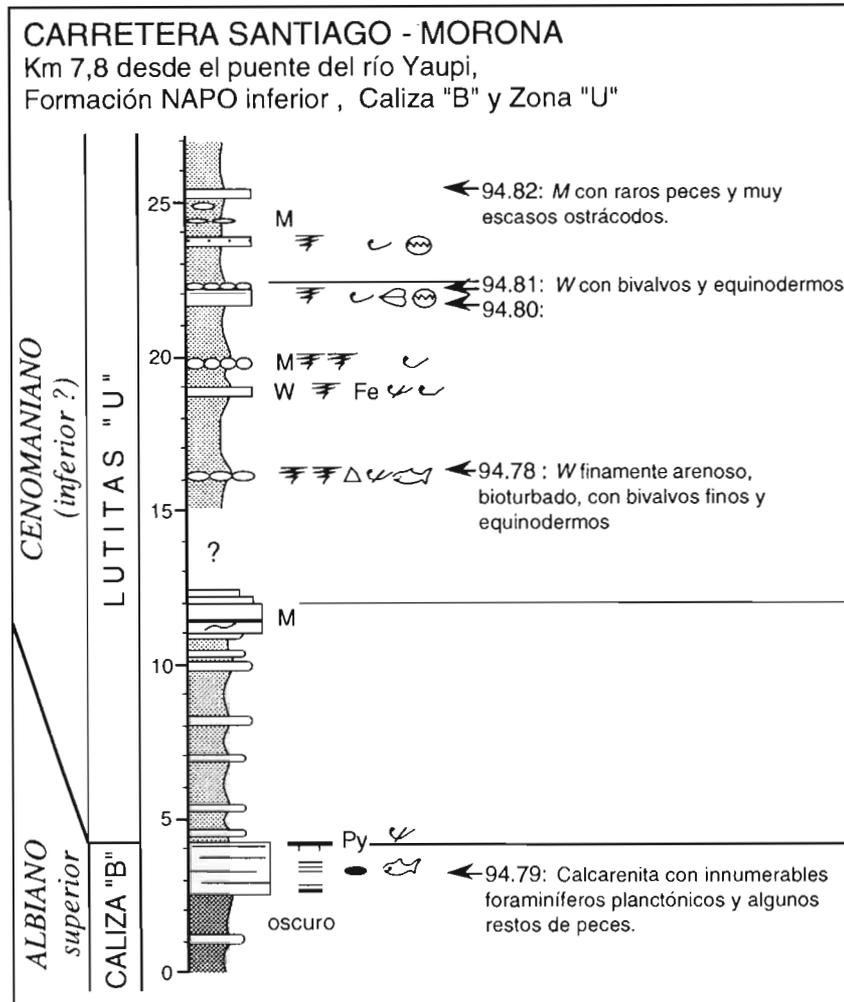


Fig. 66: Observaciones e interpretaciones sedimentológicas de la sección del km 7,8 de la carretera Santiago-Morona, tope Caliza «B» - base intervalo «U».

inferior bancos de calizas laminadas negras con restos de peces, que podrían representar las Calizas «B». El tope está cubierto por una superficie endurecida que representa una discontinuidad sedimentaria importante (hiato, fig. 66).

Encima vienen lutitas calcáreas que alternan con calizas micríticas grises fosilíferas a menudo bioturbadas. Contienen ostrácodos, restos de peces, ostras (generalmente al tope), bivalvos variados y escasos intraclastos. La presencia de restos de peces hace pensar en la zona «U» de la cuenca ecuatoriana, mientras que las lumaquelas de ostras en el tope de los bancos recuerda a la secuencia cenomaniana del Norte del Perú (Gp Quilquiñan, Benavides 1956, Jaillard 1987).

Este afloramiento presenta una facie intermedia entre los depósitos anóxicos de la cuenca oriental ecuatoriana, y los sedimentos de plataforma terrígena abierta y somera (grietas de desecación) del Perú. Sugiere que la lutitas anóxicas de la zona «U» son depósitos someros.

2. Formación Napo superior

El afloramiento del km 3,5 (desde el puente sobre el río Yaupi) es interesante de un punto de vista sedimentológico, a pesar de no haber sido levantado en forma de columna. Consiste en lutitas, margas y calizas margosas bioturbadas y fosilíferas. Estas contienen bivalvos variados, gasterópodos y microfósiles, así como equinodermos y amonites que permitieron datarlas del Santoniano.

La asociación faunística indica claramente un medio marino abierto (bioturbaciones, fauna variada y abundante) que contrasta con las condiciones restringidas y anóxicas que reinaban más al Norte. Esta observación indica que la cuenca estaba abierta hacia el Sur o el Suroeste en dirección del Norte del Perú, y que la parte Sur de la cuenca oriental ecuatoriana estaba sometida a influencias más claras del mar abierto. Además, la ausencia o escasez de material detrítico grueso (arenisca) indica que la tectónica estaba todavía débil en esta zona y en este entonces.

CAPITULO II

SEDIMENTOLOGIA DE LOS NUCLEOS

ESTUDIADOS POR EL CONVENIO ORSTOM-PETROPRODUCCION

El estudio de los núcleos de pozos, almacenados en la litoteca de San Rafael es un complemento importante del estudio sedimentológico de la serie oriental, ya que en la cuenca amazónica, no existen afloramientos que permitan el estudio directo de las formaciones cretácicas. Por otro lado, el núcleo presenta una sección continua y bien expuesta que permite observaciones de detalle a pequeña escala. En fin, permite apreciar los cambios laterales en los medios o facies sedimentarios, con respecto a las secciones de la zona subandina.

Pero, en cambio, un núcleo no permite darse una idea completa de la evolución sedimentaria de una unidad sedimentaria excepto si es bastante largo. Sin embargo, esta desventaja puede ser parcialmente compensada por el análisis del registro eléctrico de la formación en el pozo correspondiente. Por fin, no permite complementar la interpretación mediante observaciones adicionales a lo largo del afloramiento como es el caso en el campo.

En todo caso, constituye una herramienta preciosa y complementaria del estudio de secciones de campo: mientras que las secciones de campo permiten apreciar las evoluciones y secuencias, los núcleos permiten refinar los medios y ambientes sedimentarios.

El estudio presentado es necesariamente parcial, ya que no está asociado con el análisis de los registros correspondientes (excepto V.-H. Ruales), y tiene un número limitado de núcleos, que no permite siempre tener una idea general del medio y de la evolución de la unidad sedimentaria considerada.

I. FORMACION HOLLIN

La Formación Hollín solo fue estudiada en el núcleo de Cononaco-20, analizado por M. Lascano (fig. 67). La sección, bastante monótona, parece ser organizada en secuencias de grano y energía ligeramente decreciente, pero sin evolución vertical notable. Dado el contexto general de depositación de la Formación Hollín, es probable que se trate de depósitos fluviales entrelazados de moderada energía.

II. FORMACION NAPO BASAL

1. Arenisca basal

La Arenisca basal de la Formación Napo basal

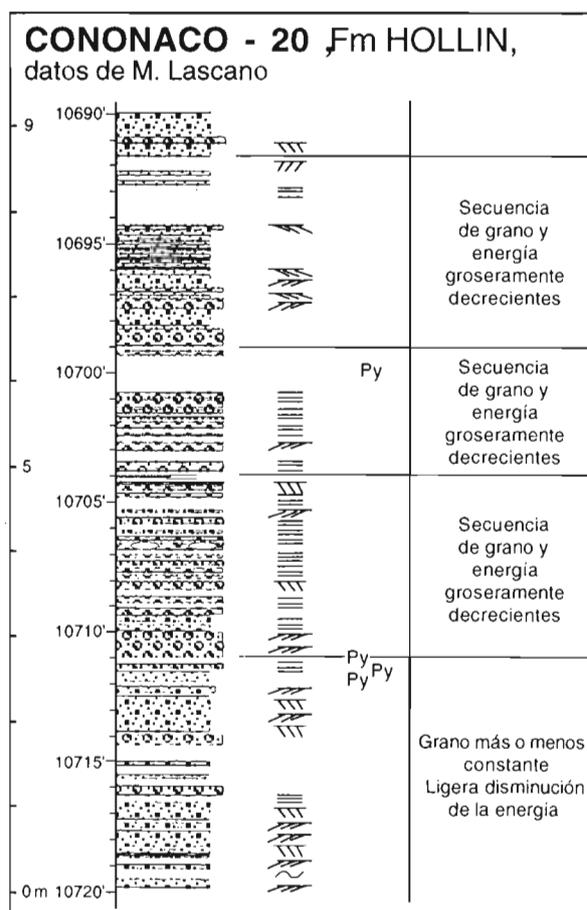


Fig. 67: Descripción del núcleo de la Formación Hollín en el pozo Cononaco-20 (observaciones de M. Lascano).

(fig. 68) fue estudiada según los datos y fotos del informe preparado por Labogeo (1993) para el pozo Sacha-126. La sección no presenta una evolución vertical notable, sino una ligera granodecrecencia asociada con un incremento de la bioturbación y una disminución de la energía promedio de depósito entre 9875' y el tope. La aparición sucesiva de glauconita (9875'), abundantes bioturbaciones (9851') y moluscos (9831') evidencia una tendencia transgresiva (fig. 68).

La parte inferior está marcada por depósitos finos bioturbados de energía débil y medio confinado, sin fauna marina ni glauconita. Pueden corresponder a depósitos de lagoon o pantano, pero el grado continuo de energía (ondulitas) sugiere un medio de plataforma marina somera.

La parte mediana está caracterizada por cuerpos arenosos glauconíticos de grano y energía decrecientes asociados con niveles más finos bioturbados

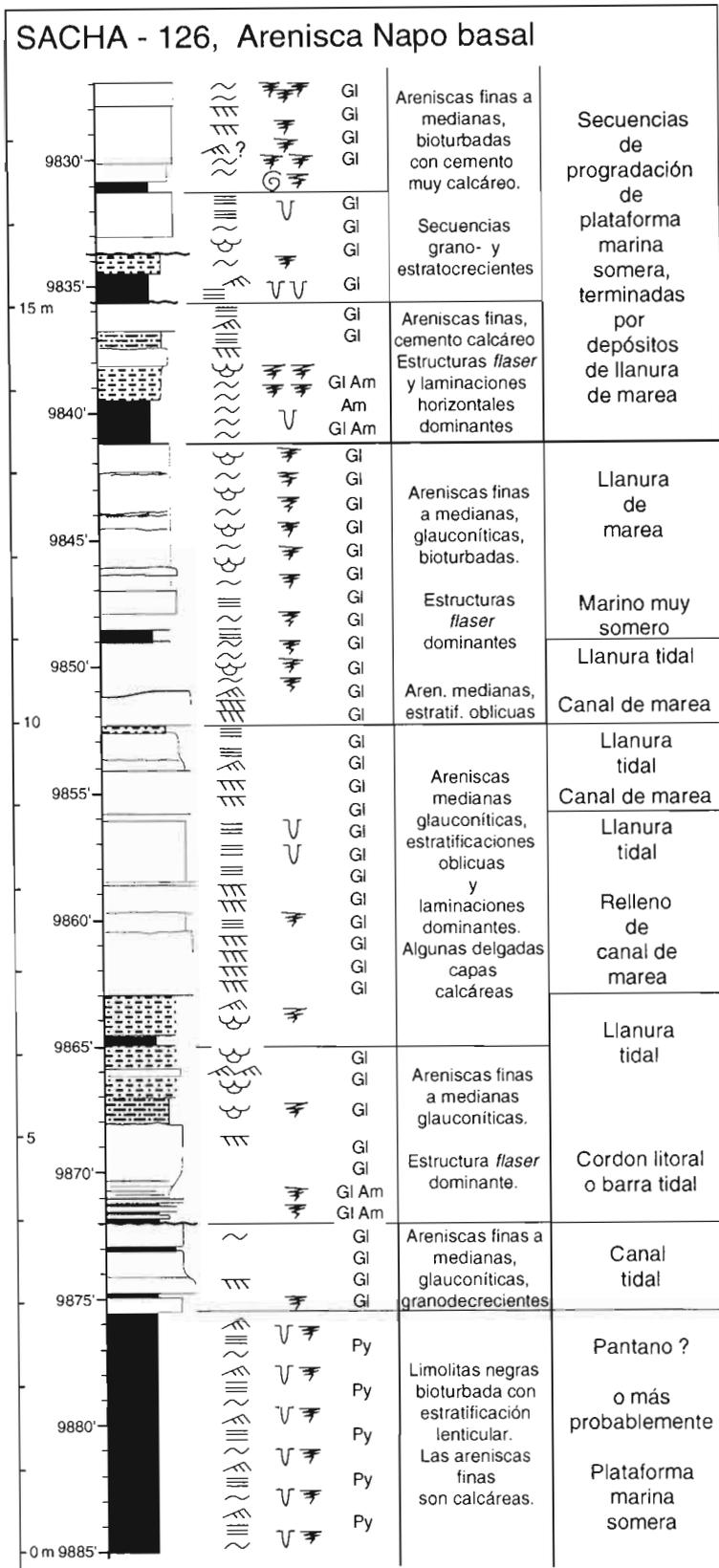


Fig. 68 : Descripción e interpretación del núcleo de la Arenisca Napo basal del pozo Sacha-126, según datos de Labogeo (1993).

con estructuras flaser, que sugieren un medio tidal. Las barras arenosas representarían canales tidales.

La parte superior presenta características de medio marino más abierto (bioturbaciones, gasterópodo ?, fig. 68) y secuencias granocrecientes de pro-

gradación, que se puede atribuir a la migración de barras tidales o cordones litorales, o más bien a la progradación de llanuras tidales arenosas.

2. Areniscas «T»

Las Areniscas «T» de la base del Albiano superior fueron estudiadas primero en Auca-35 durante una práctica de curso, y luego en los pozos Sacha-126 y Puma-2 (según datos y fotos de Labogeo, 1993), en Auca-37 y Cononaco-20 con la colaboración de M. Lascano, en Conga-2 con la colaboración de J. Toro, y en Secoya-27, Huito-1 y Yuturi-1.

2.a. Puma-2

El núcleo de Puma-2 (≈ 18 m, fig. 69) es mayormente arenoso. Está caracterizado por una evolución general grano- y estratocreciente y por la superposición de secuencias menores granodecrecientes con base erosiva de relleno de canal.

La parte inferior de areniscas finas bioturbadas, algo calcáreas y glauconíticas con energía moderada, puede ser una barra tidal. La parte mediana, constituida por rellenos de canales superpuestos, de energía moderada a débil, es poco glauconítica y de energía decreciente. Puede representar canales de marea (fig. 69). Finalmente, la parte superior que comprende lechos arcillosos negros, restos carbonosos y un canal relleno por areniscas calcáreas y bioturbadas, sería la parte interna de la llanura deltaica.

Si es el caso, tendríamos una tendencia regresiva para la Arenisca «T», con barras tidales de frente deltaico abajo y llanura deltaica al tope. Notemos que en esta sección, los aportes del río son débiles (ausencia de areniscas conglomeráticas y de indicios de alta energía), el papel de las olas no es sensible y parece que solo actuaron las mareas.

2.b. Cononaco-20

En el núcleo de Cononaco-20, tenemos probablemente la parte inferior de la unidad, ya que se observan calizas fosilíferas en la base que corresponden probablemente a las Calizas «T» (fig. 70). La sección (≈ 9 m) está caracterizada por dos secuencias estrato- y granocrecientes, de energía creciente hacia arriba, que traducen cada una y en conjunto, una somerización y la progradación de un sistema clástico, de tipo del-

taico.

La presencia de restos vegetales (hojas, carbón, ámbar) indica la proximidad de una tierra emergida. El color negro, la abundante piritita y la ausencia de bioturbaciones en la 1° secuencia traducen un medio

confinado, aún anóxico en la parte más profunda de la sección. En la parte mediana, una caliza arenosa está interpretada como un depósito de bahía interdistributaria. En la parte superior, las bioturbaciones indican un medio más abierto, mientras que las figuras de energía débil a moderada y la progradación de una barra arenosa más masiva traducen una nítida somerización. Cerca al tope, una superficie erosiva con cantos y estratificaciones oblicuas de buena energía representa la base de un relleno de canal.

La base de la sección (glauconita) registra una transgresión importante encima de las calizas de plataforma abierta. Luego, si adoptamos el modelo sedimentario de un delta, el medio evoluciona desde lutitas de prodelta distal abajo, hasta un medio de llanura deltaica al tope, mediante secuencias de progradación de frente deltaico con barras de desembocadura distales (fig. 70).

2.c. Auca-37

La sección del pozo Auca-37 (≈ 9 m, fig. 71) es comparable a la de Cononaco-20, con las diferencias siguientes : (1) el medio es más proximal en promedio (estamos posiblemente más altos en la formación), (2) el medio es más abierto (bioturbaciones), (3) ocurre un pulso transgresivo notable (10042') que no aparece en Cononaco-20 y (4) la glauconita es abundante en las areniscas calcáreas acanalizadas de la parte superior. Estas últimas, bien seleccionadas, con restos de bivalvos, están organizadas en secuencias granodecrescentes con base erosiva y figuras de energía moderada, que pueden ser interpretadas como rellenos de canales de marea.

Como en Cononaco-20, la sección está dominada por una tendencia regresiva (somerización) debida a la progradación de un sistema clástico somero dominado por mareas (fig. 71).

2.d. Sacha-126

La sección (≈ 9 m) es típicamente grano- y estratocreciente,

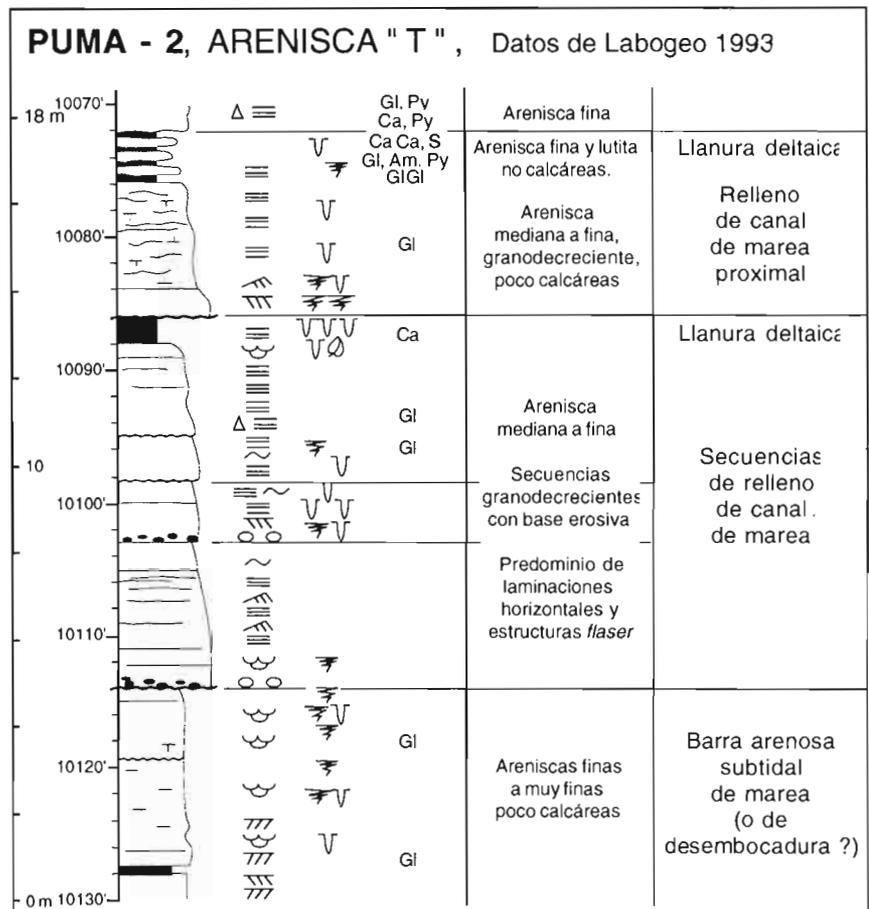


Fig. 69 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «T» del pozo Puma-2, según datos de Labogeo 1993.

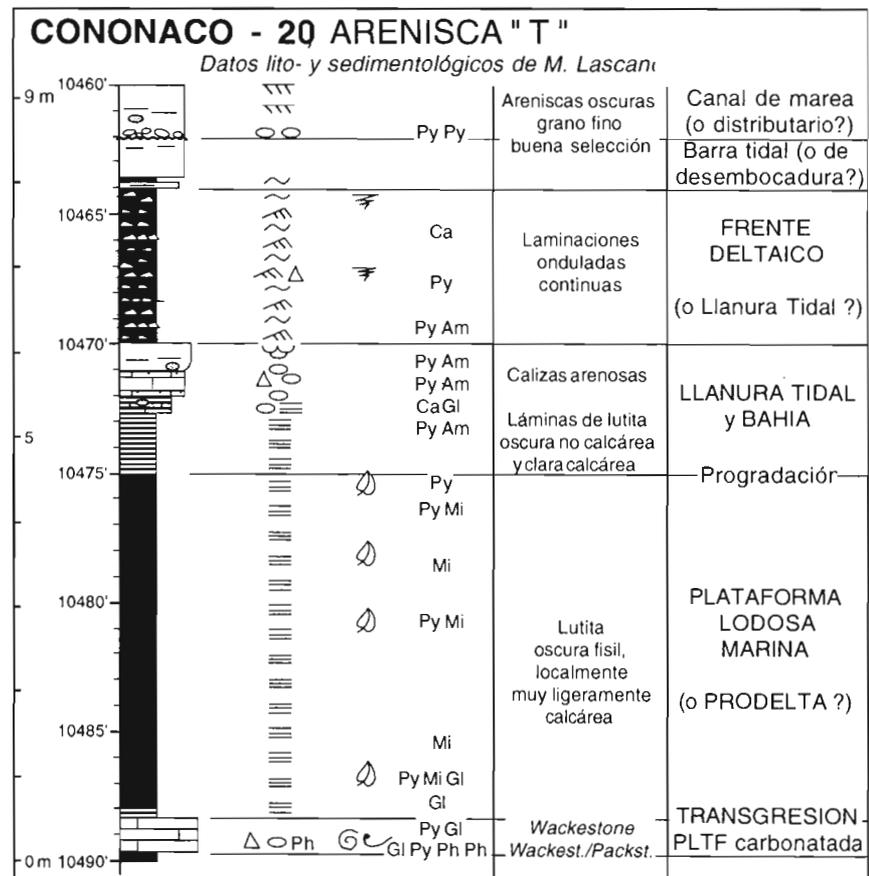


Fig. 70 : Descripción e interpretación del núcleo de la Arenisca «T» en el pozo Cononaco-20, según datos de M. Lascano.

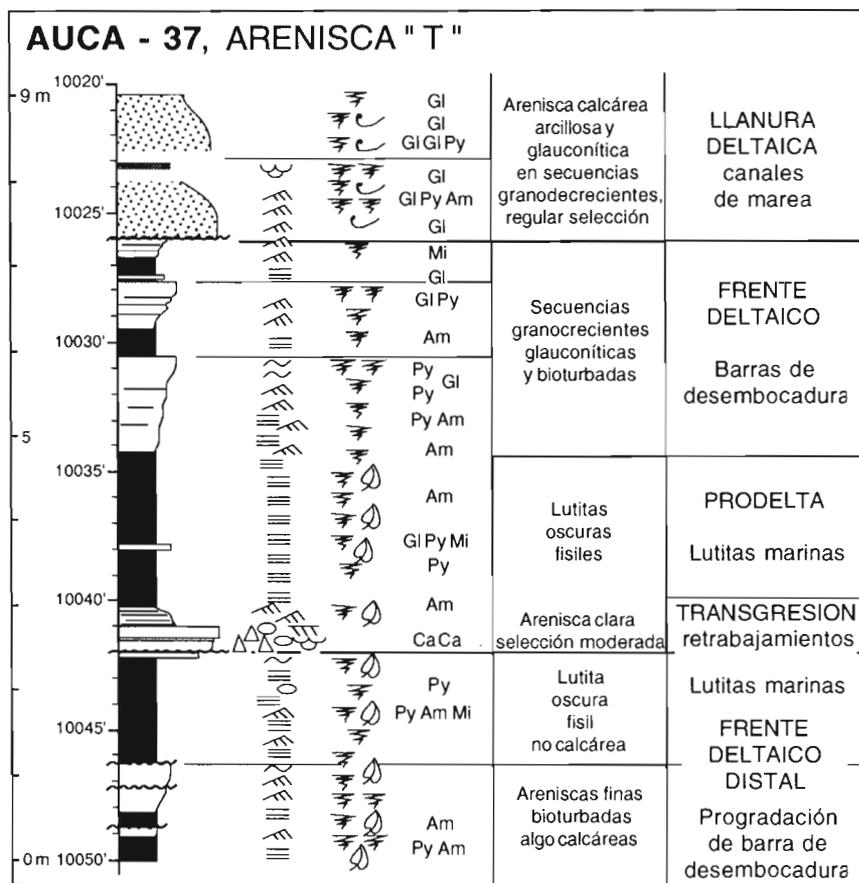


Fig. 71 : Descripción e interpretación del núcleo de la Arenisca «T» en el pozo Auca-37:

En conjunto, esta parte de las Areniscas «T» de Sacha-126 presenta una evolución regresiva (somerización) con un posible pulso transgresivo en la mitad.

2.e. Conga-2

El núcleo del pozo Conga-2 (≈ 9 m, fig. 73) comprende dos secuencias de progradación de un sistema clástico marino, terminado por depósitos de playa.

Cada secuencia empieza con lutitas marinas negras no calcáreas, laminadas, ricas en pirita, que se enriquecen hacia arriba en areniscas finas poco bioturbadas con ondulitas de corriente. El paso a las areniscas es abrupto (10136,5' y 10113,5', fig. 73), y representa probablemente la profundidad de influencia de las olas de buen tiempo o de la zona de rompiente. Las areniscas son de grano fino a medio, glauconíticas, y caracterizadas por estructuras de *flaser-beddings* y *herring-bones* que caracterizan la zona de vaivén de las olas y mareas en una playa clástica de baja ener-

y presenta figuras de energía creciente hacia arriba. La evolución y el medio son comparables a los de Auca-37, pero la secuencia es más arenosa en conjunto. El número de palinomorfos (entre otros *Deltoidospora* sp.) disminuye hacia arriba (fig. 72), lo que puede reflejar sea un ambiente más continental, sea una mayor energía de depósito que impide su conservación.

La parte inferior, estrato- y granocreciente es una secuencia de progradación en la cual microforaminíferos indican un medio marino. La parte mediana, de buena energía (grano mediano, estratificación oblicua) es más bien de grano y energía decreciente. La parte superior tiene figuras hidrodinámicas comparables a las de la parte media, pero la energía es más débil (fig. 72). Las areniscas calcáreas y glauconíticas son de grano fino, el medio es abierto y no se observan estructuras de canal. Por lo tanto, estas dos secuencias podrían representar barras tidales.

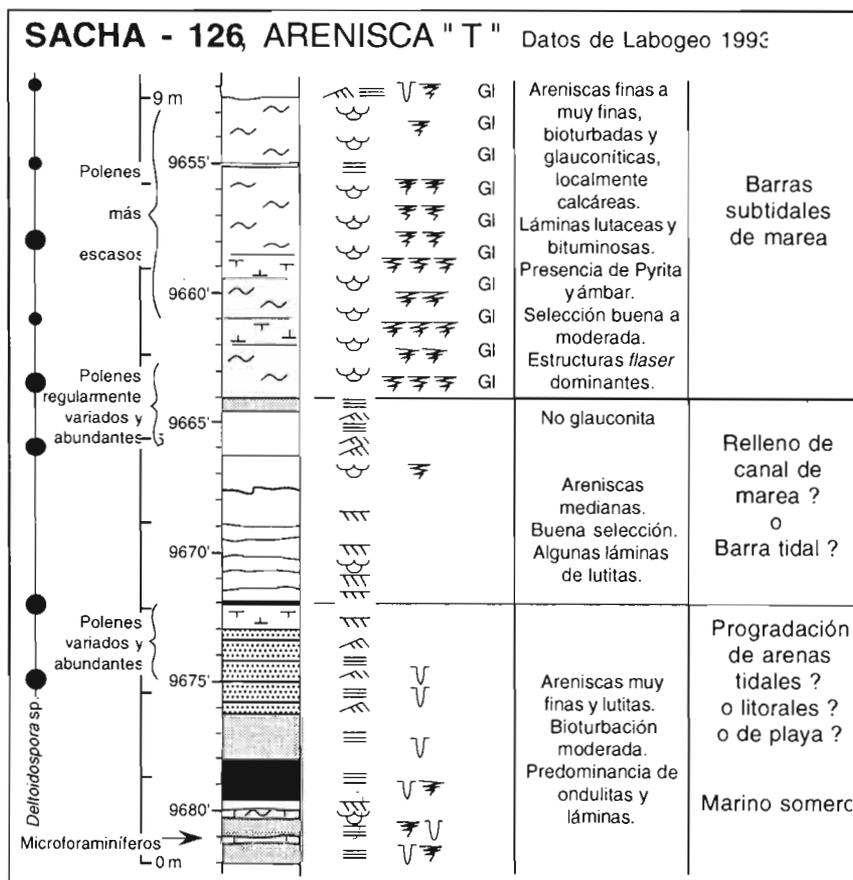


Fig. 72 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «T» del pozo Sacha-126, según datos de Labogeo (1993).

arenosas progradantes que caracterizan generalmente el frente deltaico, y traducen la deposición de arenas en la desembocadura de los ríos. Por lo tanto, al igual que en Sacha, Puma o Cononaco, las influencias fluviales parecen ser muy débiles.

El núcleo superior presenta una evolución de energía y grano decrecientes.

Su parte inferior presenta figuras de alta energía, pero el medio es difícil caracterizar, debido a la ausencia de evolución. Parece tratarse de depósitos de playa. Las areniscas glauconíticas de grano mediano de la parte mediana (7536'-7527', fig. 75) presentan retrabajamientos de cantos arcillosos, ondulitas de corriente y laminaciones onduladas que sugieren un medio de playa. La energía decrece hacia arriba. La parte superior, glauconítica y bioturbada, presenta figuras de energía débil. Está interpretada como un depósito marino de plataforma clástica somera. La tendencia general de la parte superior es transgresiva, con un máximo de transgresión cerca al tope (7525'-7527', fig. 75).

2. h. Huito-1

La sección de Huito-1 (≈ 9 m, fig. 76) está constituida por secuencias granodecipientes de grano grueso.

La parte inferior consiste en areniscas glauconíticas bioturbadas con escasos restos de bivalvos. Están organizadas en secuencias levemente granodecipientes de energía moderada (*flaser-bedding* dominante) con base erosiva y frecuentes retrabajamientos (cantos blandos). Pueden ser interpretadas como rellenos submarinos de canales de marea. Termina (9488'-9483') con areniscas finas probablemente de medio tidal.

La parte superior consiste en secuencias granodecipientes de conglomerados y areniscas gruesas con figuras de buena energía y cantos blandos de lutita, que representan rellenos de canales probablemente formados y utilizados por las mareas (fig. 76). El tope no presenta características nítidas.

La presencia de estructuras estromatolíticas rojas sugiere un medio somero y esporádicas condiciones de muy baja energía.

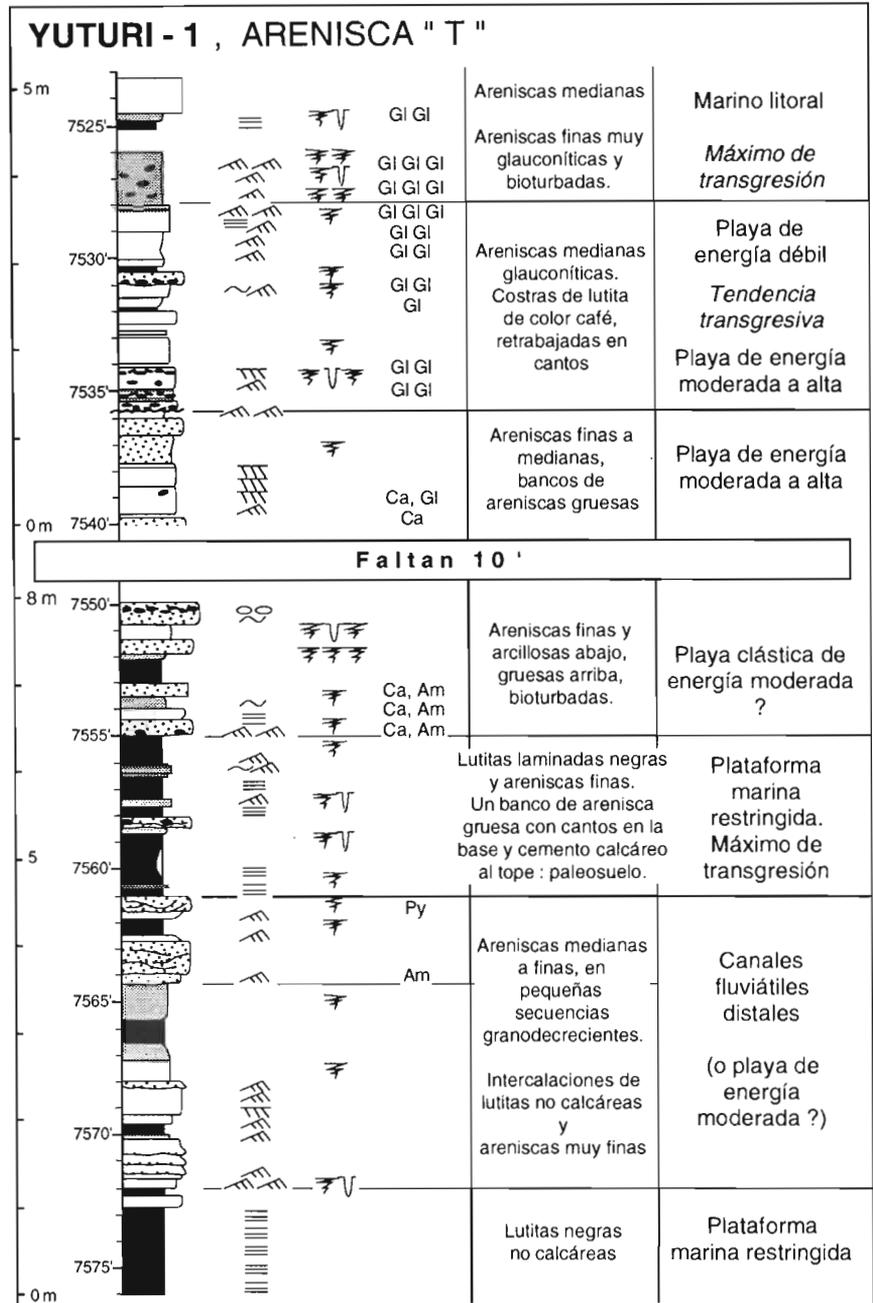


Fig. 75 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «T» del pozo Yuturi-1.

2.i. Síntesis de los núcleos de Areniscas «T»

Los núcleos estudiados presentan dos tipos de medio sedimentario y evolución, ya reconocidos en las secciones del río Misahuallí y Pungarayacu-30.

Los primeros consisten en depósitos más bien finos sin glauconita, con predominio de restos vegetales, en secuencias regresivas grano- y estratocrecientes, interpretados como el resultado de una progradación. Los cuerpos progradantes pueden ser interpretados como sistemas de tipo deltaico con muy escasos aportes detríticos, es decir con muy poca influencia fluvial, lo que es poco compatible con el concepto de delta. En una otra interpretación, se trataría de plataformas lodosas / clásticas costeras con influencias continentales relativamente débiles.

Los segundos son depósitos glauconíticos más

gruesos, de energía mayor, con escasa fauna marina, en secuencias más bien grano- y estratodecrescentes. Están interpretados como depósitos de playa, o arenas litorales ligadas a corrientes de marea, en ambiente más bien transgresivo.

En ambos casos, las influencias continentales (ríos, influjo detrítico) son débiles a casi nulas, y el papel de los agentes marinos (olas, oleaje, corrientes, tempestades) juegan un papel muy débil, excepto las mareas y localmente las olas. Por lo tanto, la topografía regional de la cuenca debía ser muy llana, con débil pendiente de los ríos, poca erosión y un amortiguamiento importante de los factores energéticos marinos. Aún que con amplitud amortiguada, las mareas actuaban un papel importante debido a que, la pendiente siendo muy baja, su vaivén se extendía sobre largas distancias, induciendo una alta velocidad de las corrientes en la zona de flujo y reflujos.

En cuanto a la evolución sedimentaria general de las Areniscas «T», falta estudiar los registros eléctricos correspondientes para determinar si las tendencias regresivas y transgresivas dominan en la base o al tope. En Misahuallí y Pungarayacu-30, las Areniscas «T» empiezan por una transgresión y terminan por una regresión, pero en este tipo de depósitos someros, los cuerpos arenosos pueden ser lenticulares y escalonados en el tiempo y el espacio. Sin embargo, se nota la frecuencia de las secuencias de progradación (deltaica o de plataforma clástica), lo que no es el caso de las otras unidades arenosas de la cuenca.

III. FORMACION NAPO INFERIOR

1. Las Calizas «B»

Las Calizas «B» fueron estudiadas en Bermejo Sur-2 y Charapa-4 según los datos de M. Rivadeneira que incluyen el estudio de las microfácies en láminas delgadas, así como en el pozo Charapa-3.

1.a. Bermejo Sur-2

La sección (≈ 9 m) consiste en una alternancia de calizas laminadas y calizas arcillosas mayormente de color oscuro (fig. 77).

En la parte inferior, las calizas son relativamente abundantes, con niveles claros, contienen numerosos bioclastos y presentan una intercalación de caliza masiva rica en bivalvos variados. En las partes

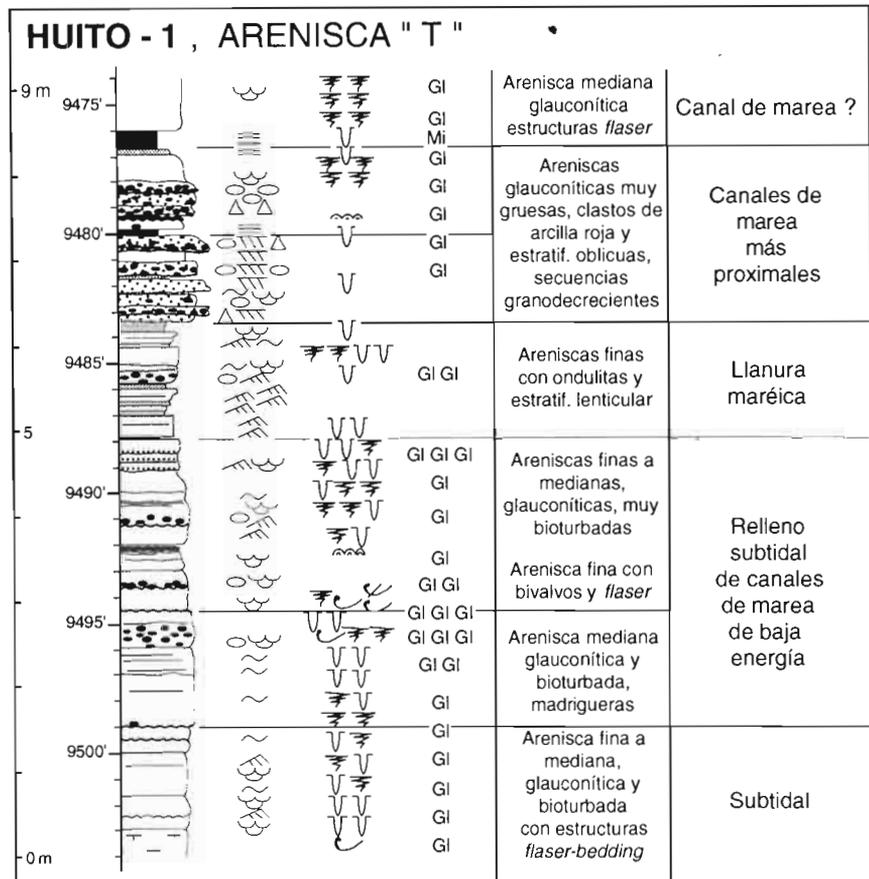


Fig. 76 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «T» del pozo Huito-1.

media y superior, se observa un predominio de calizas arcillosas laminadas, oscuras a negras, con solo algunos moluscos y bioclastos (fig. 77).

En todo el núcleo, la ausencia de bioturbaciones y el predominio de fauna pelágica indican un medio anóxico en el fondo de la cuenca, que impedía la vida bentónica. La evolución vertical indica un confinamiento creciente hacia arriba. Ya que la anoxia caracteriza la parte profunda de la cuenca, el aumento del confinamiento corresponde probablemente a una profundización.

1.b. Charapa-4

El núcleo (≈ 6 m) consiste en calizas oscuras mayormente masivas (fig. 78) que parecen provenir de la base de las Calizas «B» s.s..

En la parte inferior aparecen niveles con intraclastos de caliza fosilífera («Caliza masiva» de la base?), cantos fosfatados y bioclastos, interpretados como pulsos transgresivos (Rivadeneira 1994). La parte media presenta escasos niveles de carbón, laminaciones, ondulitas y escasos bivalvos, que indican un medio no totalmente anóxico. La parte superior solo contiene foraminíferos y laminaciones no destruidas por bioturbación, lo que indica condiciones anóxicas en el fondo. Por lo tanto, la evolución vertical observada en Charapa-4 corresponde también a una profundización y confinamiento del medio.

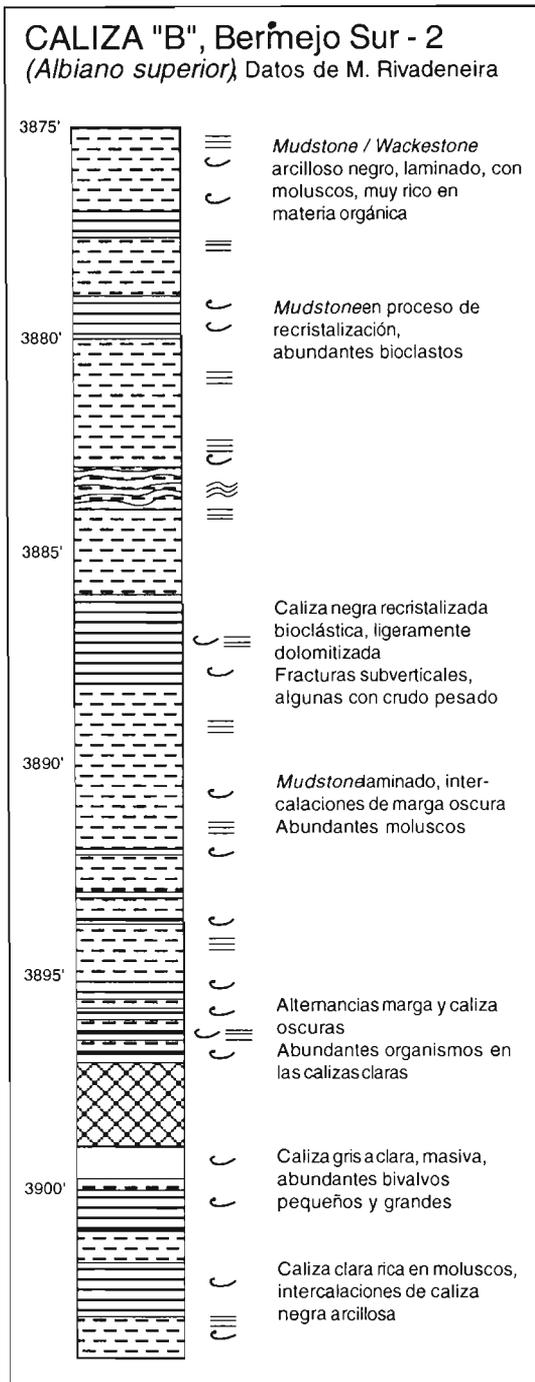


Fig. 77 : Descripción del núcleo de Calizas «B» de Bermejo Sur-2, según Rivadeneira (1994).

1.c. Charapa-3

El núcleo de las Calizas «B» en Charapa-3 presenta calizas laminadas ricas en pirita que contienen mayoritariamente restos de peces, bivalvos finos pelágicos («filamentos») y foraminíferos, lo que indica un medio sub-anóxico (fig. 79).

De manera general, la fauna (bentónica y pelágica) y los cantos disminuyen hacia la parte superior, donde dominan calizas negras laminadas. Esto confirma la tendencia a la profundización observada en los núcleos anteriores.

En el detalle, se reconocen dos discontinuidades menores (9955'/56' y 9949', fig. 79) que dividen el

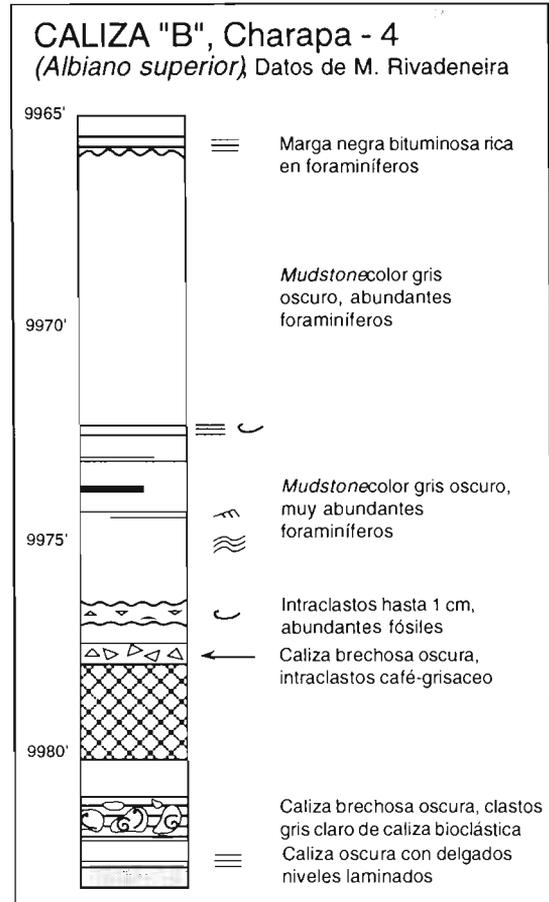


Fig. 78 : Descripción del núcleo de Calizas «B» de Charapa-4, según M. Rivadeneira (1994).

núcleo en tres partes. La parte inferior, laminada se vuelve más abierta hacia el tope (presencia de bivalvos bentónicos y bioturbaciones). La fauna bentónica solo aparece en la base y al tope de la parte mediana, y en la base de la parte superior.

Por lo tanto, estas discontinuidades están interpretadas como condensaciones que ocurren durante transgresiones eustáticas menores, cuando el ascenso del nivel marino es más rápido. En estas épocas, los factores marinos (corrientes, olas, mareas) logran entrar en la cuenca y provocan la apertura del medio sedimentario. Luego, cuando el nivel marino sube más lentamente o aún empieza a bajar, la acumulación sedimentaria contribuye a la somerización del medio, los factores marinos ya no entran en la cuenca/plataforma, y el medio sedimentario se vuelve cada vez más confinado, hasta anóxico.

1.4. Síntesis del estudio de las Calizas «B»

Las Calizas «B» se depositaron en una plataforma lodosa, ligeramente carbonatada, no muy somera (tampoco muy profunda) y generalmente anóxica. Si comparamos con las secciones de Misahuallí-Ongota y Pungarayacu-30, la base está marcada por una transgresión importante, posiblemente visible en Charapa-4. Luego, la evolución vertical dominante es una ligera profundización (transgresión ?).

La alternancia de lutitas o margas negras anóxicas s.s. y de calizas margosas más claras de medio

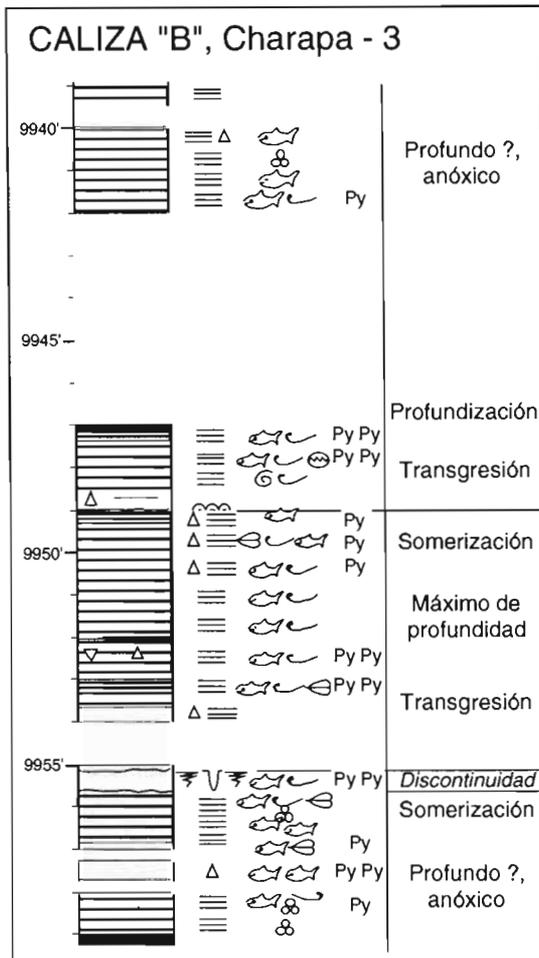


Fig. 79 : Descripción e interpretación del núcleo de Calizas «B» del pozo Charapa-3.

menos restringido parece ser debida a las oscilaciones eustáticas menores, que explican la ingresión periódica en la cuenca anóxica de los factores energéticos del mar abierto durante las transgresiones. Sin embargo, no es claro si las facies menos anóxicas están solo ligadas a transgresiones, o si también ocurren durante períodos de somerización.

2. Las Areniscas «U»

Las Areniscas «U» fueron estudiadas en Huito-1, Sacha-126 y Puma-2 con los datos de Labogeo (1993), en Payamino-15 y Auca-37 con M. Lascano, en Victor-Hugo Ruales 1, 3, 6 y 8 en colaboración con C. Dávila, y en Guanta-10.

2.a. Auca-37

La sección del pozo Auca-37, ubicada al Oeste de la cuenca, es mayormente arcillosa (fig. 80). Cuatro pulsos transgresivos nítidos fueron identificados.

La parte inferior presenta calizas de medio abierto y somero (Caliza «U», 9803-9802'). Una transgresión está marcada por niveles de calizas arenosas ricas en glauconita y cantos fosfáticos, que pasan a lutitas negras de plataforma clástica de baja energía.

Un nuevo pulso transgresivo está marcado por la discontinuidad de base de un conglomerado con cemento calcáreo (9798-9799') que representa quizá un depósito de playa. Sigue una nueva secuencia de

plataforma clástica lodosa. Las areniscas sobreyacentes, depositadas en una playa de energía moderada (9792-9790') representan sea el término regresivo de la plataforma, sea los depósitos costeros de una nueva transgresión.

La secuencia de plataforma sobreyacente termina con depósitos de ante-playa (9786-9784'). Una nueva transgresión da paso a depósitos de plataforma clástica somera (influencia de las olas) cuya progradación llega a niveles de depósitos de playa de baja energía o llanura tidal (9777'; ≈ 9771' y ≈ 9767'). El último banco presenta grietas de desecación.

Una transgresión importante está marcada por areniscas conglomeráticas (playa ?, 9766-9765', fig. 33) sobreyacidas por lutitas de plataforma marina.

La secuencia está marcada por dos tipos de bancos clásticos. Los primeros (9795,5', 9792', 9766') son gruesos con cantos o clastos y presentan una discontinuidad basal. Están interpretados como depósitos de transgresión, de medio sea fluvial, sea costero. Los segundos presentan figuras sedimentarias de energía moderada, una buena selección y contactos basales gradacionales. Rematan secuencias grano y estratocrecientes que resultan de la progradación de la plataforma clástica (9784', 9776', 9771' y 9766', fig. 80).

En Auca-37, los depósitos que corresponden a una transgresión o profundización representan ≈ 45 % del espesor. Esta observación apoya la interpretación según la cual las Areniscas y Calizas «U» de Misahuallí y Pungarayacu-30 representan depósitos agradantes debidos a pulsos transgresivos repetidos.

2.b. Sacha-126

La sección de Sacha-126 es una secuencia (≈ 9 m, fig. 81) de grano y energía decrecientes.

La base arcillosa contiene abundantes palinomorfos que sugieren un medio marino somero. Las areniscas sobreyacentes bien seleccionadas presentan estratificaciones oblicuas de buena energía. En la parte media, las areniscas bien seleccionadas son de menor energía; y bioturbaciones, lentes de arcilla y palinomorfos se vuelven más abundantes en la parte superior. En la parte superior, limolitas negras y areniscas finas a medianas contienen abundantes pólenes, bioturbaciones e indicios de energía débil a moderada (fig. 81).

En toda la sección, la buena selección del grano sugiere la intervención de factores de energía continua, más bien marinos (más probablemente mareas). La sección está interpretada como una secuencia de transgresión de relleno de paleovalle, caracterizada por una evolución retrogradante desde medios continentales proximales hasta marinos someros.

2.c. Payamino-15

La discontinuidad de base de las Areniscas «U» es visible en este núcleo (fig. 82), que presenta una evolución ligeramente granodecreciente.

Las calizas de la base presentan facies de medio

abierto y somero, muy diferentes de las de las Calizas «B» s.s. mientras que las lutitas intercaladas indican un medio confinado de baja energía.

Las lutitas están abruptamente sobreyacidas (9073') por conglomerados con matriz de arenisca mediana glauconítica y clastos de calizas fostatizadas y/o ferruginizadas. Constituyen la base de un cuerpo de areniscas medianas a finas con cemento ligeramente calcáreo y potentes sets de laminaciones oblicuas paradas en la base, suaves más arriba, que parece representar un depósito de playa de energía moderada a alta.

Las areniscas finas sobreyacentes (9066-9061', fig. 82), presentan laminaciones oblicuas curvas suaves, restos de plantas, granos redondeados de glauconita probablemente detrítica y niveles ricos en minerales pesados. Están interpretables como depósitos de playa de energía moderada.

La sección termina con secuencias de areniscas mayormente finas localmente ricas en minerales pesados, de grano y energía decrecientes. En la parte inferior, las laminaciones oblicuas, paradas en la base de las secuencias, se vuelven suaves hacia arriba sugiriendo un medio de playa. En la parte superior, la energía decreciente y la aparición de bioturbaciones hacen pensar en un ambiente subtidal.

Las Areniscas «U» de Payamino tienen las características de un cuerpo transgresivo de medio marino somero. Traducen una importante transgresión después de una emersión.

2.d. Puma-2

El núcleo de Areniscas «U» del pozo Puma-2 presenta ≈ 18 m de areniscas glauconíticas a menudo calcáreas sin evolución vertical clara del grano.

En la base (9840-9826', fig. 83), areniscas glauconíticas estratificadas con carbón sugieren un medio de tipo llanura deltaica externa, frente deltaico proximal o plataforma clástica marina somera. Hacia arriba, el aumento de la glauconita y la desaparición del carbón indican el incremento de las influencias marinas.

La mayor parte del núcleo está constituida por areniscas glauconíticas masivas bioturbadas con cemento calcáreo, especialmente en la base de las se-

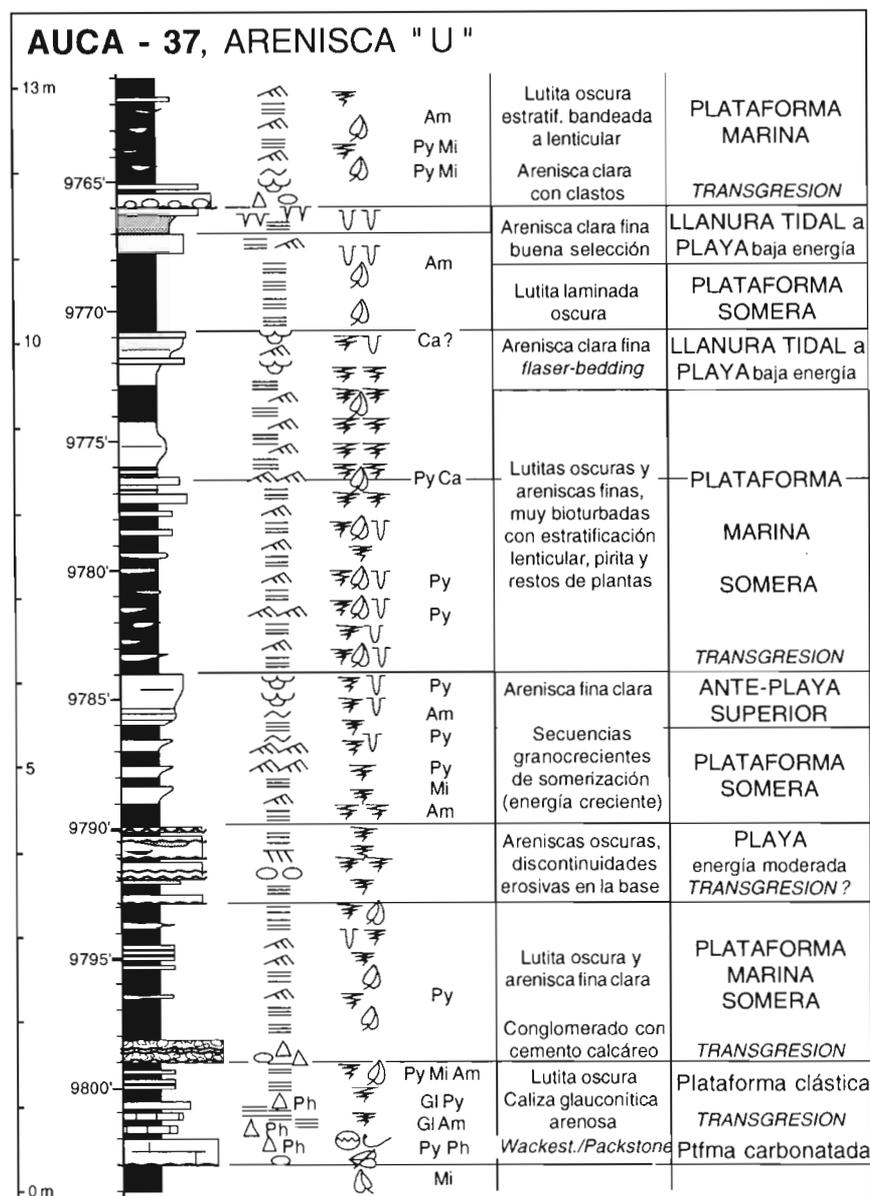


Fig. 80 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «U» del pozo Auca-37.

cuencias. Estas características indican un medio marino somero de energía moderada. Carbón y pirita ocurren mayormente en la parte inferior, mientras que bivalvos aparecen en la parte superior, indicando influencias marinas crecientes. La parte somital (9786-9780', fig. 83) presenta areniscas finas y lutitas ricas en pirita. Un *Inoceramus* sp. indica un medio netamente marino.

El núcleo indica una evolución hacia medios más marinos (tendencia transgresiva) para esta parte de las Areniscas «U».

2.e. Guanta-10

El núcleo de Guanta-10 (≈ 9 m, fig. 84) consiste en areniscas con indicios de energía y grano crecientes. La presencia de restos vegetales indica la presencia de notables influencias terrígenas.

En la parte inferior (9688,5'-9694'), areniscas medianas con laminaciones oblicuas suaves están interpretadas como depósitos de cara de playa domi-

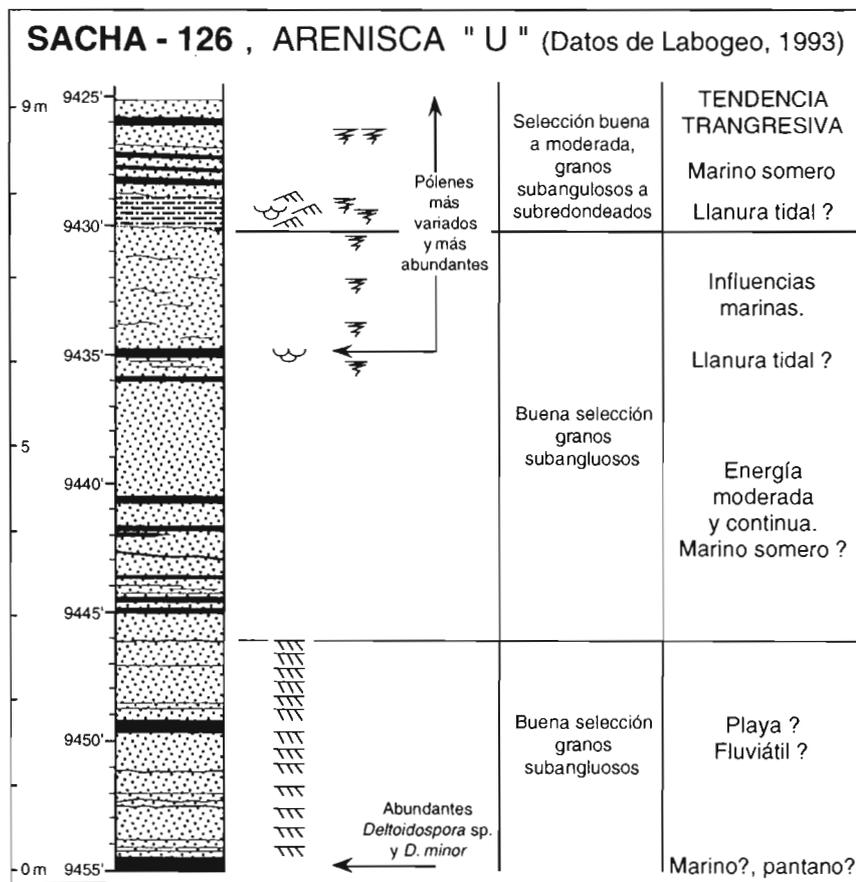


Fig. 81 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «U» del pozo Sacha-126, según datos de Labogeo (1993).

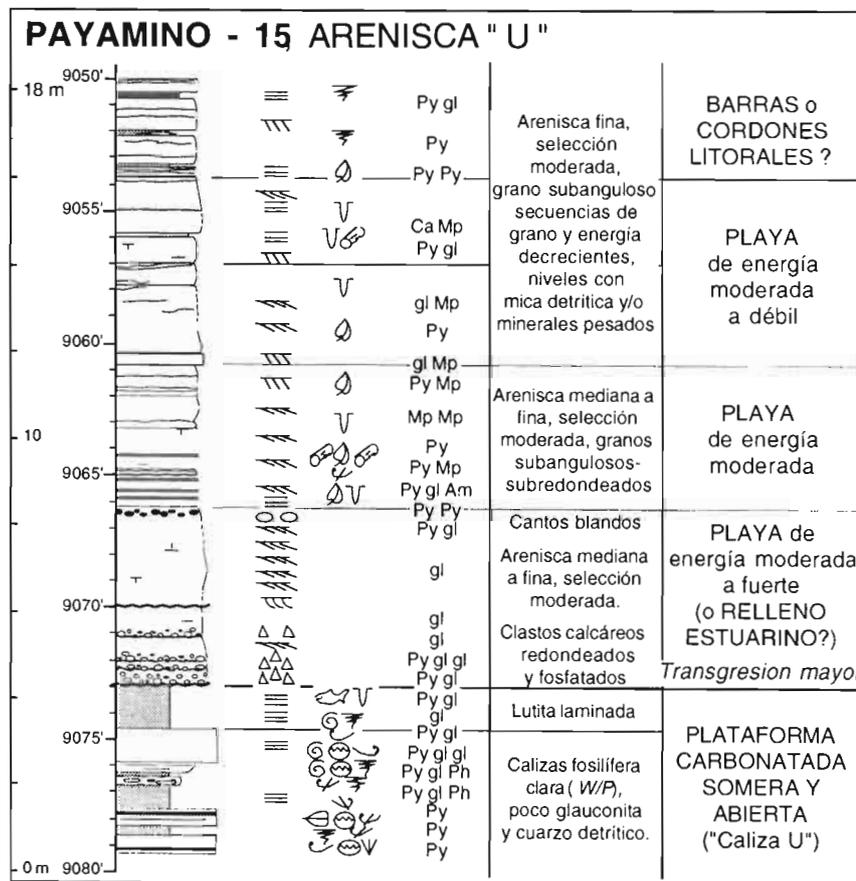


Fig. 82 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «U» del pozo Payamino-15.

nada por olas.

La base de la parte mediana presenta varias intercalaciones lutíticas y superficies erosivas que sugieren una transgresión, interpretación apoyada por las bioturbaciones que expresan una profundización del medio. Sigue con una secuencia arenosa de grano y energía crecientes, de medio de ante-playa y playa de energía alta. Se termina (9669'-9671', fig. 84) con areniscas bioturbadas de grano medio, con evolución granodecreciente, que expresan una nueva transgresión.

El máximo de la transgresión está representado por las lutitas negras laminadas sobreyacentes. La parte más superior es una serie grano- y estratocreciente de progradación de plataforma clástica.

2.f. Huito-1

La sección de Areniscas «U» de Huito-1 (≈ 7 m) es típicamente grano- y estratodecreciente (fig. 85).

La parte inferior consiste en areniscas gruesas mal seleccionadas, a veces conglomeráticas, con estratificaciones oblicuas de alta energía, organizadas en secuencias grano-decrecientes con base erosiva (cantos de lutita). Pasan hacia arriba a secuencias comparables de grano más fino. En la parte superior se observan areniscas de grano fino a medio localmente con cemento calcáreo, con bioturbaciones e indicios de energía débil a moderada. Pueden representar depósitos de plataforma marina lodosa/clástica somera.

La sección está interpretada como una secuencia retrogradante de relleno de paleovalle (secuencia estuarina transgresiva). Empieza con areniscas gruesas acanalizadas de medio fluviátil proximal, sigue con areniscas más distales, y termina con depósitos más finos, probablemente de medio marino somero (fig. 85).

2.g. Victor-Hugo Ruales

Las Areniscas «U» del campo V.-H. Ruales han sido estudiadas con C. Dávila, paralelamente con los registros eléctricos. Presentan

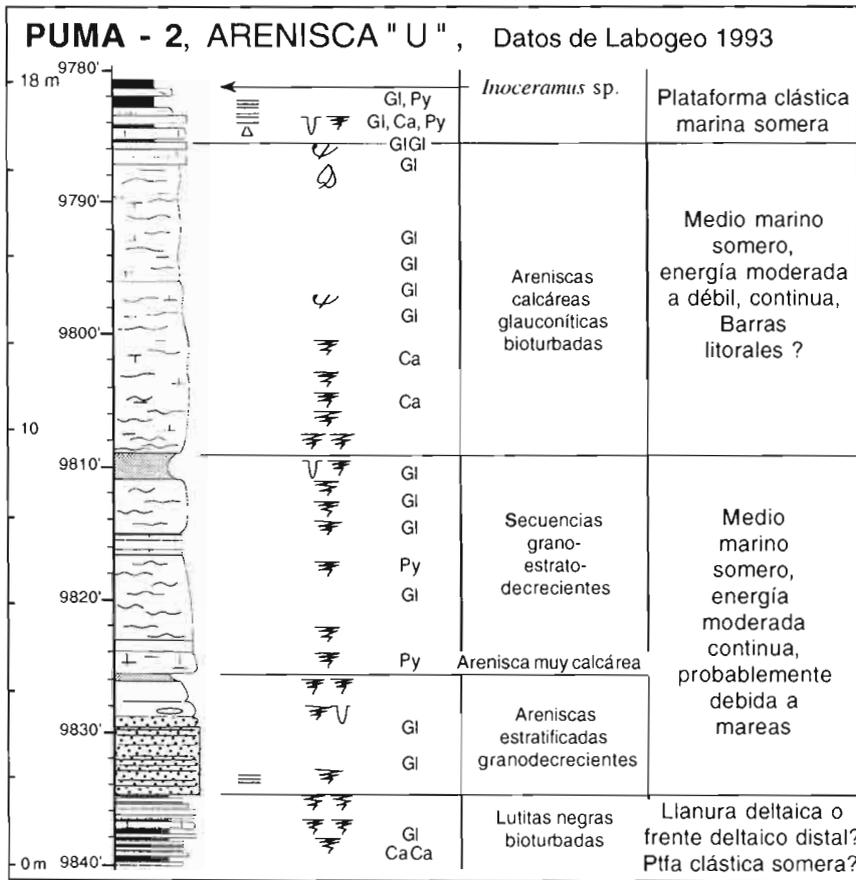


Fig. 83 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «U» del pozo Puma-2, según datos de Labogeo (1993).

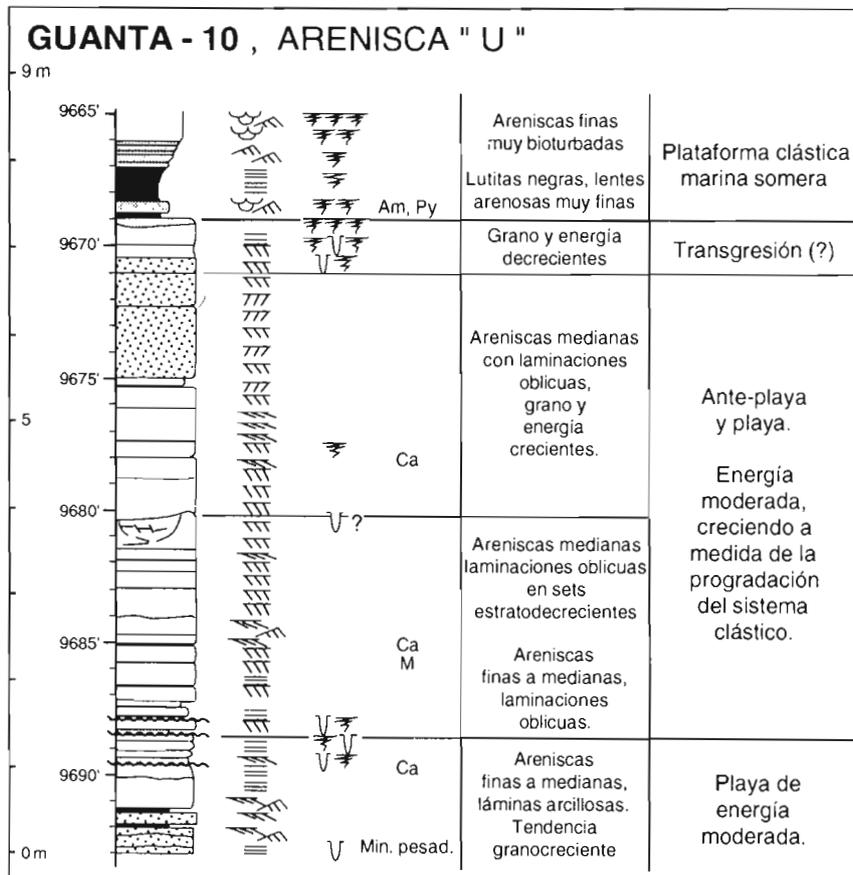


Fig. 84 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «U» del pozo Guanta-10.

un potente cuerpo arenoso inferior, separado de las areniscas superiores más delgadas y arcillosas por limolitas intercaladas con un banco de caliza. En los registros, el contacto basal, no cortado por núcleos, es abrupto, probablemente erosivo con las lutitas «U».

La barra inferior es mayormente masiva con variaciones de grano y delgados cuellos limolíticos. El núcleo de la parte inferior del miembro inferior en **VHR-8** (fig. 86) presenta areniscas gruesas mal seleccionadas organizadas en secuencias grano-decrecientes con frecuentes bases erosivas. Están interpretadas como rellenos de canales (fluviátiles o distributarios) de la parte proximal de un delta.

En la parte media, areniscas de grano más fino con glauconita, fosfato y bioturbaciones indican una transgresión menor (depósitos costeros de tipo playa), suavemente marcada en el GR del registro. Esta transgresión está expresada al mismo nivel en los pozos VHR-1 y VHR-3 más al Sur (fig. 90).

La parte superior del miembro inferior fue nucleada en los pozos VHR-1, VHR-3 y VHR-6.

En **VHR-1**, el núcleo comprende dos partes (fig. 87). La parte inferior está constituida por areniscas de grano grueso con estratificaciones oblicuas de alta energía organizadas en secuencias grano-decrecientes, comparables con las de VHR-8. Se piensa que representan rellenos de canales de la zona proximal de un delta.

La parte superior está separada de la anterior por una discontinuidad. Consiste en limolitas y areniscas finas laminadas con bioturbaciones y mica detrítica, de medio submarino de energía débil (frente deltaico o bahía). Pasa hacia arriba a areniscas medianas con figuras de energía creciente, que indican la progradación de una probable barra de desembocadura. En el GR, esta parte superior está marcada por una forma en embudo. La sucesión está interrumpida por la base erosiva de un nuevo canal (fig. 87).

Relativamente al miembro in-

ferior (delta proximal), la parte superior expresa una transgresión seguida por una progradación (frente deltaico).

La parte basal del núcleo de **VHR-3** presenta las características proximales de la parte masiva del miembro inferior de las Areniscas «U».

La parte mediana comprende lutitas y limolitas laminadas con algunas ondulitas, abundantes restos vegetales, pirita, mica detrítica y pólenes del Cenomaniano (fig. 88). Están interpretadas como depósitos de prodelta o de zona interdistributaria (bahía). Registran la progradación de un cuerpo arenoso distal. Pese a que esta no es visible en el registro, se trata probablemente de la barra de desembocadura identificada en el pozo VHR-1 (fig. 87 y 90).

La parte superior, en contacto abrupto, está constituida por areniscas mal seleccionadas de grano grueso a medio, en secuencias granodecrecientes con bases erosivas. Difieren de las del miembro inferior por contener bioturbaciones y abundante glauconita que evidencian un medio marino. Están interpretadas como rellenos de canales de mareas (estuarios). Esta evolución confirma la tendencia transgresiva observada en VHR-1 al tope de las Areniscas «U» inferiores.

En **VHR-6**, el núcleo (≈ 20 m) abarca desde el tope del miembro inferior hasta la parte superior del miembro superior (fig. 89).

La base de la sección presenta las areniscas gruesas de alta energía características del tope del miembro inferior (fig. 89). Pasan rápidamente a depósitos de playa y luego a areniscas finas y limolitas bioturbadas con ondulitas, de medio marino somero de energía débil, confirmando la transgresión del tope del miembro inferior. La progradación de la barra arenosa detectada en VHR-1 y VHR-3 casi no aparece.

El miembro inferior remata con areniscas gruesas glauconíticas y bioturbadas de relleno de canal estuarino (7978-7969'), cuya base era visible en VHR-3. El contacto de base represen-

ta una discontinuidad transgresiva (fig. 89).

La parte media empieza por lutitas laminadas con escasos restos de peces y ostrácodos, de medio ma-

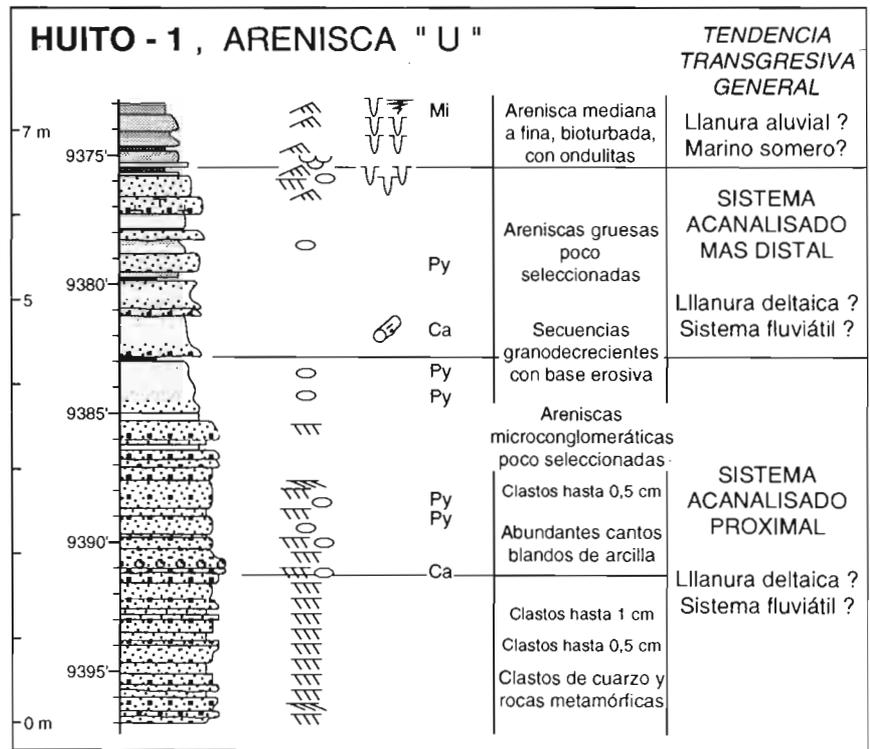


Fig. 85 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «U» del pozo Huito-1.

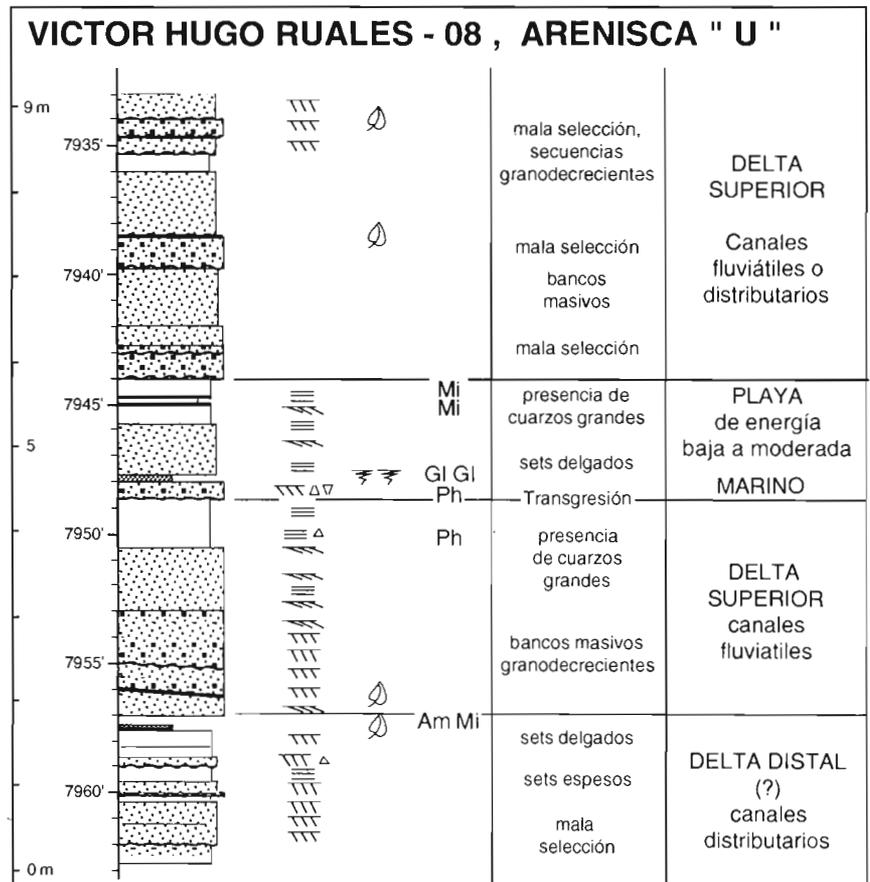


Fig. 86 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «U» del pozo Victor-Hugo Ruales-08.

rino restringido. Está abruptamente sobreyacida por un banco delgado de caliza fosilífera con intraclastos fosfatados marrones. La fauna (foraminíferos, equinodermos, bivalvos, peces) indica un medio marino abierto.

Un segundo banco calcáreo con fauna comparable está dividido en dos partes por una discontinuidad erosiva. La parte inferior presenta grietas kársticas rellenas por lutitas rojas probablemente continentales, que terminan contra la superficie erosiva, demostrando una larga emersión antes del depósito del nivel superior. Este último contiene en la base cantos calcáreos que provienen del retrabajamiento del banco anterior, e indican una nueva transgresión marina, después de la emersión.

La parte media se termina con una secuencia grano- y estratodecreciente de progradación (7956-7950', fig. 89) El medio es de plataforma clástica marina somera a playa evidenciado por la presencia de bivalvos en la base, glauconita, bioturbaciones y estructuras de desecación en la parte superior.

El contacto basal de la parte superior es abrupto (cantos blandos). Consiste en areniscas de grano medio con evolución grano- y estratodecreciente visible en el registro. La parte inferior probablemente deltaica, presenta estratificaciones oblicuas y restos de plantas, mientras que la parte superior representaría un depósito de playa de baja energía (ondulitas, laminaciones, *flaser-bedding*).

En resumen, las Areniscas «U» del campo V.-H. Ruales empiezan (miembro inferior) por potentes depósitos gruesos acanalizados de delta proximal o paleovalles, que sobreyacen en discordancia a las lutitas marinas «U». Estos depósitos retrogradantes evidencian una transgresión después de una larga emersión.

El tope del miembro inferior registra una profundización que aumenta el espacio disponible y

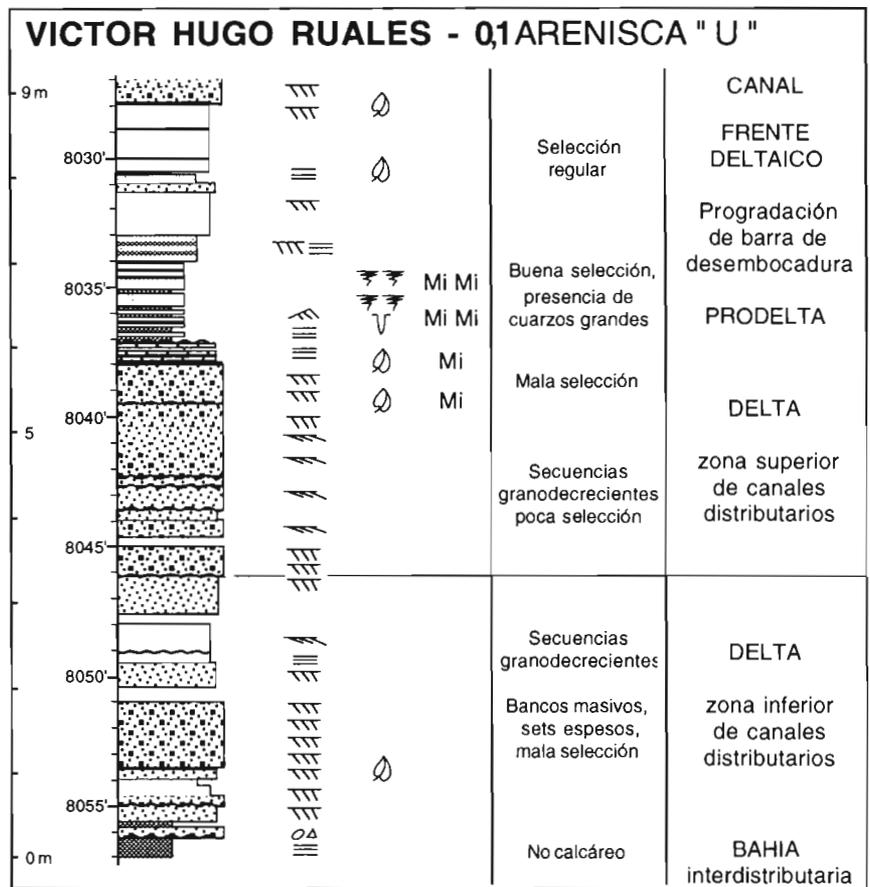


Fig. 87 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «U» del pozo Victor-Hugo Ruales-01.



Fig. 88 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «U» del pozo Victor-Hugo Ruales-03.

permite la progradación local de sistemas clásticos costeros. Una nueva transgresión representada por depósitos gruesos retrogradantes lleva al depósito de las lutitas marinas de la parte mediana.

Estas están sometidas a emergencias, seguidas por la transgresión de calizas de plataforma abierta muy somera, periódicamente emergida. Una regresión está representada por la progradación de una plataforma clástica somera.

Un nueva transgresión deposita las arenas más gruesas del miembro superior. Estas son retrogradantes, desde medios fluvio-deltaicos hasta medios costeros. A gran escala, esta transgresión parece llevar al depósito de las lutitas marinas de la base de las Calizas «A» (fig. 90).

2.h. Comparación con otras zonas.

Elf-Aquitaine distingue dos grandes secuencias en la zona «U» del bloque 14 (centro de la cuenca). La Arenisca «U» inferior sería el término progradante regresivo de la transgresión de las Lutitas «U». La Arenisca «U» superior sería el depósito transgresivo de la transgresión de la Caliza «A». En estudios más detallados de pozos, reconocen tres unidades litológicas en las Areniscas «U» (fig. 91).

En la base, la Caliza «B» es bioclástica, contiene intraclastos y constituye una secuencia estratocreciente de progradación datada del Cenomaniano (Legoux et al. 1990). Por lo tanto, representa mucho más probablemente la Caliza «U» de nuestra nomenclatura, ya que la Caliza «B» verdadera es albiana y de medio anóxico.

Las areniscas «U» inferiores serían mayormente progradantes y representarían el término regresivo de las calizas infrayacentes. Según nuestra interpretación del campo V.-H. Ruales, corresponden más probablemente al miembro inferior retrogradante y transgresivo, lo que está sugerido por la discontinuidad de base que observan en el bloque 14 (fig. 91).

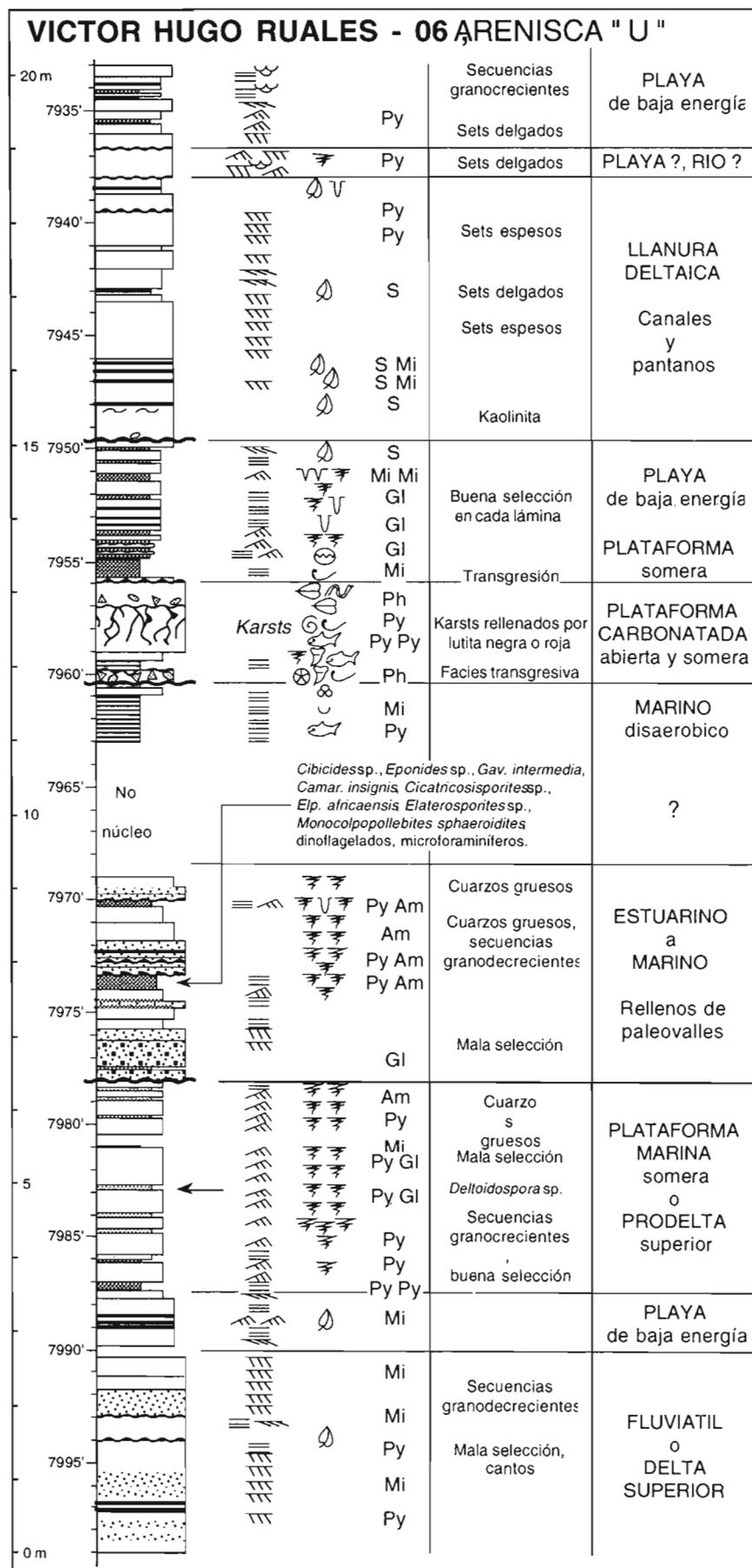


Fig. 89 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «U» del pozo Victor-Hugo Ruales-06.

La zona «U» mediana está constituida por calizas

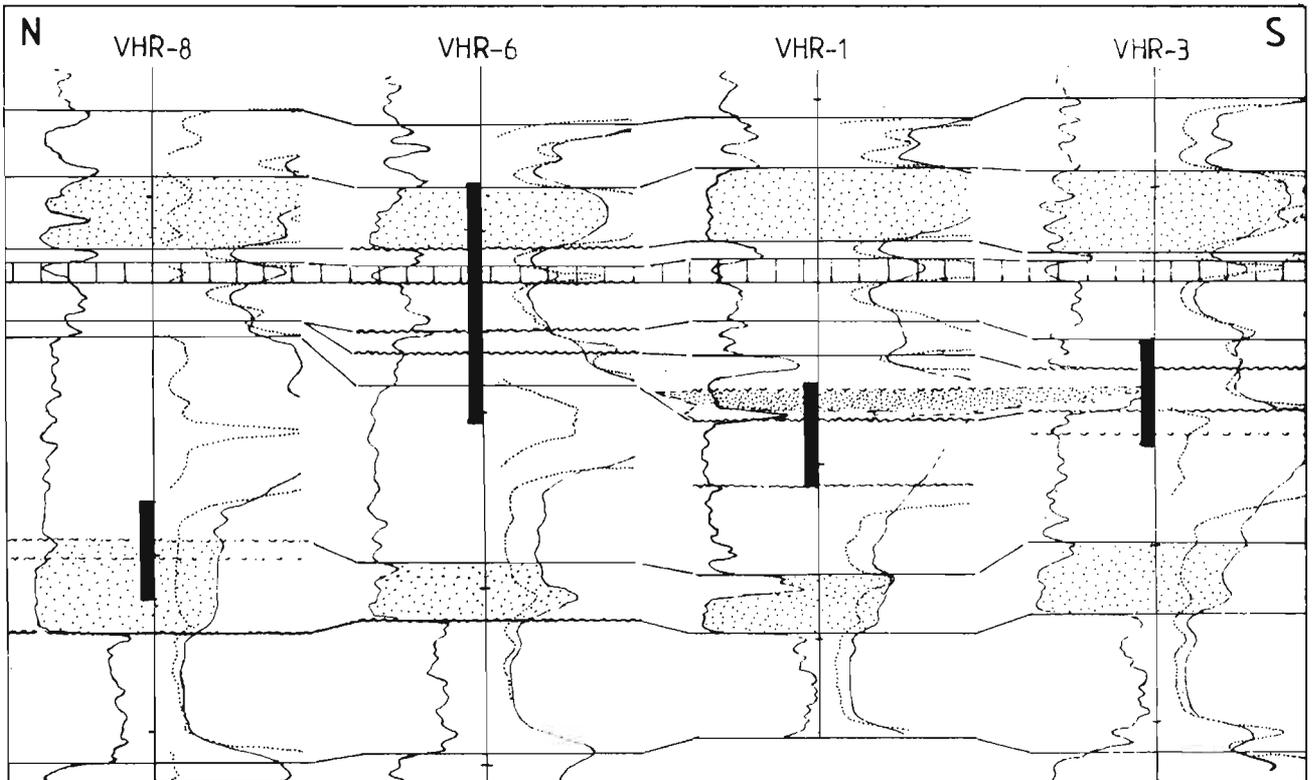


Fig. 90 : Correlaciones de los registros eléctricos de las Areniscas «U» en los pozos V.-H. Ruales-08, -06, -01 y -03 (con la colaboración de C. Dávila).

de medio abierto y lutitas, correlacionables con las calizas medianas de V.-H. Ruales. Elf-Aquitaine ubica un límite de secuencia (superficie de transgresión mayor) al tope de las calizas (fig. 91). Concordamos con la interpretación de una transgresión al tope de las calizas. Sin embargo, partiendo de nuestra interpretación de V.-H. Ruales, pensamos que las lutitas y calizas representan secuencias de transgresión agradantes coetáneas de un máximo de inundación. Por lo tanto, las Areniscas «U» medianas cor-

respondrían al máximo de inundación de la transgresión iniciada con el miembro inferior.

Según Elf-Aquitaine, las Areniscas «U» superiores serían el intervalo transgresivo que llegaría a un máximo de inundación mayor dentro de la secuencia arenosa misma (fig. 91). Concordamos con esta interpretación, pero consideramos que el máximo de inundación está alcanzado un poco más arriba, en la base de las Calizas «A» inferiores, y que las areniscas representan más bien pequeñas secuencias transgresivas retrogradantes apiladas, agradantes o ligeramente retrogradantes a gran escala.

2.i. Conclusión sobre las Areniscas

«U»

Las Areniscas «U» están principalmente constituidas por depósitos marinos transgresivos, siendo los depósitos continentales escasos y delgados. A escala de la cuenca, parece que se puede distinguir dos transgresiones eustáticas mayores, expresadas por los contactos basales de cada miembro arenoso de las Areniscas «U».

Cada transgresión está seguida por un máximo de inundación que constituye una buena línea de tiempo, a pesar de no estar precisamente datada. El primero corresponde con las Areniscas «U» medianas (base de las calizas probablemente), y el segundo sería ubicado en la base de las Calizas «A» inferiores. Transgresiones menores existen también. Sin embargo, no se puede eliminar la existencia de largas la-

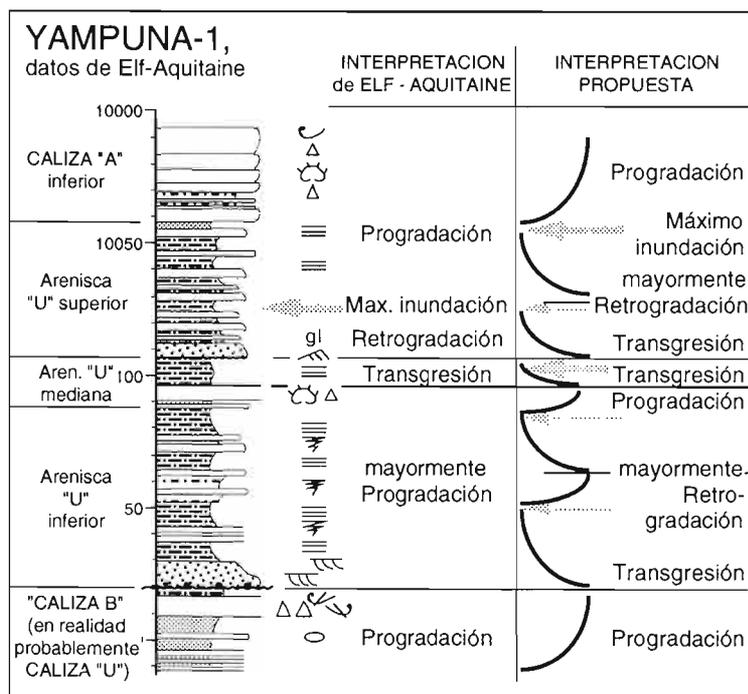


Fig. 91 : Sección e interpretación de la zona «U» del bloque 14, según datos de Elf-Aquitaine (informe inédito).

gunas sedimentarias que borraron testigos de parte de la evolución.

Al Oeste (Misahuallí, Pungarayacu, Auca, Sacha), la subsidencia era moderada y los aportes detríticos eran débiles, induciendo una débil tasa sedimentaria. Durante las transgresiones, el espacio disponible relativamente importante permitía la progradación esporádica de sistemas clásticos costeros, resultando en el apilamiento de secuencias transgresivas mayoritariamente lutáceas (agradación). Sin embargo, la subsidencia y la profundidad de deposición promedio siendo relativamente débiles, permitían que la plataforma emergiera rápidamente después del máximo de inundación. Por esta razón, secuencias de progradación solo se depositaban durante los ciclos mayores y son escasas. Por lo tanto, los cuerpos arenosos son, sea barras progradantes (Auca), sea rellenos de paleovalles distales (Auca, Sacha).

Al Este (Puma, Huito, V.-H. Ruales), la subsidencia era menor y los aportes detríticos eran más importantes. Provenían del escudo y del retrabajamiento de partículas detríticas durante las largas emersiones. La subsidencia siendo débil, solo las transgresiones eustáticas mayores podían alcanzar la zona y depositaban secuencias retrogradantes (granodecrecientes y de medio más marino hacia arriba), principalmente bajo la forma de secuencias estuarias (fluviátil en la base, marino somero o costero al tope) de rellenos de paleovalles. Además, los aportes detríticos siendo mayores al Este (proximidad de tierras emergidas), los depósitos son mayoritariamente de areniscas de grano grueso, los paleovalles eran rápidamente rellenos, y la zona emergía inmediatamente, o poco después del máximo de inundación, dando lugar a erosiones. Por esta razón, los depósitos de máximo de inundación están solo escasamente preservados, y casi no se encuentran depósitos progradantes de prismas de alto nivel.

IV. LA FORMACION NAPO MEDIO

1. Las Calizas «A»

Las Calizas «A» fueron estudiadas en Bermejo Norte-6 y 16 según los datos de M. Rivadeneira que incluyen el estudio de las láminas delgadas, completados por observaciones personales. Además se estudiaron los núcleos de Bermejo Norte-19, Charapa-4 y Auca-3.

1.a. Bermejo Norte-6

Este núcleo (≈ 6 m) comprende una alternancia de calizas arcillosas micríticas negras y laminadas y de lutitas negras carbonosas (fig. 92), que permiten atribuirlo a las Calizas «A» inferiores.

La preservación de las laminaciones (ausencia de bioturbación) y la escasez de fauna (raros bivalvos) indican condiciones disaeróbicas en el fondo de la cuenca. Superficies erosivas sobreyacidas por le-

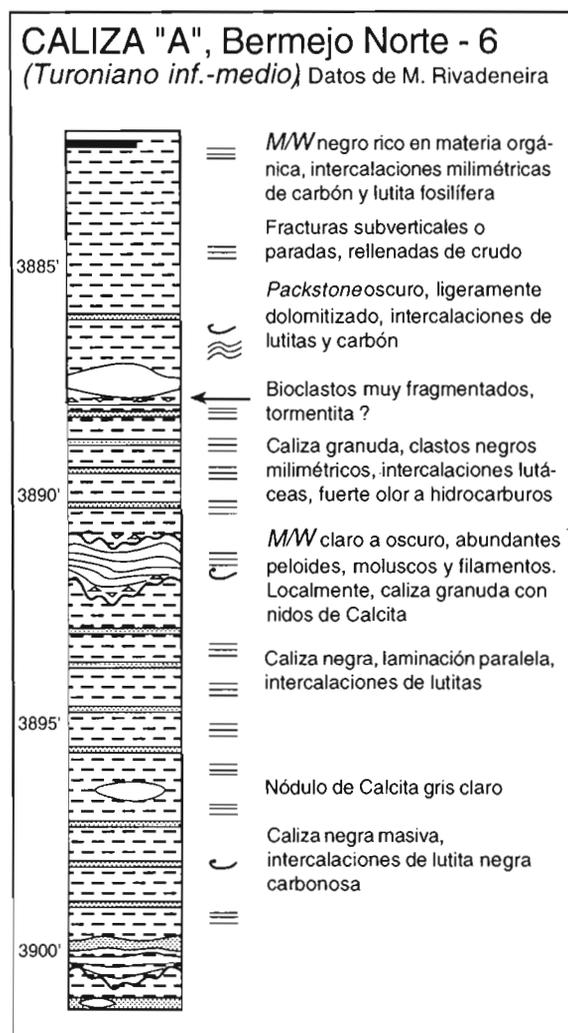


Fig. 92 : Descripción del núcleo de Calizas «A» del pozo Bermejo Norte-6, según M. Rivadeneira (1994).

chos de cantos (3900', 3892') pueden ser interpretadas como tormentitas, como lo sugiere la presencia local de bioclastos rotos (3888'). La significación de los nódulos de caliza clara, frecuentes en las Calizas «A» de Pungarayacu-30 no está bien entendida (retrabajamientos?, deslizamientos de origen tectónico?).

1.b. Bermejo Norte-16

El núcleo de Bermejo-N-16 (≈ 18 m) presenta una litología similar a la de Bermejo N-6, y corresponde probablemente a la Caliza «A» inferior. Termina con niveles volcánicos (4085-4078', fig. 93).

Estructuras de desecación se presentan en varios niveles, bajo la forma de grietas verticales o vetas de calcita abiertas hacia arriba y cubiertas por las laminaciones sobreyacentes (4100', 4116', fig. 93), laminaciones «convolutas» (4092') a veces brechificadas, o láminas deformadas por la diagénesis precoz (microfallas inversas formando *teepees*).

Las laminaciones tidales no presentan figuras sedimentarias de origen mecánico, y parecen ser debidas al desarrollo de tapices algáceos que entrapan las partículas detríticas (láminas cryptalgáceas). Por lo tanto, la energía de depósito era muy débil.

Se nota la ocurrencia de niveles laminados emersivos con grietas de desecación (4116' por ejemplo) a poca distancia de lechos transgresivos con amonites enanos e intraclastos (4124' por ejemplo). Por lo tanto, la profundidad máxima de depósito de los niveles con amonites no pasa el espesor decompactado del intervalo que les separa (8' en este ejemplo, o sea ≈ 4 m una vez decompactado). El enanismo de los amonites indica condiciones ecológicas (temperatura, salinidad u oxigenación) adversas.

Las secuencias expresan transgresiones (amonites) y progradación o agradación (desecación), en medio anóxico muy somero de energía nula, excepto durante las transgresiones (clastos retrabajados).

l.c. Bermejo-Norte 19

La sección de las Calizas «A» inferiores de Bermejo-N-19 (≈ 18 m, fig. 94) permite estudiar la evo-

lución vertical de una secuencia.

La parte basal (3568-3555') consiste en calcarenitas alternando con micritas ricas en pirita. Presenta numerosas superficies erosivas y abundantes cantos blandos, clastos fosfáticos, bivalvos, amonites enanos y escasos bioclastos. Esta parte está interpretada como un intervalo transgresivo, con indicios de energía moderada y de medio relativamente abierto.

La parte inferior (3556-3546', fig. 94) presenta niveles extremadamente ricos en amonites enanos asociados con restos de peces y algunas bioturbaciones, que indican un medio relativamente abierto. Sin embargo, el enanismo de los amonites sigue indicando condiciones restringidas. Este nivel está interpretado como el máximo de inundación de la transgresión anterior. Respecto a esta última, la aparición de laminaciones indica una energía promedió

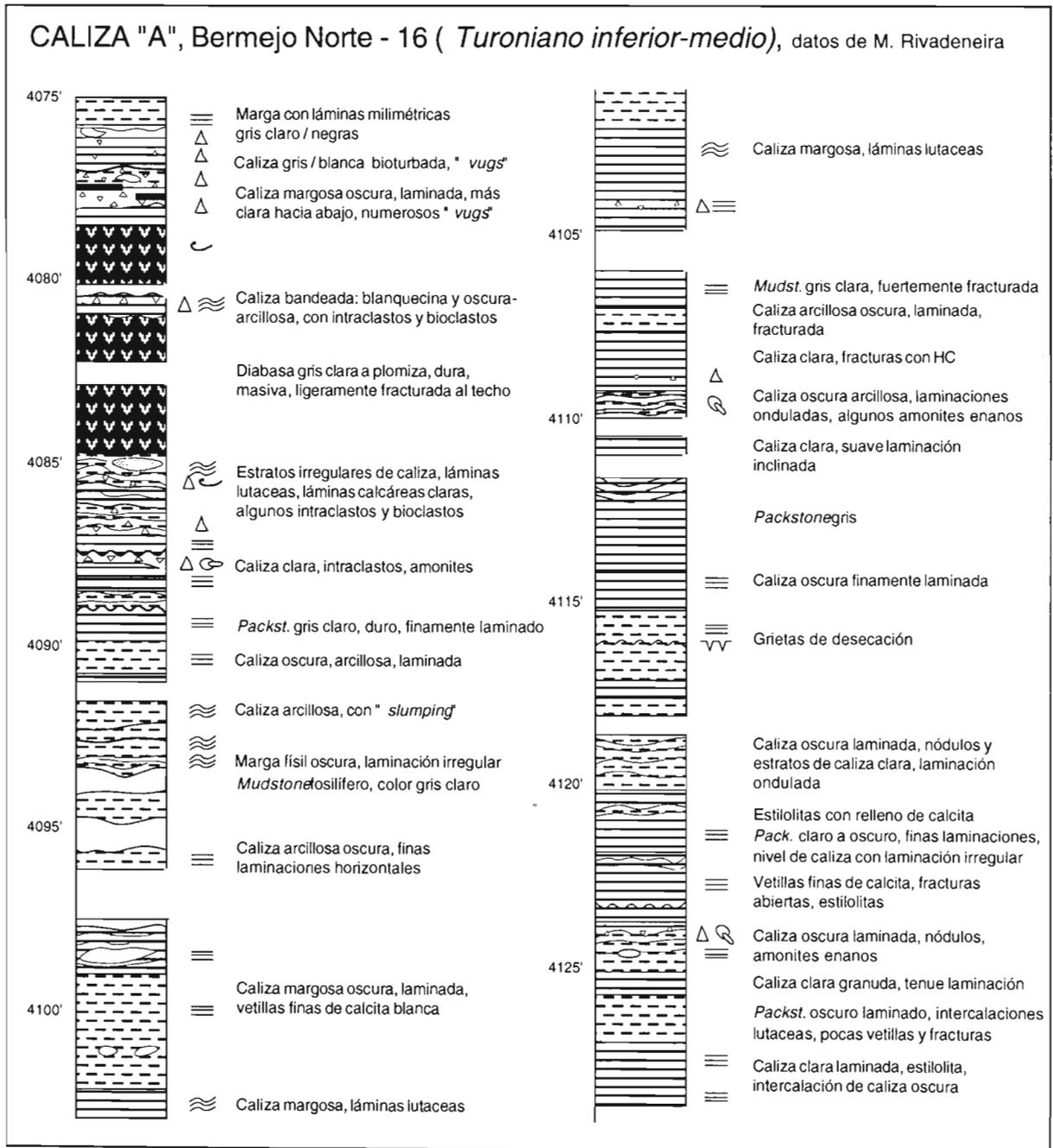


Fig. 93 : Descripción del núcleo de Calizas «A» del pozo Bermejo Norte-16, según Rivadeneira (1994).

más débil, pero la persistencia de calcarenitas

demuestra que no es nula.

La parte media a superior (3546-3506') es una sucesión de secuencias de transgresión y progradación en medio de plataforma carbonatada muy somera de energía casi nula. La ausencia de organismos y actividad bentónica evidencia condiciones anóxicas. En la base de las secuencias se observan algunos amonites, mientras que el tope presenta abundantes estructuras de desecación. Hacia arriba, el número de amonites disminuye, y los niveles con laminaciones tidales o estructuras de desecación se vuelven más abundantes. Esta sucesión de secuencias de somerización cada vez más someras indica un proceso de progradación, y constituye el depósito de alto nivel de la secuencia de depósito.

1.d. Charapa-4

El núcleo de Charapa-4 (≈ 9 m, fig. 95) presenta facies y evolución comparables con los de Bermejo Norte, pero el medio parece ser un poco más abierto (presencia de bioturbaciones y bivalvos).

Transgresiones ocurren en 9755-9750', 9739-9736' y 9727,5-9726'; máximos de inundación son visibles en ≈ 9753' y ≈ 9734'; y regresiones culminan con indicios de desecación en 9740 y 9729'.

Se observan amonites enanos a los 9738' y estructuras de desecación en 9737' (fig. 95), lo que indica que los amonites enanos podían vivir en pro-

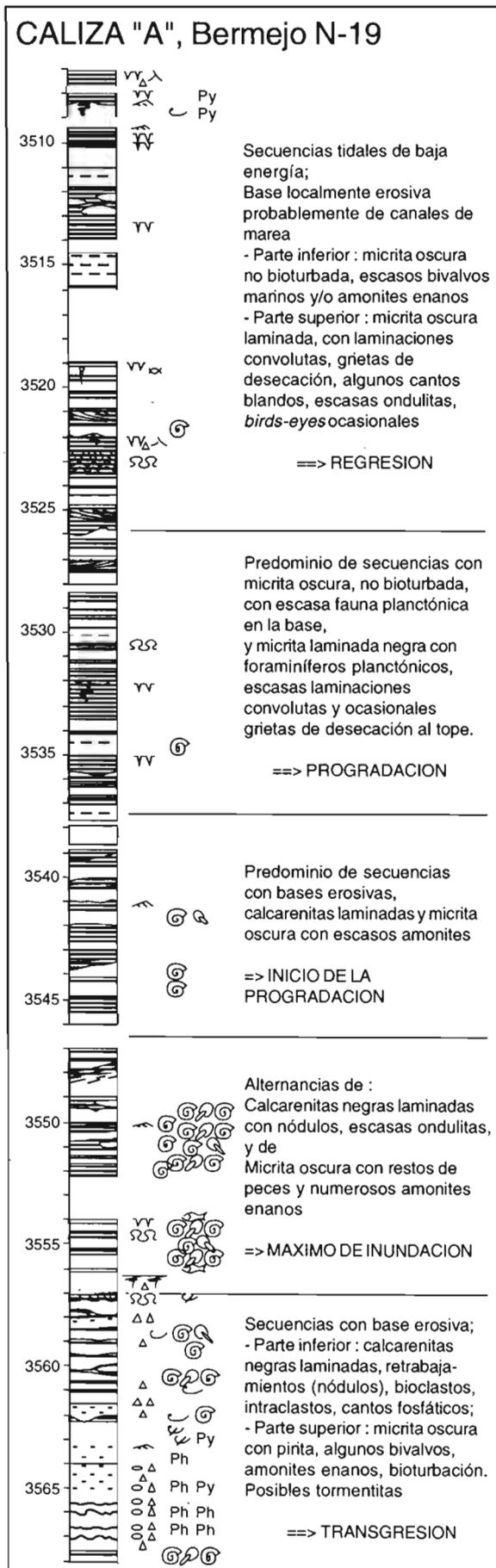


Fig. 94 : Descripción e interpretación del núcleo de Calizas «A» inferiores del pozo Bermejo Norte-19.

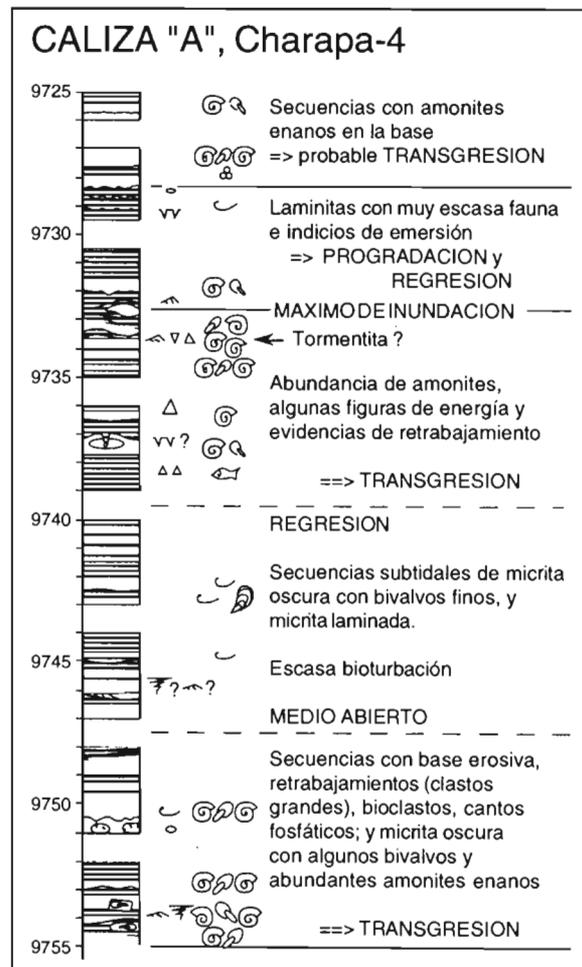


Fig. 95 : Descripción e interpretación del las Calizas «A» inferiores del pozo Charapa-4.

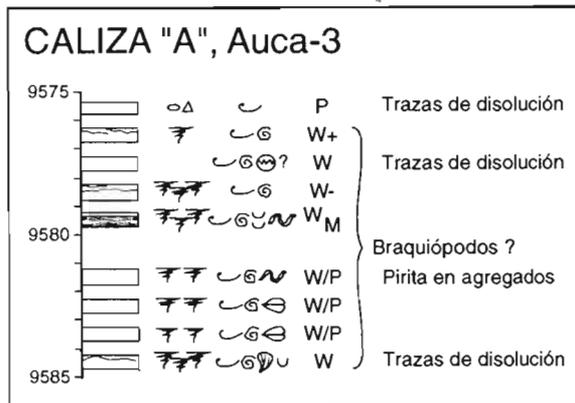


Fig. 96 : Descripción e interpretación del núcleo de Calizas «A» superiores del pozo Auca-3.

fundidades menores de ≈ 1 metro.

1.e. Auca-3

El núcleo de Auca-3 (≈ 3 m, fig. 96) es el único núcleo estudiado que pertenece probablemente a las Calizas «A» superiores. Su tamaño y el hecho de que este incompleto impidió un estudio detallado.

La presencia de bioturbaciones, fauna variada y texturas *Wackestone* a *Packestone* indica un medio de plataforma carbonatada abierta no muy profunda. Las trazas de disolución en la parte superior podrían indicar una evolución diagenética en medio subaéreo (emersión prolongada), como ha sido observado en la sección de Pungarayacu-30.

1.f. Conclusión sobre las Calizas «A»

Las Calizas «A» inferiores son depósitos de plataforma carbonatada muy somera, de energía casi nula y anóxica. Las facies de las Calizas «A» superiores evidencian depósitos de plataforma carbonatada más profunda y abierta, y de energía débil.

En contraste con las Areniscas «U», las Calizas «A» están organizadas en secuencias de progradación o agradación de plataforma, lo que demuestra que el espacio disponible para la sedimentación era más importante que en el Cenomaniano. Esto puede ser debido sea a una mayor tasa de subsidencia, sea a una transgresión eustática mayor. El Turoniano inferior tardío fue una época de muy alto nivel eustático (Hancock y Kaufmann 1979, Haq et al. 1987), pero la presencia de una tectónica sinsedimentaria en el Turoniano superior de la zona subandina hace pensar que un aumento de la subsidencia por tectónica pudo ocurrir también.

2. Las Calizas y Areniscas «M-2»

Las Calizas «M-2» solo fueron estudiadas en el pozo Cononaco-17. Sin embargo, se estudió también un núcleo cortado en las zonas «A» y «M-2» de la zona oriental de la cuenca, en Yuturi-1.

2.a. Cononaco-17

La parte inferior de la sección presenta dos secuencias de progradación y somerización (9535-9526' y 9526-9515', fig. 97). La somerización induce un medio más abierto y está expresada por el

aumento de la fracción calcárea, de la bioturbación y por la diversificación de la fauna. Pulsos transgresivos menores con cantos separan las secuencias (9525-9526', fig. 97).

La parte superior de la segunda secuencia está marcada por una lumaquela de bivalvos comparable con las observadas en la zona subandina norte (Caliza «M-2» superior), que indica probablemente un medio muy somero, quizás intertidal como lo sugieren también escasas figuras de desecación. Al tope (9515'), importantes fenómenos de disolución debidos a una larga emersión (límite de secuencia) inducen una importante porosidad de molde.

La parte superior expresa una importante transgresión y profundización que provoca el regreso progresivo y rápido a condiciones anóxicas. La transgresión está marcada por cantos, algunos bioclastos y bioturbación que traducen un medio todavía abierto (fig. 97). Más arriba, margas negras laminadas solo contienen una fauna pelágica (foraminíferos, restos de peces, filamentos) asociada con escasos ostrácodos.

Este núcleo podría corresponder al tope de las Calizas «M-2 superiores» y a su contacto con la Caliza de base de la Formación Napo superior del Coniaciano inferior.

2.b. Yuturi-1

El pozo Yuturi-1 está ubicado en la parte oriental

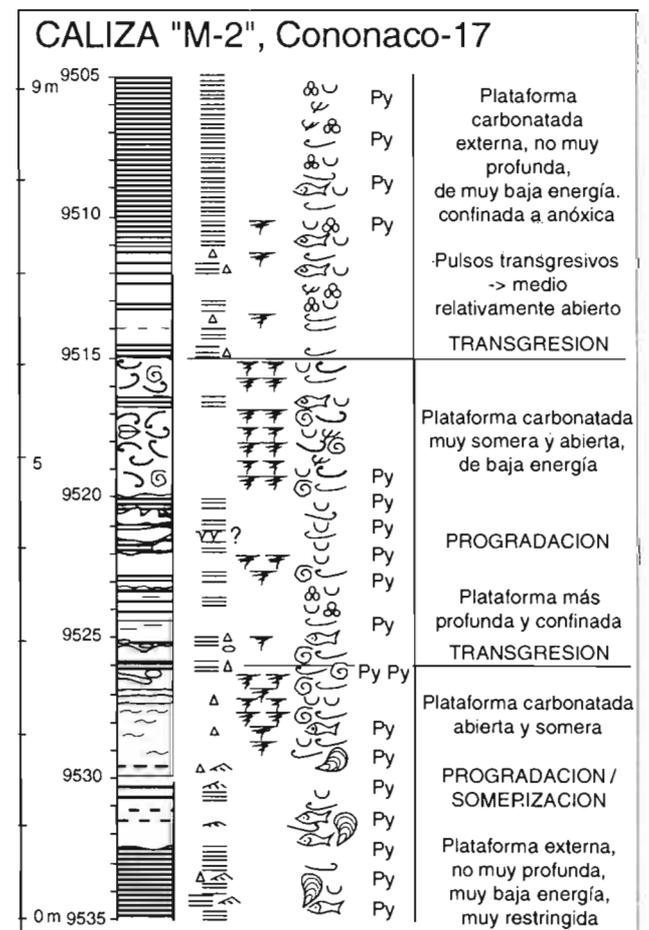


Fig. 97 : Descripción e interpretación del núcleo de las Calizas «M-2» del pozo Cononaco-17.

de la cuenca (fig. 1). Por lo tanto, la Formación Napo medio es mayoritariamente arenosa y las zonas «A» y «M-2» no pueden ser reconocidas de manera confiable. El estudio de los registros llevó M. Rivadeneira a ubicar el tope de la zona «A» en 7176' y el de la zona «M-2» en 7150' (fig. 98).

El núcleo (≈ 18 m, fig. 98) consiste principalmente de areniscas de grano medio muy glauconíticas y bioturbadas, localmente con cemento calcáreo, y con regular abundancia de bivalvos y bioclastos. Abundantes superficies erosivas están asociadas con el retrabajamiento de cantos arcillosos. La intensa bioturbación destruyó las figuras sedimentarias, pero su abundancia indica una energía moderada. Algunas laminaciones oblicuas suaves están preservadas.

Dos superficies principales de transgresión definen tres secuencias. La primera secuencia (7184'-7156', fig. 98) traduce la progradación de un sistema clásico marino somero llegando a depósitos de playa. La segunda secuencia (7156'-7131,5') empieza con una transgresión marina y sigue con depósitos de ante-playa y playa que registran una ligera tendencia a la profundización. La última superficie transgresiva (7131,5', fig. 98) subraya una transgresión mayor que culmina con lutitas marinas.

Los depósitos de plataforma están representados por lutitas negras laminadas no calcáreas, depositadas por debajo de la zona de influencia de las olas de buen tiempo. Están localmente sobreyacidas por areniscas finas grano y estratocrecientes que traducen la progradación de la plataforma (7182'-7183' por ejemplo).

El contacto con las areniscas de ante-playa superior es abrupto o erosivo (profundidad de la rompiente). Los depósitos de cara de playa son areniscas muy calcáreas de grano medio a grueso, ricas en bioclastos. La base es erosiva y asociada con numerosos cantos de arcilla, mientras que el tope está enrojecido por óxidos de hierro (*hard-grounds*, fig. 98).

En esta interpretación, la pro-

gradación de la parte inferior culmina con un mínimo de profundidad de depositación entre 7155' y 7178'. La creciente profundización culmina con las lutitas marinas del tope del núcleo. El mayor límite de secuencia de depósitos podría ubicarse en 7168', o 7156' (fig. 98), y parece coincidir con la desaparición hacia arriba de la cementación calcárea.

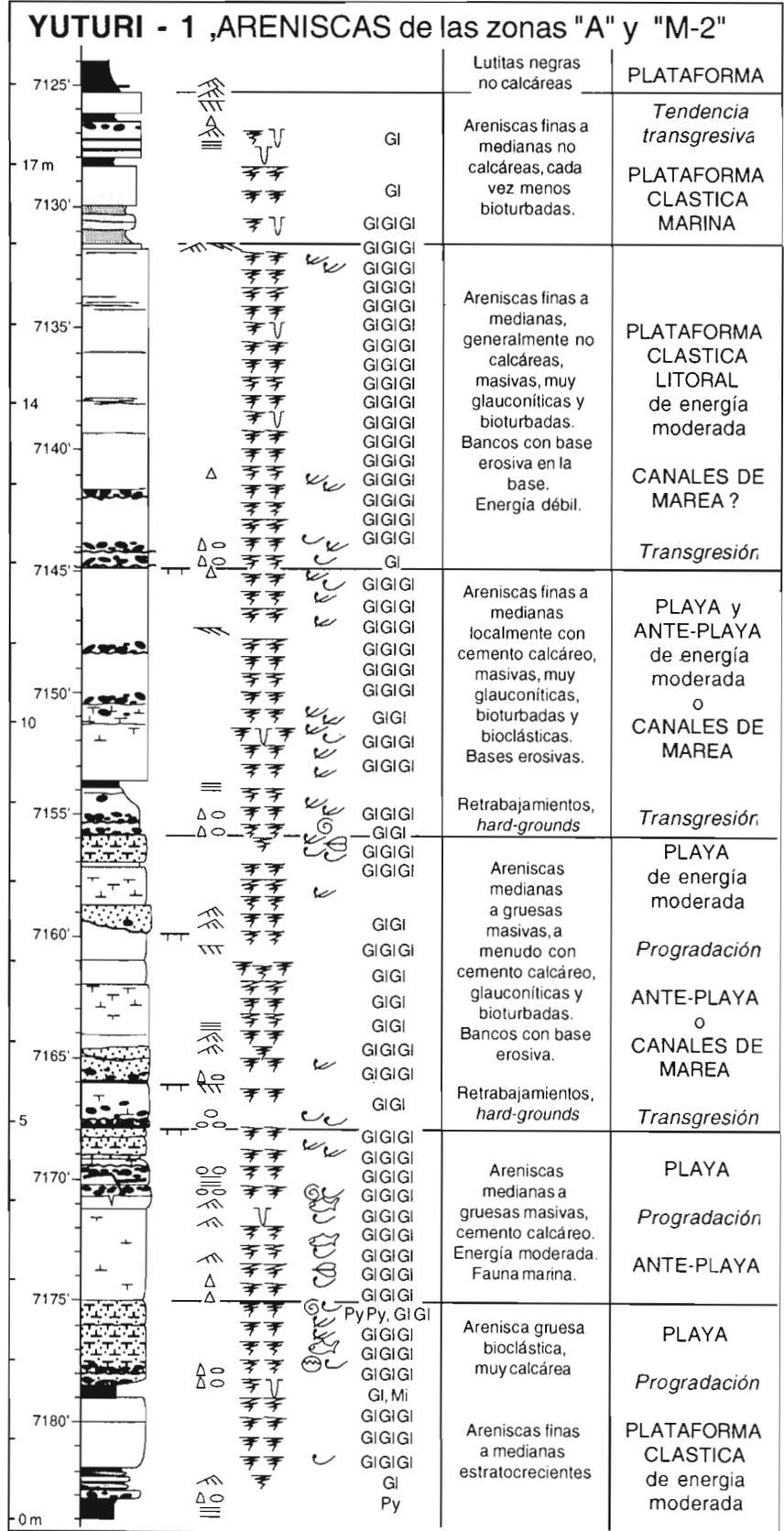


Fig. 98 : Descripción e interpretación de las zonas «A» y «M-2» en Yuturi-I.

V. ARENISCAS «M-1» Y BASAL TENA

Las Areniscas «M-1» y Basal Tena fueron estudiadas conjuntamente en los núcleos de los pozos Conga-2 (parcialmente con datos de M. Lascano), y Cuyabeno-2, Tiputini-Minas-1 y Tambococha-1, con C. Dávila y M. Rivadeneira.

1. Conga-2

En el núcleo del pozo Conga-2, las Areniscas «M-1» están ausentes.

1.a. Lutitas «M-1»

La zona «M-1» (9136'-9131', fig. 99) está representada por lutitas negras laminadas, fisiles y no calcáreas, de medio marino restringido. Es interesante notar que descansan sobre limolitas rojas calcáreas de medio continental, similares a las de la Formación Tena. Si están en su sitio, resultarían sea de un episodio de sedimentación continental, sea de la alteración subaérea de las lutitas marinas infrayacentes. En ambos casos, estas limolitas rojas expresarían la emersión de la cuenca oriental durante el depósito de la Formación Napo superior, y materializarían un hiato sedimentario debido a una larga emersión, que ocurrió entre el Santoniano medio (? , último nivel datado de la Fm Napo superior) y el Campaniano medio (edad conocida de la transgresión «M-1»).

Sin embargo, la presencia de lutitas rojas en la base podría resultar de una equivocación (alteración

de la posición inicial) durante la toma del núcleo.

1.b. Areniscas Basal Tena

Las Areniscas basal Tena (9131'-9115', fig. 99) empiezan por areniscas con bases erosivas y frecuentes retrabajamientos interpretadas como depósitos de transgresión marina. Continúan con areniscas con cemento calcáreo, intercaladas con lutitas calcáreas y localmente cubiertas por costras calcáreas interpretadas como paleosuelos (caliche). Esta parte representaría la zona de máximas influencias marinas. Encima se observa una evolución progresiva desde depósitos marinos costeros (incluyendo areniscas de playa) hasta margas muy calcáreas de medio continental costero comparables a las del tope de la sección de campo de Méndez (fig. 65).

La parte inferior de la Formación Tena (9115'-9107', fig. 99) consta de limolitas abigarradas más o menos calcáreas de medio continental costero. Las intercalaciones calcáreas de color gris o verdoso representarían épocas de subida del nivel freático, ligadas a alzas del nivel eustático marino vecino.

2. Cuyabeno-2

2.a. Areniscas «M-1»

Las Areniscas «M-1» están representadas por limolitas y areniscas finas (fig. 100). La parte inferior consiste en lutitas negras y areniscas finas de medio marino somero de energía débil (estratificaciones lenticulares).

En la parte mediana, secuencias unitarias marinas de energía débil a moderada (estratificación lenticular, *flaser-bedding*) presentan una evolución simétrica granodecreciente - granocreciente, con bases transgresivas erosivas (cantos), y topes regresivos bioturbados con cemento levemente calcáreo. El conjunto es ligeramente granodecreciente. En la parte superior, lutitas negras laminadas con escasas madrigueras, de medio marino restringido de baja energía representan el máximo de inundación.

2.b. Areniscas basal Tena

Solo la base es visible en el núcleo. Consiste en un banco discordante de conglomerado claro con matriz de areniscas gruesas y cemento calcáreo y cantos variados (cuarzo, calizas fosfatadas, cantos blandos). Pasa rápidamente a limolitas verdes-grises y rojas de medio aluvial distal (fig. 100).

Las Areniscas Basal Tena están interpretadas como depósitos de una transgresión mayor, después de una larga emersión y erosión del ciclo «M-1».

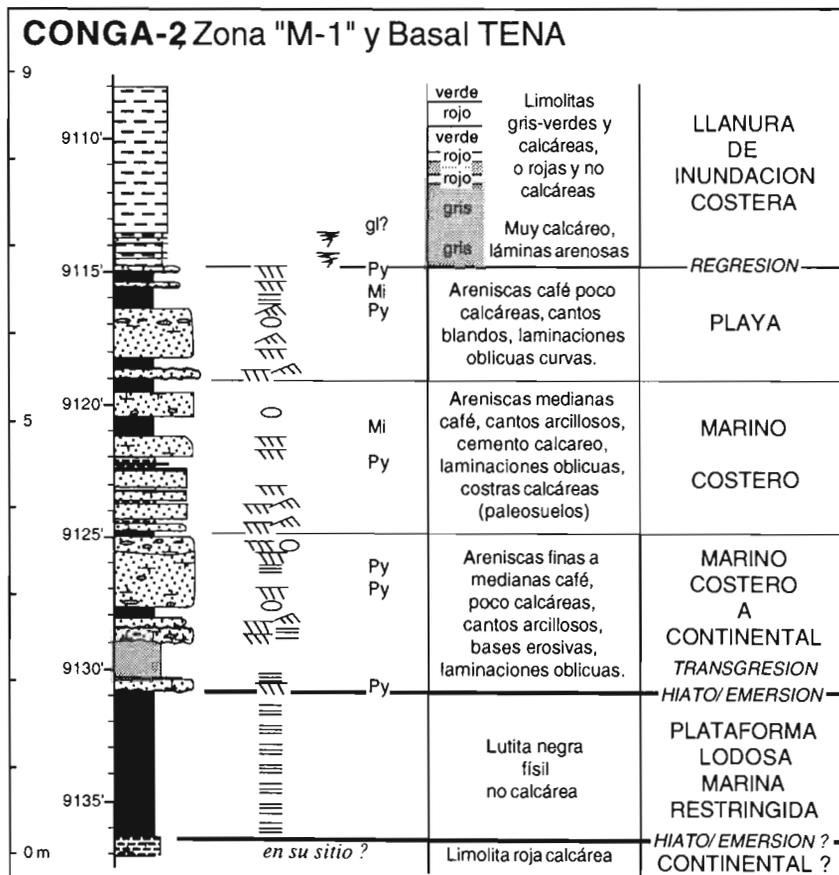


Fig. 99 : Descripción e interpretación del núcleo de Lutitas «M-1» y Areniscas Basal Tena del pozo Conga-2.

3. Tiputini-Minas-1

3.a. Areniscas «M-1»

Las Areniscas «M-1» presentan dos secuencias. La primera es de medio continental, y presenta alteraciones ferruginosas de origen probablemente pedogenética, paleoraices y pequeñas fallas sin-sedimentarias. Al tope, una intercalación conglomerática podría representar un depósito de desborde. La segunda secuencia presenta una base erosiva y una nítida evolución grano-decreciente (fig. 101). Las figuras sedimentarias de la parte inferior son comparables a las de la secuencia anterior. La parte superior comprende limolitas laminadas grises. El medio de depósito es difícil precisar. Es probablemente continental y subacuático.

3.b. Areniscas Basal Tena

Tena

Las Areniscas Basal Tena empiezan (4313'-4310', fig. 101) por niveles conglomeráticos con base erosiva. No parecen poder constituir rellenos de canales por tener solo algunos centímetros de potencia. Se trata posiblemente de depósitos de playa (?).

El resto de la unidad está constituido por secuencias grano-decrecientes con bases erosivas y estratificaciones oblicuas, de rellenos de canales fluviátiles o estuarinos, sin evolución vertical clara. El máximo de inundación no se observó, sea porque está más arriba, sea porque no está expresado.

4. Tambococha-1

4.a. Areniscas «M-1»

Las Areniscas «M-1» están bien desarrolladas y descansan en contacto erosivo sobre las lutitas marinas de la Formación Napo superior (fig. 102).

La unidad consiste en ≈ 11 m de areniscas gruesas mal seleccionadas a menudo conglomeráticas, que forman secuencias grano-decrecientes con bases erosivas. En la parte inferior, las secuencias de grano y energía decreciente sugieren el relleno de canales fluviátiles. En la parte su-

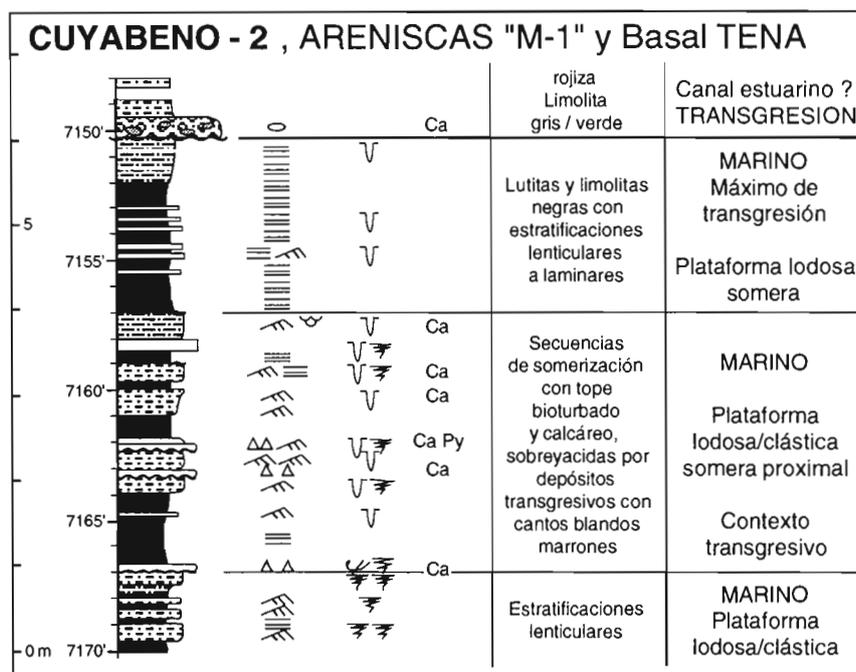


Fig. 100 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «M-1» y Basal Tena del pozo Cuyabeno-2.

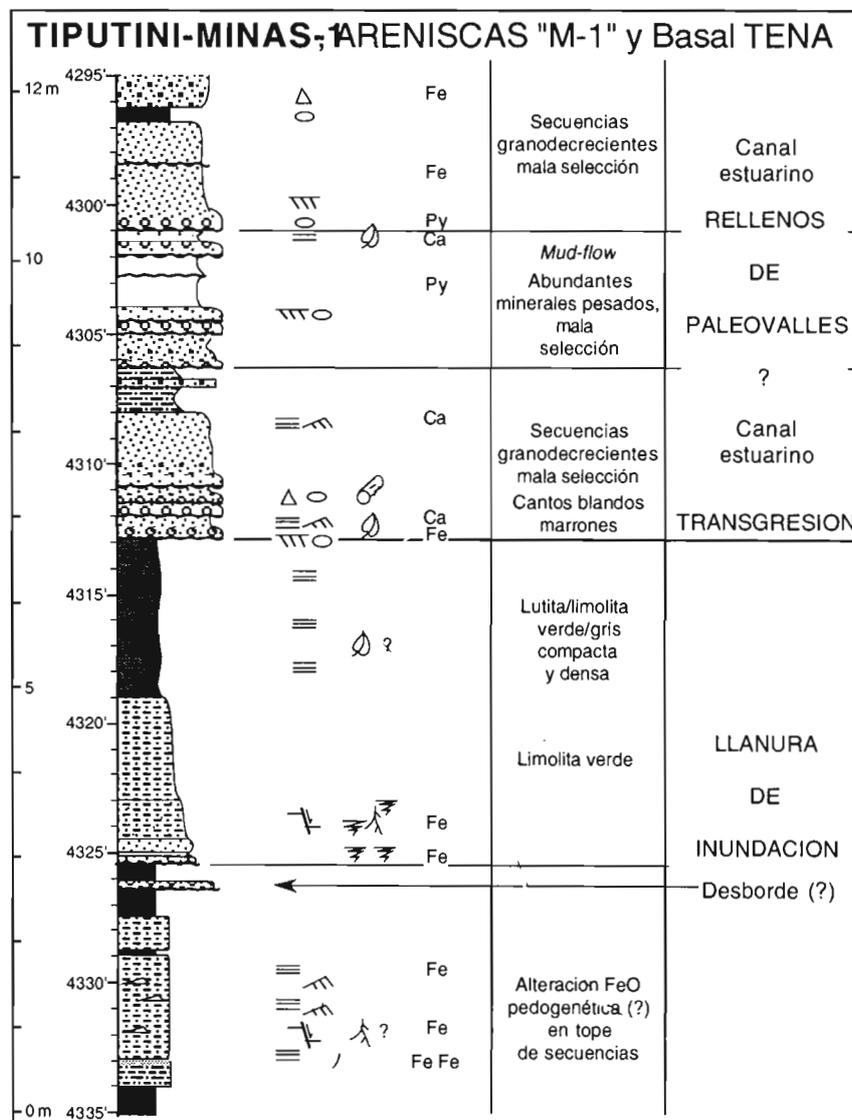


Fig. 101 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «M-1» y Basal Tena del pozo Tiputini-Minas-1.

perior, la energía es más constante a lo largo de las secuencias, lo que sugiere que se trata de barras arenosas fluviales.

El tope (≈ 1 m) está constituido por limolitas arenosas con ondulitas de corriente, pirita y escasas madrigueras que sugieren un medio marino muy somero. Delgadas intercalaciones lenticulares de areniscas gruesas con cantos blandos pueden ser interpretadas como tempestitas.

4.b. Areniscas Basal Tena

Las Areniscas Basal Tena comprenden dos partes.

En la base, un nivel de conglomerado bien seleccionado con cemento calcáreo y pirita decansa en discordancia sobre el ciclo «M-1», y pasa hacia arriba a areniscas gruesas blancas y luego a arenas finas con ondulitas de corriente y pirita. Estas están sobreyacidas por limolitas lamina-das con pirita y escasas madrigueras (fig. 102). Esta parte basal es típicamente granodecreciente, y representa una secuencia retrogradante de transgresión.

Encima, se observan areniscas gruesas blancas poco seleccionadas (excepto en la base), con granos redondeados, estratificacio-nes oblicuas llanas y localmente cemento calcáreo. No presentan evolución vertical del grano o de la energía. Por lo tanto, sugieren fuertemente depósitos de playa. Si es el caso, indican que las areniscas Basal Tena corresponden a una transgresión marina impor-tante.

5. Conclusiones sobre las Areniscas «M-1» y Basal Tena

5.a. Areniscas «M-1»

El ciclo «M-1» es una secuencia transgresiva retrogradante de edad Campaniano medio probable, que empieza en las partes proximales de la cuenca con depósitos continentales gruesos discordantes, evoluciona hacia depósitos más finos y distales, y termina con lutitas de medio marino somero en la parte superior. Está interpretada como una secuencia de transgresión. La evolución observada en la parte nor-oriental de la cuenca es coherente con lo que se analizó en la sección de campo de Méndez (fig. 65).

En la zona central de la cuenca, Cónoco (1988)

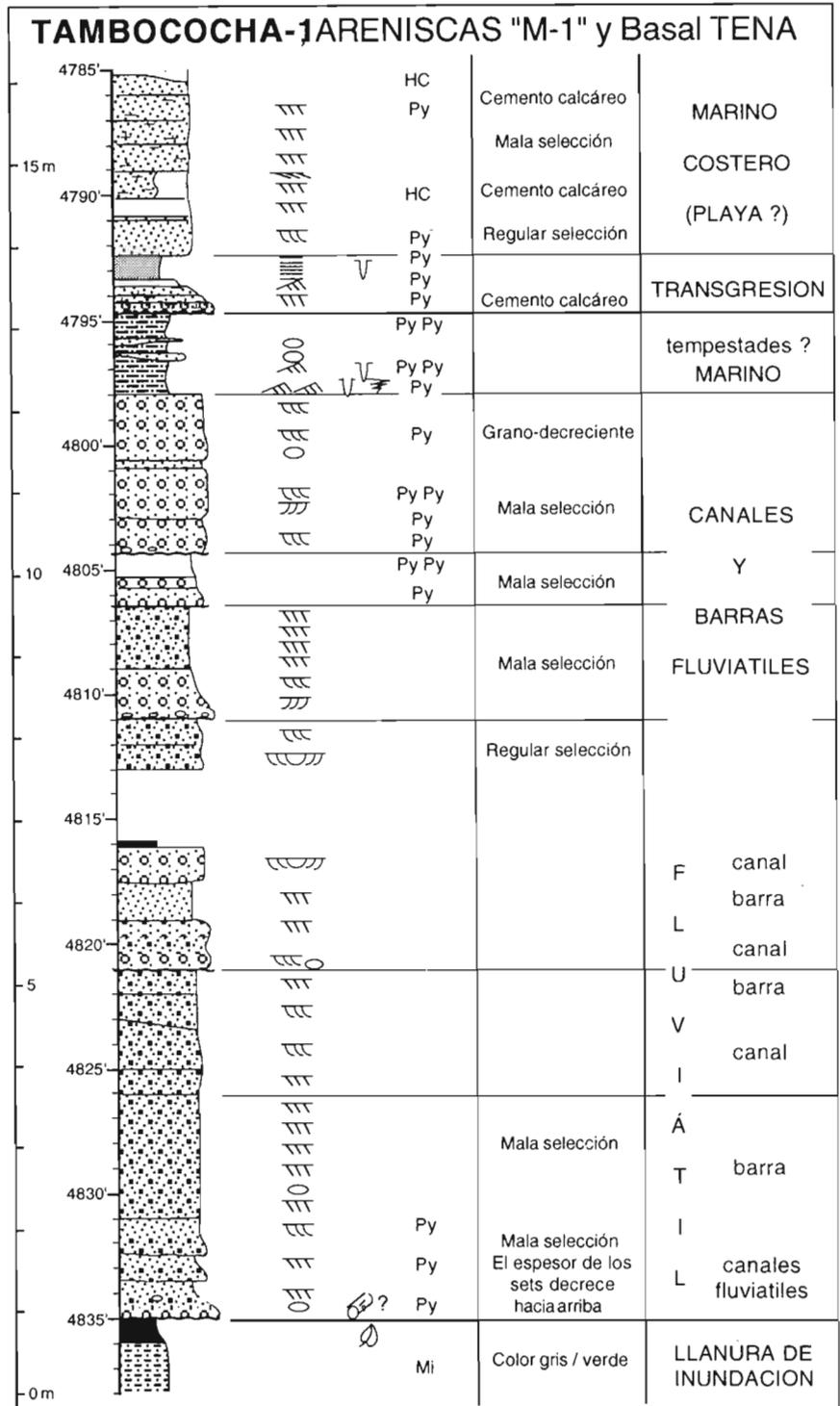


Fig. 102 : Descripción e interpretación del núcleo de Areniscas «M-1» y Basal Tena del pozo Tambococha-1.

distingue dos secuencias arenosas transgresivas. La secuencia inferior de plataforma clástica somera no aparece en los núcleos estudiados. En la secuencia superior, determinó una evolución comparable, con (de la base al tope) : (1) una base erosiva, (2) areniscas masivas de canal de marea, (3) areniscas finas arcillosas de llanura tidal, y (4) lutitas y limolitas de medio marino somero, erosionadas por las areniscas basal Tena.

Un poco más al Oeste, Raynaud et al. (1993) encontraron también areniscas finas y/o arcillosas de-

bajo de las Areniscas «M-1» masivas con base erosiva. Interpretaron estas últimas como rellenos de canales estuarinos amalgamados depositados durante una transgresión eustática importante.

En la parte occidental, la zona «M-1» está erosionada con excepción del área más Suroeste de la cuenca (Méndez).

5.b. Areniscas Basal Tena

Las Areniscas Basal Tena del Maastrichtiano inferior representan el mismo tipo de depósitos, pero en medio más continental y con una topografía más contrastante, debido al inicio de la deformación compresiva de la cuenca. Están representadas por una secuencia granodecreciente que empieza por conglomerados discordantes. Estos retrabajan clas-

tos exóticos e intraclastos en medio mal definido (fluviátil a estuarino), y evolucionan siempre hacia depósitos más finos, continentales distales al Este y NE, y marinos costeros al Oeste y SO de la cuenca. La Formación Tena suprayacente expresa una regresión, con la progradación de potentes depósitos continentales costeros finos, que traducen un drástico aumento de la subsidencia con respecto al ciclo «M-1» infrayacente.

Esta misma evolución fue observada en las secciones de campo del Anticlinal Mirador y de Méndez. En el bloque 14, Raynaud et al. (1993) consideran también las Areniscas Basal Tena como rellenos de paleovalles en la base de una importante transgresión eustática.

*

*

*

CAPITULO III

SINTESIS : MEDIOS SEDIMENTARIOS, EVOLUCION Y CORRELACIONES DE LA SERIE CRETACICA ORIENTAL

I. MEDIO Y EVOLUCION SEDIMENTARIOS DEL CRETACEO MARINO EN LA ZONA SUBANDINA

En esta parte, utilizaremos los términos de «secuencia de depósito», «intervalo transgresivo», «máximo de inundación», «prisma de alto nivel» y «límite de secuencia» tal como fueron definidos en el marco del modelo de estratigrafía secuencial (Van Wagoner et al. 1988, Christie-Blick y Driscoll 1995). La evolución sedimentaria del Cretáceo de la zona subandina determinada según las secciones de campo puede ser resumida así.

1. La Formación Napo basal

Constituye una megasecuencia transgresiva (Arenisca basal y Caliza «C») y regresiva (Calizas y Areniscas «T») caracterizada por dos máximos de transgresión mayores en las Lutitas Napo basal, de edad Albiano medio temprano (bien expresada solo en el Sur) y base del Albiano superior. Se distinguen varias secuencias menores (fig. 103).

Las Areniscas basales del Sur de la zona subandina parecen constituir una primera secuencia de retrogradación, de carácter transgresivo y de medio marino abierto y costero. Su edad precisa es desconocida, pero debe ser Albiano temprano. Se correlacionan probablemente con areniscas de la parte superior de la Formación Hollín del Norte.

En el Sur de la zona subandina (Chinimbimi, Tayusa), las Calizas «C» constituyen una secuencia de agradación (transgresiones repetidas), sobreyacida por una serie retrogradante de calizas y lutitas negras con alto contenido de materia orgánica debido a la condensación (intervalo transgresivo). Su edad es Albiano medio, parte temprana. En el Norte, esta secuencia no es distinguible de las areniscas de la parte superior de la Formación Hollín (fig. 103 y 105).

En el Sur de la zona subandina, las lutitas Napo basal pueden ser divididas en tres cuerpos sedimentarios. La unidad inferior contiene un primer máximo de inundación del Albiano medio temprano (101 o 99 Ma según Haq et al. 1987), rico en materia orgánica. Corresponde posiblemente a la base de las Arenas basales de las secciones del Norte. La unidad intermedia es principalmente agradacional, de edad Albiano medio tardío y se correlaciona estratigráficamente en el Norte de la zona subandina con la Caliza «C». La unidad superior contiene un segundo

máximo de inundación que se correlaciona con el de las secciones de Misahuallí y Pungarayacu-30, de la base del Albiano superior (fig. 103 y 105).

Las lutitas Napo basal del Norte de la zona subandina constituyen una secuencia transgresiva-regresiva, estando el máximo de inundación hacia la base (98,25 Ma según Haq et al. 1987), y su parte superior constituye el inicio de una regresión (prisma de alto nivel, fig. 103). Este máximo de inundación es el que fue identificado en la base de la serie cretácica en Tambococha-1.

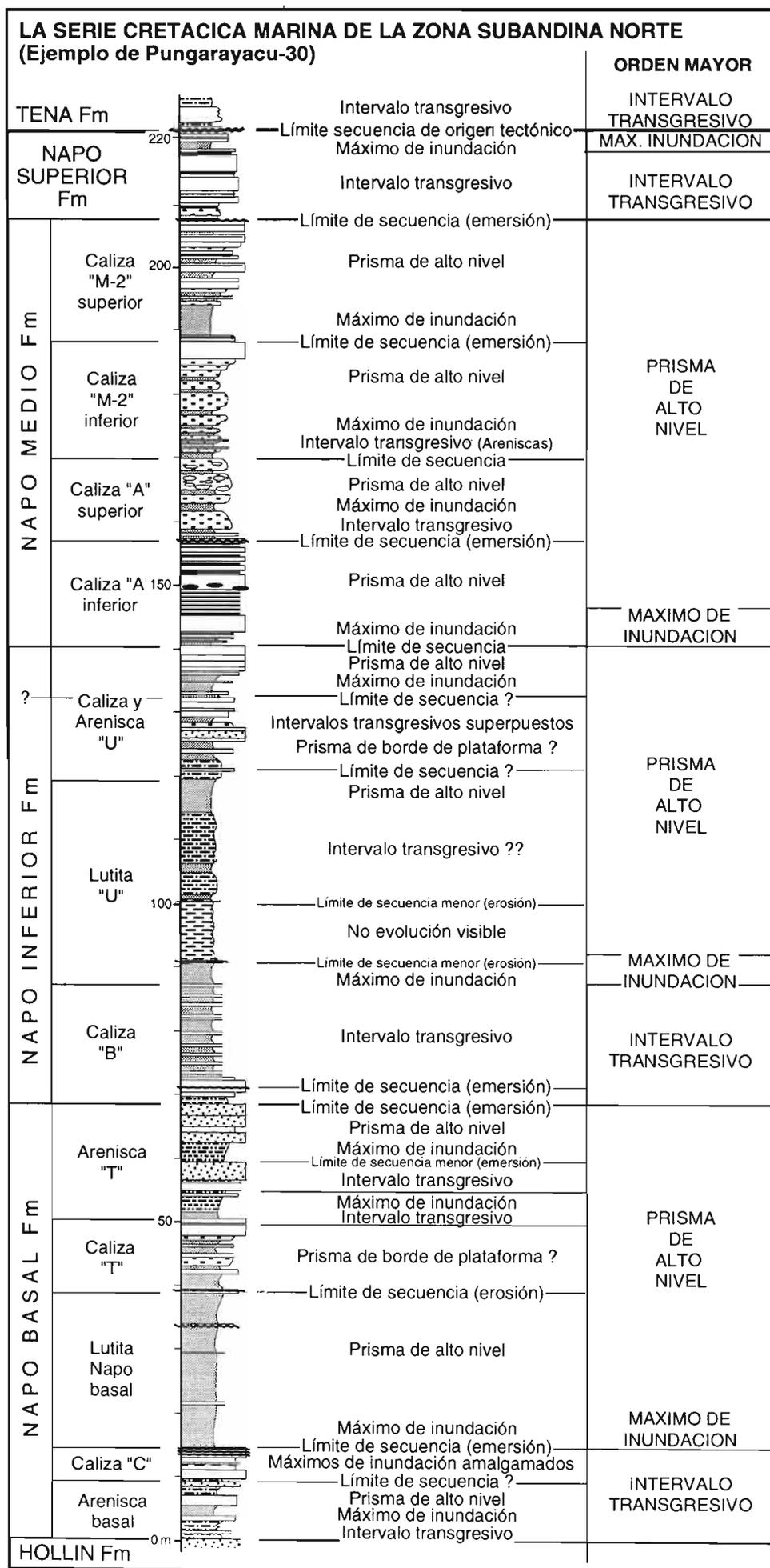
A gran escala, la base de las Calizas «T» constituye el término regresivo de la secuencia anterior, representado por la progradación de una plataforma carbonatada somera y abierta. En cambio, su parte superior es un apilamiento de secuencias transgresivas de medio abierto (agradación, fig. 103). Sin embargo, en el Sur (Chinimbimi), descansan en contacto abrupto (discontinuidad) sobre las lutitas Napo basal, y se pudo evidenciar el carácter ligeramente transgresivo a gran escala de esta unidad. Por lo tanto, la interpretamos como el intervalo transgresivo de la secuencia de depósito siguiente, siendo su contacto de base el límite de secuencia (fig. 105).

Las Areniscas «T» incluyen un máximo de inundación lutáceo en la base (que sigue al intervalo transgresivo de la parte superior de las Calizas «T»), seguido por una secuencia transgresiva, y luego por una secuencia regresiva de progradación de un sistema clástico (fig. 103). La mínima potencia de estas secuencias de progradación no permite hablar de un delta en el sentido clásico, es decir dominado por los aportes fluviales (Misisipi por ejemplo), sino de lóbulos delgados de areniscas costeras, cuyo medio y dinámica sedimentarios serían comparables a los de deltas dominados por mareas (y olas?) de baja energía. Los núcleos enseñan generalmente una evolución progradante, pero se observan también evoluciones retrogradantes transgresivas según los lugares y/o la parte de la unidad.

2. La Formación Napo inferior

Constituye una nueva megasecuencia transgresiva (Calizas «B») y regresiva (Calizas-Areniscas «U») con un segundo máximo de transgresión mayor (en la base de las lutitas «U»), de edad cercana al límite Albiano-Cenomaniano (fig. 103).

Las Calizas «B» *s.l.* incluyen dos secuencias principalmente de transgresión. La base limo-arenosa constituye el intervalo transgresivo y el máximo



de inundación de una primera secuencia cuyo prisma de alto nivel está representado por la parte inferior de la Caliza «B» masiva, cubierta por una superficie de emersión (límite de secuencia). La parte superior de la Caliza «B» masiva y las Calizas «B» s.s. representan el intervalo transgresivo de una secuencia de depósito, que culmina con el máximo de inundación de la base de las Lutitas «U» (fig. 103). Es posible que exista un máximo de transgresión menor (indicando una secuencia de depósito menor) en la base de las Calizas «B» s.s..

La base de las Lutitas «U» representa un máximo de transgresión mayor de edad Albiano terminal o más probablemente Cenomaniaco temprano (97 o 95,75 Ma de Haq et al. 1987), mientras que su paso gradacional a las areniscas sobreyacentes corresponde al inicio de la progradación siguiente. En Pungarayacu-30, la presencia de superficies de retrabajamiento (límites de secuencias ?) hacen sospechar que existan varias secuencias de depósitos menores dentro de las lutitas «U», que no se pudo identificar en las otras secciones (fig. 103).

En el Norte de la zona subandina, las Areniscas «U» parecen estar

Fig. 103 : Interpretación secuencial de la evolución sedimentaria de la serie cretácica marina de la zona subandina Norte.

La columna es la del pozo Pungarayacu-30; las interpretaciones incluyen además de este pozo, las de Ongota y Misahuallí.

por debajo de las Calizas «U». Representarían el intervalo transgresivo de la secuencia de depósito de las Calizas «U» sobreyacentes.

Las Calizas «U» parecen tener dos partes. La parte inferior, arenosa, rica en organismos de medio abierto, en glauconita y fosfatos (*hard-grounds*) representaría una secuencia de agradación (pulsos transgresivos repetidos). Su discontinuidad de base indicaría una nueva superficie de transgresión mayor de edad Cenomaniano inferior a medio (93,5 Ma ?), luego de una probable emersión (94 Ma de Haq et al. 1987 ?). En Pungarayacu, la parte superior, constituida por calizas no detríticas, poco glauconíticas, con fauna menos variada y tendencia estratocreciente parece representar una serie progradante (prisma de alto nivel), cuyo máximo de inundación e intervalo transgresivo no aparecen claramente (fig. 103). La edad precisa no es conocida. Hacia el Sur, la zona «U», más calcárea, parece presentar caracteres de plataforma somera más abierta, pero no se pudo determinar su evolución.

3. La Formación Napo medio

Las calizas de la Formación Napo medio constituyen una nueva megasecuencia de depósito, fundamentalmente de progradación de plataforma carbonatada (fig. 103), cuyo máximo de inundación parece estar constituido por la secuencia inferior. Por comparación con el Norte del Perú (Benavides 1956, Jaillard 1985, 1987), y por su contenido de amonites, la edad probable del máximo de inundación es Turoniano inferior tardío (91,5 Ma según Haq et al. 1987).

La parte superior de las Calizas «A» inferiores (Turoniano medio) constituye la parte más somera de la megasecuencia. Representan el prisma de alto nivel progradante del máximo de inundación del Turoniano inferior tardío.

Están seguidas por dos secuencias de progradación de plataforma carbonatada (prismas de alto nivel), ambas de edad Turoniano medio a superior («A superior», «M-2 inferior»). Los máximos de transgresión corresponden probablemente a los de 90,75 (base de «A superior») y 90,25 (base de «M-2 inferior») de Haq et al. (1987). El intervalo transgresivo «M-2 inferior» está marcado por depósitos arenosos glauconíticos, probablemente equivalentes a las «Areniscas M-2» de la parte oriental de la cuenca.

La Caliza «M-2 superior» constituye una nueva secuencia de depósito (fig. 103). La base (máximo de inundación de edad Turoniano superior) parece constituir el depósito de mayor profundidad de la Formación Napo medio (90,25 o 90,75 Ma de Haq et al. 1987). El tope presenta figuras sedimentarias que indican una larga emersión (límite de secuencia).

La parte superior de la Formación Napo medio

está marcada por una actividad tectónica sinsedimentaria de edad Turoniano superior a Coniaciano basal, que podría explicar las variaciones de espesor y litología de estas unidades y la llegada de areniscas en la base de la secuencia «M-2 inferior» del Turoniano superior («Areniscas M-2»).

4. La Formación Napo superior

En las secciones estudiadas (Norte de la zona subandina), solo la base está preservada. Empieza con un intervalo transgresivo bien desarrollado, rico en materia orgánica (depósitos anóxicos), y sigue con lutitas ricas en organismos planctónicos que representan el de máximo de inundación (fig. 103). Traduce una cuarta transgresión mayor, de edad probable Coniaciano temprano (89 Ma de Haq et al. 1987), que lleva a los depósitos disóxicos del Coniaciano y Santoniano.

En el Sur de la zona subandina, el Santoniano presenta facies de medio mucho más abierto aun que somero pero no se pudo estudiar la evolución vertical de la formación.

Los medios y la evolución sedimentarios de las formaciones Napo superior y Tena inferior están expuestos más adelante.

II. CORRELACIONES ESTRATIGRAFICO-SEDIMENTARIAS DE LA SERIE CRETÁICA DE LA CUENCA ORIENTAL.

1. Correlaciones de la secuencia marina

La identificación paleontológica y sedimentológica de los máximos de inundación y de las discontinuidades permite ahora intentar correlaciones con las secciones de la cuenca andina, conocidas por registros eléctricos (fig. 104).

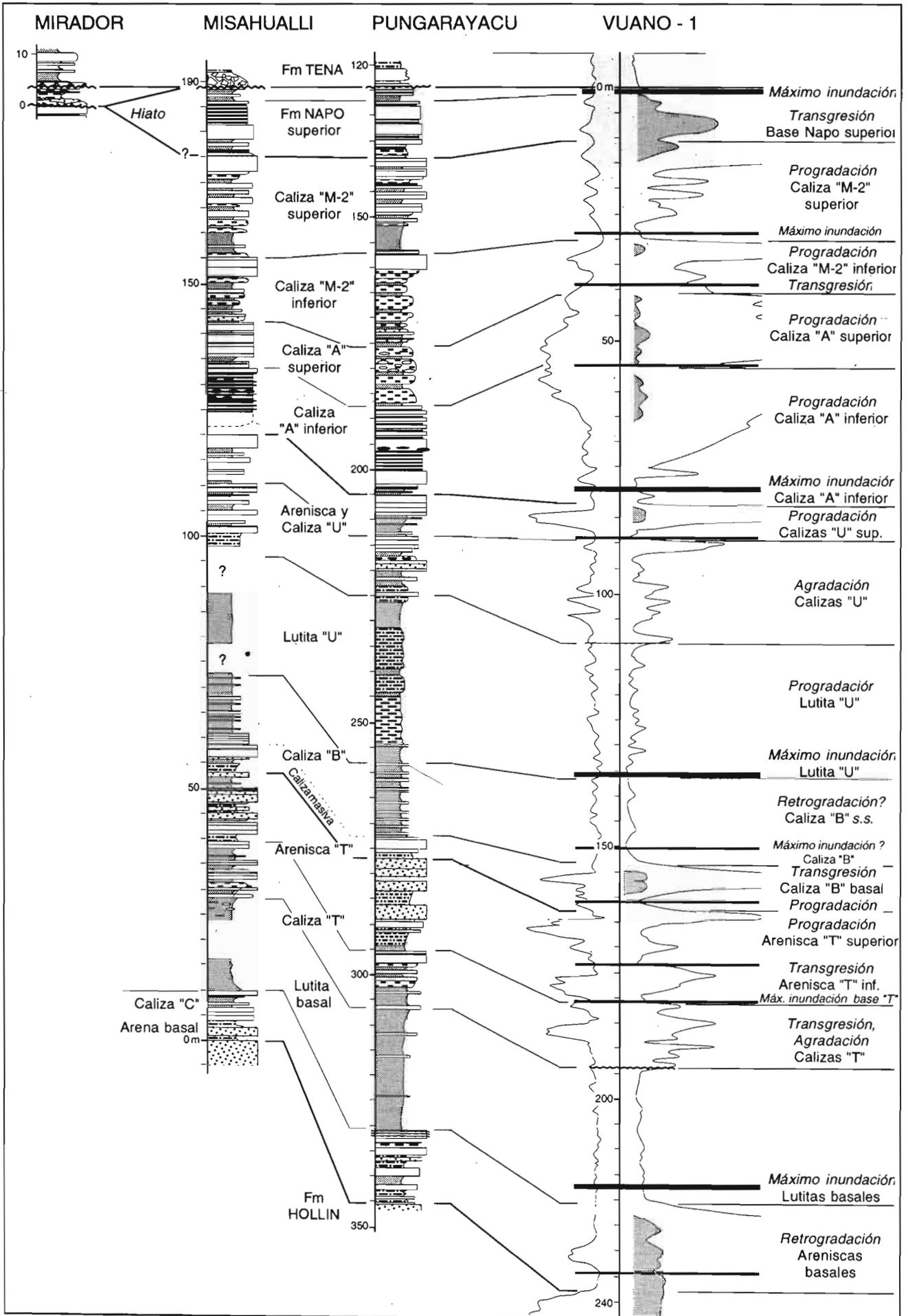
Los máximos de transgresión / inundación están netamente marcados por máximo de Gamma-Ray (G.R.) y un mínimo de resistividad (R). Notemos que el de la Caliza «M-2 superior» está bien marcado por contraste con la litología calcárea infra- y sobreyacente. Si su origen eustático se confirma, estos niveles serían mundialmente sincrónicos (Haq et al. 1987), y constituyen las líneas de tiempo más fiables para establecer correlaciones en la cuenca oriental.

El proceso de progradación está claramente expresado por una resistividad creciente (lutitas Napo basal y «U», Areniscas «T», Calizas «A» y «M-2», fig. 104). Sus topos constituyen a menudo discontinuidades bien marcadas, pero un ligero diacronismo es posible debido al fenómeno mismo de relleno por progradación y a las erosiones ligadas a la emersión consiguiente.

Las discontinuidades de base de las transgresiones son escasas en la serie y son poco marcadas

Fig. 104 : Correlaciones de las secciones estudiadas en la zona subandina Norte y comparación con el pozo Vuano-I.

----->



en diagráfias (base del Napo superior). Además, son generalmente diacrónicas a escala de la cuenca. Por lo tanto, permiten buenas correlaciones pero no son buenas líneas de tiempo.

Los intervalos transgresivos, caracterizados por una condensación sedimentaria, se traducen a menudo por una concentración en minerales radio-activos expresada en la curva de G.R. (Posamentier y James 1993). Por ejemplo, se nota que la curva G.R. aumenta al tope de las Calizas «B» masivas, Calizas «U», Calizas «A» superior o «M-2» inferior, antes de que la curva R. indique el cambio litológico (fig. 104), lo que podría indicar que la parte superior de la unidad litológica ya presenta características de una sedimentación condensada. Este desfase indicaría el inicio del intervalo transgresivo de la secuencia de depósito siguiente, y por lo tanto, permitiría ubicar el límite de secuencia deposicional, ya que este último se ubica en la base del intervalo transgresivo.

Las unidades caracterizadas por una agradación están también marcadas en los registros por una nítida discontinuidad de base (Calizas «T» y «U», fig. 104). Sin embargo, estas discontinuidades pueden ser también diacrónicas, debido al fenómeno de retrogradación y al hecho de que una secuencia transgresiva presente en un sitio puede faltar en otro (cf. base de las Lutitas Napo basal).

2. Correlaciones de la Formación Napo basal en la zona subandina (fig. 105)

Las correlaciones entre las diferentes secciones del Albiano de la zona subandina llevan resultados importantes sobre el funcionamiento dinámico de la cuenca.

Entre el tope de las Calizas «C» masivas y la base de las Calizas «T», la sección tiene una potencia estimada de ≈ 20 m en Misahuallí y de 23 m en Pugarayacu-30. El mismo intervalo presenta una potencia de ≈ 40 m en Chinimbimi y más de ≈ 30 m en Tayusa. ¿Como ocurre el adelgazamiento?

En la zona Sur, las Calizas «C» tienen un miembro inferior (≈ 5 a 7 m), y un miembro superior. Este último es transgresivo, arcilloso, con amonites y abundantes dientes de selacios en la base y regresivo con calizas laminadas en la parte superior. Está presente en Chinimbimi y Tayusa (≈ 8 m), pero está ausente en Misahuallí y Pungarayacu-30.

En el Sur, la parte inferior de las Lutitas (≈ 12 m) contiene amonites del Albiano medio temprano que no fueron reconocidas en Misahuallí. Por lo tanto, esta unidad falta muy probablemente en el Norte. Los amonites de la parte media agradante de las Lutitas basales de Chinimbimi y Tayusa (≈ 11 m) son idénticos a los de las Calizas «C» de la sección de Pungarayacu-30, donde se observan numerosas superficies erosivas. En consecuencia, las secuencias de agradación del Sur se adelgazan drásticamente hacia el Norte, y se superponen para formar el banco masivo de las Calizas «C» de la zona Norte (fig.

105).

En consecuencia, de acuerdo con el contenido de amonite que indica la base del Albiano superior en el Norte como en el Sur, la parte superior, negra y anóxica de las Lutitas napo basal (≈ 10 m en Chinimbimi) parece corresponder a la totalidad de las lutitas de Misahuallí y Pungarayacu-30 (≈ 20 m).

La misma constatación puede ser hecha con las secuencias transgresivas agradantes de las Calizas «T», que tienen cerca de 20 m de potencia en el Sur y ≈ 10 a 12 m en Misahuallí y Pungarayacu-30 (fig. 105).

Por lo tanto, las secuencias de transgresión (parte inferior de las lutitas) o de agradación reconocidas en el Sur (Caliza «C» del Sur, parte media de las Lutitas) no se depositaron en el Norte, o fueron erosionadas, o se depositaron con espesores mucho menores (Caliza «C» del Norte, Caliza «T»). En cambio, los máximos de inundación (parte superior de las Lutitas) que alcanzaron la parte Norte se depositaron allí con una potencia comparable o superior a la del Sur. Estas observaciones tienen tres consecuencias principales.

(1) Las transgresiones son diacrónicas a la escala de la cuenca ecuatoriana. Esto había sido ya demostrado para la transgresión de base de las areniscas del Cretáceo inferior (Villagómez 1995), y está ahora comprobado también por la transgresión de las Lutitas Napo basal. Por ejemplo, la Caliza «C» del Sur es de edad Albiano inferior tardío a Albiano medio temprano, mientras que la Caliza «C» del Norte es de edad Albiano medio tardío.

(2) Las secuencias transgresivas (Areniscas basales, Lutita Napo basal *s.l.*, Caliza «B» masiva) representan los *intervalos transgresivos* de secuencias de depósito (en términos de estratigrafía secuencial), mientras que las unidades agradantes (Lutita Napo basal, parte media, Caliza «T», Caliza «U») tendrían valor de *prisma de borde de plataforma* (a escala de la cuenca). Estos últimos se depositaron durante ciclos eustáticos en los cuales la alza eustática sumada a la subsidencia no son suficientes como para invadir la cuenca oriental por un largo período.

(3) Es probable que otros cuerpos sedimentarios que tienen las mismas características (depósitos transgresivos = Calizas «B» *s.s.* por ejemplo, y/o agradantes = Calizas «U» por ejemplo) presenten la misma disposición geométrica y se acúen en dirección de las zonas proximales poco subsidentes de la cuenca.

3. Correlaciones de las Calizas «B» y «U»

En los registros, se suele llamar Calizas «B» a todas las Calizas ubicadas entre las Areniscas «T» y «U». Sin embargo, las secciones de Misahuallí y Pungarayacu-30 demuestran que existen dos niveles de calizas.

El nivel inferior (Caliza «B») empieza por un banco masivo (transgresión) y sigue con calizas

mo de inundación («estrechamiento») de la base de las lutitas «U» y encima de un tramo en forma de embudo (progradación). Las Calizas «U» son masivas, a veces arenosas, de medio abierto, con bases erosivas (transgresiones) y no presentan una evolución vertical nítida (agradación). Por lo tanto, en los registros, deben aparecer con forma de árbol de navidad, y estar asociadas o situadas por debajo de las Areniscas «U» (fig. 104 y 106).

Estos criterios deberían permitir correlaciones fiables de las líneas de tiempo que constituyen los máximos de inundación de la base de las lutitas «U» (Albiano terminal ? a Cenomaniano inferior) y de la base de las Calizas «A» (Turoniano inferior).

En el centro de la cuenca, se nombró Caliza «B» a calizas bioclásticas de medio abierto, datadas del Cenomaniano (Payamino-15, fig. 82; Yampuna-1, fig. 91, Legoux et al. 1990 por ejemplo), que pertenecen a la zona «U». Correlaciones en esta parte de la cuenca (Auca-Tivacuno, fig. 106) evidencian el adelgazamiento de las Calizas «B» hacia el Este, y su paso lateral progresivo a areniscas que se desarrollan para volverse el miembro superior de las Are-

niscas «T» de la parte oriental de la cuenca (fig. 106). En el mismo perfil, las Calizas inferiores de la zona «U» constituyen una secuencia agradante ubicada por debajo de las Areniscas «U» con base erosiva transgresiva, y presentan una forma en árbol de navidad que queda más o menos constante de Oeste a Este (fig. 106).

4. Correlación de las Calizas Napo medio y superior

La Caliza «A» inferior constituye la zona calcárea más masiva de la Formación Napo medio y es fácilmente identificable en diagráfias. El máximo de inundación de la base de la cuarta secuencia (Caliza «M-2 superior») es un buen nivel guía (fig. 107). Sin embargo, en ciertas zonas del Noreste de la cuenca (Atacapi, Farfan, Cofane), la Caliza «A» inferior parece pasar lateralmente a areniscas que aparecen como un miembro superior de las Areniscas «U», cuya edad, en consecuencia, podría ser Turoniano inferior.

En las secuencias superiores («A superior», «M-2 inferior», «M-2 superior», base de Napo superior), la relación entre margas y calizas puede ser variable

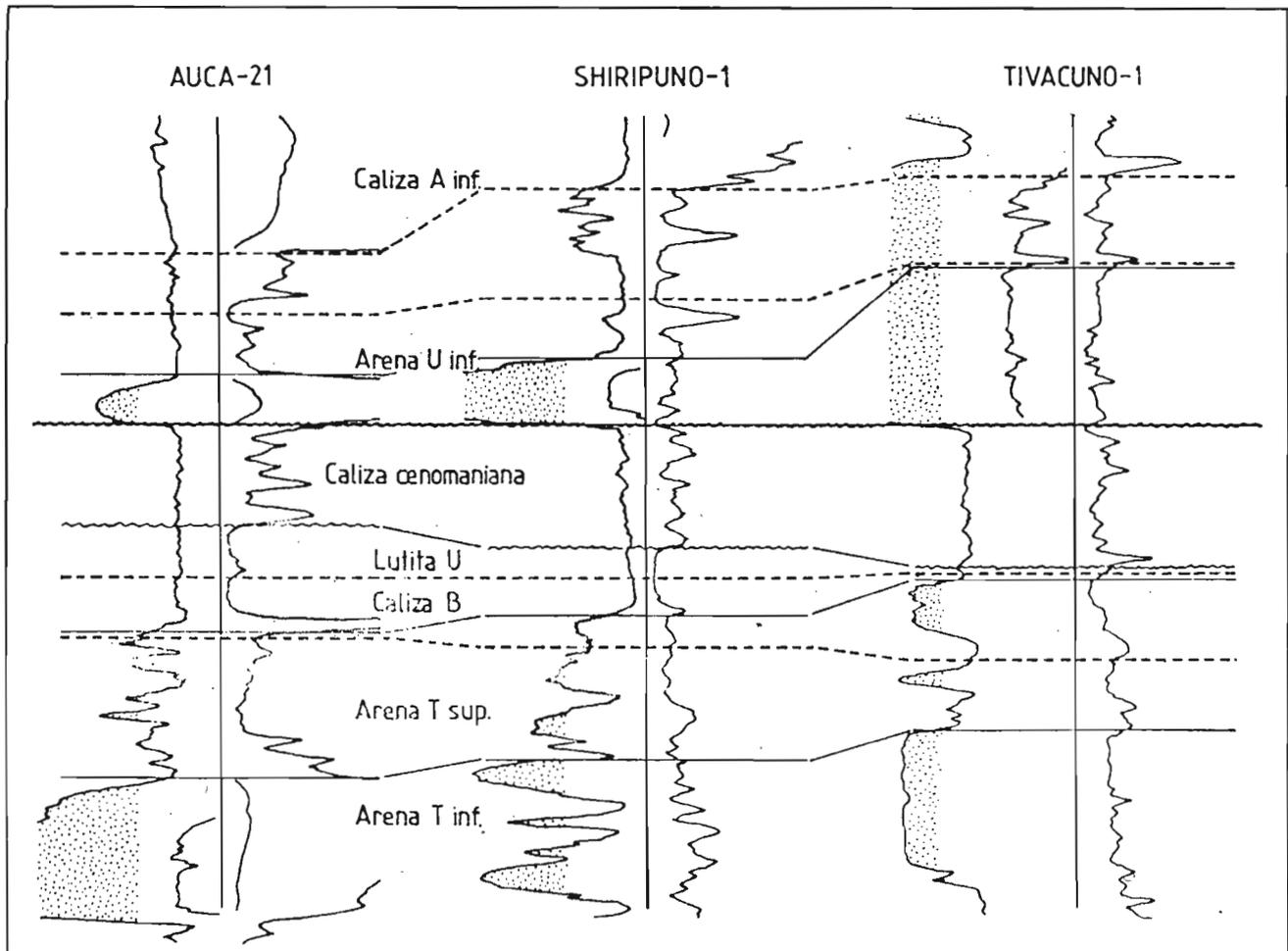


Fig. 106 : Correlación de la Formación Napo inferior en la cuenca oriental ecuatoriana, evidenciando la existencia de dos cuerpos calcáreos distintos. Las Calizas inferiores (Caliza «B» del Albiano superior) son estratodecrecientes e in-frayacen al Máximo de inundación de las Lutitas «U», mientras que las Calizas superiores (Caliza «U» del Cenomaniano) son agradantes con base erosiva, y sobreyacen al Máximo de inundación de las Lutitas «U». Máximo de inundación (línea de tiempo) = rayado; Línea de facies = continuo; Límite de secuencia = ondulado.

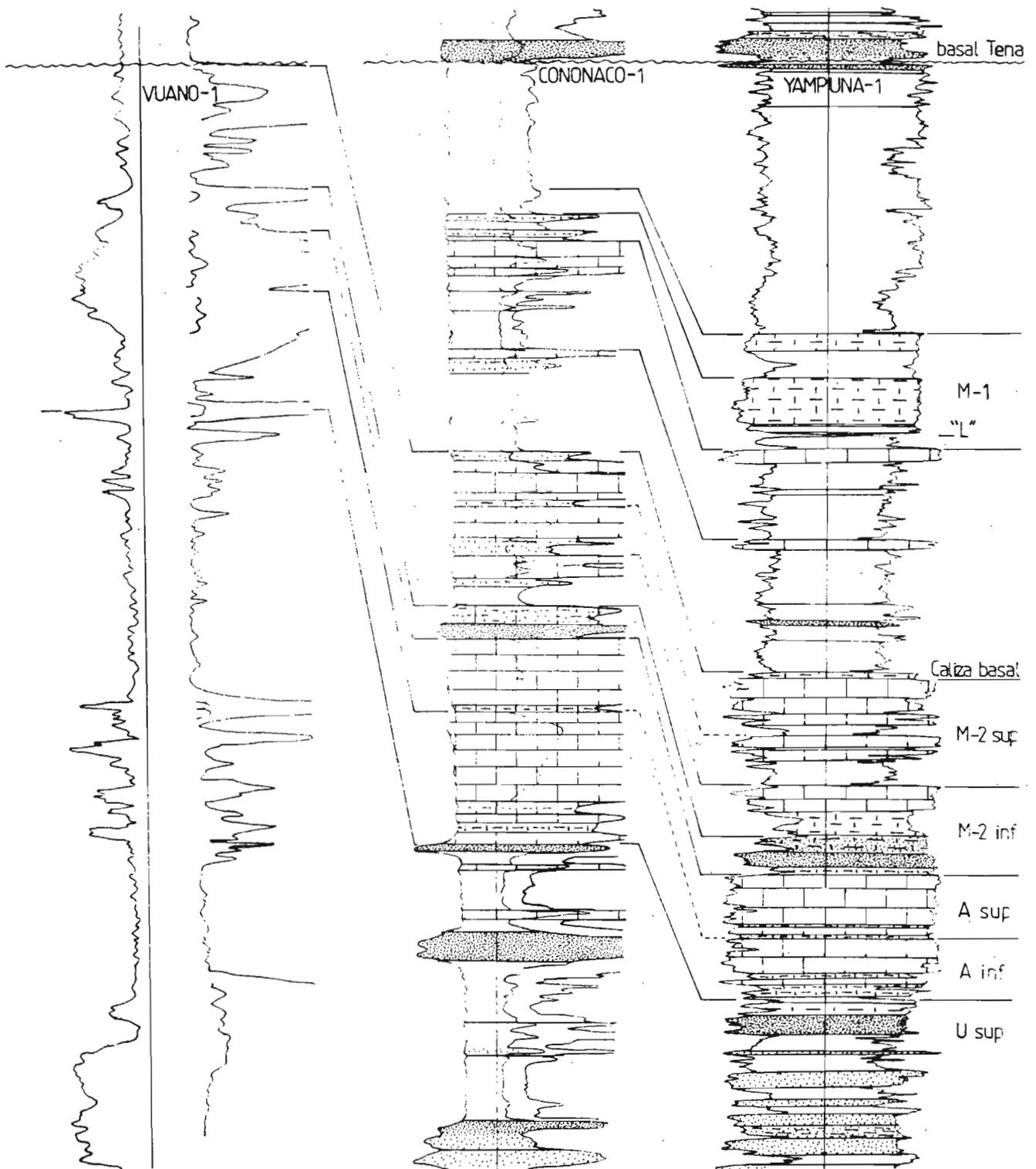


Fig. 107 : Correlaciones de las Calizas «A» y «M-2» en la zona subandina Norte y en la cuenca amazónica adyacente. Nótese las variaciones de espesores, y la expresión de las progradaciones y de los máximos de inundación (base «A» inferior, base «M-2»).

a lo largo de la cuenca, debido a las variaciones de profundidad de depositación en la plataforma, a la importancia de los aportes detríticos y/o a la actividad tectónica sinsedimentaria. Por lo tanto, estas secuencias tendrán una expresión variable según los lugares y serán difícilmente correlacionables.

Los indicios de tectónica sinsedimentaria jugaron muy probablemente un papel importante en las variaciones notables de espesor (fig. 107) o de litología observadas entre secciones de la misma zona (eje central de la cuenca por ejemplo). Las areniscas de base de la tercera secuencia de Misahuallí y Pungarayacu («M-2 inferior») constituyen ciertamente la extensión distal de las Areniscas «M-2» de la parte oriental de la cuenca. El análisis estratigráfico y sedimentológico demuestra que el límite Turoniano-Coniaciano se ubica cerca del tope de las Calizas «M-2 superior». En consecuencia, las Areniscas «M-2» de la base de la Caliza «M-2 inferior» son de edad Turoniano medio a superior.

La tectónica sinsedimentaria observada en estos niveles ha podido provocar el levantamiento y la erosión de ciertas áreas, explicando la llegada de estas areniscas en la cuenca. Además, las calizas transgresivas de la base de la Formación Napo superior faltan muy probablemente en las zonas poco profundas, o fueron localmente erosionadas (cf. sección del anticlinal Mirador, fig. 61). Por lo tanto, la interpretación estratigráfica de los registros eléctricos tiene que tener en cuenta estos parámetros.

5. Evolución y correlación de las Formaciones Napo superior y Tena (parte inferior)

En las secciones de campo de la zona subandina Norte, solo aflora la base de la Formación Napo superior. Por lo tanto, para estudiar las correlaciones de dicha formación, se deben analizar los registros de los pozos de la cuenca amazónica. El perfil Auca-42 - Ishpingo-1 fue estudiado en colaboración con M. Rivadeneira y C. Dávila. El intervalo estudiado abarca desde el tope de las Calizas «M-2» hasta la unidad Basal Tena (fig. 108). Se lo puede dividir en cinco secuencias de depósito muy bien expresadas en el pozo Amo-1 (Rivadeneira et al. 1995).

5.a. La primera secuencia (≈ Coniaciano)

La primera secuencia (Caliza «M-1») descansa sobre las Calizas «M-2». Empieza por el intervalo transgresivo de la base de la Formación Napo superior, visible en las secciones de Pungarayacu-30 y Misahuallí. Está expresado por la disminución de la resistividad, y de la radioactividad en menor proporción (forma en campana). Sigue con un máximo de inundación lutáceo marcado por un nítido «estrecho» de las curvas R. y G.R. (fig. 108). En Auca-42, la ubicación del máximo de inundación no está clara.

Termina con una serie estratocreciente de lutitas y margas, que traduce la progradación de una plataforma carbonatada poco desarrollada (prisma de alto nivel). El límite de secuencia está muy probablemente ubicado al tope del último banco carbonatado, y por debajo de los depósitos retrogradantes (forma en campana) de la secuencia siguiente. Por su contenido paleontológico y por comparación con el Norte del Perú, se le asigna una edad coniaciana (véase p. 17, 35 y 82).

5.b. La segunda secuencia (≈ Santoniano)

La segunda secuencia de depósito (Lutitas «M-1») empieza por un cuerpo grano- y/o estratodecreciente (retrogradación), a veces arenoso (parte Oeste del perfil), marcado en gran parte de la cuenca por una superficie radioactiva (marcador «L»), correlacionable con las fosforitas de edad Santoniano de la zona subandina Norte (Vera y Egüez 1978, Wilkinson 1982, Monciardini et al. 1982., p. 17, 35 y 82). Está interpretada como una superficie de condensación, característica de los intervalos transgresivos. En Kintia-1, la superficie «L» parece confundirse con el límite de secuencia. En la parte Este de la cuenca, aparece una superficie similar adicional, que puede representar la superficie de condensación del máximo de inundación (fig. 108).

El máximo de inundación arcilloso (estrecho de las curvas R. y G.R.) está sobreyacido por una serie más carbonatada, por lo general, ligeramente estratocreciente que expresa la progradación del cuerpo de alto nivel. El límite de secuencia es una nítida discordancia. La edad de esta secuencia es muy probablemente santoniana.

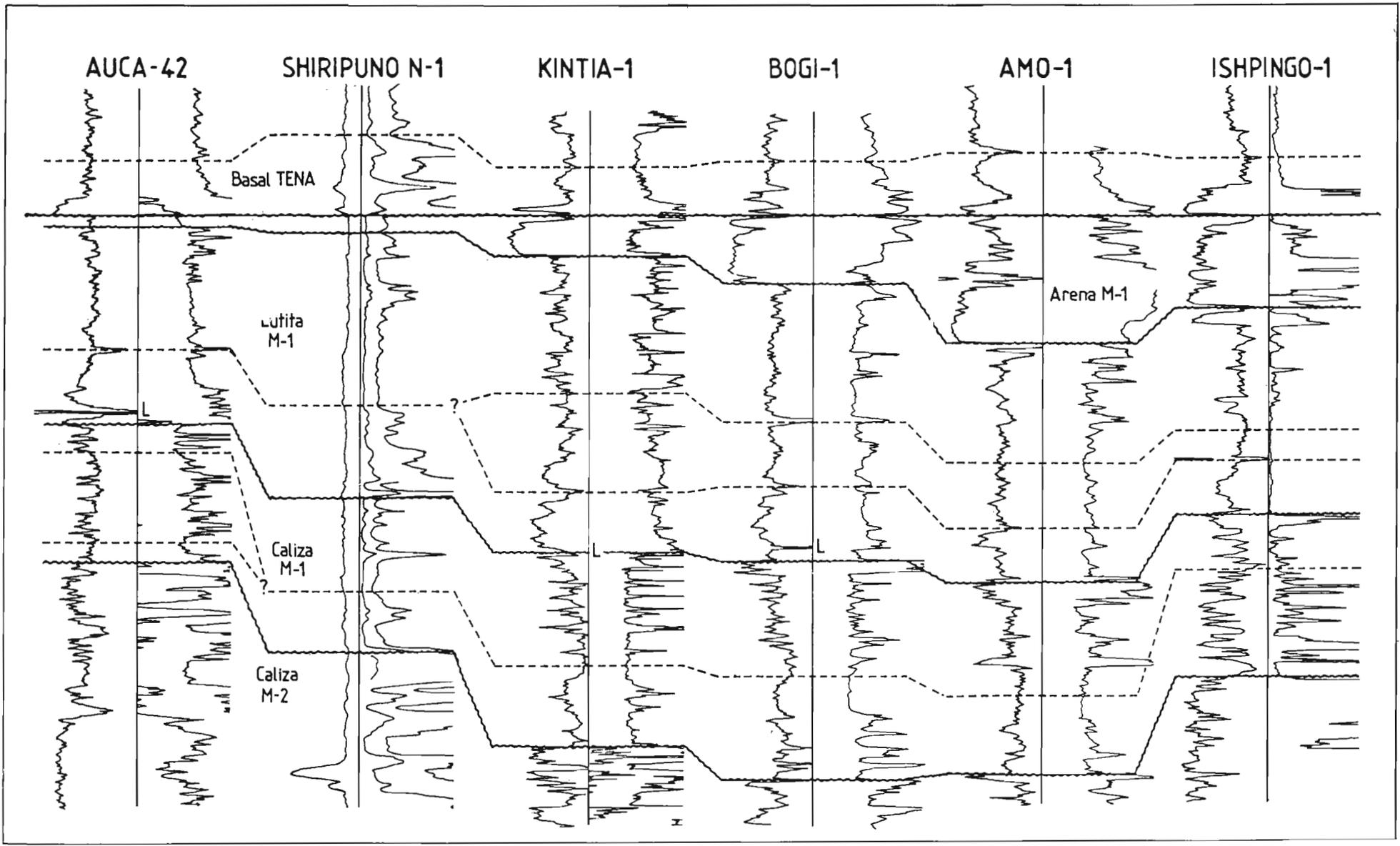
5.c La tercera secuencia (Lutitas y Areniscas «M-1» inferior, Santoniano tardío, o Campaniano inferior?)

La tercera secuencia se diferenciaría de la anterior por presentar intercalaciones o lentes arenosas, a veces carbonatadas expresadas por una forma en embudo de las curvas R y G.R.. Está interpretada como un depósito de plataforma lodosa/clástica somera de baja energía (Raynaud et al. 1993, Rivadeneira et al. 1995). Su edad sería Campaniano inferior, y estaría separada de las secuencias infra- y sobreyacentes por hiatos sedimentarios de edad Santoniano superior y Campaniano inferior *p.p.* respectivamente (Raynaud et al. 1993).

La evolución ligeramente estrato- y granocreciente sugiere un proceso de progradación y somerización, que implica que la subsidencia no era despreciable. El contacto de base es suficientemente nítido como para ser correlacionable a escala de un campo (Andrade y Jiménez 1994) y a escala de la cuenca (Rivadeneira et al. 1995).

Fig. 108 : Correlaciones de la Formación Napo superior en la cuenca amazónica Norte (según M. Rivadeneira y C. Dávila, ligeramente modificado y completado).

Línea ondulada = límite de secuencia; Línea interrumpida = Máximo de inundación. ----->



5.d. La cuarta secuencia (Campaniano medio ?)

Las Areniscas «M-1» masivas constituyen la última secuencia de la Formación Napo superior. Su base es generalmente una superficie erosiva nítida, marcada por un salto en las curvas R. y G.R. que expresa un drástico cambio litológico. El núcleo de Conga-2 sugiere por un lado, que las lutitas del máximo de inundación de la cuarta secuencia pueden descansar sobre las lutitas «M-1» santonianas sin que aparezcan areniscas basales, y por otro lado, que la discontinuidad correspondería a una larga emersión.

El intervalo transgresivo está representado por las Areniscas «M-1» masivas *s.s.*, cuya tendencia grano- y estratodecreciente expresa la evolución desde un medio continental fluvial hasta un medio marino costero de playa o llanura tidal, reconocida también en la sección de Méndez y los núcleos estudiados (Conoco 1988, Raynaud et al. 1993, este informe). En varios pozos orientales, se puede reconocer un cuerpo arenoso superior delgado, que corresponde probablemente a una transgresión menor mejor expresada en las zonas de mayor subsidencia. El máximo de inundación está representado por el intervalo lutáceo superior que casi se confunde con la superficie de erosión pre-Tena (límite de secuencia). El prisma de alto nivel no está presente, probablemente debido a una emersión rápida. Esta evolución es muy similar a la de las secuencias transgresivas estuarinas de relleno de paleovalle de Dalrymple et al. (1992) o Allen y Posamentier (1993).

En las partes occidentales de la cuenca, la tercera secuencia solo está representada por las lutitas marinas del máximo de inundación, poco distinguibles de las lutitas de la segunda secuencia. Estas lutitas aparecen en los pozos Auca-42 y Shiripuno N-1 (fig. 108), así como en el núcleo superior de Conga-2 (fig. 99). En cambio, las areniscas transgresivas aparecen nuevamente en la zona subandina Sur, como se lo puede comprobar en la sección del río Paute en Méndez (fig. 65). Esta disposición refleja la importancia de la erosión ligada a la emersión del Santoniano tardío-Campaniano temprano. Las areniscas transgresivas se depositaron en las zonas deprimidas por tectónica o excavadas por erosión (paleovalles), mientras que las zonas levantadas o poco erosionadas solo recibieron las lutitas del máximo de inundación.

Según los datos de Robertson Research (1988), Raynaud et al. (1993) y las correlaciones con el Norte del Perú (véase p. 21-23 y 35), la tercera secuen-

cia es de edad Campaniano medio.

5.e. La quinta secuencia (Maastrichtiano inferior)

La quinta secuencia está constituida por la Formación Tena, de edad Maastrichtiano inferior. Su contacto basal es una superficie de erosión y discordancia nítida (fig. 108). El intervalo transgresivo lo constituye un cuerpo arenoso grano- y estratodecreciente («Basal Tena»), caracterizado por una forma en campana característica de los cuerpos retrogradantes. Los medios evolucionan desde continental fluvial hasta marino costero, excepto en las zonas orientales de la cuenca, donde el medio se mantiene fluvial, aunque más distal (véase p. 22-23 y 138-139). El carácter lenticular de las Areniscas Basal Tena se explica también por el hecho de que solo se depositaron en las paleodepresiones (paleovalles); las zonas en relieve solo recibieron los depósitos del máximo de inundación.

El máximo de inundación está marcado por un estrechamiento de las curvas R. y G.R. (fig. 108), materializado en los núcleos o secciones, sea por lutitas negras marinas (Méndez, Bermejo, Beicip 1969) a salobres con dinoflagelados (Raynaud et al. 1993), sea por lutitas verdes que expresan la proximidad de la napa freática, sea por depósitos continentales finos distales (zonas orientales). La mayor parte de la Formación Tena sobreyacente, constituida por Capas Rojas finas representa el prisma de alto nivel progradante, aun que probablemente interrumpido por discontinuidades transgresivas menores. El gran espesor de esta formación indica una subsidencia importante (Berrones 1992, Thomas et al. 1995).

5.f. Conclusiones

En resumen, la Formación Napo superior comprende cuatro secuencias mayores de depósito. Las tres primeras (Coniaciano a Campaniano inferior), incluyen un intervalo transgresivo, el máximo de transgresión y un prisma de alto nivel, lo que indica que la erosión no fue importante durante las emersiones, y que la subsidencia era relativamente importante. La cuarta solo comprende el intervalo transgresivo o el máximo de transgresión lo que indica sea que la subsidencia era débil, sea que la erosión pre-Tena fue importante. El hecho de que nunca se encuentran restos del prisma de alto nivel favorece la primera interpretación.

La quinta secuencia (Maastrichtiano) empieza también por un intervalo transgresivo y un máximo de inundación (Basal Tena), sobreyacidos por un potente prisma de alto nivel que expresa una importante subsidencia de la cuenca.

*

*

*

CAPITULO IV

CONCLUSION : MODELO DE CUENCA

El estudio estratigráfico y sedimentario demuestra que la cuenca oriental ecuatoriana tiene varias características sedimentarias y dinámicas, entre las cuales vamos a presentar las más destacables.

I. CARACTERÍSTICAS Y DINAMICA SEDIMENTARIAS DE LA CUENCA ORIENTAL

1. Tipos de depósitos

Durante las épocas de sedimentación condensada, los sedimentos preservados son mayormente depósitos transgresivos retrogradantes y máximos de inundación. Casi siempre faltan los cuerpos progradantes de alto nivel marino. Estos solo aparecen parcialmente durante el Albiano superior y más completamente en el Turoniano-Coniaciano.

En la mayoría de los casos, los depósitos transgresivos son arenosos (Areniscas basales, «T» *p.p.*, «U», «M-2», «M-1» y Basal Tena) y más escasamente, calcáreos (Calizas «C», «T», «U» y base de Napo superior). Los máximos de inundación son siempre lutáceos, excepto las calizas de la primera secuencia de las Calizas «A».

2. Profundidad y energía de depósito

Es probable que la profundidad de depósito no pasó de unas pocas decenas de metros para cualquier período del Cretáceo en la cuenca oriental. Los límites de secuencia del tope de la Caliza «C», Caliza «B» masiva, Arenisca «T», «A inferior», «M-2 superior», y bases de las Areniscas «M-1» y basal Tena, son emersivas y erosivas. Aunque no este demostrado para todos, es probable que esto fue el caso para los otros límites de secuencia (Caliza «U», «A superior», «M-2 inferior»). Por lo tanto, la profundidad promedio de depositación fue siempre muy débil, y la cuenca emergía probablemente a cada regresión esutática.

La mayoría de los depósitos cretácicos de la cuenca oriental son de energía nula o muy baja, lo que favoreció la anóxia. Los únicos sedimentos de energía moderada a alta y de medio marino francamente abierto son los depósitos transgresivos, sean arenosos o calcáreos.

3. Clima y salinidad

Excepto en ciertos máximos de inundación y en el Coniaciano-Santoniano, las asociaciones de macro- y microfauna marina son generalmente pobres y restringidas. En la microfauna dominan los bulminideos, heterohelicideos, dinoflagelados, etc.,

mientras que los amonites incluyen mayormente géneros adaptados a aguas calientes y de salinidad anormal (*Knemiceras*, *Coilopoceras*, etc.).

Además en el Cretáceo superior que fue un período caliente y húmedo, la cuenca oriental del Ecuador se encontraba cerca a la línea ecuatorial. Por lo tanto, el clima fue generalmente muy caliente y húmedo. El escudo guyanés y las orillas del mar estaban cubiertos por extensos bosques (abundantes restos de plantas y pólenes de helechos en la sedimentación) y anchos ríos lentos abastecían la cuenca en grandes volúmenes de agua dulce, provocando anomalías de salinidad en los bordes de la cuenca y/o durante las regresiones.

4. Sedimentación y hiatos

Durante el Albiano temprano y el Cenomaniano, la sedimentación ocurrió durante breves épocas separadas por largos hiatos probablemente emersivos y erosivos, aunque no este demostrado para todos.

En el Albiano superior y entre el Turoniano inferior y el Santoniano temprano, la sedimentación se vuelve más continua: los sedimentos son más espesos, los medios más francamente marinos y existen los prismas de alto nivel.

Luego, el intervalo Santoniano superior-Maastrichtiano inferior está marcado por breves episodios de sedimentación interrumpidos por largos hiatos.

5. Subsistencia

El espesor total de la serie cretácica del Oriente ecuatoriano (intervalo Hollín-Napo, 110-75 Ma) no pasa de unos 500 metros para 35 Ma. Una vez decompactada, el espesor máximo de la serie sería de 800 metros, lo que representa una tasa máxima de sedimentación decompactada de ≈ 22 m/Ma. Ya que durante todo el intervalo, la profundidad de depositación se mantuvo cerca de 0 m, esta tasa representaría la tasa promedio de subsidencia total.

Según Berrones (1992), la subsidencia tectónica entre la base de la Formación Hollín y el tope de la Formación Napo puede ser calculada en ≈ 130 m en el borde noreste, ≈ 170 m en el Norte, y ≈ 320 m en el centro de la cuenca, lo que representa una tasa de subsidencia tectónica que varía entre 3,7 y 10 m/Ma para la mitad norte de la cuenca.

Por comparación, la tasa de subsidencia tectónica promedio para el Cretáceo es de 50 a 75 m/Ma en el Norte del Perú, y de 16 a 35 en el centro o Oeste del Nor Oriente peruano (Contreras et al. 1996). Por lo tanto, la subsidencia de la cuenca oriental ecuatoriana puede ser considerada muy débil.

6. Aportes detríticos

El espesor neto de los sedimentos detríticos no pasa de la mitad del espesor total de la serie cretácica y puede ser considerado muy débil. Por lo tanto, parece que los ríos transportaban pocas partículas detríticas y eran muy lentos (ausencia de energía), relativamente al poder de transporte de los ríos ecuatoriales actuales. Eso se debe a la tranquilidad tectónica, al clima que favorecía la vegetación que limita la erosión y a las pendientes muy suaves. Esto junto con la muy débil subsidencia, explica que no se desarrollaron deltas del tipo conocido actualmente.

II. GENERALIDADES SOBRE LAS PLATAFORMAS Y LA MARGEN ANDINA.

1. Dinámica de las plataformas

La sedimentación en una plataforma cualquiera, es el resultado de varios factores.

a. Aportes sedimentarios. La naturaleza del depósito está controlada por los aportes sedimentarios y el tipo (grano) de los sedimentos transportados. En la cuenca oriental, los sedimentos que llegan desde el continente son pocos y finos.

b. Variaciones eustáticas. La velocidad y el sentido de la variación relativa del nivel marino, que equivale a la variación eustática menos la tasa de subsidencia tectónica, controla el espesor de la capa de agua en la cual pueden depositarse los sedimentos (espacio disponible).

En la cuenca ecuatoriana, la subsidencia tectónica promedio fue muy débil, con un máximo en el Albiano superior y otro en el Turoniano-Santoniano temprano (Berrones 1992, Thomas et al. 1995). Por lo tanto las variaciones relativas del nivel del mar, fueron dominadas por la variación eustática global.

c. Transporte y distribución de los sedimentos. El transporte, la dispersión y la redistribución de los sedimentos sobre la plataforma misma depende de la energía del régimen hidráulico. En un medio marino, este último está controlado principalmente por la energía de las olas, de las tempestades, de las mareas y de las corrientes oceánicas.

Las *olas* pueden ser generadas costafuera y resultar de la superposición de varias olas (oleaje), o ser debidas al viento (olas superficiales). En cuencas muy llanas y someras como fue el Oriente ecuatoriano, la energía del oleaje está amortiguada por fricción contra el fondo desde su entrada en la cuenca (Noroeste del Perú) y es casi nula al llegar en la orilla (cuenca ecuatoriana). Sin embargo, las olas superficiales de viento podían jugar un papel.

Las *tempestades* pueden generar importantes corrientes de retorno (desde la orilla hacia la plataforma) capaces de erosionar y transportar grandes volúmenes de sedimentos. Sin embargo, debido a la fuerza de Coriolis, la circulación atmosférica (vien-

tos aliseos) y las tormentas más importantes de la zona ecuatorial (ciclones) circulan de Este a Oeste, y solo afectan a las costas orientales de los continentes (Whalen 1995). Por su ubicación en el lado occidental del continente sur-Americano, es probable que la cuenca ecuatoriana estaba principalmente afectada por tempestades locales.

Las *mareas* generan una potente onda de marea, que circula diariamente de Oeste a Este. En cuencas llanas, extensas y someras como la del Oriente ecuatoriano, la onda se amortigua como el oleaje por fricción mecánica contra el fondo, y su energía es mínima al llegar a la orilla. En cambio, ya que la topografía era muy llana, estas micro-mareas (de amplitud pequeña) barrían una zona muy ancha, y podían generar localmente corrientes rápidas, capaces de erosionar profundos canales tidales y transportar sedimentos gruesos por aquellos.

Las *corrientes* oceánicas solo afectan a las partes profundas de las plataformas y no existieron en la cuenca ecuatoriana muy somera e interna. Sin embargo las corrientes generadas por las mareas han podido jugar un papel no despreciable. En cambio, siendo probablemente muy débil el papel de las olas, las corrientes litorales generadas por olas han debido ser débiles (excepto durante las transgresiones).

En conclusión, en una cuenca somera y de topografía muy llana como fue la cuenca ecuatoriana, todos los factores energéticos marinos son amortiguados. El mayor factor de energía de origen marino es la onda de marea, a pesar que olas de viento pudieron también jugar un cierto papel.

2. Paleogeografía del margen andino.

El margen andino posee varias características que explican algunas de las particularidades de la sedimentación en la cuenca oriental.

a. Circulaciones atmosféricas. Las zonas tropicales están caracterizadas por masas de aire caliente que forman zonas de alta presión (anticiclones subtropicales, fig. 109). Como todas las zonas de alta presión, están marcadas por vientos soblando en sentido horario alrededor del máximo de presión (centro del anticiclón). Así nacen, al Sur de los anticiclones, vientos que soblan hacia el Oeste a lo largo de la línea ecuatorial (vientos aliseos), y vientos soblando hacia el Este en las zonas templadas (N. de la zona intertropical).

Las tempestades tropicales (ciclones) nacen en las zonas más calientes, es decir cerca a la línea ecuatorial. Están luego empujados hacia el Oeste por los vientos aliseos que caracterizan esta zona (fig. 109). Eso explica que los ciclones siempre circulan hacia el Oeste y que las grandes tempestades solo afectan las costas orientales de los continentes (bordes occidentales de los océanos).

Por lo tanto, a pesar de su ubicación cerca a la línea ecuatorial, el margen andino no estuvo sometido a la influencia de los ciclones tropicales. En conse-

cuenca, solo tempestades locales pudieron actuar en la sedimentación (fig. 110). Eso explica, por ejemplo, la casi ausencia de las oolitas en los depósitos cretácicos del margen andino.

b. Upwellings. Las costas occidentales de los continentes están sometidas a corrientes que hacen subir las aguas frías de los fondos oceánicos, como compensación del agua superficial jalada hacia el Oeste por los vientos aliseos (*upwelling*). Estas aguas frías, ricas en elementos nutritivos, favorecen la vida planctónica y a sus depredadores (peces), lo que tiene varias consecuencias.

En primer lugar, las aguas frías no son favorables al desarrollo de las plataformas carbonatadas, lo que limita la tasa de sedimentación. En segundo lugar, el exceso de organismos consume una gran cantidad de oxígeno, y se forma una capa de agua disaeróbica favorable al depósito y la preservación de sedimentos ricos en materia orgánica, y de fosforitas a nivel de la plataforma externa o del talud superior ($\approx 100\text{-}500\text{ m}$) (Arthur y Sageman 1994, fig. 110). Durante las alzas eustáticas, esta capa empobrecida en oxígeno invade a las plataformas someras. Por esta razón, las transgresiones y los máximos de inundación son favorables al depósito de sedimentos de ambiente anóxico o disaeróbico (Wignall 1991).

c. Barreras topográficas. En un margen activo, la subducción provoca a menudo el desarrollo de un arco magmático. El arco, instalado en el borde del margen, aísla las cuencas de tras-arco de las influencias directas del mar abierto, limita la entrada de las grandes circulaciones oceánicas (mareas, corrientes, oleaje) y favorece depósitos de baja energía y de ambiente confinado (Whalen 1995). El Albiano fue caracterizado por la actividad de un potente arco magmático en el margen peruano (Gp Casma) y del

Sur del Ecuador (Fm Celica). Durante esta época, la cuenca oriental estuvo relativamente aislada de las influencias francamente marinas, y sedimentos ricos en materia orgánica se depositaron (Fm Pariatambo de Perú, Lutita Napo basal de Ecuador, fig. 110).

El arco magmático parece haber dejado de funcionar en el Albiano terminal o Cenomaniano temprano. Sin embargo, existen evidencias de deformaciones tectónicas de las zonas de arco y ante-arco en el Cretáceo superior, que provocaron la emersión de estas regiones (Jaillard et al. 1993a, 1995). El arco magmático fue deformado en el Albiano y formó probablemente relieves erosionados durante todo el Cretáceo superior. Luego, la cuenca de Lancones-Alamor emergió en el Santoniano y subsidió luego abruptamente en el Campaniano tardío (Jaillard et al. 1996). Por lo tanto, las zonas de arco y ante-arco actuaron como barreras topográficas durante gran parte del intervalo Cenomaniano-Campaniano.

III. MODELO PARA LA CUENCA ECUATORIANA

El caso particular de las cuencas pericratónicas o epicontinentales (*epireic seas*), muy someras, extensas y poco subsidentes ha sido evocado brevemente por Irvin (1965), Friedman y Sanders (1978) y Tucker y Wright (1990). Pero los estudios llevados a cabo sobre la serie cretácica del centro de Norte América (*Western Interior*) llevan mejores elementos de comparación.

1. Débil energía y anoxia

Fuera de las épocas de transgresión durante las cuales la energía de depósito podía ser alta, las únicas y débiles fuentes de energía eran las mareas, las olas de viento y las escasas tempestades locales. Sin embargo nos falta añadir el papel del clima.

La escasez de energía en la cuenca ecuatorial hace que tenía características vecinas de las de un lago. La estabilidad de la columna de agua y el clima caluroso permitían el calentamiento de las aguas superficiales y la aparición de una estratificación térmica de las aguas. Por lo tanto, los importantes aportes de agua dulce poco densa estaban guiados y se mantenían en la superficie por la termoclina. Esto reforzaba la estratificación de las aguas por diferencias de densidad, con la aparición de una estratificación halina de la columna de agua (fig. 111).

Una tal estructura estratificada de la columna de agua es característica de los lagos, en donde la comunicación y la circulación vertical entre las capas de agua son muy reducidas o ausentes, lo que favorece condiciones anóxicas en el fondo. En la cuenca ecuatorial, la capa superficial era oxigenada por las olas de viento, los aportes fluviátiles y las escasas tempestades, lo que permitía una vida planctónica, mientras que en el fondo de la cuenca, la ausencia de oxígeno impedía la vida bentónica.

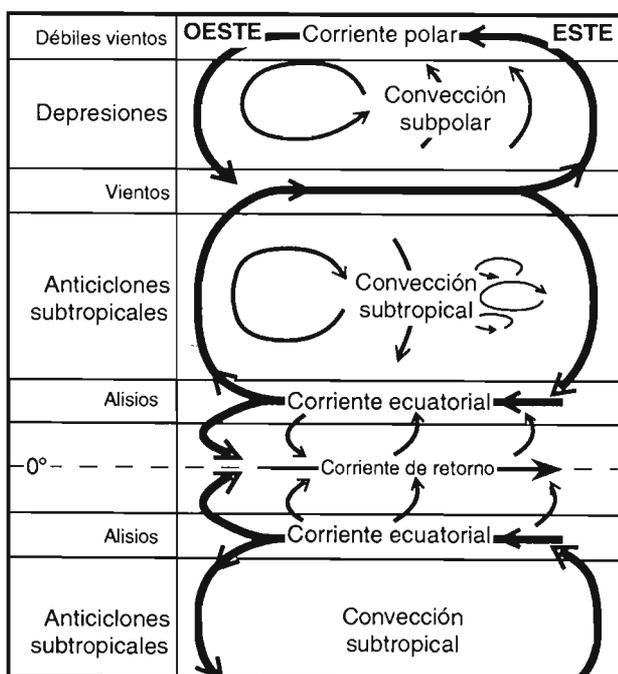


Fig. 109 : Esquema de las grandes circulaciones atmosféricas y de las corrientes oceánicas relacionadas.

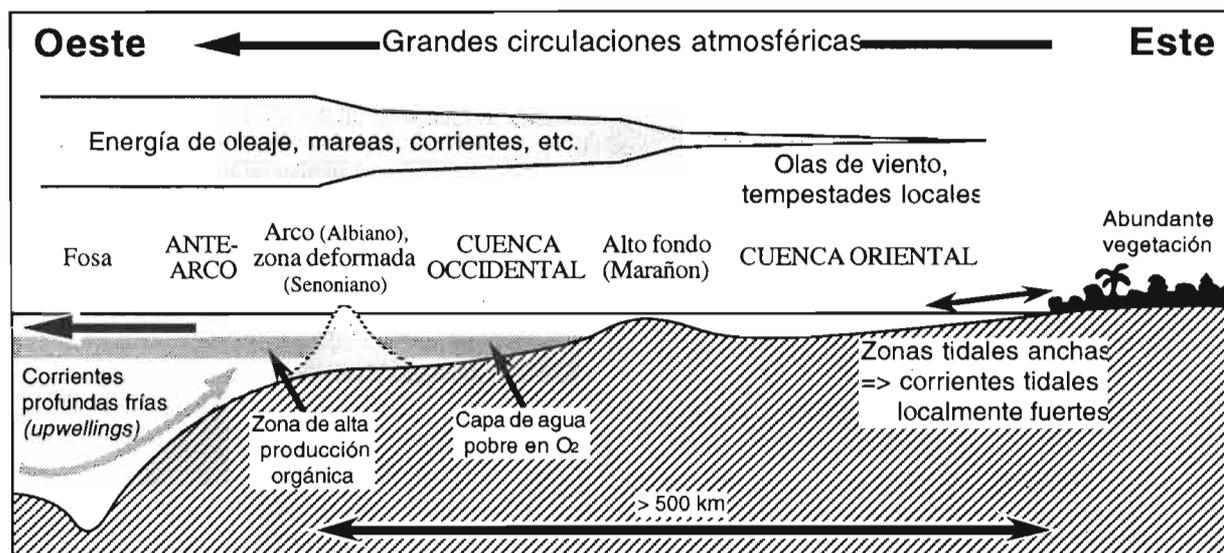


Fig. 110 : Marco paleogeográfico de la cuenca oriental ecuatoriana y esquema de los principales factores de geodinámica externa actuando en el margen andino.

En las orillas de la cuenca, la energía localmente alta de las mareas permitía el desarrollo de canales tidales, mientras que las olas de viento y las tempestades permitían la selección de depósitos de playa un poco más gruesos (fig. 111).

Esto explica que casi todos los depósitos finos de máximos de inundación o de aguas profundas son de energía casi nula o anóxicos, y que aun en los depósitos anóxicos someros, se puede encontrar depósitos detríticos poco seleccionados de playa («A inferior» por ejemplo).

2. Eustatismo

Vimos que, en la cuenca ecuatoriana muy somera, muy llana, muy poco subsidente y con escasos aportes sedimentarios, el factor geodinámico mayor que controló la sedimentación fue el eustatismo.

Durante los períodos de bajo nivel eustático, toda la cuenca emergía, era erosionada y peneplenizada en forma casi horizontal, con algunos anchos valles excavados, y material retrabajado disponible en la superficie.

Durante las épocas de subida del nivel del mar, una gran parte de la cuenca era rápidamente invadida, permitiendo la entrada de los factores marinos de energía, aunque atenuados, y la instalación de nuevas circulaciones marinas. Esto permitía el retrabajamiento y depósito en un ambiente de energía moderada o localmente alta de los sedimentos detríticos disponibles en la plataforma o aportados por los ríos durante la emersión. Si el material detrítico disponible era escaso, se depositaban carbonatos de medio abierto.

Durante los períodos de máxima inundación, la columna de agua se estabilizaba, y el depósito de los sedimentos transgresivos había ya reducido el espesor de la columna de agua, limitando así el impacto de los factores marinos de energía. La energía de depósito era débil. Ya que los aportes sedimentarios eran débiles, el relleno por agradación predominaba

sobre el proceso de progradación, y contribuía al restablecimiento de una topografía casi horizontal. En tal topografía, los factores marinos estaban muy amortiguados, y las facies eran muy monótonas.

Desde el inicio del descenso del nivel marino, extensas zonas de la cuenca emergían. Entre las zonas todavía sumergidas, las partes proximales recibían sedimentos progradantes de alto nivel, y en las partes más distales se depositaban cuerpos todavía agradantes. A medida que bajaba el nivel marino, estas últimas también emergían y los depósitos progradantes eran a su vez erosionados, hasta que suba otra vez el nivel del mar.

Esto explica (1) que en la cuenca ecuatoriana se encuentran principalmente depósitos transgresivos y de máximos de inundación, (2) que los depósitos de transgresión son detríticos y/o de medio abierto, y (3) que la sedimentación está interrumpida por numerosos y largos hiatos sedimentarios que corresponden a períodos de bajo nivel marino.

3. Tasa de sedimentación y tipos de depósito

La sedimentación en la cuenca ecuatoriana está marcada por cuatro períodos con tasa de sedimentación relativamente alta, separadas por épocas con sedimentación débil o nula. La tasa de sedimentación refleja la velocidad de creación del espacio disponible para la sedimentación, que corresponde a la suma de la tasa de subsidencia y de la velocidad de subida eustática del nivel del mar. Por lo tanto, las épocas con alta tasa sedimentaria corresponden a épocas de transgresión eustática y/o a períodos de alta subsidencia.

Los períodos de sedimentación relativamente alta son :

(1) posiblemente el intervalo base del Aptiano superior-fin del Albiano inferior, durante el cual se produjo la sedimentación de la Formación Hollín;

(2) el Albiano superior, época que comprende el depósito de la lutita Napo basal, la Caliza «T», la

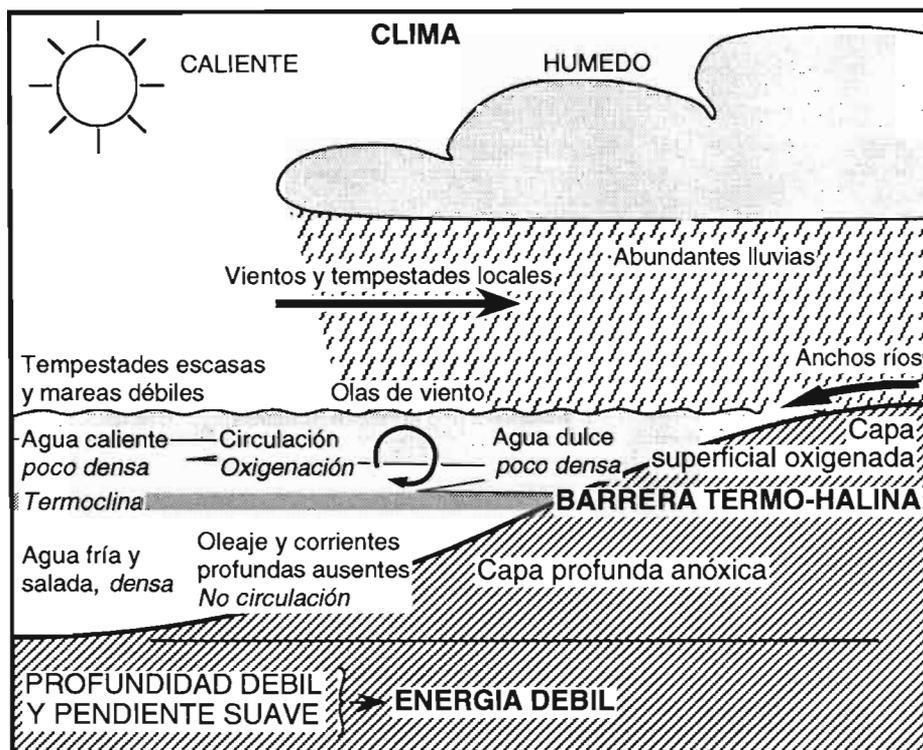


Fig. 111 : Modelo de funcionamiento de la cuenca oriental ecuatoriana, en función de sus características topográficas y climáticas.

El clima húmedo y caliente favorece la formación de una capa superficial de agua poco salada y caliente, luego poco densa. La profundidad débil y la pendiente suave amortiguan los factores energéticos marinos, lo que limita los intercambios entre el agua superficial oxigenada por las olas de viento y las aguas profundas densas, que se vuelven anóxicas.

Arenisca «T» y la Caliza «B» de la zona subandina Norte;

(3) el Turoniano, el Coniaciano y el Santoniano inferior, durante los cuales se depositaron calizas relativamente potentes de la Formación Napo medio; y las calizas y lutitas «M-1».

(4) el Maastrichtiano con la sedimentación de la Formación Tena, posteriormente erosionada probablemente en el Paleoceno tardío.

Las épocas de sedimentación débil son :

(1) el Albiano medio durante el cual solo se depositaron la Caliza «C» del Norte y la parte mediana de las lutitas basales del Sur de la zona subandina;

(2) el Cenomaniano, ya que solo se depositó el intervalo «U», y que falta probablemente el Cenomaniano basal y tardío (Mills 1972);

(3) el intervalo Santoniano superior-Campaniano superior, durante el cual la cuenca emergió y solo fue invadida por la (o las?) transgresión del Campaniano inferior a medio que depositó las Areniscas «M-1».

4. Tipos de secuencias

Existe una relación clara entre la presencia de cuerpos progradantes y una tasa de sedimentación relativamente alta; y al revés, entre el depósito de cuerpos retrogradantes (transgresivos) y una tasa de sedimentación débil.

a. Secuencias transgresivas

La parte inferior de las Areniscas «T», y la totalidad de las Areniscas «U», «M-1» y basal Tena son cuerpos transgresivos (retrogradantes), coetáneos de períodos de alza eustática del nivel marino. Están generalmente sobreyacidos por muy delgados depósitos marinos de máximo de inundación (fig. 112). Su depósito coincide con épocas de sedimentación débil, durante las cuales la cuenca estaba invadida solo por las transgresiones eustáticas mayores. La subida del nivel marino creaba espacio disponible, al mismo tiempo que ingresaban los factores energéticos marinos, dando lugar al depósito de sedimentos de medio abierto o de alta energía. Sin embargo, la cuenca emergía inmediatamente luego del máximo de inundación, impidiendo el depósito de los cuerpos progradantes del período de alto

nivel marino.

Cuando el nivel relativo del mar estaba bajo, la línea de costa estaba cerca de la cuenca, y los aportes detríticos continentales impedían el desarrollo de plataformas carbonatadas. Además, al ser las emersiones prolongadas (baja subsidencia), la plataforma era sometida a largos períodos de alteración y erosión (fig. 112). El producto de su erosión contribuía a la producción de material detrítico sobre la plataforma misma.

Por fin, los mismos eventos tectónicos responsables de la disminución de la subsidencia podían provocar el aumento de los aportes detríticos por erosión de zonas levantadas. Por ejemplo, en el Campaniano, las areniscas «M-1» provenían seguramente de la erosión de zonas en curso de deformación. Eso explicaría porque los sedimentos de las secuencias transgresivas eran principalmente arenosos. Sin embargo el papel de la tectónica puede ser variable, ya que eventos compresivos pueden provocar un aumento de la subsidencia por flexión.

b. Secuencias de progradación

Los cuerpos progradantes más destacados son las Calizas y Areniscas «T» (en parte) de la Formación Napo inferior (Albiano superior), sobre todo las calizas «A» y «M-2» de la Formación Napo medio (Turoniano) y las Calizas «M-1» de la Formación Napo superior (Coniaciano). Las Capas Rojas finas de la Formación Tena (Maastrichtiano) representan

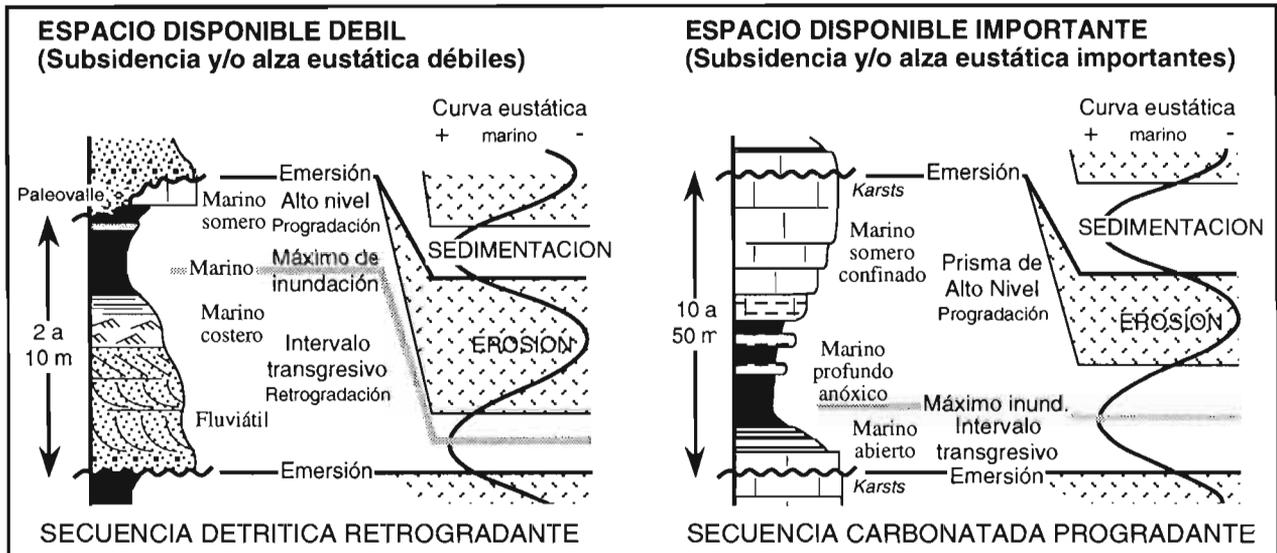


Fig. 112 : Tipos de secuencias sedimentarias de la cuenca oriental ecuatoriana, en función del espacio disponible.

- Cuando la subsistencia y/o las alzas eustáticas son débiles, las emersiones largas favorecen la erosión de la plataforma y los ríos tienen tiempo para llevar y repartir el detritismo sobre la plataforma. Cuando sube el nivel del mar, los ríos retrogradan, luego los factores marinos costeros (olas y mareas) retrabajan y depositan sedimentos detríticos primero en los paleovalles y luego sobre toda la plataforma. A penas el nivel marino empieza su descenso, la plataforma emerge y los Prismas de Alto Nivel son reducidos o erosionados. (Ejemplos : Base de las Areniscas «T», y Areniscas «U», «M-1» y Basal Tena)

- En caso de subsistencia y/o de alza eustática importantes, las emersiones son más breves y los ríos más alejados. El detritismo siendo débil, la sedimentación es mayormente carbonatada. Durante las alzas eustáticas, las plataformas carbonatadas no tienen tiempo para instalarse y la sedimentación es condensada. En cambio, puede desarrollarse durante los descensos del nivel del mar, depositando cuerpos de Alto Nivel progradantes relativamente potentes. (Ejemplos : parte de las Calizas «T», y Calizas «A» y «M-2» y «M-1»).

- Existen casos intermedios (fig. 113).

también la progradación de una llanura aluvial distal costera, luego de la transgresión de las Areniscas basal Tena. Estos cuerpos son coetáneos de épocas de sedimentación relativamente importante (fig. 112).

Esta relación se explica por el hecho de que, estando alta la subsistencia o subiendo el nivel eustático, se creaba espacio disponible (subsistencia + eustatismo) para la sedimentación incluso cuando el nivel marino empezaba a bajar, es decir durante el período de alto nivel marino. La cuenca no emergía inmediatamente después del máximo de inundación, y los sedimentos marinos podían seguir depositándose. Sin embargo, ya que el nivel marino estaba en curso de descenso, los sedimentos marinos tenían que progresar en dirección del mar en curso de retroceso, dando lugar a cuerpos progradantes.

Además, estando alto el nivel relativo del mar, la costa retrocedía hacia el continente, las fuentes de detritismo se alejaban, y plataformas carbonatadas podían desarrollarse. La alteración y erosión en plataforma eran débiles, ya que las emersiones debidas a los ciclos eustáticos eran breves. Ya que los sedimentos anteriores eran mayormente calcáreos, el proceso dominante de erosión era la disolución química (karstificación) que no produce partículas detríticas. Por lo tanto, el material detrítico disponible era poco abundante, y los depósitos arenosos son delgados o están ausentes.

Eventos tectónicos podían intervenir también sobre la cantidad de material detrítico disponible. En

el Albiano, Turoniano y Coniaciano, la actividad tectónica era probablemente todavía débil o alejada, y no tenía mucha influencia sobre la cantidad de detritismo. En cambio, durante el Maastrichtiano, las limolitas de la Formación Tena provenían seguramente de áreas andinas en curso de deformación y erosión.

c. Secuencias de agradación

Los cuerpos agradantes : Calizas «C» del Norte y del Sur (a pesar de no tener la misma edad), parte media de las Lutitas Napo basal del Sur, parte de las Calizas «T» y de las Calizas «U», representan un caso intermedio, en el cual el equilibrio entre subsistencia y alzas eustáticas sucesivas no permitía el desarrollo de cuerpos progradantes de alto nivel (la emersión ocurría poco después del máximo de inundación), pero permitía el ingreso repetido de transgresiones eustáticas menores (fig. 113).

Estos cuerpos agradantes son mayormente unidades carbonatadas, lo que sugiere que eran épocas de relativamente alto nivel eustático con una línea de costa alejada, y/o que no ocurrían erosiones importantes, siendo débil la actividad tectónica.

Notemos que estos apilamientos de intervalos transgresivos pasan lateralmente en el Norte del Perú a secuencias de depósito completas, caracterizadas por potentes cuerpos progradantes de alto nivel. Por lo tanto, a pesar de tener características de Prismas de Borde de Plataforma, constituyen más probablemente secuencias de depósito completas,

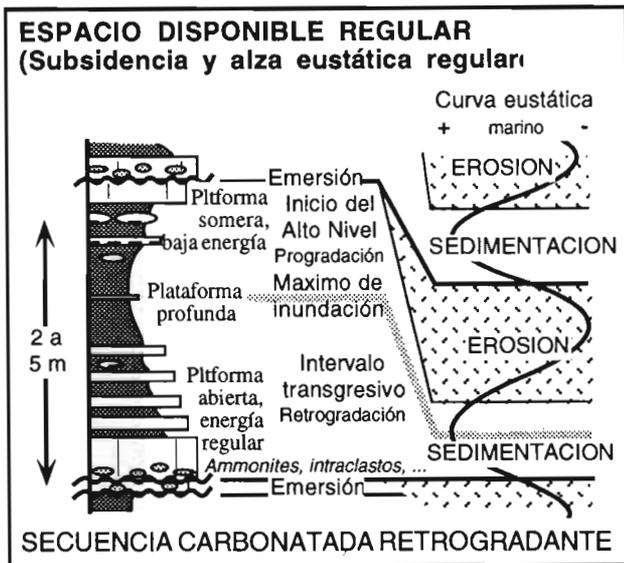


Fig. 113 : Caso intermedio de secuencia en la cual solo los intervalos transgresivos carbonatados y los máximos de inundación lutáceos son preservados (secuencias mixtas de agradación). (Ejemplos : Calizas «C», parte de las Calizas «T» y «U»).

cuya expresión sedimentaria es debida a la débil subsidencia (fig. 113).

5. Consecuencias sobre la subsidencia e implicancias tectónicas.

Cuando uno compara las épocas de alta sedimentación y las curvas eustáticas (Haq et al. 1987), constata que solo el Albiano superior ($\approx 100-95$ Ma) corresponde a una época de alza eustática del nivel marino que puede explicar la creación de espacio disponible sin que intervenga (o de manera menor) la subsidencia. El Cenomaniano coincide con una estabilización del nivel marino que puede explicar la bajada de la tasa sedimentaria, siendo constante la subsidencia.

Durante el intervalo Turoniano-Santoniano medio (?) (91-86 Ma), la regresión eustática del Cretáceo superior ya había empezado, y la creación de espacio disponible expresada por la alta tasa de sedimentación de esta época solo puede explicarse por un aumento de la tasa de subsidencia. Podemos interpretar esta última como el resultado del inicio de la subsidencia por flexión, debido al comienzo del acortamiento compresivo del margen. Por lo tanto, sería en el Turoniano medio que la cuenca oriental empezó su evolución como cuenca de ante-pais. El evento tectónico del límite Turoniano-Coniaciano, registrado también por estructuras de tectónica sin-sedimentaria en el Oriente ecuatoriano, ha sido ya reconocido en Perú y Bolivia, y llamado fase peruana precoz (Jaillard 1994, Sempere 1994).

Durante el intervalo Santoniano superior-Campaniano superior (86-74 Ma), se observa una tasa sedimentaria muy débil en la cuenca, a pesar de una ligera alza eustática, lo que indicaría una subsidencia

nula o aun negativa (levantamiento). Por lo tanto, la evolución de la cuenca oriental como cuenca de ante-pais caracterizada por una subsidencia por flexión se encontró interrumpida. La causa de este evento es todavía desconocida, pero está muy probablemente relacionado con la evolución tectónica de la parte externa del margen ecuatoriano (cuenca de Celica) que fue deformada y emergió en el Santoniano-Campaniano (Jaillard et al. 1996). Notemos que Cloething (1986, Cloething y Kooi 1992) propone que esfuerzos compresivos aplicados a una placa influyen la subsidencia en las cuencas.

Finalmente, durante el Maastrichtiano y el Paleoceno (Fm Tena, $\approx 73-58$ Ma), la regresión eustática seguía, pero la sedimentación detrítica fue importante. Esto indica una subsidencia importante, así como aportes sedimentarios mayores debidos a la erosión de relieves distales en curso de formación. Esta aceleración de la subsidencia es atribuida a un rebrote de la actividad tectónica compresiva en los paleo-Andes, que provocó el aumento de la sobrecarga en el borde del margen, la acentuación de la flexión de la placa sur-americana, y el re-inicio de la subsidencia en el ante-pais. Este evento tectónico es atribuido a la fase tectónica peruana mayor, de edad Campaniano (Jaillard 1994, Jaillard y Soler 1996).

6. En resumen

Se puede distinguir dos grandes períodos en la historia tectónica de la cuenca oriental ecuatoriana.

Durante la primera época (Aptiano medio-Turoniano inferior), el Oriente es una cuenca poco subsidente cuya sedimentación parece estar controlada principalmente por la transgresión eustática del «Cretáceo medio». El episodio de «alta» subsidencia del Albiano superior podría estar ligado a la actividad en extensión y luego la deformación en compresión del arco volcánico costero.

En la segunda época (Turoniano superior-Paleoceno), la subsidencia por flexión debida a la tectónica compresiva empezó a sentirse en el Oriente peruano-ecuatoriano, que evolucionó progresivamente hacia una cuenca de tipo ante-pais. La subsidencia estuvo cada vez más controlada por la tectónica compresiva, a pesar de que sigue actuando el eustatismo. A partir del Maastrichtiano, la cantidad de los aportes sedimentarios empezó a jugar un papel importante. Este período de subsidencia por flexión es interrumpido por una época de muy baja subsidencia (Santoniano medio-Campaniano). Notemos que este período es el de las deformaciones mayores de la fase peruana.

Estas épocas fueron ya reconocidas en parte por Berrones (1992) y Thomas et al. (1995), pero sin alcanzar la precisión estratigráfica que permiten los nuevos datos bioestratigráficos conseguidos en el marco del convenio Orstom-Petroproducción.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALLEN, G.P. & POSAMENTIER, H.W. (1993).- Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 378-391.
- ANDRADE, R. & JIMENEZ, D. (1994).- Estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico de las areniscas del Cretáceo terminal del Oriente ecuatoriano. Tesis Universidad Central, Quito, .
- ARAI, M., PEDRÃO, E., VIVIERS, M.C. & ANTUNES, R.L. (1990).- The biostratigraphy and paleoenvironments of the Tiwae-1 well (1-TW-1-EC), Oriente basin (Ecuador). Informe interno Petrobras-Petroecuador, 20 p., Quito.
- ARTHUR, M.A. & SAGEMAN, B.B. (1994).- Marine Black Shales: Depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annual Review in Earth and Planetary Sciences*, **22**, 499-551, Amsterdam.
- ASPDEN, J.A., Mc COURT, W.J. & BROOK, M. (1987).- Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *J. Geol. Soc., London*, **144**, 893-905.
- ASPDEN, J.A., RUNDLE, C., VITERI, F., BERMUDEZ, R. & HARRISON, S. (1990).- Edades radiométricas del batolito de Zamora-río Mayo. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, **1**, 85-88.
- ASPDEN, J.A. & IVIMEY-COOK, H.C. (1992).- Nuevos datos paleontológicos del Centro y Sureste del Ecuador. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, **3**, 33-42.
- ASPDEN, J.A. & LITHERLAND, M. (1992).- The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, **205**, 187-204, Amsterdam.
- ASPDEN, J.A., HARRISON, S.H. & RUNDLE, C.C. (1992).- New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *J. S. Amer. Earth Sci.*, **6**, 77-96.
- BABINOT, J.-F. & FREYTET, P. (coord.) (1983).- Le Sénonien supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale: état des connaissances biostratigraphiques. *Géologie Méditerranéenne*, **10**, 245-268, Marseille.
- BALDOCK, J.W. (1982).- Geología del Ecuador. Boletín de Explicación del Mapa geológico de la República del Ecuador. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito, 70 p.
- BALKWILL, H.R., PAREDES, F.I. & ALMEIDA, J.P. (1988).- Relationships of intra-crustal delamination, stratigraphy, and oil prospectivity, Oriente Basin, Ecuador. *2nd Latin American Congress on Hydrocarbons*. 15 p.
- BALKWILL, H.R., RODRIGUE, G., PAREDES, F.I. & ALMEIDA, J.P. (1995).- Northern part of the Oriente Basin, Ecuador: Reflection seismic expression of structures. *Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir* **62**, 559-571.
- BEICIP, (1969).- Etude stratigraphique des forages Bermejo-4 et Lago Agrio-1. Informe interno ECUA-108, 15 pp., Petroproducción-Quito.
- BENAVIDES, V. (1956).- Cretaceous system in Northern Peru. *American Museum of Natural History Bulletin*, **108**, 352-494, New York.
- BENITEZ, S., ZAMBRANO, I., GUTTIEREZ, M. & CHANG, R. (1989).- Columna litológica del pozo Pungarayacu-30. Informe inédito ITG-89-049, Petroproducción, Quito.
- BENITEZ, S., ZAMBRANO, I., ORDOÑEZ, M. & CHIRIBOGA, J. (1993).- Contribución al conocimiento estratigráfico del Paleógeno de la Cuenca oriental ecuatoriana. Reunión PICG 301, Caracas 1993, Resúmen, 6 pp., inédito.
- BERRONES, G. (1992).- Estudio de la subsidencia de la Cuenca oriental ecuatoriana entre el Jurásico superior y el reciente. Simposium Nacional : *Investigación y desarrollo tecnológico en el área de hidrocarburos*, Conuep-Petroproducción, eds., vol. 2, 937-968, Quito.
- BOINET, T., BOURGOIS, J., MENDOZA, H. & VARGAS, R. (1985).- Le poinçon de Pamplona (Colombie): un jalon de la frontière méridionale de la plaque caraïbe. *Bull. Soc. géol. France*, (8), I, 3, 403-413, Paris.
- 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. Sci., Paris*, (II), **311**, 173-180.
- B.R.G.M. (1984).- cf. Monciardini et al. (1984).
- BRISTOW, C.R., & HOFFSTETTER, R. (1977).- Ecuador. *Lexique Stratigraphique International*, V, 5a2, 410 p., CNRS ed., Paris.
- BULOT, L. & JAILLARD, E. (1995).- Stratigraphic significance of the Albian ammonite fauna from the Oriente of Ecuador. *2nd International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries*, Bruxelles, Abstracts, 3 p.
- BULOT, L., ROBERT, E. & JAILLARD, E. (en prensa).- Population dynamics of the Albian ammonite faunas of Northern Peru and Ecuador. *Palaeogeog, Palaeoclim., Palaeoecol.*, Amsterdam.
- CAMPBELL, C.J. (1970).- Guide to the Puerto Napo area, Eastern Ecuador with notes on the regional geology of the Oriente Basin. *Ecuadorian Geological and Geophysical Society*, 40 pp., Quito.
- CANFIELD, R.W., BONILLA, G. & ROBBINS, R.K. (1982).- Sacha oil field of Ecuadorian Oriente. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bulletin*, **66**, 1076-1090.
- CANFIELD, R.W., DIAZ, R. & MONTENEGRO, J. (1985).- El campo Cononaco del Oriente Ecuatoriano. *II Simposio Bolivariano "Exploración petrolera en las Cuencas subandinas"*, 23 pp.
- CARON, M. (1985).- Cretaceous planktic Foraminifera. in: H. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen, eds., *Plankton*, Cambridge University Press, 17-86.
- CEDEL, F. (1969).- Die Giron-Gruppe, eine früh-mesozoische Molasse in der Östkordillere Kolumbiens. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie*, **113**, 111-162.
- CHRISTIE-BLICK, N. & DRISCOLL, N.W. (1995).- Sequence Stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **23**, 451-478, Amsterdam.
- CLOETHING, S. (1986).- Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level. *Geology*, **14**, 617-620.
- CLOETHING, S. & KOOI, H. (1992).- Tectonics and global change. Inferences from Late Cenozoic subsidence and uplift patterns in the Atlantic/Mediterranean regions. *Terra Nova*, **4**, 340-350.
- CONOCO (1988).- Depositional environments and facies distribution, M-1 sandstones, Block 16, Ecuador. Informe Petroecuador, 16 pp., Petroproducción-Quito.
- CONTRERAS, C., JAILLARD, É. & PAZ, M. (1996).- Subsidence history of the north peruvian Ori-

te (Marañon basin) since the Cretaceous. 3rd International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG, Saint-Malo, 327-330, Orstom ed., Paris.

CÓRDOVA, A. (1986).- Estudio estratigráfico y sedimentológico de las rocas del Cretáceo medio y superior en el Pongo de Rentema, Rio Marañon, departamento de Amazonas. Teésis Univ. Nac. May. San Marcos, Lima, 105 p.

DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A. & BOYD, R. (1992).- Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 1130-1146.

DASHWOOD, M.F. & ABBOTTS, I.L. (1990).- Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. in : Brooks, J., ed., *Classic Petroleum provinces*, Geol. Soc. Spec. Publ., **50**, 89-117, Londres.

DOZY, J.J. & BAGGELAAR, H. (1940).- Geological reconnaissance of the Middle Pastaza and macuma area. Shell Geological Report n°9, 40 pp., Informe interno ITG-40-003, Petroproducción-Quito.

DOZY, J.J. & BAGGELAAR, H. (1941).- Geological reconnaissance of the area around Morona (Lower Mangosiza, Cusuimi, Cangaime & Macuma rivers). Shell Geological Report n°11, 12 pp., Informe interno ITG-41-003, Petroproducción-Quito.

DUCLOZ, C. & RIVERA, R. (1956).- La formación Chonta en la región del rio Cahuapanas, Loreto. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, **30**, 131-140.

Elf-Aquitaine (1990).- cf. Legoux et al. (1990).

Elf-Aquitaine (1993).- cf. Raynaud et al. (1993).

FAUCHER, B., VERNET, R., BIZON, G., BIZON, J.J., GREKOFF, N., LYS, M. & SIGAL, J. (1971).- *Sedimentary Formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey*. Bureau Etudes Indust. Cop. (BEICIP), Institut Français du Pétrole, 220 p., 3 vol..

FAUCHER, B. & SAVOYAT, E. (1973).- Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. *Revue géographique physique géologie dynamique*, (2), **15**, 115-142, Paris.

FEIST, M. & COLOMBO, F. (1983).- La limite Crétacé-Tertiaire dans le Nord-Est de l'Espagne. du point de vue des charophytes. *Géologie Méditerranéenne*, **10**, 303-326, Marseille.

FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. (1978).- *Principles of sedimentology*. John Wiley & Sons, New York, 792 pp..

FYFE, D. (1962).- Estudio estratigráfico del Pozo Yurimaguas 2-1, Loreto, Perú. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, **37**, 27-36, Lima.

GEYER, O.F. (1974).- Der Unterjura (Santiago formation) von Ekuador. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie*, **9**, 525-541.

GONZALEZ, A.E. (1971).- Cretaceous palynological studies in the Oriente Basin, Eastern Ecuador. Informe interno ECUA-138, Texpet Caracas Laboratory, 38 pp., Petroproducción-Quito.

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

GRANDEZ, E. (1993).- *Relación del contacto Cretáceo-Terciario en el Lote 1-AB, cuenca Marañon*. Tésis Ing. Univ. Nac. May. San Marcos, Lima, 55 pp., 4 lám.

GUERRERO, J. & SARMIENTO, G. (1996).- Estratigrafía física, palinológica, sedimentológica y secuencial del Cretácico superior y Paleoceno del pedemonte Llanero. Implicaciones en exploración petrolera. *Geología Colombiana*, **20**, 3-66, Bogotá.

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

HALLAM A. (1985).- A review of Mesozoic climates. *J. geol. Soc., London*, **142**, 433-445.

HANCOCK, J.M. (1991).- Ammonite scales for the Cretaceous system. *Cretaceous Research*, **12**, 259-291, London.

HANCOCK, J.M. & KAUFMANN, E.G. (1979).- The great transgression of the late Cretaceous. *J. Geol. Soc., London*, **136**, 175-186.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987).- Chronology of fluctuating Sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.

HOBBS, G.W. (1975).- Stratigraphy of Cretaceous and Jurassic systems exposed in the Cutucú mountains. Informe interno ECUA-141, 11 pp., Petroproducción-Quito.

IRWIN, M.L. (1965). General theory of epeiric clear water sedimentation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **49**, 445-459, Tulsa.

JAILLARD, E. (1985).- La formation Cajamarca (Turonian supérieur) dans la région de Bambamarca (Andes nord-péruviennes). Approche sédimentologique. *Bull. Inst. Français Etudes Andines*, **14**, 49-56, Lima.

JAILLARD, E. (1987).- Sedimentary evolution of an active margin during middle and upper Cretaceous times: the North Peruvian margin from late Aptian up to Senonian. *Geol. Rundschau*, **76**, 677-697, Stuttgart.

JAILLARD, E. (1994).- Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. in: J.A. Salfity, ed., *Cretaceous tectonics in the Andes*, 101-167, Earth Evolution Sciences, Fried. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden.

JAILLARD, É. (1996).- Sedimentary model for the Oriente Basin of Ecuador during the Cretaceous. 3 International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG, Saint-Malo, 395-398, Orstom ed., Paris.

JAILLARD, E. & SEMPERE, T. (1989).- Cretaceous sequence stratigraphy of Peru and Bolivia. in: L.A. Spalletti, ed., *Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América latina*, A1-A27, Buenos-Aires.

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.

JAILLARD, E. & ARNAUD-VANNEAU, A. (1993).- The Cenomanian-Turonian transition on the Peruvian margin. *Cretaceous Research*, **15**, 585-605, Londres.

JAILLARD, E., CAPPETTA, H., ELLENBERGER, P., FEIST, M., GRAMBAST-FESSARD, N., LEFRANC, J.-P. & SIGE, B. (1993).- The Late Cretaceous Vilquechico Group of Southern Peru. Sedimentology, Paleontology, Biostratigraphy, Correlations. *Cretaceous Research*, **14**, 623-661, Londres.

JAILLARD, E., BENITEZ, S., ORDOÑEZ, M., BERRONES, G., GARCIA, M., JIMENEZ, N., MONTENEGRO, G., ZAMBRANO, I. & COTRINA, J. (1993).- *Actividades y resultados del Convenio Orstom-Petroproducción entre el 1° de Noviembre de 1991 y el 1° de Noviembre de 1993*. Informe interno Orstom-Petroproducción, Guayaquil, Quito, 250 p., 2 vol., inédito.

JAILLARD, E., FEIST, M., GRAMBAST-FESSARD, N. & CARLOTTO, V. (1994).- Senonian-Paleocene charophyte succession of the Peruvian Andes. *Cretaceous Research*, **15**, 445-456, Londres.

JAILLARD, E., CARLIER, G., MAROCCO, R., SEMPERE, T. & SOLER, P. (1996).- The role of Tethys in the evolution of the northern Andes between Late Permian and late Eocene times. in: A. Nairn, J. Dercourt

& B. Vrielynck, eds., *The ocean basins and margins*, vol 8. The Tethys Ocean, 469-498, Plenum Press, Nueva York.

JAILLARD, E., ORDOÑEZ, M., BENITEZ, S., BERRONES, G., JIMÉNEZ, N., MONTENEGRO, G. & ZAMBRANO, I. (1995).- Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting : southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. in : A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink, eds., *Petroleum Basins of South America*, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, **62**, 615-631.

JAILLARD, E. & SOLER, P. (1996).- The Cretaceous to Early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, **259**, 41-53, Amsterdam.

JAILLARD, E., ORDOÑEZ, M., BERRONES, G., BENGTON, P., BONHOMME, M., JIMÉNEZ, N. & ZAMBRANO, I. (1996).- Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. *J. South Am. Earth Sci.*, **9**, 131-140.

JAILLARD, É., BENGTON, P., BULOT, L., DHONDT, A., LAUBACHER, G. & ROBERT, E. (1996).- Stratigraphy of the Western «Celica Basin» (SW Ecuador). 3rd Intern. Symp. And. Geodyn.-ISAG, Saint-Malo, 399-402, Orstom ed., Paris.

JERVEY, M.T. (1988).- Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. in : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C., eds., *Sea level changes, an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publ. **42**, 47-69.

KOCH, E. & BLISSENBACH, E. (1962).- Las Capas Rojas del Cretáceo superior - Terciario en la región del curso medio del río Ucayali, Oriente del Perú. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, **39**, 7-141, Lima.

KUMMEL, B. (1948).- Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **59**, 1217-1266.

KUMMERT, P. & CASAL, C. (1986).- Granulometría de areniscas cementadas con sílice, aplicación a la determinación de los ambientes de sedimentación de la Formación Hollín del campo Bermejo Sur. *IV Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleo*, tomo II, 149-162, Quito.

LABOGEO (1991).- Estudios de núcleo, Pozo Auca-25, Petroamazonas. Informe inédito Petroproducción, Quito, Guayaquil, 55 pp.

LABOGEO: Ordoñez, M., Zambrano, I. & Jiménez, N. (1991).- Informe bioestratigráfico y paleoecológico del pozo Charapa-4. Informe inédito Petroproducción ITG-91-038, Quito, Guayaquil.

LABOGEO (1992).- Estudios de núcleo, Pozo Anaconda-1, Petroamazonas. Informe inédito Petroproducción, Quito, Guayaquil, 40 pp.

LABOGEO: Ordoñez, M., Zambrano, I. & Jiménez, N. (1992).- Estudio bioestratigráfico del pozo Tiputini-1. Informe inédito Petroproducción ITG-003-92, Quito, Guayaquil.

LABOGEO: Ordoñez, M., Zambrano, I. & Jiménez, N. (1992).- Análisis micropaleontológico de 6 muestras de los pozos VHR-03 y VHR-06. Informe inédito Petroproducción s.n., Quito, Guayaquil, 6 pp.

LABOGEO (1993a).- Estudio litoestratigráfico y micropaleontológico del pozo Tambococha-1. Informe inédito Petroproducción, Quito, Guayaquil, 53 pp.

LABOGEO (1993b).- Estudios de núcleos, pozos Tiguino-5 y Tiguino-6. Informe inédito 15-PPG-93, Petroproducción, Quito, Guayaquil, 56 pp.

LABOGEO (1993c).- Estudio geológico del pozo Sacha-126. Informe inédito Petroproducción, Quito, Guayaquil, 32 pp.

LABOGEO (1993).- Pozo Puma-2. Núcleos Arenisca «T» y «U». Sedimentología, bioestratigrafía, geoquímica, litoestratigrafía. Informe inédito Petroproducción, Quito, Guayaquil.

LABOGEO (1994).- Estudio geológico del pozo Pungarayacu-30. Informe inédito Petroproducción, Quito, Guayaquil, 4 vol.

LAMBERT, B. (1987).- Nannofossiles calcaires de l'Albien supérieur et du Vraconien du Cameroun méridional. *Cahiers de Micropaléontologie*, **2**, 33-96, Paris.

LAMBERT, B. (1993).- Nannofossiles calcaires de l'Albien supérieur et du Vraconien du Cameroun méridional (deuxième partie). *Cahiers de Micropaléontologie*, **8**, 183-225, Paris.

LAMMONS, J.M. (1974).- Palynological study of some samples of the Oglan A-1 well. Informe inédito AEO-CEPE, Pozo Oglan A-1, 3 pp.

LASCANO, M. (1995).- Informe sedimentológico del pozo Conga-2, Arenisca Basal Tena. Informe interno Petroproducción-Quito, Marzo 1995.

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. Amer. Bull.*, **99**, 569-578, Boulder.

LEGOUX, O., GOFES, S. & BOUTET, C. (1990).- Ecuador, block 14, well Yampuna-1. Laboratory studies: Biostratigraphy. Informe inédito Elf-Aquitaine Production, 2 vol.

LISSON, C.I. & BOIT, B. (1942).- *Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos*. 4ta edición, Lima.

MAROCCO, R., BAUDINO, R. & LAVENU, A. (en prensa).- The intermontane Neogene continental Basins of the Central Andes of Ecuador and Peru : Sedimentologic, tectonic and geodynamic implications. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* **62**, 597-613.

MATHALONE, J.M.P. & MONTOYA, M. (1995).- Petroleum geology of the sub-andean basins of Peru. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* **62**, 423-444.

MÉGARD, F. (1978).- Etude géologique des Andes du Pérou central. Mémoire ORSTOM, 86, 310 p., Paris.

MELLO, M.R., KOUTSOUKOS, E.A.M. & ERAZO, W.Z. (1993).- The Napo Formation, Oriente basin, Ecuador : Hydrocarbon source potential and paleoenvironmental assessment. in : J.A. Tori Simo, R.W. Scott & J.P. Masse, eds., *Cretaceous Carbonate Platforms*, 167-181, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, **56**.

MILLS, S.J. (1969).- Preliminary studies on the micropaleontology of some stratigraphical units in the Western Oriente of Ecuador. Anglo-Ecuadorian Oilfields Ltd, Ecuadorian Oriente Geological note n° 11, 22 pp., Informe interno s.n., Petroproducción-Quito.

MILLS, S.J. (1971).- Micropaleontological examination of cuttings and cores from well Tiguino-1. Anglo-Ecuadorian Oilfields Ltd, Ecuadorian Oriente Geological note n° 23, 6 pp., Informe interno s.n., Petroproducción-Quito.

MILLS, S.J. (1972a).- Micropaleontological examination of cuttings and cores from well Guayusa-1. Anglo-Ecuadorian Oilfields Ltd, Ecuadorian Oriente Geological note n° 24, 6 pp., Informe interno s.n., Petroproducción-Quito.

MILLS, S.J. (1972b).- Micropaleontological examination of cuttings and cores from well Marañacu-1. Anglo-Ecuadorian Oilfields Ltd, Ecuadorian Oriente Geological note n° 25, 5 pp., Informe interno s.n., Petroproducción-Quito.

ducción-Quito.

MILLS, S.J. (1972c).- A review of micropaleontological evidence from the Ecuadorian Oriente. Anglo-Ecuadorian Oilfields Ltd, Ecuadorian Oriente Geological note n° 26, 21 pp., Informe interno s.n., Petroproducción-Quito.

MONCIARDINI, C., FAUCONNIER, D. & MANIVIT, H. (1984).- Phosphates d'Equateur: 1ère phase. Etude micropaléontologique et palynologique du sondage "km 81" et de l'affleurement "km 80". Etude SGN/GEO: 84 GEO EM 113, informe interno del BRGM, 28 pp., Orléans.

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)*. Tesis de estado, Université Paris XI, 275 p., inédita.

MOURIER, T., MEGARD, 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. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 4, 69-79.

MOURIER, T., LAJ, C., MÉGARD, F., ROPERCH, P., MITOUARD, P. & FARFAN-MEDRANO, A. (1988b).- An accreted continental terrane in Northwestern Peru. *Earth and Planetary Science letters*, 88, 182-192, Amsterdam.

MOURIER, T., BENGTON, P., BONHOMME, M., BUGE, E., CAPPETTA, H., CROCHET, J.-Y., FEIST, M., HIRSCH, K., JAILLARD, E., LAUBACHER, G., LEFRANC, J.-P., MOULLADE, M., NOBLET, C., PONS, D., REY, J., SIGE, B., TAMBAREAU, Y. & TAQUET, P. (1988c).- The Upper Cretaceous-Lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua basin, Northern Peru. *Newsletters on Stratigraphy*, 19, 143-177, Stuttgart.

MÜLLER, J., DI GIACOMO, E. & VAN ERVE, A.W. (1987).- A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of Northern South America. *AASP Contribution series*, 19, 7-76.

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. J. South Amer. Earth Sciences*, 4, 61-71.

NOBLET, C., LAVENU, A. & MAROCCO, R. (1995).- Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, 255, 65-78.

OLSSON, A.A. (1944).- Contributions to the Paleontology of Northern Peru. Part VII: The Cretaceous of the Paíta region. *Bulletin of American Paleontology*, 28, 113 p., New-York.

ORDOÑEZ, M., JIMENEZ, N., ZAMBRANO, I., con RICAURTE, J. & SUAREZ, J. (1989a).- Análisis bioestratigráfico del pozo Pungarayacu-30. Informe inédito ITG-89-017, Petroproducción, Quito.

ORDOÑEZ, M., JIMENEZ, N., ZAMBRANO, I., SUAREZ, J., & RICAURTE, J. (1989b).- Análisis bioestratigráfico y paleoecológico del pozo Tivacuno-1. Informe inédito ITG-89-039, Petroproducción Quito.

ORDOÑEZ, M., ZAMBRANO, I. & JIMENEZ, N. (1991a).- Informe bioestratigráfico y paleoecológico del pozo Bermejo Sur-9. Informe inédito ITG-91-049, Petroproducción, Quito.

ORDOÑEZ, M., ZAMBRANO, I. & JIMENEZ, N. (1991b).- Informe bioestratigráfico y paleoecológico del pozo Vinita-1. Informe inédito ITG-91-045, Petroproducción, Quito.

ORDOÑEZ, M., ZAMBRANO, I., JIMENEZ, N., ROMERO, J. & BENITEZ, S. (1991c).- Cuadros de dis-

tribución estratigráfica de los microfósiles de las cuencas cretácicas ecuatorianas. *VI Congreso ecuatoriano de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleo y Geotécnia*, 17 pp., inédito, Guayaquil.

ORDOÑEZ, M., ZAMBRANO, I. & JIMENEZ, N. (1992a).- Informe bioestratigráfico y paleoecológico del pozo Singue-1. Informe inédito ITG-013-92, Petroproducción, Quito.

ORDOÑEZ, M., ZAMBRANO, I. & JIMENEZ, N. (1992b).- Contribución al estudio bioestratigráfico de la Cuenca Oriental ecuatoriana: Pozo Pungarayacu n° 30. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 3, 5-32, Quito.

PARDO, A. & ZUÑIGA, F. (1976).- Estratigrafía y evolución tectónica de la región de la Selva del Perú. *Actas 2do Congreso Latinoamericano de Geología*, vol. 2, 569-608, Caracas 1973.

PÉREZ, H & JIMENEZ, F. (1990).- Fósil del Aptiano-Albiano en el Suroriente ecuatoriano. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 1, 89-90, Quito.

PETROPRODUCCION (1994).- Estudio geológico del núcleo central de corona, pozo Payamino-15, zona Arenisca «U». Informe interno Petroproducción, 30 pp., Quito.

PHILIP, J., coord. (1984).- Crétacé supérieur. in: S. Debrand-Passard et al., eds., *Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mémoire B.R.G.M.*, 125, 339-387, Orléans.

POMEROL, B., BELLIER, J.-P., DAMOTTE, R., FAUCONNIER, D., FOURAY, M., MANIVIT, H. & MONCIARDINI, C. (1983).- Précisions lithostratigraphiques et biostratigraphiques sur le Sénonien stratotypique. *Géologie Méditerranéenne*, 10, 15-29, Marseille.

POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1988).- Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and Systems Tract models. in: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, & J.C. Van Wagoner, eds., *Sea level changes, an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publ. 42, 125-154.

POSAMENTIER, H.W. & JAMES, D.P. (1993).- An overview of sequence-stratigraphic concepts : Uses and abuses. in : H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq & G.P. Allen, eds., *Sequence stratigraphy and Facies associations. Internat. Assoc. Sedimentologists*, Spec. Public. 18, 3-18, Blackwell.

RAYNAUD, J.-F., BOUROULLEC, J., HOMEWOOD, P. & VILLANOVA, M. (1993).- Equateur, Bassin de l'Oriente : Etude palynologique d'un intervalle Crétacé supérieur sur 20 puits. Etude sédimentologique des grès M-1. Informe inédito Elf-Aquitaine Production, 98 pp., 19 lám.

RIGO DE RIGHI, M. & BLOOMER, G. (1975).- Oil and Gas developments in the Upper Amazon Basin-Colombia, Ecuador and Peru. In : *Proceedings of the 9th World Petroleum Congress*, Tokyo, 3, 181-192.

RIVADENEIRA, M. (1994).- Los reservorios calcáreos de la Cuenca Oriente ecuatoriana. *V Congreso Brasileiro de Petróleo e Conexpo Arpel' 94*, 12 pp., Rio de Janeiro.

RIVADENEIRA, M. & SÁNCHEZ, H. (1991).- Consideraciones geológicas del PreAptense en la cuenca Oriente. *VI Cong. Ecuat. Ingen. en Geol., Min., Petrol. y Geotecn.*, Guayaquil, 41 pp., inédito.

RIVADENEIRA, M., DAVILA, C. & TORO, J. (1995).- La Arenisca «M-1» en la cuenca ecuatoriana. *I Cong. Petrol. Medio ambiente*, Quito, Nov. 95, 15 pp., 9 fig.

RIVERA, R., PETERSEN, G. & RIVERA, M. (1975).- Estratigrafía de la Costa de Lima. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 45, 159-196 Lima,.

- ROBASZYNSKI, F. (1983).- Conclusions au Colloque sur le Turonien : Echelles biostratigraphiques intégrées et cartes de faciès (France et contrées limitrophes). *Mémoire du Museum Histoire Naturelle de Paris*, C, **49**, 209-230, Paris.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., et al. (1979).- Atlas of Mid-Cretaceous Plaktonic foraminifera (Boreal Sea and Tethys). *Cahiers de Micropaléontologie*, 1979-1 & 1979-2, 185 p. + 181 p., CNRS Paris.
- ROBASZYNSKI, F., ALCAYDÉ, G., AMÉDRO, F., BADILLET, G., DAMOTTE, R., FOUCHER, J.-C., JARDINÉ, S., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MONCIARDINI, C. & SORNAY, J. (1982).- Le Turonien de la région-type : Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. *Bull. Centres Recherche Explor.-Product. Elf-Aquitaine*, **6**, 119-225, Boussens.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., GONZÁLEZ DONOSO, J.M., WONDERS, A.H. et al. (1985).- Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. *Revue de Micropaléontologie*, **26**, 3-4, 145-305, Paris.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMÉDRO, F., GONZÁLEZ D., J.-M., LINARES, D., HARDENBOL, J., GARTNER, S., CALANDRA, F. & DELOFFRE, R. (1990).- A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bull. Centres Recherche Explor.-Product. Elf-Aquitaine*, **14**, 213-384, Boussens.
- ROBASZYNSKI, F., HARDENBOL, J., CARON, M., AMÉDRO, F., DUPUIS, C., GONZÁLEZ D., J.-M., LINARES, D. & GARTNER, S. (1993).- Sequence stratigraphy in a distal environment : the Cenomanian of the Kalaat Senan region (central Tunisia). *Bull. Centres Recherche Explor.-Product. Elf-Aquitaine*, **17**, 395-433, Boussens.
- ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. (1995).- Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bull. Soc. géol. France*, **166**, 681-692, Paris.
- Robertson Research (1985).- Evaluación geológica de cuatro pozos en la Cuenca Sur-Oriente, Ecuador. Informe interno ECUA-230, 241 p., Petroproducción-Quito.
- Robertson Research, MILES, N.E. & PEART, M.E. (1988a).- Palynofacies analyses of selected core samples from the Conoco Ecuador Limited Daimi-1 and Amo-1 wells, Oriente Basin, Ecuador. Informe interno ECUA-227, 15 pp., Petroproducción-Quito.
- Robertson Research, ELAND, H.B., GONZALEZ G., E., MARSHALL, P.R., MATTHEWS, S.L., PEART, M.E., RICHARDS, F. & VAROL, O. (1988b).- The biostratigraphy, palaeoenvironment and Petroleum geochemistry of the interval 8330'-10120' in the Conoco Ecuador Ltd, Cowi-1 well, Oriente Basin, Ecuador. Informe interno ECUA-226,
- RODRIGUEZ, A. & CHALCO, A. (1975).- Cuenca Huallaga, Reseña geológica y posibilidades petrolíferas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, **45**, 187-212.
- ROJAS, G. de, (1978).- Revisión de la paleontología y edad de la Formación Tena. Informes internos ITG-78-001 y ITG-78-007, 6 pp., Petroproducción-Quito.
- ROMEUF, N., AGUIRRE, L., SOLER, P., CARLIER, G., FÉRAUD, G. & JAILLARD, E. (1994).- Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central segments of the Andes. A comparison. *Congreso Geológico de Chile*, Santiago, 5 pp.
- ROSANIA, G. (1989).- Petroleum prospects of the sedimentary basins of Ecuador. In G.E. Ericsen, M.T. Cañas Pinochet & J.A. Reinemund, eds., *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, v. **11**, 415-430, Houston, Texas.
- ROSANIA, G. & SILVA, F. (1988).- Paleogeografía del Cretácico (Albiense-Turonense) del oriente ecuatoriano. *III Congreso Andino de la Industria del Petróleo*, 28 p.
- ROSENZWEIG, A. (1953).- Reconocimiento geológico en el curso medio del río Huallaga. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, **44**, 106-127, Lima.
- RUSSEL, D.E., RIVAS, O.O., BATTAIL, B. & RUSSEL, D.A. (1992).- Découverte de vertébrés fossiles dans la formation de La Quinta, Jurassique du Vénézuéla Occidental. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **314**, (II), 1247-1252.
- SALARD-CHEBOLDAEFF, M. (1990).- Intertropical African palynostratigraphy for Cretaceous to Late Quaternary time. *J. African Earth Sciences*, **11**, 1-24.
- SALAS, G. (1991).- Factores geológicos de control de acumulación de hidrocarburos en las cuencas del Oriente peruano. *IV Simposio Bolivariano "Exploración petrolera en las cuencas subandinas"*, **2**, 29, 15 pp., Asoc. Colombiana Geol. Geofis. Petrol., ed., Bogotá.
- SAMANIEGO, P., VILLAGÓMEZ, R. & VERA, R. (1992).- Localidad del equinodermo *Hemiaster texanus* Roemer. *II Jornadas en Ciencias de la Tierra*, Resúmenes, 63-65, Quito.
- SAUER, W. (1965).- *Geología del Ecuador*. Minist. Educ. Edit., 383 p., 20 fig. h.t., Quito.
- SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1976).- Cretaceous Oceanic events: causes and consequences. *Geologie en Minjbouw*, **55**, 179-184.
- SEMINARIO, F. & GUIZADO, J. (1976).- Síntesis bioestratigráfica de la región de la Selva del Perú. *Actas del 2do Congreso Latinoamericano de geología*, Caracas 1973, **2**, 881-898.
- SEMPERE, T. (1994).- Kimmeridgian (?) to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. in: J.A. Salfity, ed., *Cretaceous tectonics in the Andes*, 168-212, Earth Evolution Sciences, Fried. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden.
- SEMPERE, T., BUTLER, R.F., RICHARDS, D.R., MARSHALL, L.G., SHARP, W. & SWISHER III, C.C. (1997).- Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-Lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.*, en prensa.
- 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 chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Équateur. *Revista Española de Micropaléontología*, **1**, 205-236, Madrid.
- SIGAL, J. (1972).- Estudio micropaleontológico de las formaciones de la región costanera del Ecuador. *Revista de la Dirección General de Geología y Minas*, **3/1**, 34-42, Quito.
- SMITH, L.R. (1989).- Regional variations in formation water salinity, Hollin and Napo Formations (Cretaceous), Oriente Basin, Ecuador. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **73**, 757-776, Tulsa.
- SOTO, V. (1979).- Facies y ambientes deposicionales cretácicos, área Centro-Sur de la cuenca Marañón. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, **60**, 233-250.
- SOUZA CRUZ, C.E. de (1988).- Cretaceous Sedimentary facies and depositional environments, Oriente Basin, Ecuador. *III Cong. And. Indust. Petrol.*
- STOVER, L.E. (1966).- Cretaceous coccoliths and associated nannofossils from France and the Netherlands. *Micropaleontology*, **12**, 133-167.

- SWIFT, D.J.P. & THORNE, J.A. (1991).- Sedimentation on continental margins, I: A general model for shelf sedimentation. in: D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman & J.A. Thorne, eds., *Shelf sand and sandstone bodies. Geometry, facies and sequence stratigraphy*. Internat. Assoc. Sedimentologists, Special Publ. **14**, 3-31, Blackwell.
- TAFUR, I. (1991).- Estratigrafía geológica de la cuenca del Alto Marañón (Departamento de Amazonas). Con especial referencia Comaina-Cenepa-Santiago. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, **82**, 73-97.
- TAPIA, P. (1992).- Relaciones taxonómicas, bioestratigráficas y paleobiogeográficas de los ammonites del Albiano del área de Chaucha (Yauyos, Lima). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, **83**, 35-59, Lima.
- TARAZONA, A. (1985).- Palinología de la Formación Cushabatay del Pongo de Tiraco, Oriente peruano. Primer *Simposium Nacional del Carbón*, 10-14 Junio 1985, Lima, 20 p.
- THOMAS, G., LAVENU, A. & BERRONES, G. (1995).- Evolution of the subsidence dans le Nord du bassin de l'Oriente équatorien (Crétacé supérieur à Actuel). *C. R. Acad. Sci., Paris*, **320**, sér. IIa, 617-624.
- TORO, J. (1995).- Estudio lito-estratigráfico y dedimentológico de la Arenisca «T» principal de la Formación Napo, en el nucleolo # 3 del pozo Conga-2 (10.110'-10.140'), Campo Conga, Provincia del Napo. Informe interno Petroproducción-Quito, PP-SR-JTA-03-95, Mayo 1995.
- TORRES, L. (1983).- Características de la fosforita ecuatoriana de la Formación Napo. *III Congreso Ecuatoriano de Ingenieros de Minas y Petroleo*, tomo I.B, 38 pp., Guayaquil.
- TSCHOPP, H.J. (1948).- Geologische Skizze von Ekuador. *Bull. Assoc. Suisse de géologue et Ingénieurs du Pétrole*, **15**, 48, 14-45.
- TSCHOPP, H.J. (1953).- Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, **37**, 2303-2347.
- TSCHOPP, H.J. (1956).- Upper Amazon Basin Geological Province. Handbook of South American Geology, *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **65**, 153-167, Boulder.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990).- *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publ., Oxford, 482 p.
- VAIL, P.R., MITCHUM, M.R. & THOMPSON, S. (1977).- Seismic stratigraphy and Global changes of sea-level. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, **26**, .
- VAIL, P.R., COLIN, J.-P., JAN DU CHENE, R., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFILEFF, V. (1987).- La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations biostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), **3**, 1301-1321, Paris.
- VARGAS, J.M. (1988).- Potencial petrolífero de la cuenca Huallaga, Oriente peruano. *3er Simposio Bolivariano*, Caracas 1988, 195-225.
- VERA, R. & EGÜEZ, A. (1978).- El contacto Napo-Tena y su relación a la presencia de anomalías de Uranio. *1er Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petroleo*, **1**, 174-184, Quito.
- VILLAGÓMEZ, R. (1995).- Estudio de la Formación Hollín y la transgresión albiana en la subcuenca Napo del Oriente ecuatoriano. Tesis Ing. Geol. Esc. Polit. Nac. Quito, 96 pp. y anexos.
- VILLAGÓMEZ, R., JAILLARD, É., BULOT, L., RIVADENEIRA, M. & VERA, R. (1996).- The Aptian-Late Albian marine transgression in the Oriente basin of Ecuador. 3 Internat. Symp. Andean Geodynamics-ISAG, Saint-Malo, 521-524., Orstom ed., Paris.
- WASSON, T. & SINCLAIR, J.H. (1927).- Geological explorations East of the Andes in Ecuador. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **11**, 1253-1281, Tulsa.
- WHALEN, M.T. (1995).- Barred basins: A model for eastern ocean basin carbonate platforms. *Geology*, **23**, 625-628.
- WHITE, H.J., SKOPEC, R.A., RAMIREZ, F.A., RODAS, J.A. & BONILLA, G. (1995).- Reservoir characterization of the Hollin and Napo Formations, Western Oriente basin, Ecuador. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* **62**, 573-596.
- WHITTAKER, J.E. & HODGKINSON, R.L. (1979).- Micropaleontological report on the Napo Formation, Eastern Ecuador. *British Museum (Natural History)*, Rep. OGS n° 1979/1, 4p.
- WIEDMANN, J. (1981).- El límite Jurásico-Cretácico: Problemas y soluciones. *1st Latin American Congress of Paleontology*, Buenos-Aires 1978, Coll.: Límite Jurásico-Cretácico, v. 5., 103-119.
- WIGNALL, P.B. (1991).- Model for transgressive black shales ?. *Geology*, **19**, 167-170.
- WILKINSON, A.F. (1982).- Exploration for phosphate in Ecuador. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy* (section B: Applied Earth Sciences), **91**, B130-B145.
- WILLIAMS, M.D. (1949).- Depósitos Terciarios continentales del valle del Alto Amazonas. *Volumen jubilar, Sociedad geológica del Perú*, parte II, **5**, 1-13.
- WILSON, J.J. (1963).- Cretaceous stratigraphy of central Andes of Peru. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, **47**, 1-34, Tulsa.
- WILSON, R.J. (1971).- Compilation of field and laboratory data from río Misahualli and río Solo stratigraphic sections. Informe interno ECUA-148, 5 pp., 5 lám., Petroproducción-Quito.
- ZAMBRANO, I., ORDOÑEZ, M. & JIMÉNEZ, N. (1993).- Estudio litoestratigráfico y micropaleontológico del pozo Tambococha-1. Informe inédito Petroproducción, Quito, Guayaquil, 53 pp.
- ZEGARRA, J.S. (1964).- Geología del flanco Nor-Este de la Cordillera oriental de los Andes peruanos considerando la formación Chonta en particular (región de Campanquiz-Pongo de Manserique-Yurimaguas). Tesis de Bachiller, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- ZUÑIGA y RIVERO, F., PARDO, A., VALDIVIA, H. & VELARDE, P. (1976).- Hydrocarbon potential of Amazonian basins of Colombia, Ecuador, and Peru. in Halbouty, M.T. et al., ed., *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* **25**, 328-330, Tulsa.

LEYENDA DE LAS FIGURAS

Este cuadro reúne los símbolos utilizados en todas las figuras presentadas en este informe

A pesar de posibles variaciones menores que pudieron aparecer durante el dibujo en ciertas figuras, debe permitir conocer todas las observaciones efectuadas en las secciones de campo y de núcleos y entender las interpretaciones relativas.

LITOLOGIA	FIGURAS SEDIMENTARIAS	FAUNA
 Conglomerados	 Estratificación oblicua curva parada	 Amonite
 Arenisca muy gruesa	 Estratificación oblicua recta parada	 Inoceramus
 Arenisca gruesa	 Estratificación oblicua recta suave	 Equinodermos. /
 Arenisca mediana	 <i>Flaser-bedding</i>	 Erizo de mar
 Arenisca fina	 Estratificación lenticular	 Bivalvo grueso
 Arenisca arcillosa	 Ondulita	 Bivalvo
 Limolita	 Laminaciones horizontales	 Ostra
 Lutita	 Canal	 Pecten
 Caliza	 Superficie endurecida (<i>hard-ground</i>)	 Gasterópodo
 Caliza arenosa	 Estromatolitos	 Pinna
 Marga	 <i>Birds-eyes</i>	 Anélido
 Carbón	 Laminaciones convolutas	 Foraminífero
MINERALES y OTROS	 Deseccación	 Alga
Am Ambar	 Bioturbación	 Ostrácodo
Br Brecha	 Madriguera	 Carofita
Ca Carbón	 Paleoraices	 Restos de peces
Fe Hierro	 Cantos, clastos	 Vertebrado
Gl Glaucónita	 Brecha	 Restos de hojas
K Karsts	 Falla sin-sedimentaria	 Restos de tallos
Mi Mica detrítica	 Deslizamiento (<i>slump</i>)	 Bioclastos
MO Materia orgánica		
Mp Minerales pesados		
Ph Fosfato		
Py Pirita		
S Azufre		



UNA PRODUCCION DE LA
UNIDAD DE
RELACIONES PUBLICAS DE
PETROPRODUCCION

Todos somos Petroproducción