

LA CUENCA DE AREQUIPA (SUR PERU) DURANTE EL JURASICO-CRETACICO INFERIOR

Vicente J.-C.*
Beaudoin B.**
Chavez A.***
Leon I.***

* Universidad Pierre et Marie Curie, París, Francia y Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, Perú.

** Escuela Superior de Minas de París, Francia.

*** Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, Perú.

RESUMEN

Las características de la sedimentación marina jurásica-cretácica inferior del Sur Peruano (Gr.Yura) señalan 3 etapas fundamentales en la evolución de la Cuenca andina externa a esta latitud:

-Individualización (Toarciano-Bajociano) a expensa de un dominio continental marcada por una fuerte tectónica distensiva sinsedimentaria que provoca una rápida transición (Fm.Socosani) de facies de plataforma carbonatada a facies profundas espongolíticas;

-Relleno terrígeno de caracter Flysch (Caloviano-oxfordiano) con típicos depósitos de abanicos turbidíticos (Fm.Puente) cuya variabilidad regional permite reconocer facies proximales al NW de Arequipa (Sector de Yura) y facies más distales al SE (Sector de Chapi) coincidentes con paleocorrientes hacia el ESE; sellado (Kimmeridgiano) del sistema por facies lutíticas de ambiente de Talud (Fm.Cachios) con abundantes slumps y olistolitos;

-Colmataje (Titónico-Neocomiano) por facies de plataforma silico-clástica (Fm. Labra) de gran extensión areal organizadas en secuencias negativas de megaóndulas y ondulitas; el espesor creciente hacia el WNW (Sector de Majes) de estos depósitos poco profundos implica una clara deformación sinsedimentaria del fondo de la cuenca y una inversión en la organización paleogeográfica; culmina la serie con facies carbonatadas (Fm.Omate) y el desarrollo local de arrecifes corallinos (Sectores de Chapi y Yura) abrigando "lagoons".

Las particularidades de esta evolución sedimentaria son recalçadas dentro del contexto andino.

ABSTRACT

3 main stages are distinguished during the Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary evolution of the Arequipa Basin:

-Individualization (Toarcian-Bajocian) with synsedimentary tensional tectonic and rapid transition (Socosani Fm.) from Platform carbonates to bathyal spongolites;

-Turbiditic filling (Calovian-Oxfordian) with typical deep sea fans deposits (Puente Fm.); proximal facies are recognized at NW of Arequipa (Yura sector) and distal ones at SE (Chapi sector) consistent with paleocurrents toward the ESE; sealing (Kimmeridgian) by lutitic facies of slope environment (Cachios Fm.) with many slumps and olistoliths;

-Closing (Tithonian-Neocomian) by Platform siliclastic facies (Labra Fm.) of wide extension organized in coarsening and thickening upward sequences of Dunes and ripples; variation in thickness involves synsedimentary deformation of the Basin substratum; development on the top of some ephemeral carbonates (Gramadal Fm.) with fringing and Patch reefs (Yura and Chapi sectors) and lagoons.

Peculiarities of that evolution are emphasized in the Andean context.

INTRODUCCION

En una reciente presentación de la Estratigrafía mesozóica sur-peruana y de sus problemas paleogeográficos (VICENTE 1981) se destacaba las notables características de la sedimentación marina terrígena del Jurásico superior y Cretácico inferior del sector de Arequipa identificada como Gr.Yura. En el presente trabajo se desea presentar los primeros resultados del estudio sedimentológico de sus distintas formaciones y esbozar las grandes etapas de la evolución dinámica de la Cuenca que se desprenden de su análisis.

Los afloramientos de dicho grupo se ubican principalmente al NW y SE de Arequipa (Fig. 1) y se reparten en 2 unidades tectónicas fundamentales a consecuencia del importante sobre-escurrimiento de Cíncha-Lluta (VICENTE et al.1979). Dentro de este contexto nuestras observaciones se realizaron exclusivamente sobre la Unidad autoctona o Unidad de Yura, dejando de lado por el momento el análisis de la Unidad alóctona o Unidad de Lluta de posición básicamente invertida y acarreada más de 20 km hacia el NE.

En definitiva los estudios detallados con levantamiento "banco a banco", análisis secuenciales, medidas sistemáticas de estructuras sedimentarias etc... se centraron principalmente sobre los sectores de Yura, Chapi-La Capilla y Omate por ofrecer las mejores condiciones de exposición y accesibilidad (Fig.1).

En este sentido, el perfil más representativo y clásico, que resume por si solo toda la evolución sedimentaria de la Cuenca, es el que a unos 25 Km al NW de Arequipa brinda el Rio Yura entrando por la Q.Cachios para terminar en la cumbre del C°Hualhuani (Fig. 2). Empieza con sedimentos sinemurianos volcánicos (Fm.Chocolate) sobre los cuales descansa en franca discordancia erosional niveles carbonatados transgresivos del Toarciano inferior (Fm.Socosani). Sigue una sucesión continua de cerca de 2.500 m que constituye un ciclo sedimentario completo empezando por facies carbonatadas de Plataforma, seguido de carbonatos profundos, facies turbidíticas de Abanicos submarinos (Fm.Puente), facies pelíticas de Talud (Fm.Cachios), facies silico-clásticas de plataforma (Fm. Labra), facies carbonatadas arrecifales (Fm.Gramadal), cerrandose el ciclo con depósitos silico-clásticos medio-a supralitorales (Fm.Hualhuani). Cada una de estas facies señala un paleo-ambiente deposicional característico que en su conjunto registra la evolución dinámica de la Cuenca. Sobre estas bases la evolución de la Cuenca se deja subdividir en 3 etapas fundamentales: individualización (Toarciano a Bajociano), relleno terrígeno (Batoniano a Kimeridgiano) y colmatación (Titonico-Neocomiano) que pasaremos a analizar detenidamente.

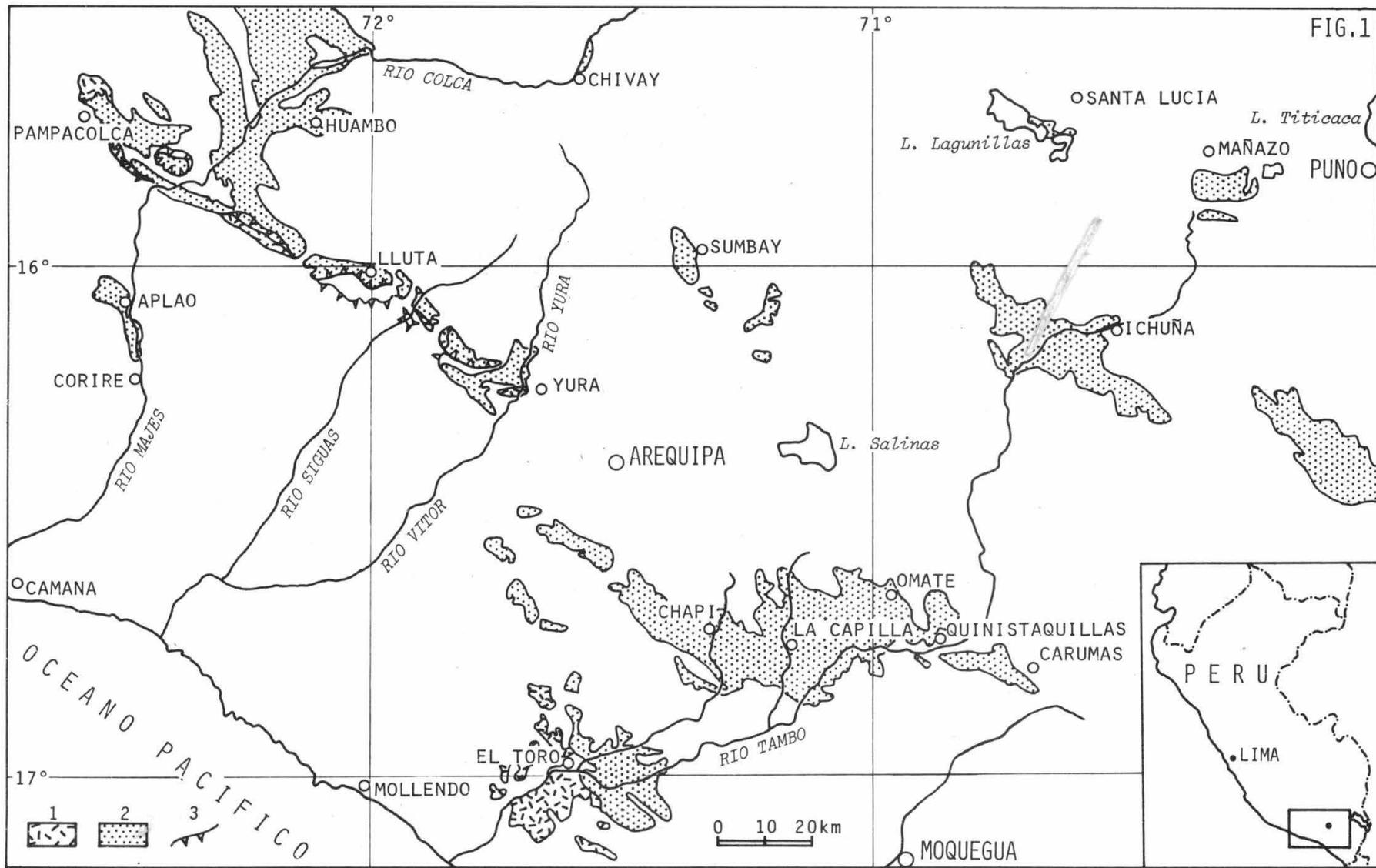
I-INDIVIDUALIZACION DE LA CUENCA

Todo parece indicar que la llamada "Cuenca de Arequipa" inició su desarrollo en el Sinemuriano como una prolongación hacia el SE de la Cuenca del Peru Central formada en el Triásico superior. En este momento se perfila ya la existencia de una extensa cuenca marina relativamente profunda a la altura de Mañazo cerca de Puno y con un borde occidental volcánico marcado por el desarrollo de un importante Arco volcánico en el lugar de la actual cadena costera. En efecto, la sedimentación sinemuriana del sector de Mañazo que ilustra la Unidad inferior del Gr.Lagunillas muestra una alternancia de calcarenitas finas gris azules en bancos medianos con lutitas negras presentando algunos niveles de slumping y unas intercalaciones de areniscas turbidíticas con estratificación gradada ricas en crinoideos retrabajados (VICENTE 1981). En contraste, los afloramientos de la Fm.Chocolate que de Yura hasta la Costa forman una extensa franja de o-

orientación NW-SE corresponden a una potente alternancia de derrames andesíticos, algunos flujos dacíticos y gruesos paquetes de aglomerados y brechas, alcanzando una potencia máxima de 3.000 m en el curso inferior del Río Tambo (BELLIDO y GUEVARA 1963). En el sector de Yura, la Fm. Chocolate (900 m) muestra para sus unidades superiores una insipiente estratificación intercalada con algunos niveles volcareníticos de cemento calcareo y pequeños arrecifes bordeantes de Hexacorales. De estos últimos, los más conocidos son los de la Cantera Chocolate cerca de Arequipa donde se logró extraer una gran variedad faunística (WELLS 1953) y ultimamente algunos Amonites de los generos Arietites, Arnioceras y Megarietites (Det. HILLEBRANDT) que certifican la edad sinemuriana de estos niveles.

La morfología de estos arrecifes y la importante matriz micrítica de las calizas biohermales sugieren un ambiente de agitación moderada con pendiente suave que los relaciona con el tipo "Rampa arrecifal" (Knoll reef Ramps) definido por WILSON (1975). En este sentido, estas construcciones marcarían el borde oriental del Arco y una primera ingresión sobre la plataforma volcánica.

Essin embargo, en el Toarciano inferior que se produce la verdadera transgresión en el sector de Yura con la cual comienza el ciclo marino Jurásico-Cretácico inferior. Las modalidades de esta transgresión son particularmente bien ilustradas por las facies inferiores de la Fm. Socosani (LEON 1981). La serie se inicia con un conglomerado basal (S1) de color verde y espesor variable (0,20-8 m) (Fig.3b) con abundante clastos de andesitas, instalado sobre las volcánitas de Chocolate en franca discordancia erosional rellenando una paleotopografía bastante irregular. Le sucede (S2) una alternancia (50 m) en bancos gruesos de Felsarenites verdes y calcilutitas coquináceas (Biomicruditas) arenosas de color gris caracterizadas por la presencia de grandes pelecípodos de hábito colonial del genero Plicatostylus que forman verdaderos biostromas e indican un ambiente marino somero, tranquilo y cálido (HILLEBRANDT 1981) en asociación con Pinna, Pecten, Terebratula, Gastropodos, Crinoideos y Crustáceos. Siguen (S3) calcilutitas (micritas fosilíferas) en bancos medianos con pequeñas intercalaciones tobaceas y algunos delgados niveles estromatolíticos del tipo LLH modo S de LOGAN et al. (1964) propios de ambientes infra-litorales superiores. Continúa la serie con (S4) calizas tobaceas (50 m) en bancos gruesos correspondiendo a Biomicritas con oolitas e intraclastos así como restos de Pelecípodos y Rostros de Belemnites. La penúltima unidad (S5) corresponde a calcilutitas (30 m) gris oscuras, ricas en materia orgánica, en bancos medianos a delgados finamente laminados por la alternancia con laminitas siltosas. La escasa fauna se limita a algunos restos de Pelecípodos del grupo de los nadadores libres como Entolium y algunos Pectinidos. Estas facies señalan un ambiente eminentemente tranquilo con escasa bioturbación y mala oxigenación que implican una relativa profundidad de la Cuenca. En este sentido recuerda los típicos depósitos de fondo marino de ambiente batial a epibatial en periodo de vacuidad (Starved basin) precursores de los rellenos flichoideos (RICCI LUCCHI 1980, GHIBAUDO 1980). De hecho, encima de estos depósitos aparecen precisamente las primeras turbiditas que analizaremos más adelante (S6). Esta última unidad (S5) de calcilutitas finamente laminadas señala condiciones de profundidad que contrastan pues notoriamente con las de la unidad subyacente (S4) típicamente neríticas de ambiente de plataforma carbonatada. Esto implica una importante y rápida profundización de la Cuenca que lleva a interrogarse sobre sus causas. Es dentro de este marco que toma todo su significado la observación inmediatamente aguas abajo del perfil



clásico de Socosani de numerosas fallas normales sinsedimentarias que desplazan bloques de Chocolate con las facies transgresivas de Socosani en un sistema de pequeños horsts y grabens que se ven paulatinamente sepultados y sellados por pequeñas discordancias erosionales infra-formacionales (Fig.3a). También inmediatamente aguas arriba en el sector de "La Cascada" del Rio Yura (Fig.3c) se observa una clara falla sin-sedimentaria de orientación NW-SE que controló la sedimentación permitiendo el desarrollo temprano sobre el bloque elevado SW de biostromas con *Plicatostylos* mientras se depositaban calcilitas sobre el bloque hundido. Estas observaciones prueban la actuación en este sector de una fuerte tectónica distensiva durante la sedimentación de la Fm. Socosani que explica las rápidas variaciones de facies que se registran en ella (LEON 1981) y al mismo tiempo la brusca superposición de facies profundas sobre facies de plataforma como consecuencia de respectivos hundimientos de bloques. Además es importante destacar que esta situación no es un caso aislado y por el contrario parece muy generalizada durante este periodo toarciense-bajociense. Así en el sector de La Capilla (CARDENAS 1982); unos 50 Km al SE de Yura donde la Fm. Socosani es mucho más potente, las consecuencias del fallamiento sin-sedimentario son todavía más espectaculares puesto que a lo largo de la Q. Huayrapunco una de estas fallas produjo una laguna de más de 500 m de serie sobre el bloque Este elevado. Mientras que en el sector de El Toro del Rio Tambo (SALAS en prep.), dentro de las facies volcánico-sedimentarias de la Cordillera de la Costa (Fm. Guaneros), llega a observarse verdaderas discordancias angulares dentro de los sedimentos bajocienses (Q. Huayrondo) que implican en estos casos además basculamientos y ladeadas de series (Fig.3d). Con estos ejemplos se aprecia la real importancia de esta tectónica sin-sedimentaria esencialmente distensiva en la individualización de la Cuenca de Arequipa. Dentro de este marco de intensa fracturación del Arco volcánico y la compleja paleogeografía que ofrecía a la transgresión marina se entiende que los sentidos que se pueden observar tengan un significado a veces muy local. En cuanto a la orientación de estas fallas cabe destacar que se organizan en un sistema sensiblemente NW-SE (Yura) y NE-SW (La Capilla) es decir respectivamente paralelo y ortogonal al futuro eje mayor de la Cuenca. Estos resultados son muy importantes ya que demuestran que la orientación propia de Los Andes centrales (NW-SE) se delineó en el Jurásico.

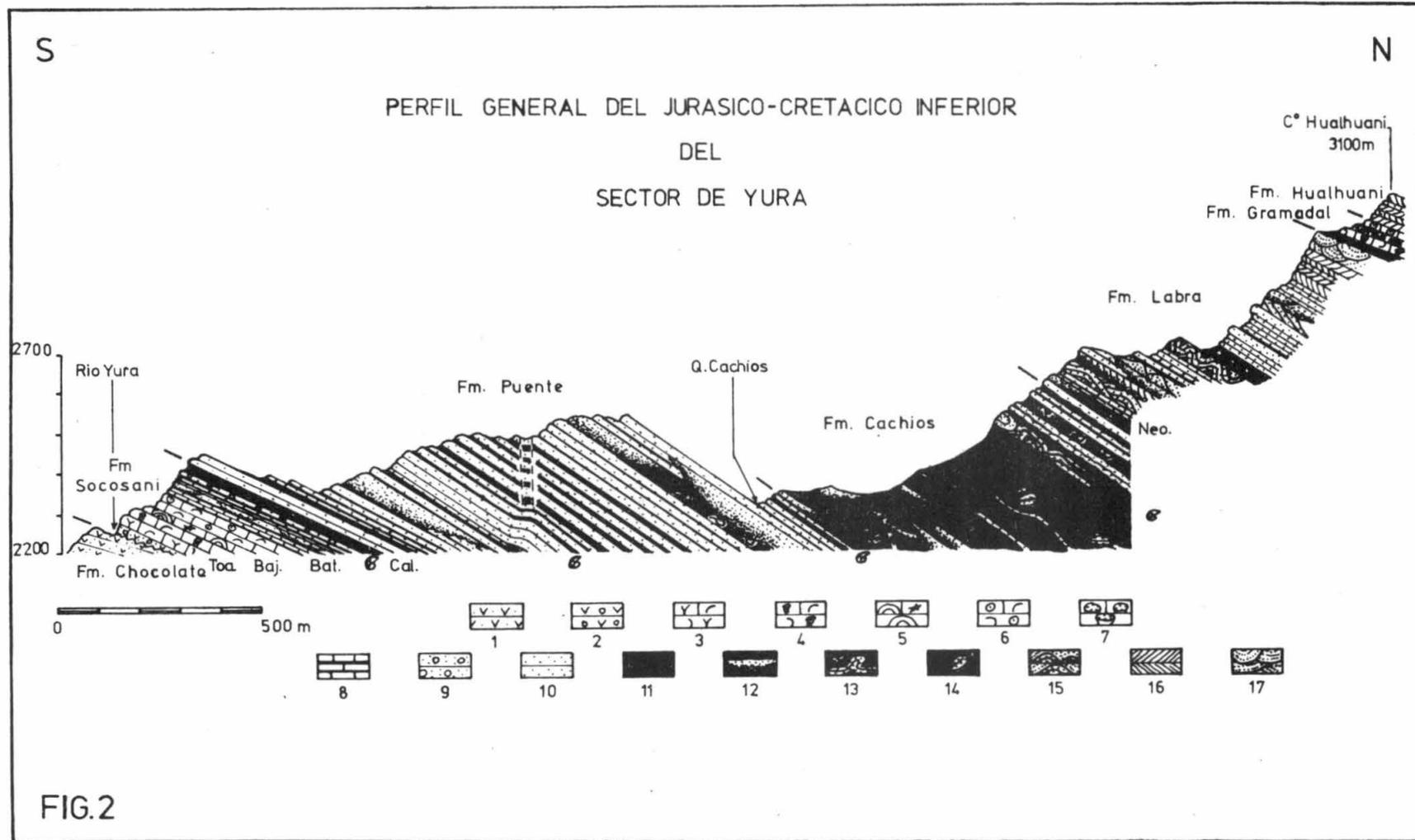
II-RELLENO TURBIDITICO (Batoniano a Kimeridgiano)

La importante tectónica sin-sedimentaria producida en la Formación Socosani, origina una rápida subsidencia de la cuenca en la que alcanza su máxima profundización, hecho que se traduce en un brusco cambio en las condiciones de sedimentación al pasar de una sedimentación carbonatada con fauna de ambiente somero a una hemipelágica de aguas profundas.

Se inicia entonces el relleno de la cuenca con una primera etapa de sedimentación de carácter turbidítico, representada por las formaciones Socosani superior, Puente y Cachios. Cada una presenta características sedimentarias propias que permiten reconocer el ambiente a que pertenecen y a la vez explicar su evolución de una a otra enmarcándolas dentro de un sistema de abanicos submarinos.

a. Modelo de Abanicos submarinos (Deep Sea Fans)

Después de los estudios pioneros realizados por WALKER (1966), JACKA et al. (1968) y STANLEY (1969), el primer modelo sintético de asociación de facies turbidíticas fue presentado por MUTTI y RICCI LUCCHI (1972) integrando los datos sobre los abanicos



modernos con sus análisis de lasturbiditas antiguas del Apenino septentrional (MUTTI 1974). Paralelamente WALKER (1976,1978), desarrolló un modelo basado en la morfología de los abanicos actuales y el concepto de supra-abanico (Supra-Fans) introducido por NORMARK (1970,1978). Una integración de ambas terminologías (WALKER y MUTTI 1973) permite distinguir las siguientes asociaciones de facies y ambientes:

-Asociación de Pendiente o Talud representada principalmente por depositos hemipelágicos finamente estratificados con intercalación de masas caóticas o slumping y la presencia de grandes cuerpos acanalados de conglomerados y areniscas como relleno de cañon;

-Asociación de Abanico submarino donde se distingue 3 sub-asociaciones principales:

.Abanico superior (Upper Fan), es el area de deposición de los sedimentos de granulometría y estratificación más gruesa localizada al final del cañon alimentador; esta compuesto por un solo valle activo que tiene albardones prominentes y su piso elevado en relación con areas circundantes; los depositos son fuertemente acanalados y compuestos por conglomerados, areniscas macizas, areniscas medias a finas y siltitas ordenados en secuencias positivas; pasan en transición lateral a areniscas y limos alternantes de los albardones;

.Abanico medio (Mid-Fan), es el lugar de deposición de los supra-abanicos que se caracterizan por un drenaje distributivo sin albardones y representan la terminación de los valles activos del Abanico superior; siguiendo a MUTTI y RICCI LUCCHI (1974) y RICCI LUCCHI (1980) se diferencian claramente 2 partes:

° una proximal canalizada (cono interno) representada por un sistema trezado de canales distributivos donde se depositan principalmente areniscas macizas y guijosas y clásicas turbiditas proximales (T a-e) ordenadas en secuencias positivas con una relación Arenisca/Lutita alta (≈ 5);

° una distal no canalizada (cono externo) compuesta por un sistema de lobulos progradantes con sedimentación arenaceo-pelítica de estratificación paralela con buen desarrollo de la secuencia elemental de BOUMA (Ta-b-e, Ta-b-c); su arreglo es en secuencias negativas con una relación Arenisca/Lutita más baja que en el anterior, cercana a 1.

.Abanico inferior (Lower Fan), con una topografía típicamente plana es un area de poca gradiente de transición morfológica entre el Supra-abanico convexo y la Planicie cuencial; hay ausencia total de acanalamiento y al contrario una estratificación paralela muy uniforme; predominan las clásicas turbiditas distales (Tb-c-d-e, Tc-d-e) donde falta el intervalo "a"; no se discierne un arreglo secuencial claro y la relación Arenisca/Lutita es < 1 .

-Asociación de Planicie cuencial (Basin plain), difícil de distinguir de la del Abanico inferior, su sedimentación es principalmente hemipelágica con intercalación de Turbiditas muy distales (Td-e, Te); son facies muy monótonas con un paralelismo perfecto de la estratificación, una gran uniformidad lateral y una relación Arenisca/Lutita $\ll 1$.

Se entiende que este modelo no debe ser aplicado con demasiada rigidez ya que en la morfología y evolución de los sistemas de abanicos antiguos inciden mucho la naturaleza de los aportes (groseros o finos), la topografía del fondo y el contexto

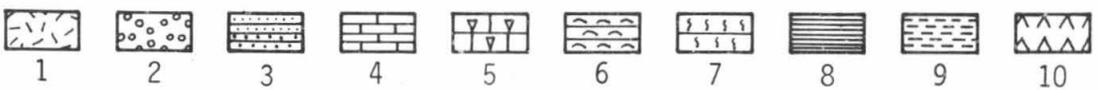
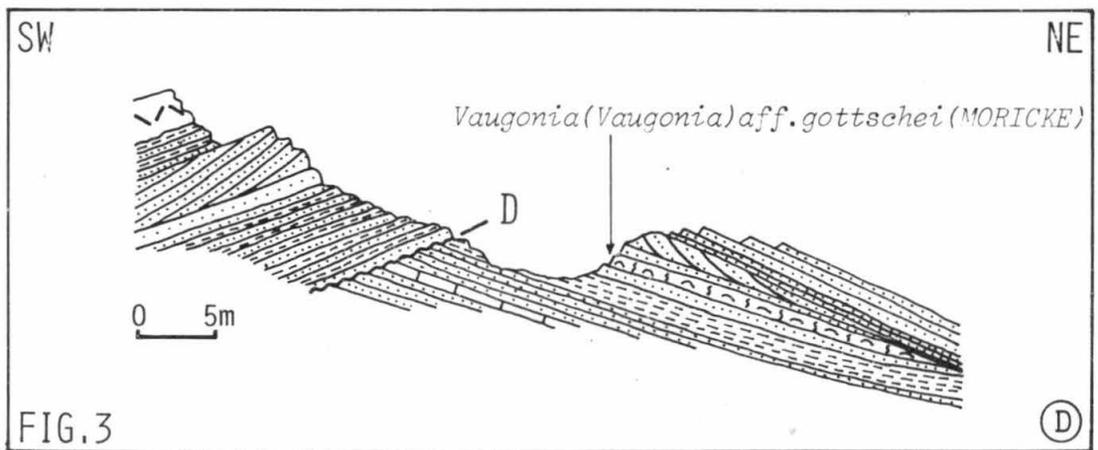
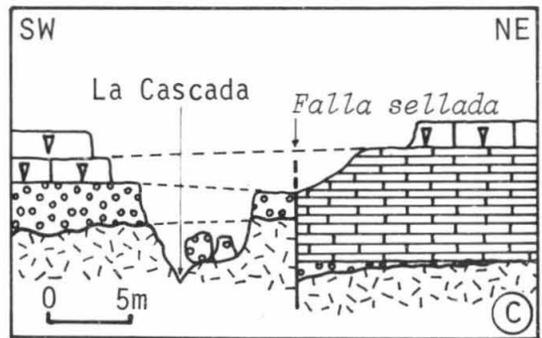
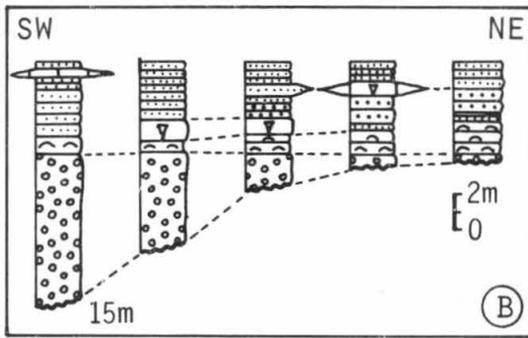
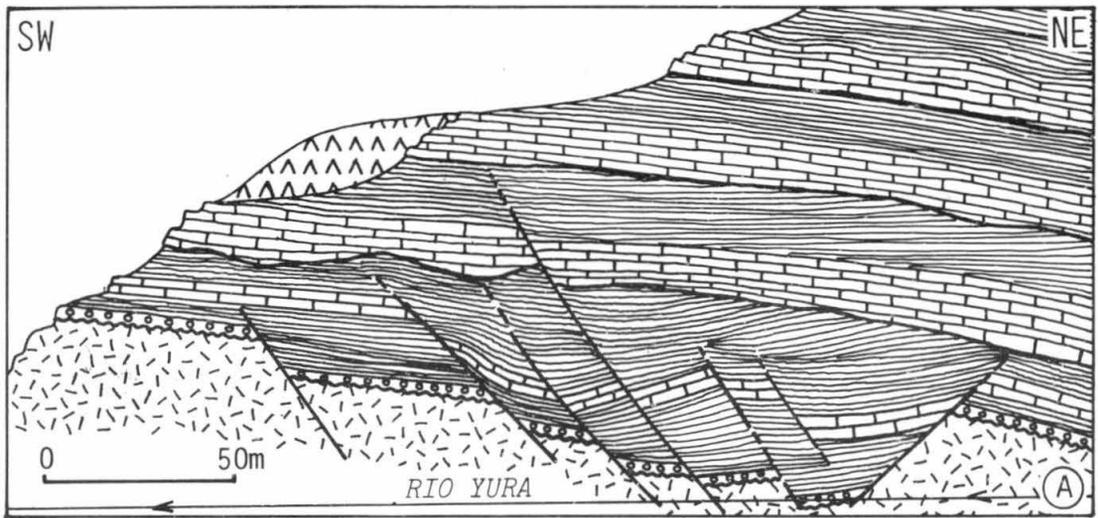


FIG. 3

tectónico (MUTTI 1979; MUTTI y RICCI LUCCHI 1981; GHIBAUDO 1981).

b-Formación Socosani superior (Batoniano)

El inicio del relleno turbidítico en esta formación está representado por una alternancia de calcarenitas muy finas laminares con calcilutitas.

En el sector de Yura los 50 m que conforman esta etapa (S6), se dividen en 2 unidades (Fig.4):

-la primera unidad de 40 m de espesor se compone de 3 secuencias:

.la secuencia basal (15 m) presenta estructuras de someros canales rellenos por areniscas verdes mal clasificadas en sus primeros 9 m; le sobrepone un nivel de slumping de 1 m y enseguida viene un microconglomerado gradado con clastos de andesitas, granos de cuarzo y feldespatos; termina la secuencia con 4 m de calcilutitas marrones con laminación milimétrica;

.la segunda secuencia (10 m) comienza con calcarenitas laminares que contienen espículas y crinoideos; es interrumpida por un banco de 1,5 m de conglomerado gradado con clastos de andesita y granitos; continúa la secuencia con calcilutitas finamente laminadas afectadas por slumping y selladas luego por un conglomerado brechoso (1 m) de insipiente gradación;

.la tercera secuencia forma un paquete de 15 m de calcarenitas muy finas laminares con también algunas intercalaciones en bancos de 20 cm de areniscas gradadas que corresponden al intervalo "a" de la secuencia elemental de BOUMA, siendo el intervalo "b" el netamente predominante y terminando la secuencia en un banco macizo de arenisca verde de 1,5 m;

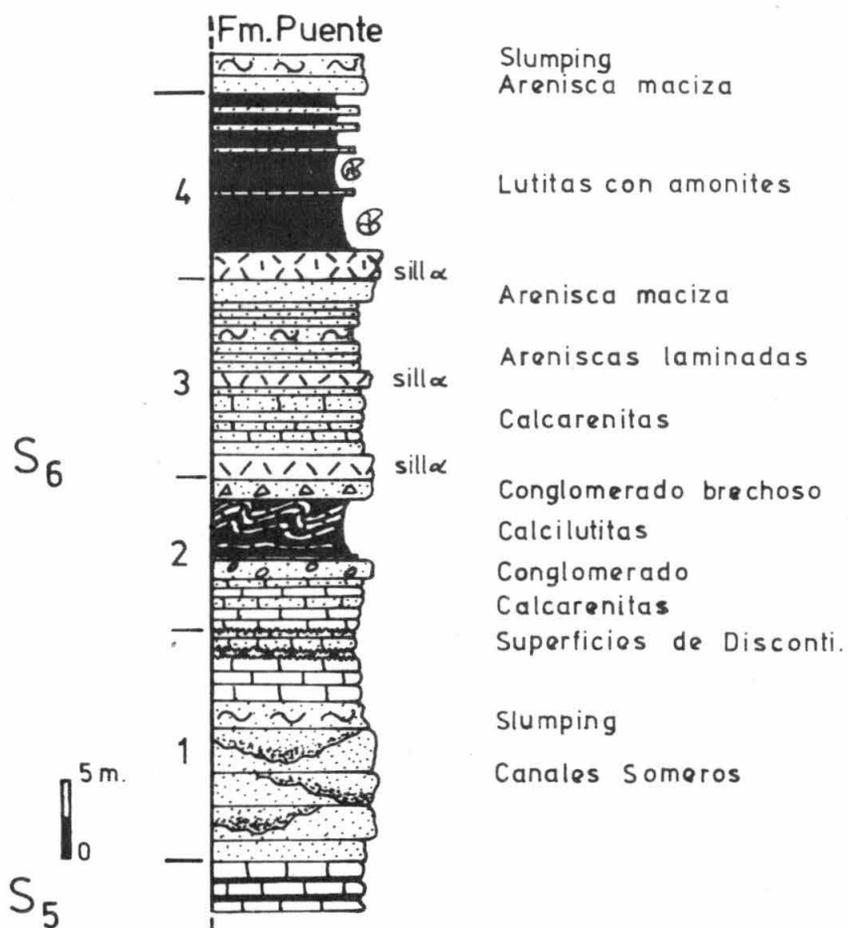
-la segunda unidad corresponde a un paquete de 12 m de calcilutitas con estratificación plana paralela milimétrica que contienen nódulos calcareos y una abundante fauna de Amonites y Posidonia.

Hacia el sector de La Capilla, el aumento de espesor de estas dos unidades es espectacular (CARDENAS 1982):

-la primera unidad con 700 m de espesor corresponde a una alternancia de calcarenitas laminares con calcilutitas y algunas intercalaciones de areniscas gradadas (intervalo "a"); la estructura interna básica de estos paquetes puede ser descrita como correspondiente al intervalo "b" de la secuencia elemental de BOUMA; es apreciable también el gran contenido de espículas silíceas de esponja en esta unidad llegando a veces a formar verdaderos niveles de espongotitas; hacia la parte superior se observa una acumulación de 25 m de encrinidas gradadas donde es difícil observar una estratificación; posiblemente sean redepositadas y correspondan a relleno de canal;

- la segunda unidad consta de 500 m de calcilutitas marrones con laminación plana paralela milimétrica sin huellas de bioturbación; contiene escasas intercalaciones de capas de areniscas que no pasan de 40 cm; están presentes también las espículas de esponja; se aprecia la presencia de nódulos calcareos de hasta 1 m de diámetro en los que es posible encontrar fauna de amonites.

En conclusión, son apreciables claramente dos unidades en la Fm. Socosani superior. Una primera en la que predominan las calcarenitas laminares, y una segunda de sedimentación hemipelágica de baja energía, ausencia de bioturbación, que junto al contenido de espículas de esponjas silíceas y Amonites indica un medio de aguas



MIEMBRO SUPERIOR FM. SOCOSANI
(TRANSICION A PUENTE)

FIG.4

profundas al que los aportes detríticos llegaban periódicamente por corrientes de turbidez. En particular las espongotitas sugieren muchas analogías con las "Facies con Hexactinellidae" de los fangos batiales actuales (PERÈS 1961,p.94).

Aparte de la diferencia de espesores entre el sector de Yura y el de La Capilla, es necesario destacar la presencia de niveles conglomerádicos en el primero que le confiere un carácter más proximal.

c-Formación Puente (Caloviano-Oxfordiano)

Sobre los niveles pelíticos de la Fm.Socosani viene la sedimentación arenoso-pelítica característica de la Fm.Puente. Las direcciones de paleocorrientes obtenidas en los diferentes afloramientos muestran una orientación preferencial NW-SE (Fig.7) con una alimentación desde el NW y un sentido hacia el SE, de manera que la ubicación de los sectores Yura-Chapi-Omate ofrece la oportunidad de analizar las variaciones de facies de esta serie paleocorriente abajo.

En el sector de Yura, la Fm.Puente posee 650 m de potencia. Las areniscas son de grano muy fino a fino, las intercalaciones lutíticas contienen abundantes restos de plantas llegando a veces a formar lutitas carbonosas.

La estratificación de las areniscas es media a muy gruesa. En sus contactos inferiores es frecuente la presencia de estructuras de sobrepeso (load-casts), también se presentan superficies de erosión con marcas de corrientes (Flute-casts) y de objetos (Prod, Bounce y Groove-casts). La estructura interna está constituida mayormente por los intervalos Ta-b y Ta-e, Ta-b-e en menor proporción (Fig.5a). El intervalo "a" es gradado. Esta formación se arregla en secuencias positivas y negativas con un mayor porcentaje de las primeras, el espesor promedio de secuencias está calculado en 8 m con bancos topes de 2-2,5 m. El rasgo principal de este sector es su acanalamiento tanto en la parte inferior como en la parte superior donde está mejor desarrollado (Fig.2). Las dimensiones que ostentan dichos canales es de un promedio de 40 m de ancho por 10 de profundidad, tratándose de canales de tipo erosivo (RICCI LUCCHI 1980, p.334), es decir que la superficie del fondo del canal trunca la infrayacente estratificación. Sus rellenos se presentan en típicas secuencias positivas.

La serie contiene intercalaciones de niveles de Slumping de 3 a 5 m de potencia que hacen un 5,4% de la misma (Fig.6a). Son observables también diques clásticos de areniscas dentro de capas de lutitas que se muestran contorsionadas por compactación de los sedimentos. Medidas de dichas estructuras dieron un coeficiente de compactación de 2.

Cabe destacar que la relación arenisca/lutita de este sector es muy alta dando un coeficiente de 4,5.

En el sector de Chapi, la potencia es de 800 m de areniscas muy finas a finas y siltitas que alternan con lutitas las mismas que contienen abundante restos de plantas.

La estratificación de las areniscas varía de media gruesa. Es frecuente la presencia de estructuras de sobrepeso en la base de los bancos y la presencia de superficies de erosión de objetos (Prod, Bounce y Groove-casts). La estructura interna está constituida por Ta-b, Ta-b-e siendo el intervalo "a" gradado y el intervalo "c" escasamente representado (Fig.5b). También es posible observar secuencias elementales de Bouma completas.

La serie está arreglada principalmente en secuencias negativas de un promedio de 7 m de espesor con bancos topes de 1,5 a 2 m. Se intercalan también niveles de slumping de poca potencia (0,5 a 2 m) que no llegan al 1% de la serie (Fig.6b).

Hacia el presente sector es evidente el aumento del contenido lutítico, teniendo inter-

SECUENCIAS REPRESENTATIVAS DE
LA FORMACION PUENTE

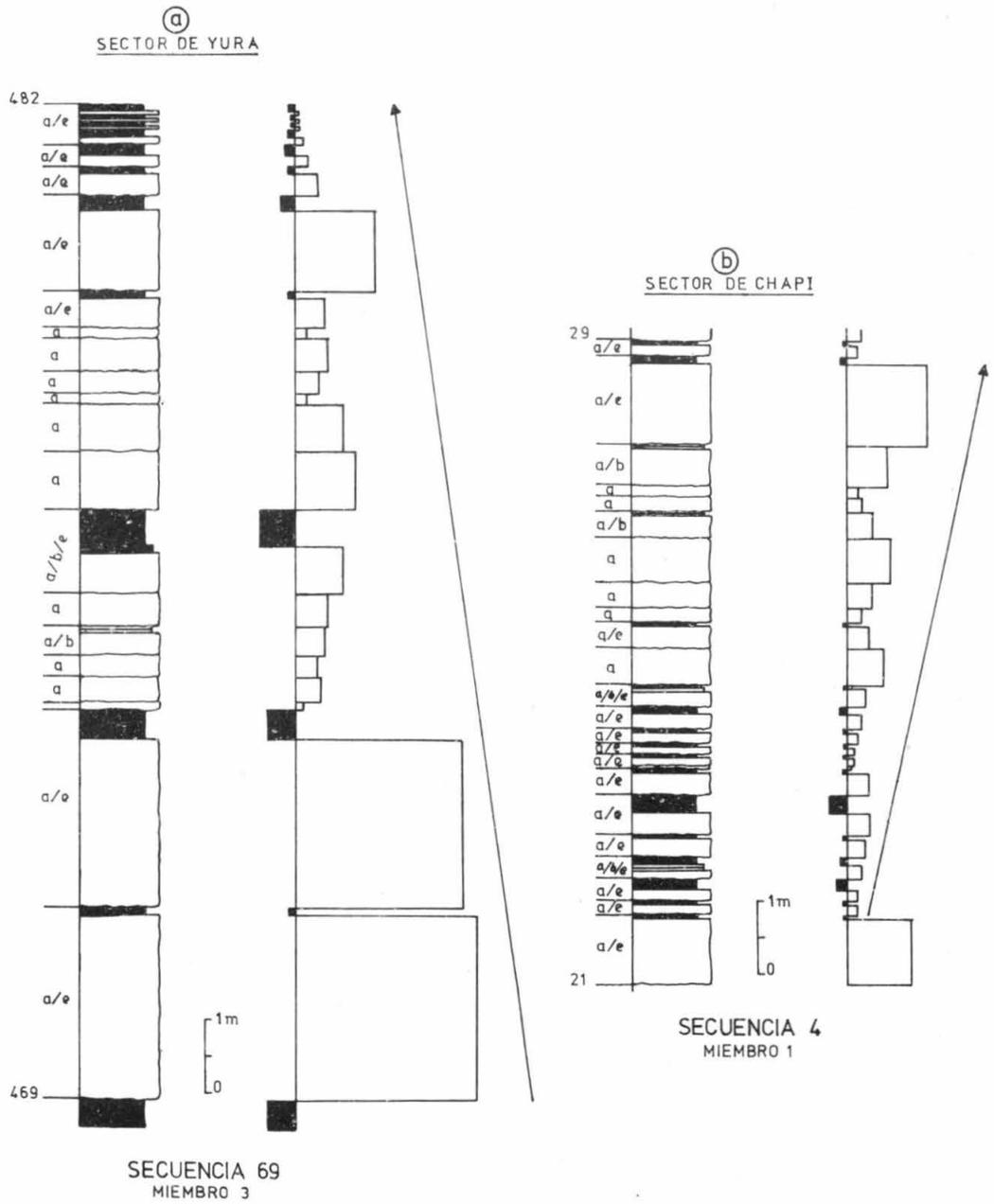


FIG.5

calados dos paquetes de lutitas de 20 y 50 m respectivamente que marcan verdaderas interrupciones en el suministro de material detrítico y a la vez permiten dividir la formación en tres miembros (Fig.6b).

El primero de 350 m posee un arreglo muy regular en secuencias negativas (Fig.5b). El segundo de 125 m es una mezcla de secuencias positivas y negativas, intercalaciones de paquetes finamente estratificados y la presencia de un paquete con muy someros canales. El tercero de 260 m está constituido por secuencias negativas y una mayor proporción de paquetes de "clásicas turbiditas proximales".

El aumento de lutitas hacia este sector se ve corroborado por una disminución de la relación Arenisca/Lutita que da 1,6; no obstante ser alta es inferior al del sector de Yura.

En el sector de Omate alcanza también los 800 m (GUILLEN en prep.). La granulometría de las areniscas no varía respecto a los sectores anteriores, lo mismo está presente el contenido de restos de plantas en los niveles lutíticos.

La estratificación es media a muy gruesa con load-casts así como superficies de erosión con tool-casts en la base de los bancos. La estructura interna es principalmente Ta-e y Ta-b, con gradación en "a".

Su arreglo secuencial exhibe un predominio de las secuencias positivas sobre las negativas. El espesor promedio de secuencia es de 6 m con bancos toques de 2 a 3 m.

Una característica importante de este sector es el alto contenido de niveles de slumping (10%) a veces de gran dimensión (>50 m) que junto con la presencia de acanalamiento plantea series de diferencias con el sector de Chapi, guardando más relación con el sector de Yura.

Señalamos además la presencia de algunos diques clásticos y la observación de zonas de arranque de slumps.

La relación Arenisca/Lutita de este sector da un coeficiente de 3.

d- Formación Cachios (Kimeridgiano ?)

Contrastando notablemente con la sedimentación arenosa de la formación Puente, la Fm. Cachios está constituida esencialmente por lutitas con abundante contenido en restos de plantas. Incluye estructuras de paleocanales, bloques exóticos u olistolitos y niveles importantes de deslizamientos sin sedimentarios o slumping.

En el sector de Yura la serie tiene 630 m de potencia y las estructuras antes mencionadas determinan la división de la presente en tres miembros (LEON 1981) (Fig.8):

-el primer miembro (1) con una potencia de 270 m se compone de lutitas negras, ricas en materia orgánica, intercaladas en sus niveles iniciales con bancos de areniscas turbidíticas de estratificación media a gruesa; a unos 50 m de la base se observan niveles de slumping y paleocanales de apreciables dimensiones, que se recortan en los sedimentos lutíticos;

El detalle de la Fig.9 muestra que el perfil comienza con paquetes de slumping de hasta 10 m de potencia, ubicados en el bloque piso de una falla oblicua y que señalan una paleopendiente hacia el ESE; en el bloque techo, se observa la geometría de 3 canales superpuestos, el del centro que es el más grande alcanza los 80 m de ancho por 15 m de profundidad, recorta el flanco derecho del canal menor que le infrayace y cuya base presenta flute-casts que indican un sentido de la paleocorriente hacia el ESE; en la base del canal principal se observan abundante clastos de

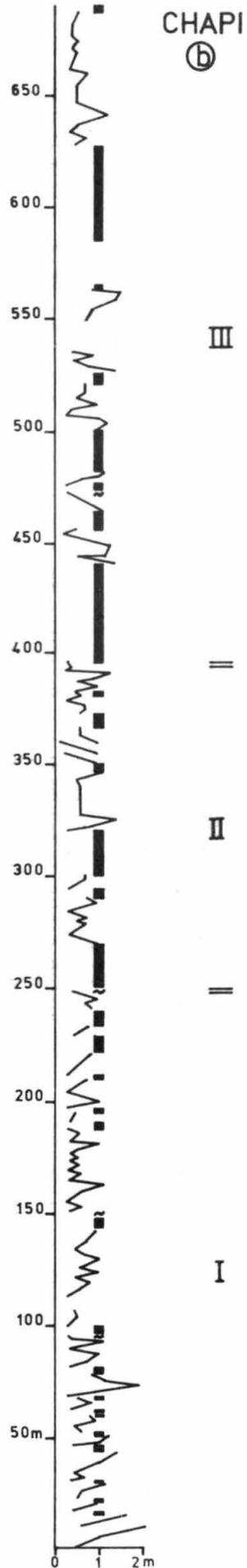
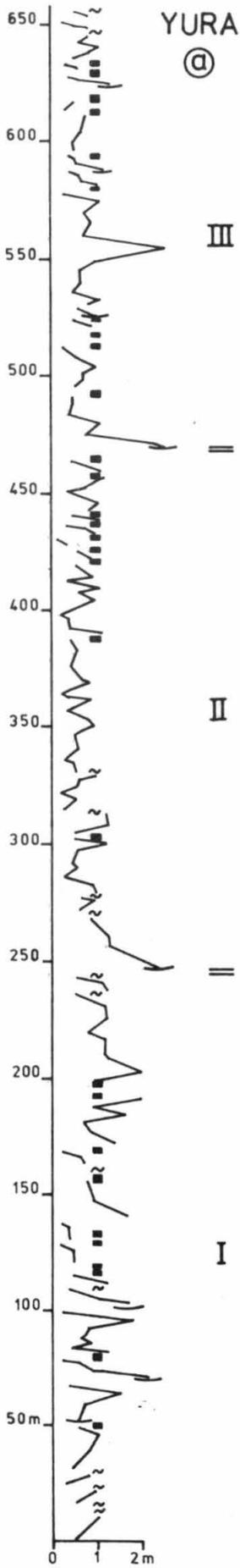


FIG. 6

arcilla y pequeños slumps; el relleno del tercer canal comienza con rodillos de slumping de hasta 2 m de \emptyset , viene en seguida areniscas de estratificación gruesa en la base pasando a delgada hacia arriba y termina con lutitas, formando así una secuencia positiva típica de relleno de canal;

en cuanto a la falla es claramente sin-sedimentaria ya que su plano hacia arriba queda truncado por la sedimentación normal lutítica que la sella; dicha falla puede corresponder al fallamiento del flanco de una estructura más grande (Flanco del cañon?), en la que los slumps y canales constituyen el relleno del mismo;

- el segundo miembro (C2) consta de 210 m de lutitas negras ricas en materia orgánica, lo destacable de este miembro es la presencia de bloques derrumbados dentro de la sedimentación lutítica (Fig.8), se diferencian 2 clases:

. la primera compuesta por cuerpos cilíndricos cuya estratificación se muestra enrollado (rodillos), indicando que su deslizamiento fue por rodamiento (slumping propiamente dicho

. y una segunda compuesta de bloques aislados cuya estratificación permanece sin deformar indicando que su movimiento fue por un progresivo deslizamiento de masas coherentes según la pendiente (sliding) y en este caso hacia el SE.

- el tercer miembro (C3) de 150 m es una alternancia de lutitas negras y areniscas arcillosas grises; contiene también niveles de slumps que señalan una paleopendiente hacia el SE pero con la diferencia de que es apreciable en algunos la zona de arranque, así como sus posteriores etapas; también se presentan en forma más o menos frecuente diques clásticos de areniscas, Todo ello marcó la diferencia con los anteriores miembros, ya que este sugiere una ubicación en la parte superior de la pendiente, corroborado además por la presencia de bancos de areniscas con "burrows" de tipo Thalassinoides que indican condiciones sublitorales de poca profundidad (facies cruziana) y entonces una disminución de la batimetría en la parte superior de la serie.

Hacia el sector de Chapi, esta serie sufre una disminución del espesor pues allí solo tiene 400 m. Presenta también la predominancia de la sedimentación lutítica y esta dividida en dos miembros (CHAVEZ 1982):

- el primero de 150 m de lutitas en las que se observa 2 niveles de slumping con rodillos de areniscas de hasta 4 m de diámetro; intercalados entre los dos niveles se encuentran canales de un promedio de 30 m de ancho por 9 de profundidad;

- el segundo, 250 m de una sedimentación lutítica que hacia el techo sufre una mayor intercalación de areniscas laminares con las que finaliza la sedimentación de esta serie en el presente sector.

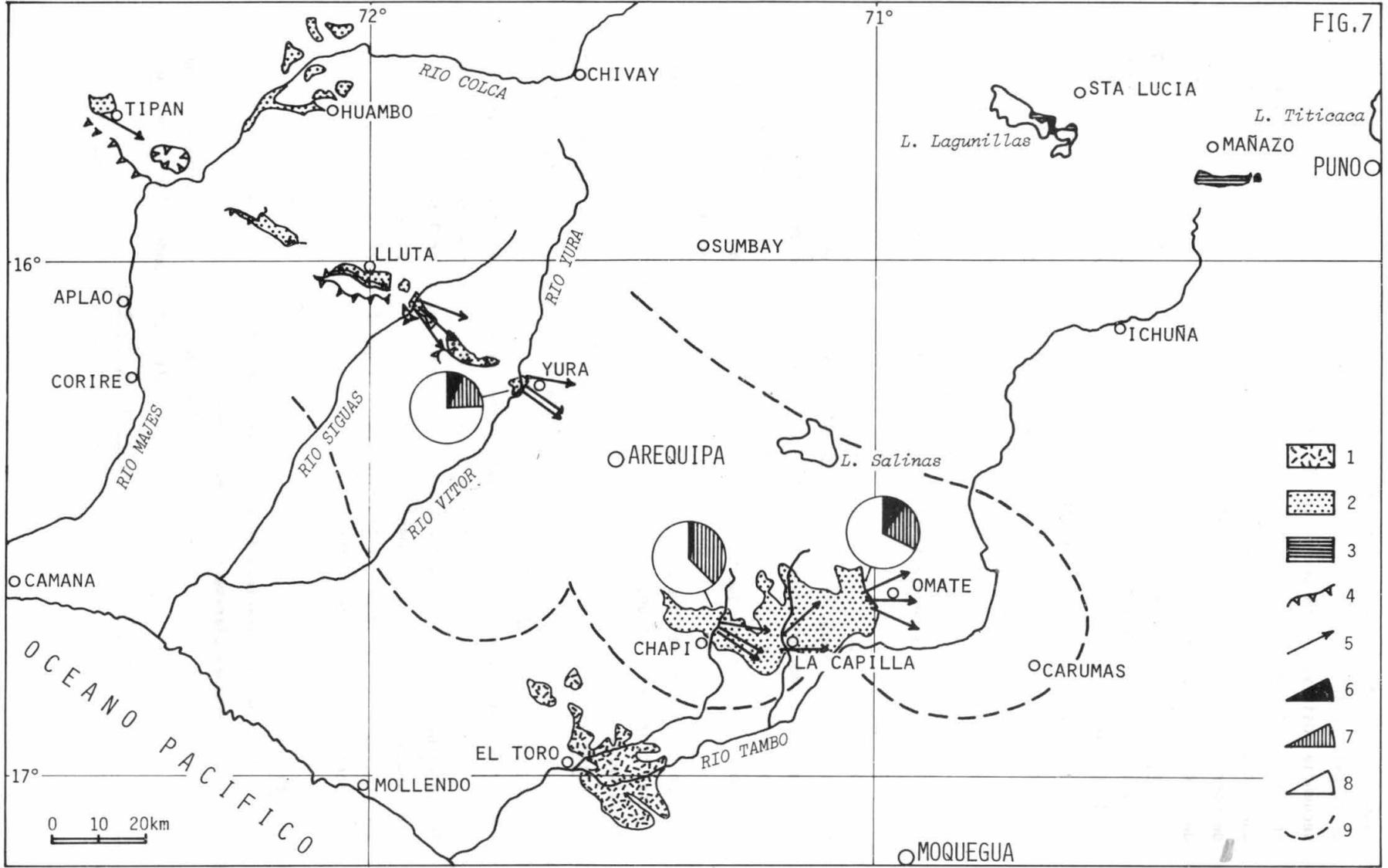
e-Interpretación

De la descripción de las características sedimentarias de cada formación se desprende que se trata de 3 etapas claramente diferenciables:

La primera, dentro de la formación Socosani superior, con calcarenitas laminares y una deposición hemipelágica de aguas tranquilas y profundas, corresponde a facies de abanico inferior que se interdigita con facies de Planicie cuencal.

Comparado los sectores de Yura y La Capilla, en el primer sector la reducida potencia,

FIG.7



la presencia de conglomerados, canales y slumping sugieren los inicios de las corrientes de turbidez y una relativa cercanía a la fuente de suministro del material; en cambio hacia La Capilla las facies de abanico inferior en la primera unidad y de Planicie cuencal en la segunda, aparte de ser más potentes están mejor diferenciadas.

Continuando con la segunda etapa, sobre las anteriores facies se produce la sedimentación arenoso-pelítica de la Formación Puente. Con una estratificación exhibiendo arreglo secuencial, presencia de acanalamiento, desarrollo de la secuencia elemental de BOUMA como estructura interna, así como una relación arenisca/lutita muy alta correspondiente a facies de abanico medio.

Ahora recordando las características sedimentarias en cada sector estudiado para determinar su posición dentro del abanico (Fig.7), el sector de Yura con la presencia de acanalamiento, predominancia de secuencias positivas, estructura interna Ta-e, Ta-b, un coeficiente en la relación arenisca/lutita más alto que en el sector de Chapi y un mayor porcentaje de slumps, sugiere una posición en los canales alimentadores (cono interno) o facies proximales de un lobulo.

Hacia el sector de Chapi, el aumento de la potencia, arreglo principalmente en secuencia negativas, estructura interna Ta-b, Ta-b-e, así como una mayor intercalación de paquetes de "clásicas turbiditas" con secuencias de BOUMA completas, indican las partes distales o apice no canalizado de un lobulo (cono externo), correspondiendo de esta manera al equivalente paleocorriente abajo del sector de Yura.

El sector de Omate exhibe características sedimentarias diferentes al sector de Chapi parecidas al de Yura. Según el mapa de paleocorrientes (Fig.7) este sector ocupa una posición paleocorriente abajo de Yura y más o menos paralela a Chapi, esto sugiere que el sector de Omate se sitúa en un lobulo diferente al del sector de Chapi con una evolución totalmente independiente (Fig.7), ya que con sus facies proximales en la posición que ocupa sugiere que su alimentación se produjo a través de conductos diferentes.

Finalizando la sedimentación turbidítica, la Formación Cachios constituye una deposición eminentemente lutítica que incluye canales, slumps y olistolitos: características que definen claramente a una facies de talud o escarpa.

En el perfil del sector de Yura es posible diferenciar la escarpa inferior (miembros inferior y medio) con grandes canales, slumps y olistolitos y la escarpa superior (miembro superior) con zonas de arranque de slumping, diques clásticos y presencia de "burrows" en la base de los bancos de areniscas del techo de la formación que indican una disminución de la batimetría.

Hacia el sector de Chapi, no obstante la disminución de espesor se puede diferenciar también la escarpa inferior con canales y slumping, y la superior con una alternancia de lutitas y areniscas laminadas.

En conclusión, reconocidos las diferentes facies presentes en cada etapa del relleno turbidítico, se puede decir que este se produjo en forma continuada iniciándose con facies de Abanico superior y Planicie cuencal, pasando después a facies de Abanico medio y terminando con facies de talud. Todos ellos siendo equivalentes laterales en un sistema de abanicos, la superposición de los mismos se debió entonces a la progradación de facies sobre sus equivalentes por el continuo avance en el relleno de la cuenca.

III- COLMATACION SILICOCLASTICA (Titónico-Neocomiano)

Esta etapa está representada por los depósitos de la Fm. Labra que se muestran particular-

PERFIL DE LA Fm. CACHIOS

NW

SE

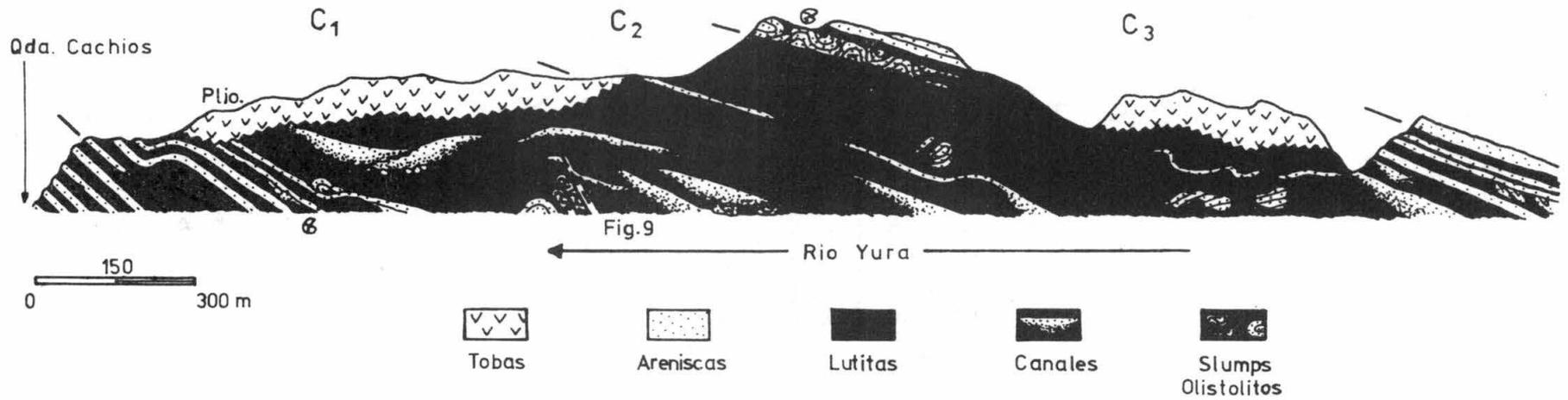


FIG. 8

mente bien desarrollada en los sectores de Yura, Chapi, Omate y Majes.

En el sector de Yura, la Fm. Labra tiene una potencia de 700 m y se distinguen claramente 2 miembros principales en base a las estructuras sedimentarias que presentan (LEON 1981):

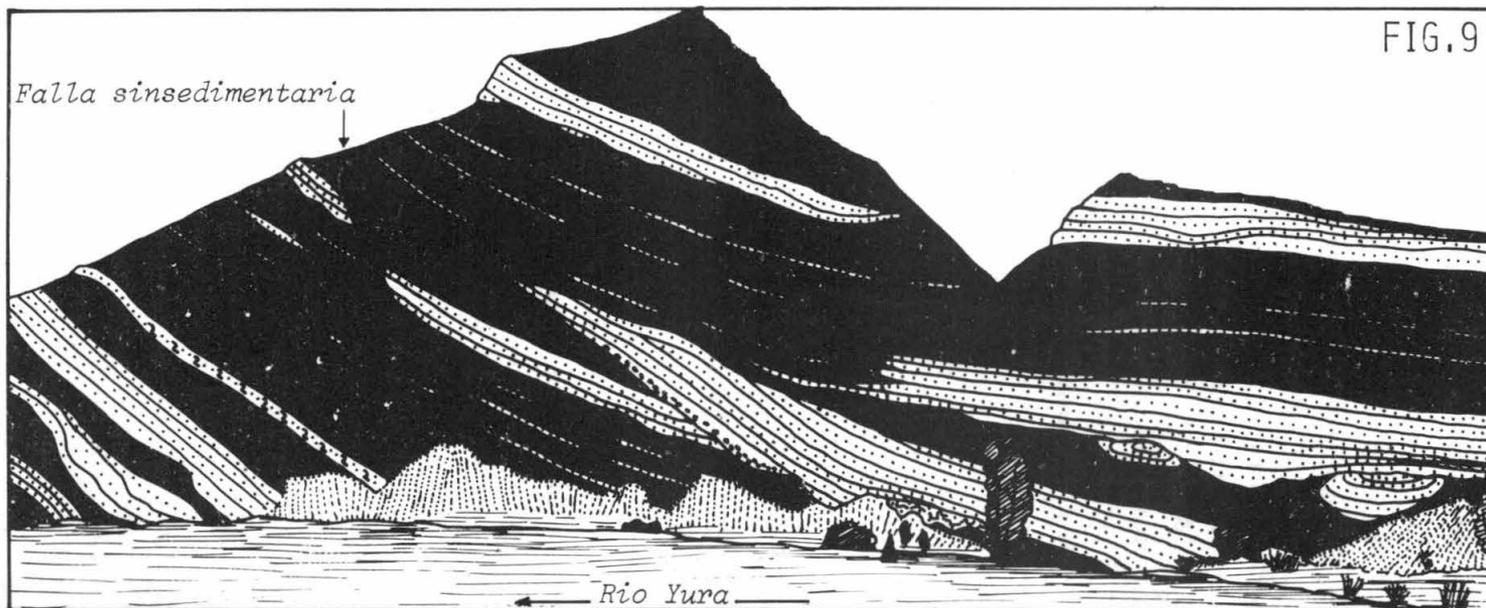
- el primer miembro, de 300 m de espesor corresponde a una alternancia de grauwackas y pelitas verdes y grises ordenadas en típicas secuencias negativas de 20-30 m de potencia (Fig.10); cada secuencia presenta en la base una estratificación delgada con predominio de las lutitas sobre las areniscas laminares, mientras que en el techo las areniscas forman bancos gruesos con frecuente estratificación oblicua y las lutitas se hacen escasas (Coarsening and Thickening upward sequences) (Fig.10); los bancos topos de estas secuencias particularmente bien individualizados en el paisaje alcanzan de 2 a 4 m de espesor; además cabe señalar la presencia en la base de algunas de estas secuencias de un delgado nivel lenticular de areniscas calcareas ricas en Trigonias y Gastrópodos; en total se reconocieron 6 de estos niveles calcareos sin estratificación o estratificación gradada y de aspecto conglomerádico que marcan claras superficies de discontinuidad (sensus BEAUDOIN 1977) en la serie; el análisis de las estructuras sedimentarias de este miembro permite a su vez distinguir 3 unidades (Fig.11):

. en la primera (90 m), que opera la transición a las lutitas subyacentes de la Fm. Cachios, se observan en la base algunos niveles de slumps y conglomerados intraformacionales asociados de muy poco desplazamiento; sigue todo un sistema de pequeños paleo-canales y dunas hidráulicas; los canales en su base muestran a menudo abundantes guijas de arcillas y restos de pequeños troncos y plantas orientadas y hasta algunas marcas de corrientes (bounce, prod-casts), mientras que lo esencial del relleno lo constituyen areniscas con estratificación oblicua; los más grandes canales con un ancho de 20-30 m forman la parte superior de las secuencias y algunos acusan una cierta disimetría de perfil; las dunas pueden alcanzar alturas de 2 a 3 m y muestran una clara migración hacia el W; los niveles lutíticos aparecen frecuentemente bioturbados;

. en la segunda unidad (60 m) donde predominan notablemente las areniscas sobre las delgadas intercalaciones de pelitas verdes con restos de plantas, se desarrolla un sistema de pequeños canales y bancos de areniscas con estratificación oblicua de bajo ángulo; en los niveles superiores los paleo-canales presentan en su base algunos niveles de slumping mientras que esta unidad remata con un nivel arenoso bioturbado con abundantes pelecípodos;

. en la tercera unidad (150 m) vuelve la alternancia entre areniscas y lutitas pero las areniscas aparecen más limpias con una marcada tendencia hacia las cuarzenitas; comienza esta unidad con un sistema de dunas y barras submarinas, siguen unos niveles de slumps, pequeños paleocanales y un nivel de slump de cerca de 20 m de potencia con una estratificación bastante caótica sellado por bancos de areniscas con estratificación oblicua y ondulitas y un paquete de 5 m de lutitas con nódulos; culmina la serie con un sistema de paleocanales con ondulitas y un nivel con abundantes restos de plantas;

- el segundo miembro de 400 m de potencia esta constituido casi exclusivamente por ortocuarzitas de alta madurez textural que demuestran una gran selección y retraba-



DETALLE DE LA FALLA SINSEDIMENTARIA Y LOS PALEO-CANALES DE LA FM. CACHIOS,
SECTOR DE LOS ROSALES, RIBERA DERECHA DEL RIO YURA.

amiento propio de los ambientes muy litorales; en función de las estructuras sedimentarias presentes se distinguen 2 unidades principales:

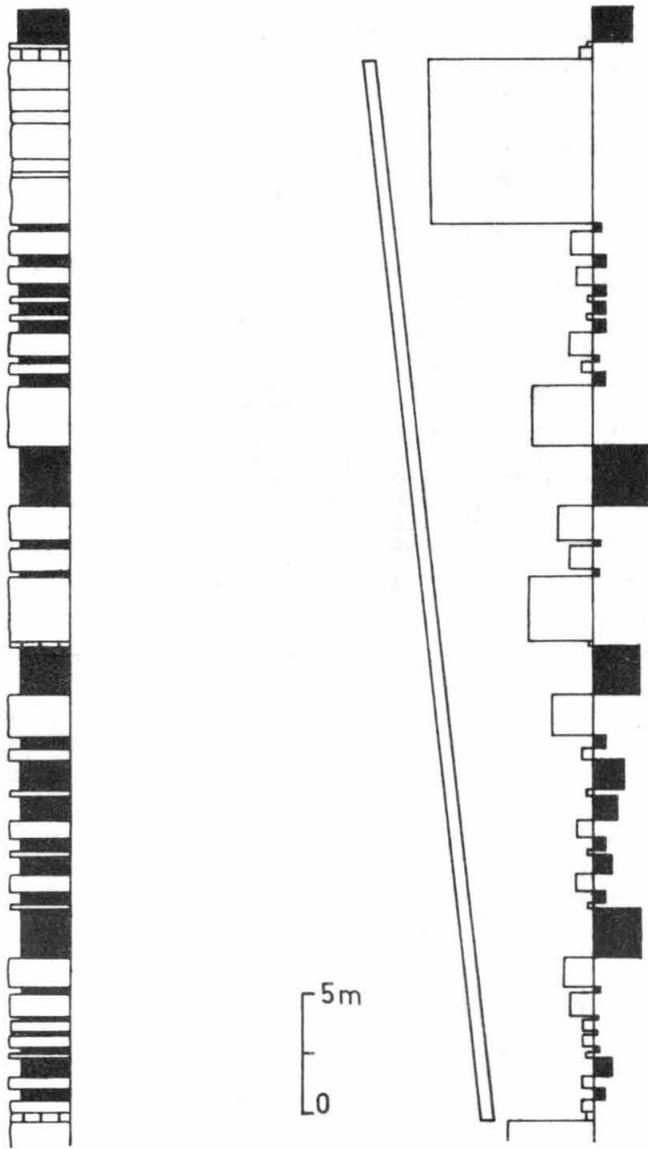
- . en la primera (100 m) se observa una serie de potentes secuencias negativas que se inician con bancos delgados de areniscas laminadas con típica "Parting lineation" que son aprovechadas como lajas en la zona y culminan con bancos potentes de areniscas (5 m) con estratificación maciza;
- . en la segunda (300 m) la mayor parte de los bancos exhiben estratificación oblicua y se reconoce también un ordenamiento en secuencias negativas; en la base de la unidad aparece un sistema de paleocanales seguido por bancos con estratificación oblicua y entrecruzada y algunos niveles con estratificación laminada, mientras que en el techo se desarrolla un potente paquete de cerca de 100 m de espesor con bancos muy gruesos con estratificación entrecruzada de tipo artesa.

Las características sedimentarias de la Fm. Labra que acabamos de detallar permiten reconocer 2 etapas fundamentales en la colmatación de la Cuenca de este sector.

En la primera etapa que corresponde al primer miembro de la Formación se define un típico ambiente de plataforma marina silico-clástica de poca profundidad que evoca el off-shore proximal donde alternan periodos de baja energía que permiten la sedimentación lutítica y bioturbación y periodos de alta energía compatibles con el desarrollo de barras arenosas y canales erosivos. Estos últimos implican la acción compleja de fuertes corrientes costeras y de tempestad. Al contrario, a excepción de la unidad superior del primer miembro donde se desarrollan ondulitas y ondulitas, la acción del oleaje parece poco efectiva. Tampoco se observan estructuras definidas relacionadas con corrientes tidales y de hecho las direcciones de paleocorrientes obtenidas de la base de los canales aunque un tanto dispersas parecen señalar un sentido unidireccional hacia el SSE (LEON 1981). Los niveles coquinaceos con su aspecto lenticular, base erosiva, estratificación a veces gradada, presencia de conglomerados e intraclastos y un relleno lutítico de las conchas diferente del arenoso del depósito, ofrecen típicos caracteres de depósitos de tormentas muy parecidos a los descritos por BRENNER y DAVIES (1974) en el Oxfordiano del Oeste del Interior de Estados Unidos. En cuanto a los niveles de slumping que aparecen en la base de la serie, marcan la existencia todavía de una cierta pendiente hacia el SE de la plataforma pero sin comparación con el periodo anterior confirmando así la colmatación de la Cuenca. Por su lado las secuencias negativas señalan un claro aumento de la energía que indica una disminución progresiva de la profundidad y una progradación de las facies.

En la segunda etapa que corresponde a la sedimentación del segundo miembro aparecen ya facies típicamente litorales muy bien lavadas y dominadas por la acción del oleaje. La primera unidad donde domina la estratificación horizontal laminada con lineación "Parting" muy bien desarrollada indicadora de regímenes supercríticos evoca esencialmente las facies de la parte inferior de Cara de Playa (Lower Shoreface) donde prevalece la acción de los flujos laminares de las corrientes de retorno (Backwash). Mientras que la unidad superior donde predominan la estratificación oblicua y entrecruzada con un espectro de paleocorriente altamente complejo en cuanto a su orientación, recuerda las facies ya superiores de Cara de Playa (Upper Shoreface) o zona de Surf donde se desarrolla todo un sistema de crestas (ridges), canales costeros (runnels) y canales de corrien-

FIG.10



Secuencia tipo arenoso-pelítica negativa
de la formación Labra (sector de Yura)

□ arenisca ■ lutita ▨ caliza

tes de retorno con trenes de dunas y megaóndulas en ambiente fundamentalmente tidal (REINECK y SINGH; SPALLETI 1980).

Dentro de este marco de facies de muy poca profundidad depositadas practicamente a flor de agua no deja de llamar la atención la potencia de la serie por la importante subsidencia que pone de manifiesto y el notable equilibrio que implica entre la tasa de subsidencia y la tasa de sedimentación. Sin embargo, esta subsidencia aparece todavía módica en comparación del sector de Majes donde la Fm. Zuñamarca (\equiv Fm. Labra) pasa los 1500 m en facies también muy costeras con influencias deltáicas (VICENTE 1981) e implica una clara deformación sin-sedimentaria del fondo de la Cuenca.

En el sector de Chapí, la Fm. Labra alcanza cerca de 900 m de potencia pero con facies de mayor profundidad que las de Yura. Se nota en efecto una mayor proporción de lutitas y sobre todo predominan las areniscas muy finas en bancos delgados finamente laminados con estratificación ondulítica y flaser.

La serie se ordena en secuencias negativas de unos 25 m de potencia que terminan con algunos bancos medianos a gruesos de cuarzarenitas limpias y macizas o con estratificación oblicua. Cabe además señalar la presencia de algunos delgados pero conspicuos bancos calcareos (7), intercalados en la serie con abundante fauna de Pelecípodos (Trigonia) y Crinoideos. Se trata de Biosparuditas arenosas y fosfatadas en las cuales llama la atención el tamaño grueso de los clastos detríticos y su carácter netamente volcánico con abundantes plagioclasas y clastos de andesitas que contrasta notablemente con el carácter muy fino y cuarzoso del resto de las areniscas. Las características generales de esta serie evocan un ambiente de offshore donde la sedimentación lutítica era periódicamente interrumpida por el esparcimiento laminar de areniscas muy finas bajo la acción de corrientes marinas y del oleaje y el desarrollo intermitente de óndulas y dunas de cuarzarenitas.

Mientras que los niveles carbonatados pueden interpretarse aquí también en parte como depósitos de tormentas provenientes de la zona litoral, mientras que la abundancia de material volcánico señala la proximidad del Arco Volcánico costero. En cuanto a la fosfatización de estos niveles se explica por las condiciones reductoras propias del Shelf. Una vez más el sector de Chapí ocupa una posición distal con respecto al sector de Yura. Por último conviene destacar la abundancia de restos vegetales en toda esta formación en los distintos sectores y el hallazgo de troncos a veces de gran tamaño como en el sector de Quinistaquilla donde algunos superan 1 m de \emptyset (LOZA en prep.). Hechos que implican la existencia de una importante vegetación frondosa en el continente adyacente.

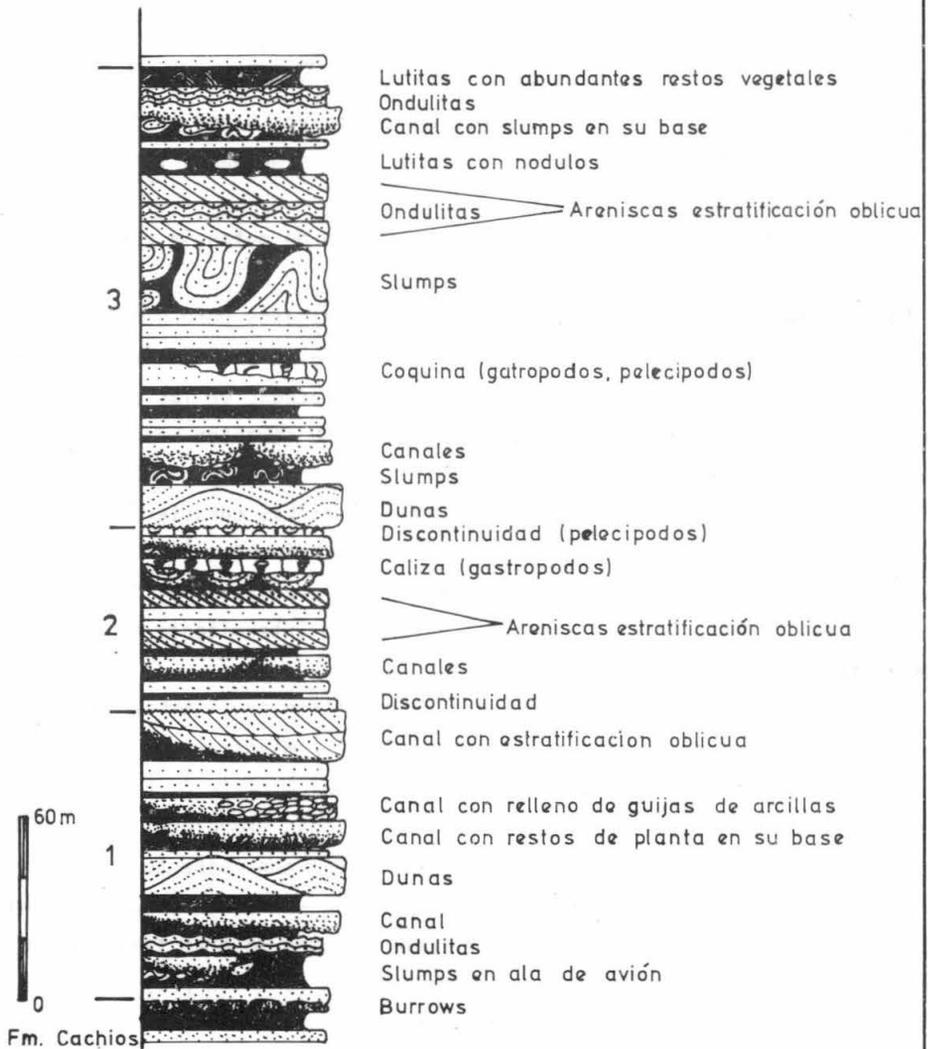
IV- REMATE CARBONATADO

Marca una aparente merma en los aportes silico-clásticos que permite el desarrollo de un efímero ciclo carbonatado con la instalación de algunos cuerpos arrecifales.

En el sector de Yura está representado por los depósitos de la Fm. Gramadal que no pasan de 80 m pero muestran una muy clara secuencia de facies (LEON 1981). Después de una alternancia de cuarzarenitas con limonitas varicolores verde y púrpura que marcan la transición a Labra, vienen en efecto 3 paquetes principales de calizas:

- el primero (15 m) corresponde a calcarenitas arenosas un tanto dolomíticas de color marrón amarillento en bancos gruesos que contienen una abundante fauna de Gastrópodos (Nerinea, Turritella) y hexacorales solitarios; se trata esencialmente de Biopelsparitas arenosas con bioclastos desgastados, restos de algas y oolitas;

FIG.11



Columna esquematizada y principales estructuras sedimentarias del primer miembro de la Fm. Labra

hacia el techo se pasa progresivamente a dolosparitas arenosas con intraclastos y se observan algunas estructuras "bird-eyes" y grietas de desecación en la superficie;

- el segundo (25 m) esta constituido por calciruditas biostromáticas en bancos gruesos formadas por grandes (40-50 cm) colonias de Madreporas (Astrocoenia) asociadas a una fauna de pelecípodos y gastrópodos dentro de una matriz de pelosparitas;

- el tercer (30 m) corresponde a típicas calizas oolíticas (oosparitas) de color gris con delgadas intercalaciones coquinaceas de biosparuditas con grandes pelecípodos.

Esta sucesión vertical de facies con su aumento progresivo de la energía traduce la clara migración hacia la costa de un cuerpo arrecifal. En efecto, el primer nivel con sus facies pelletoidales con abundante fauna de Gastrópodos, Bivalvos, corales solitarios y Algas calcareas señala un ambiente somero, tranquilo y abrigado propio de Lagoon en zona infra a medio-litoral (dolomitización y bird-eyes).

El segundo nivel corresponde al cuerpo mismo del arrecife en un ambiente de moderada agitación ya que existe una importante matriz micrítica. Mientras que el nivel superior de calizas oolíticas por sus características de alta energía señala ya el borde externo del arrecife sometido a la acción directa de las olas de mar abierto generando abundantes extraclastos. Esta acción parece haber allanado en definitiva la estructura puesto que encima vienen directamente las facies tidales de ortocuarzitas de la Fm.Hualhuani (60 m) con estratificaciones oblicuas típicas de playa frontal y con superficies de reactivación bien nítidas que marcan la transición a los depositos continentales de la Fm.Murco.

En el sector de Chapi, la Fm.Gramadal alcanza 200 m de potencia y se caracteriza tambien por el desarrollo de importantes cuerpos arrecifales (CHAVEZ 1982). Pero la gran diferencia con el sector de Yura es la existencia de importantes aportes volcanoclásticos (VICENTE 1981) que constituyen en la base un importante conjunto de conglomerados andesíticos y volcarenitas verdes con cemento calcareo esencialmente micrítico y una abundante fauna de Pelecípodos (Trigonia...), Gastropodos (Nerinea, Turritella...) y Amonites. Es sobre estos depositos de ambiente de lagoon que se instalan los arrecifes de tipo "Patch Reef". Uno de los más característicos al respecto se observa inmediatamente al SE de la Mina de Chapi (Fig.12), mide 15 m de potencia y unos 200 m de diámetro, está constituido esencialmente por el apilamiento de corales discoideos de tipo Fungiidae y se muestra recubierto por un delgado nivel con ostreas que sella la muerte del arrecife. A su vez, sobre este último nivel viene una delgada costra manganesífera y fosfatada de color negro cuyo material esta relleno de cavidades paleocársticas desarrolladas sobre el techo del arrecife. Situación que implica una evidente emergencia en fin de secuencia acompañada de fracturación, carstificación y disolución de la costra. Termina la serie con una alternancia de cuarzarenitas en paquetes de 3-4 m formando óndulas y bancos medianos a gruesos de calizas con una rica fauna de Nerineas, Turritellas, Trigonias y Equinodermos que implica una breve subsidencia con condiciones infralitorales previas a los depositos de la Fm.Hualhuani.

En el sector de Omate, este episodio carbonatado adquiere un gran desarrollo y corresponde a la Fm.Omate que alcanza 300 m de potencia. Está compuesta por una serie muy ca-

SSE

EL CUERPO ARRECIFAL (PATCH REEF) DE CHAPI
FM. GRAMADAL

NNW

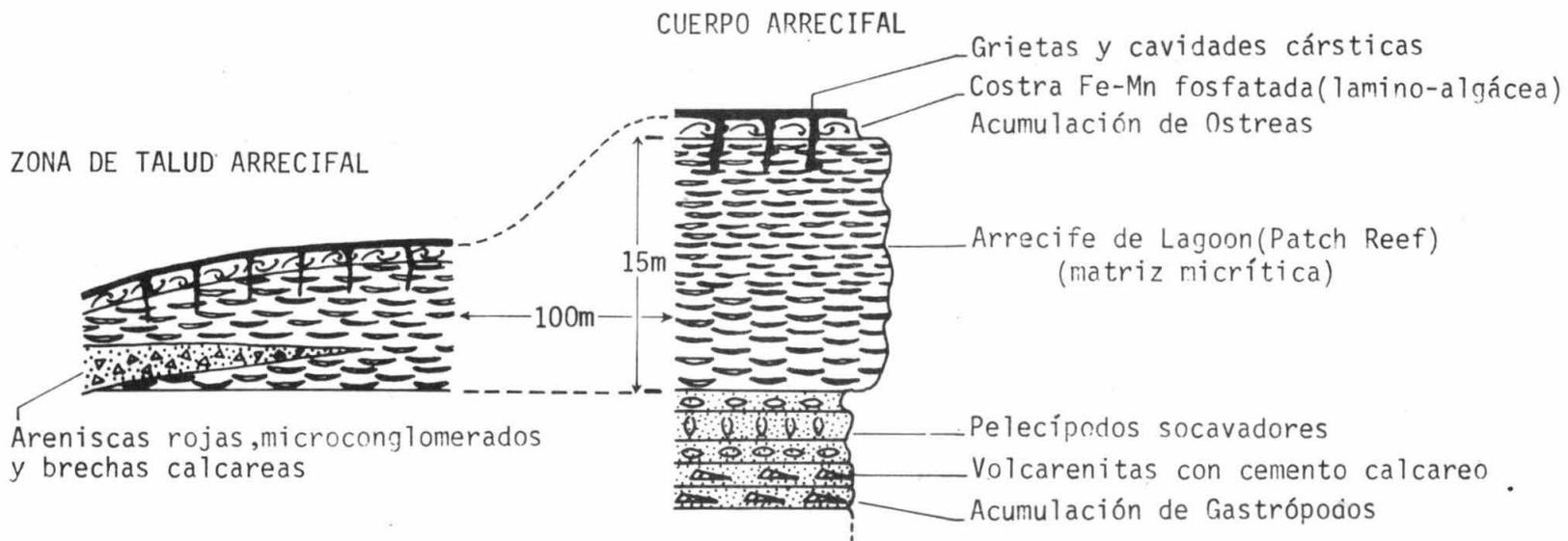


FIG.12

racterística de secuencias positivas arenoso-calcareas de unos 50-100 m de espesor. Cada una muestra (Fig.13) una base erosiva y se inicia con potentes bancos de cuarzenitas macizas con abundantes clastos de arcilla (1-5 cm), enseguida vienen bancos gruesos con estratificación oblicua que forman una serie de dunas y óndulas de orden métrico y termina la parte arenosa progresivamente en bancos delgados con ondulitas. La parte carbonatada empieza con bancos coquinaceos medios a gruesos ricos en Pelecípodos, encima aparecen frecuentemente bancos con Ostreas en posición de vida sobre los cuales se desarrollan a menudo colonias de corales y termina la secuencia con margas azules siltsas. Cabe destacar el aspecto lenticular de los cuerpos arenosos y además el carácter redepositado de las areniscas macizas con clastos de arcillas que aparecen relleno de canales. Esto señala una mayor inestabilidad de la Plataforma en este sector mientras que el importante desarrollo de las facies carbonatadas implica condiciones de mayor profundidad esencialmente off-shore con respecto a los ambientes arrecifales de Yura y Chapi.

Dentro de este marco, las facies de Chapi marcarían el borde occidental de la cuenca sometido a las influencias volcánicas del Arco costero y las facies de Yura su borde oriental mientras que las facies de Omate representarían la zona intermedia relativamente más profunda dentro todavía del ambiente de plataforma.

A este esquema hay que agregar la presencia más al NW, en el sector de Majes, de facies ya parásicas representadas por la Fm. Querullpa con cerca de 800 m de una alternancia de lutitas carbonosas y areniscas sucias de estratificación paralela, rica en restos vegetales intercalada de 3 saltantes paquetes carbonatados de unos 50-80 m de potencia de calcilutitas negras (micritas) fétidas y bituminosas (VICENTE 1981): facies que señalarían tal vez la terminación axial NW de la cuenca.

Sin embargo, este esquema no debe hacer ilusión y nos parece más importante insistir sobre la complejidad de detalle de la morfología de este remanente de cuenca.

CONCLUSION

Al término de este análisis nos parece importante subrayar la gran variedad de ambientes desarrollados en la Cuenca de Arequipa del Lias al Neocomiano y el aspecto particularmente didáctico de la secuencia de facies aquí presentada por sus condiciones excepcionales de afloramiento.

Dentro del marco andino, el hecho más destacable a nuestro juicio es la potente acumulación turbidítica que caracteriza el relleno de la Cuenca del Batoniano al Oxfordiano y ostenta todas las características de los depositos de tipo Flysch. Bajo este concepto es perfectamente lícito hablar de Flysch pelito-calcareo a pelito-arenoso para la parte superior de la Fm. Socosani y de Flysch arenoso-pelítico para la Fm. Puente. Este último con sus 800 m de potencia en el sector de Chapi y sus facies típicas de abanico medio turbidítico no desmerece en nada con respecto a los Flyschs alpinos y justifica plenamente su denominación como "Flysch de Chapi". La presencia de Flyschs jurásicos en el sector de Arequipa, es decir en la parte meridional de los Andes Centrales, tiene importantes implicancias geotectónicas que son necesario aclarar. En efecto, en base a estudios realizados sobre los Andes Meridionales se llegó a definir como características típicamente andinas o "geoliminares" en oposición a los caracteres alpinos o "geosinclinales", la ausencia de Flyschs, sedimentos oceánicos, ofiolitas, napas, plutonismos y metamorfismos sintectónicos (AUBOUIN y BORRELLO 1966; VICENTE 1970, 1972, 1978; AUBOUIN

SECUENCIA-TIPO ARENOSO-CALCAREA POSITIVA
FM. OMATE (≡ FM. GRAMADAL)

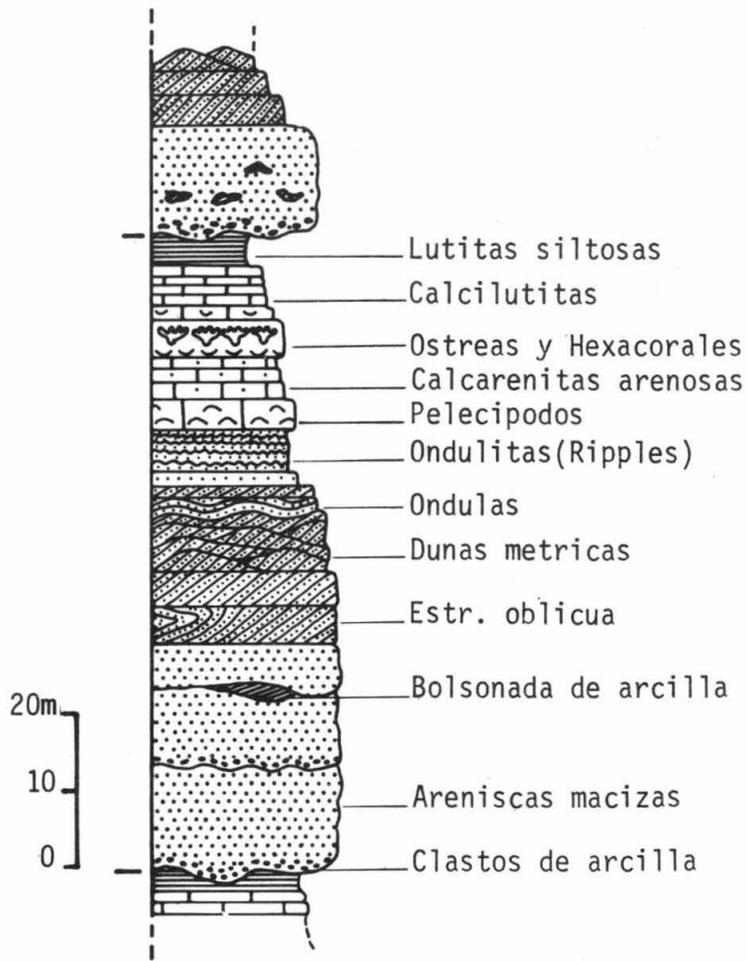


FIG.13

1972; AUBOUIN et al. 1973). Sobre esta base se diferenci6 en Los Andes una "Porci6n geoliminar" integrada por los Andes centrales (Per6-Bolivia) y los Andes meridionales (Chile-Argentina) hasta los 43°S de unas "Porciones distales geosinclinales" representadas por los Andes septentrionales (Colombia-Venezuela) y los Andes australes (Magallanes) separadas por las zonas de transici6n de Ecuador y Patagonia respectivamente. Pues bien, si las caracteristicas geoliminarias son perfectamente realizadas al nivel de los Andes Meridionales entre los 18° y 43° de latitud Sud, est6 claro ahora que al nivel de los Andes Centrales esta definici6n comienza a perder su valor con la existencia de Napas (VICENTE et al. 1979) y Flyschs en el sector de Arequipa y de un metamorfismo regional del Cret6cico superior en facies de esquistos verdes en el sector costero al Norte de Lima (MYERS 1974). As6 es m6s bien la aparici6n progresiva de los caracteres alpinos hacia el Norte que parece caracterizar los Andes Centrales.

De modo que la verdadera distincion entre porciones geoliminarias y geosinclinales queda ligada basicamente a la existencia del fenomeno de obducci6n de corteza oce6nica (ofiolitas) en estas 6ltimas.

Con respecto a la evoluci6n din6mica de la Cuenca es digna de subrayar la importante tect6nica sinsedimentaria que se manifiesta a lo largo de toda su historia. Basta recordar la fuerte fracturaci6n que acompa~a la individualizaci6n de la Cuenca, los niveles de slumps y olistolitos que caracterizan los depositos de Talud de la Fm. Cachios y las deformaciones del substratum que implican las variaciones de espesor de las potentes series de Tidalitas de la Fm. Labra. Adem6s conviene enfatizar el evidente significado orog6nico de la crisis terrigena que implica el Relleno turbid6tico y la correlaci6n que sugiere con los movimientos de la Fase Araucana (STIPANICIC y RODRIGO 1969; CHARRIER y VICENTE 1970) que en los Andes Meridionales producen a la misma epoca la emersion general de la Cuenca externa y el deposito de molasas continentales (Fm. Rio Damas, Fm. Tordillo). Esta relaci6n invita a preocuparse en el futuro de la ubicaci6n de las zonas afectadas por estos movimientos en el Sur peruano.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ✓ AUBOUIN J., 1972- Cha6nes liminaires (Andines) et Cha6nes geosynclinales (Alpines) 24e Congr6s Geol. Intern. Sect. 3, p. 438-461, 6 fig. Montreal.
- ✓ AUBOUIN J. y BORRELLO A.V., 1966- Cha6nes andines et cha6nes alpines: regard sur la G6ologie de la Cordill6re des Andes au parall6le de l'Argentine moyenne. Bull. Soc. G6ol. France, 7 (8), p. 1050-1070, 4 figs. Paris.
- ✓ AUBOUIN J., BORRELLO A.V., CECIONI G., CHARRIER R., CHOTIN P., FRUTOS J., THIELE R. y VICENTE J.C., 1973- Esquisse paleogeographique et structurale des Andes M6ridionales. Rev. Geogr. Phys. et de Geol. Dyn. 15 (1-2), p. 11-72, 12 figs. Paris.
- BEAUDOIN B., 1977- M6thodes d'analyse s6dimentaire et reconstitution d'un Bassin: le Jurassique terminal-Berriasien des Cha6nes subalpines m6ridionales. Tesis Univ. de Caen. 339 p. 116 figs., 20 lams. Caen.
- ✓ BELLIDO E. y GUEVARA C., 1963- Geolog6a de los Cuadrangulos de Punta Bombon y Clemes6 (Hojas 35-S y 35-t). Com. Carta Geol. Nac., 2 (5), 92 ps., 10 figs., 10 fots., 2 mapas 1:100.000 Lima.
- BRENNER R. y DAVIES D., 1974- Oxfordian sedimentation in Western Interior United States

Amer.Assoc.Petrol.Geol.Bull.,58 (3),p.407-428,25 figs.Tulsa.

CARDENAS G.,1982- Geología del sector de Moromolle-La Capilla (Depto.de Moquegua).Tesis UNSA, 100 p.,40 figs.Arequipa.

CHARRIER R. y VICENTE J.C.,1970- Liminary and geosynclinal Andes:major orogenic phases and synchronical evolutions of the Central and Magallan Sectors of the Argentine-Chilean Andes.Solid Earth Probl.Conf.Upper Mantle Project,2,p.451-470,3 figs.Buenos Aires.

CHAVEZ A.,1982-Estratigrafía y tectónica del sector de Chapi (Depto.de Arequipa).Tesis UNSA, 100 p. 30 figs.Arequipa.

GHIBAUDO G.,1980-Deep-Sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle-Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Apennines,Italy.Journ.of Sed.Petrol. 50 (3),p.723-741,14 figs. Tulsa.

GHIBAUDO G.,1981- Deep-sea Fan deposits in the Macigno Formation (Middle-Upper Oligocene) of the Gordana Valley,Northern Apennines ,Italy-Reply.Journ.of Sed.Petrol. 51, (3),p.1021-1026.Tulsa.

HILLEBRANDT A.1981- Kontinentalverschiebung und die paläozoogeographischen Beziehungen des südamerikanischen Lias.Geol.Rundschau,70 (2),p.570-582,7 figs.Stuttgart.

JACKA A.,BECK R.H.,GERMAIN L.C. y HARRISON S.C. 1968- Permian deep-sea Fans of the Delaware Mountain Group (Guadalupian),Delaware Basin.Soc.Econ.Paleontologists Mineralogists.Publ.68-11, Permian Basin Sect.,p49-90.Tulsa.

LEON I.,1981- Antecedentes sedimentológicos del Jurásico-Cretácico inferior en la zona de Yura.Tesis UNSA,100 p.,42 figs.Arequipa.

LOGAN B.W.,REZAK R y GINSBURG R.N. 1964- Classification and environmental significance of Algal Stromatolites.Journ.Geol.,72,p.68-83.

MUTTI E.,1974- Examples of ancient deep-sea fan deposits from Circum-Mediterranean geosynclines.Soc.Econ.Paleontologists Mineralogists.Sp.Publ.Nº19,p.92-105,7 figs.Tulsa.

MUTTI E. y RICCI LUCCHI F.,1972- Le torbiditi dell'Appennino settentrionale:introduzione all'analisi di facies.Mem.Soc.Geol.It.,11,p.161-199, 30 figs.Roma.

MUTTI E.,1979- Turbidites et cônes sous-marins profonds- in HOMEWOOD P.ed.Sedimentation détritique (Fluviatile,Littorale et Marine).Inst.Geol.Univ.Fribourg,p.353-419.Fribourg.

MUTTI E y RICCI LUCCHI F.,1974- La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à Turbidites.Bull.Soc.Geol.France,16 (5), p.577-582, 2 figs.Paris.

MUTTI E. y RICCI LUCCHI F.,1981- Introduction to the excursion on siliciclastic turbidites.Field trip Guidebook.2º IAS European Meeting,p13-15.Bologna.

MYERS J.S.,1974- Cretaceous stratigraphy and Structure,Western Andes of Peru between latitudes 10º-10º30'.Amer.Assoc.Petrol.Geol.Bull.58 (3),p.474-487,12 figs.Tulsa.

NORMARK W.R.,1970- Growth patterns of deep-sea fans.Amer.Assoc.Petrol.Geol.Bull. 54, p.2170-2195.

NORMARK W.R.,1978- Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans:characters for recognition of sandy turbidite environments.Amer.Assoc.Petrol.Geol. Bull.62,p.912-931.

PERÈS J.M. 1961- Oceanographie biologique et biologie marine.Presses Universitaires de France,t.1,541 p.,34 figs. Paris.

REINECK H.E. y SINGH I.B.,1980- Depositional sedimentary environments.Springer-Verlag ed. 2ºed. 549 p.,683 figs.Berlin.

RICCI LUCCHI F.,1980- Sedimentologia-Parte 3,2a ed.Coop.Libr.Univ.Ed.545 p.,240 figs. Bologna.

- SPALLETTI L., 1980- Paleoaambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. *Asoc. Geol. Arg. Serie B` (didáctica y complementaria) N°8*, 175 p., 114 figs. Buenos Aires.
- STANLEY D.J., 1969- Submarine channel deposits and their fossil analogs ("Fluxoturbidites"). in Stanley D.J. ed. *The New Concepts of Continental Margin Sedimentation. Amer. Geol. Inst. DJS 9*, p1-17, Washington.
- STIPANICIC P. y RODRIGO F., 1969- El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. *IVa Jorn. Geol. Arg. 2*, p.353-368, 1 cuadro. Buenos Aires.
- VICENTE J.C., 1970- Reflexiones sobre la porción meridional del sistema peripacífico oriental. in *Conference on solid earth problems. Symposium on the results of upper mantle investigations with special emphasis on latin america. 37 (1)*, p.162-188, 2 figs. Buenos Aires.
- VICENTE J.C., 1972- Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentino-chiliennes centrales au parallèle de l'Aconcagua. *24e Congrès Geol. Intern. 3*, p.423-436, 4 figs. Montreal.
- VICENTE J.C., 1978- Alpes y Andes: una comparación geológica. *Revue de l'Alliance Française d'Arequipa, N°9*, p.12-16, 3 figs. Arequipa.
- VICENTE J.C., 1981- Elementos de la Estratigrafía mesozóica sur-peruana. in *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de America del Sur. VOLKHEIMER ed. 1*, p.319-351, 4 figs. Buenos Aires.
- ✓ VICENTE J.C., SEQUEIROS F., VALDIVIA M.A. y ZAVALA J. 1979- El Sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta : elemento del Accidente Mayor Andino al NW de Arequipa. *Bol. Soc. Geol. del Perú 61*, p.67-99, 12 figs. Lima.
- WALKER R.G., 1966- Shale Grit and Gridslow Shales: transition from Turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England *Journ. Sed. Petrology 36*, p.90-114. Tulsa.
- WALKER R.G., 1976- Facies models, 2, Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Geoscience Canada, 3*, p.25-36.
- WALKER R.G. 1978- Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Assoc. Petrol. Geol. 62 (6)*, p.932-966, 23 figs., 2 tabl. Tulsa.
- WALKER R.G. y MUTTI E., 1973- Turbidite facies and facies associations. in *Turbidites and Deep-water sedimentation. MIDDLETON and BOUMA ed. Short Course. Pacific Section. Soc. Econ. Paleont. Miner. p.119-157*, 14 figs. Anaheim.
- ✓ WELLS J.W., 1953- Mesozoic invertebrate faunas of Peru. Part 3. Lower Jurassic corals from the Arequipa Region. *Amer. Mus. Novitates N°1631*.
- WILSON J.L., 1975- Carbonate facies in Geologic History. SpringerVerlag Ed. 471 p., 181 figs. 30 lam. Berlin.

LEYENDA DE FIGURAS

Fig.1. Afloramientos del Jurásico-Cretácico inferior de la región de Arequipa.1:Fm.Chocolate (volcanígena);2:Gr.Yura s.l. (Fm.Socosani incluida) y su equivalente oriental el Gr.Lagunillas;3: Sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta-Mamas (Triangulos en el bloque alóctono).

Fig.2. Perfil general del Jurásico-Cretácico inferior del sector de Yura.1:Aglomerados volcánicos;2:conglomerado volcánico de transgresion;3:calcilutitas coquinaceas (biomicruditas) con Plicatostylus;4:calcilutitas con Gastrópodos Y Pelecípodos;5:calcilutitas con crinoideos y estromatolitos;6:calcilutitas tobaceas con Pelecípodos y oolitas (micritas fosilíferas);7:calciruditas biostromáticas con Hexacorales;8:calcilutitas (micritas siltosas);9:conglomerado gradado con cemento calcareo;10:areniscas;11:lutitas;12:canal;13:slumps;14:olistolito;15:dunas hidráulicas;16:estratificación oblicua y bipolar de tipo hueso de arenque (herringbone);17:estratificación entrecruzada en artesa.

Fig.3. Individualización de la Cuenca:ejemplos de la tectónica sinsedimentaria.

A.Graben sinsedimentario visible en la ribera derecha del Rio Yura inmediatamente aguas abajo de La Cascada.

B.Variaciones de facies de los niveles basales de la Transgresión toarciana en el C°Socosani.

C.Sector de La Cascada del Rio Yura, Falla sinsedimentaria sellada por el nivel superior con Plicatostylus.

D.Sector de El Toro,Q.Huayrondo- discordancia intra-bajociana (D).

1:volcanismo andesítico (Fm.Chocolate);2:conglomerado de transgresión;3:areniscas gruesas a finas;4:calcilutitas coquinaceas con buena expresión morfológica;5: calcilutitas biostromáticas con Plicatostylus;6:calcilutitas con Pelecípodos;7: zonas de bioturbación;8:calcilutitas indiferenciadas;9:pelitas;10:tobas pliocenas (Fm.Sencca).

Fig.4. Miembro superior de la Fm.Socosani (transición a Puente).

Fig.5. Secuencias representativas de la Fm.Puente.

a.Sector de Yura-Secuencia 69 (Positiva),miembro 3,cota 469-482

b.Sector de Chapi-Secuencia 4 (Negativa),miembro 1,cota 21-29

Análisis secuencial según el "método de los cuadrados" (BEAUDOIN 1977,p.111) que permite visualizar las variaciones verticales de espesor de los bancos con el ploteo de las lutitas (negro) a la izquierda, las areniscas a la derecha y el espesor de los bancos también en el sentido horizontal.

Fig.6. Ritmogramas comparados de la Fm.Puente para los sectores de Yura (a) y Chapi (b). Solo se ploteó el espesor del banco tope de cada secuencia elemental.En negro aparecen los intervalos lutítico, con S los niveles de slumping y con \cup las bases de canales.

Los segmentos crecientes hacia la derecha señalan megasecuencias positivas,mientras que los hacia la izquierda corresponden a megasecuencias negativas.

Notar:

- .el mayor espesor de los bancos topes en el Sector de Yura,
- .la mayor proporción de lutitas en el Sector de Chapi,
- .la presencia de canales y frecuentes slumps en el Sector de Yura.

Fig.7. Sentido de las Paleocorrientes en la Fm.Puente.

1:Afloramientos de la Fm.Guaneros equivalente volcanigeno de la Fm.Puente del sector costero;2:afloramientos de la Fm.Puente;3:afloramientos de calcilitas del Gr.Lagunillas, Facies orientales de la Fm.Puente;4:Sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta-Mamas (triangulo en la unidad alóctona);5:Sentido de las paleocorrientes;6:% de slumps; 7:% de lutitas;8:% de areniscas;9:extensión hipotética de los lobulos supra-abanicos.

Fig.8.Perfil general de la Fm.Cachios a lo largo del Rio Yura (ribera derecha).

Fig.9. Detalle de la Falla sinsedimentaria y los paleocanales de la Fm.Cachios en el sector de los Rosales, ribera derecha del Rio Yura (misma leyenda que para la Fig.8).

Fig.10. Secuencia-tipo arenoso-pelitica negativa de la Fm.Labra (miembro inferior) del sector de Yura.

Fig.11. Columna esquematizada y principales estructuras sedimentarias del primer miembro de la Fm.Labra.

Fig.12. El cuerpo arrecifal (Patch Reef) de Chapi (Fm.Gramadal).

Fig.13. Secuencia-tipo arenoso-calcareo positiva de la Fm.Omate (\equiv Fm.Gramadal).