

LA SEDIMENTACIÓN OLIGO-MIOCÉNICA EN EL ANTEARCO DEL SUR DEL PERÚ: ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LA FORMACIÓN CAMANÁ

Mayssa VEGA¹ & René MAROCCO²

¹ Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco e IRD. E-mail: mavegu@mixmail.com

² Institut de Recherche pour le Développement IRD, Casilla 18-1209, Lima 18. E-mail: marocco@amauta.rcp.net.pe

RESUMEN

El ante-arco del sur del Perú está constituido por dos cuencas paralelas; una continental (la cuenca Moquegua) ubicada al pie de la cordillera Occidental, la otra marina cuyos sedimentos más proximales (Fm. Camaná) afloran en la costa.

El análisis bio y lito estratigráfico muestra que la Fm. Camaná tiene un rango de edad que va del Oligoceno superior al Mioceno medio y que está dividido en dos unidades separadas por una fuerte discontinuidad de edad Oligoceno superior, la cual guardaría relación con el reajuste geodinámico a 26 Ma cuando la placa de Nazca se crea a partir de la placa Farallón.

La interpretación de la sedimentación en términos de estratigrafía secuencial permite determinar en las dos unidades varias parasecuencias, también muestra que las dos unidades de la Formación Camaná son transgresivas.

El análisis de información sísmica offshore, aunque sin control cronológico, permite hacer correlaciones entre afloramientos a tierra y sus equivalentes en el mar; permitiendo establecer un modelo evolutivo para el conjunto de la cuenca Camaná desde el Eoceno hasta el Mioceno. Esta información complementa lo que se vió a tierra y permitió determinar que la dinámica de la cuenca está ligada al funcionamiento de fallas normales, algunas de ellas lítricas, en un contexto en extensión. El análisis de las secciones sísmicas también permitió precisar las alternancias de cortejos de sistema transgresivos y regresivos (en regresión normal o forzada), asociados a fluctuaciones de nivel de base controlados principalmente por la tectónica.

ABSTRACT

The forearc of southern Peru comprises 2 parallel basins. One, the Moquegua Basin, is continental and located at the foot of the Cordillera Occidental. The other is marine and its more proximal sediments (Camaná Fm.) crop out in the coastal area.

A bio- and lithostratigraphic analysis shows that the Camaná Fm. has a Late Oligocene-Middle Miocene age range and that it is divided in 2 units that are separated by a strong angular unconformity of Late Oligocene age, which may be related to the geodynamic adjustment at 26 Ma produced by the creation of the Nazca plate from the Farallón plate.

The interpretation of sedimentation in terms of sequence stratigraphy permits to determine several parasequences in both units. It also shows that both units of the Camaná Formation are transgressive.

Analysis of offshore seismic information, albeit without chronologic control, permits to correlate onshore outcrops and their offshore equivalents, allowing to establish an evolutionary model for the entire Camaná Basin from the Eocene to the Miocene. This information complements onshore observations and permits to determine that the basin dynamics is related to the activity of normal faults, some of them listric, in an extensional context. The analysis of seismic sections also permits to precise the alternation of transgressive and regressive system tracts (in normal or forced regression), associated to base level fluctuations mainly controlled by tectonics.

INTRODUCCIÓN

La parte emergida del ante-arco peruano se caracteriza, entre otras cosas, por mostrar el afloramiento de series marinas litorales oligo-miocénicas que se observan desde el Norte hasta el Sur del país. En el Norte del Perú son las formaciones Máncora (Oligoceno medio), Heath (Oligoceno superior), Zorritos (Mioceno inferior),

Cardalitos (Mioceno medio), Tumbes (Mioceno superior) (Grzybowski, 1899, Iddings y Olsson, 1928). En el Perú Central son las formaciones Paracas (Eoceno superior), Chilcatay (Oligoceno superior) y Pisco (Mioceno-Plioceno) (Petersen, 1954, Rüegg 1952, Macharé *et al*, 1988, DeVries y Schrader, 1997).

En la costa sur del Perú, durante el Oligo-Mioceno, la cuenca de ante-arco está dividida en dos cuencas, una

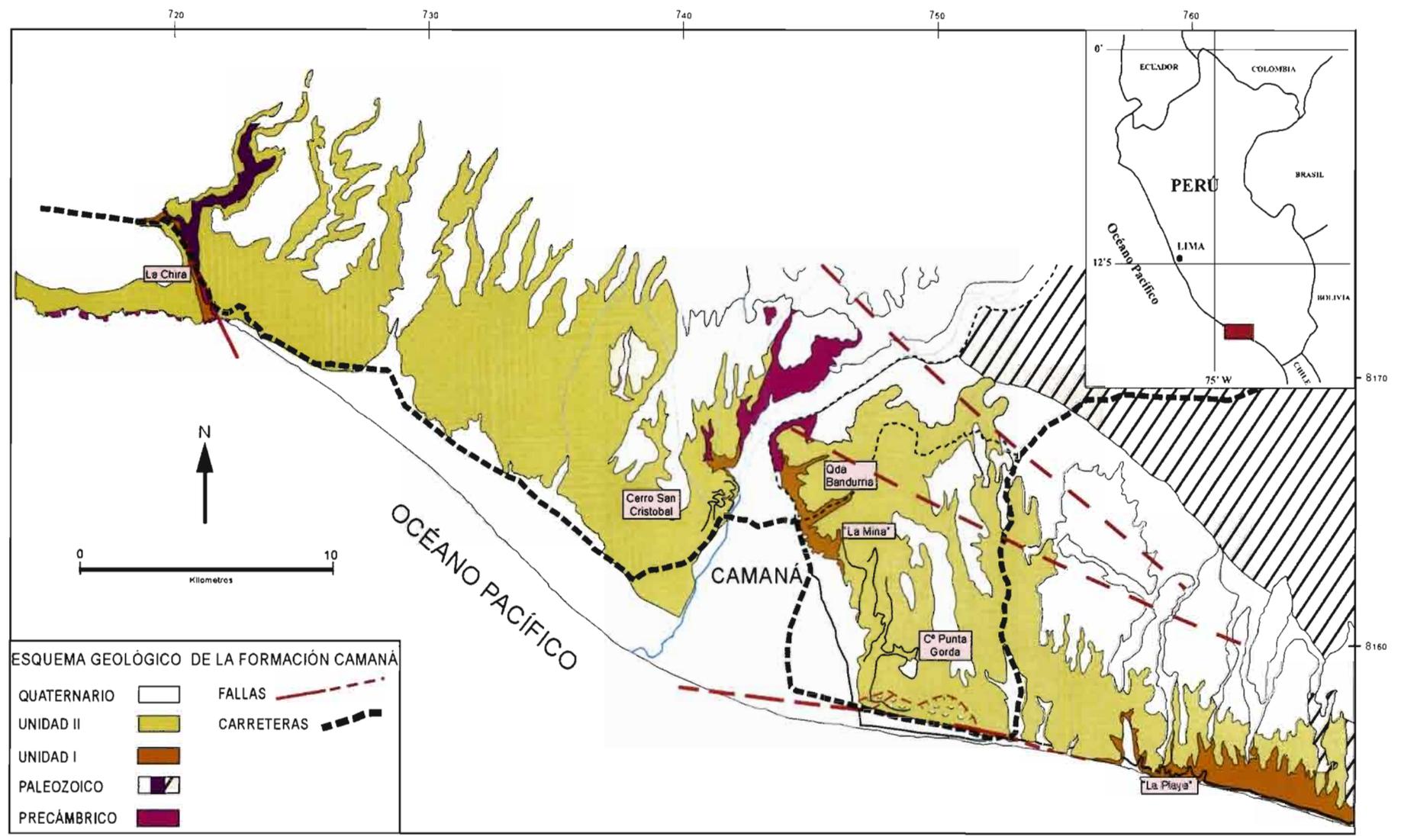


Fig.1: Esquema geológico de la Formación Camaná (Según Vega 2002)

continental (Cuenca Moquegua, Adams 1906, Marocco 1984), la otra marina o Cuenca Camaná (Rivera 1950, Pecho y Morales 1969) que es objeto del presente estudio. En el marco de las investigaciones geológicas sobre el Sur del Perú que el IRD realiza en cooperación con varias instituciones universitarias peruanas, nos ha parecido interesante reiniciar los estudios sobre la Formación Camaná con la finalidad de complementar los elementos ya conocidos (litología, rango estratigráfico del Oligoceno-Mioceno) con aspectos que no habían sido considerados en los estudios anteriores como por ejemplo la determinación de los ambientes sedimentarios sucesivos, la organización litoestratigráfica y secuencial, la caracterización de las principales discontinuidades y las interpretaciones que estos elementos permiten realizar en cuanto a la evolución geodinámica del antearco del sur del Perú.

El Eoceno, presente más al norte en la región de Pisco e Ica donde se lo conoce bajo el nombre de Formación Paracas (Petersen, 1954), no existe en la costa del Sur del Perú donde la Formación Camaná descansa directamente sobre el substrato precámbrico y paleozoico. Tampoco se conoce, en la parte occidental de los Andes Centrales, el

Oligoceno inferior que aparentemente no se depositó, a pesar de que este período (Rupeliano) corresponde a una muy fuerte transgresión eustática durante la cual el nivel del mar se encontraría aproximadamente 200 metros más arriba del nivel actual (Hardenbol *et al.*, 1998).

DESCRIPCIÓN DE LAS DOS UNIDADES

La Formación Camaná fue definida como una única serie marina litoral (Pecho y Morales, 1969; Rivera, 1950; etc). Nuestro estudio ha mostrado que se la puede dividir en dos unidades litoestratigráficas distintas y mapeables, que en adelante llamaremos Unidad inferior y Unidad superior, separadas por una fuerte discontinuidad erosiva y localmente angular.

La figura 1 presenta, en forma esquemática la repartición de los afloramientos de las dos unidades que conforman la Formación Camaná así como los sitios principales donde se encontraron elementos paleontológicos que permitieron apoyar estratigráficamente la separación de la formación en dos unidades. La figura 2 representa una columna estratigráfica compuesta y simplificada de la Formación Camaná.

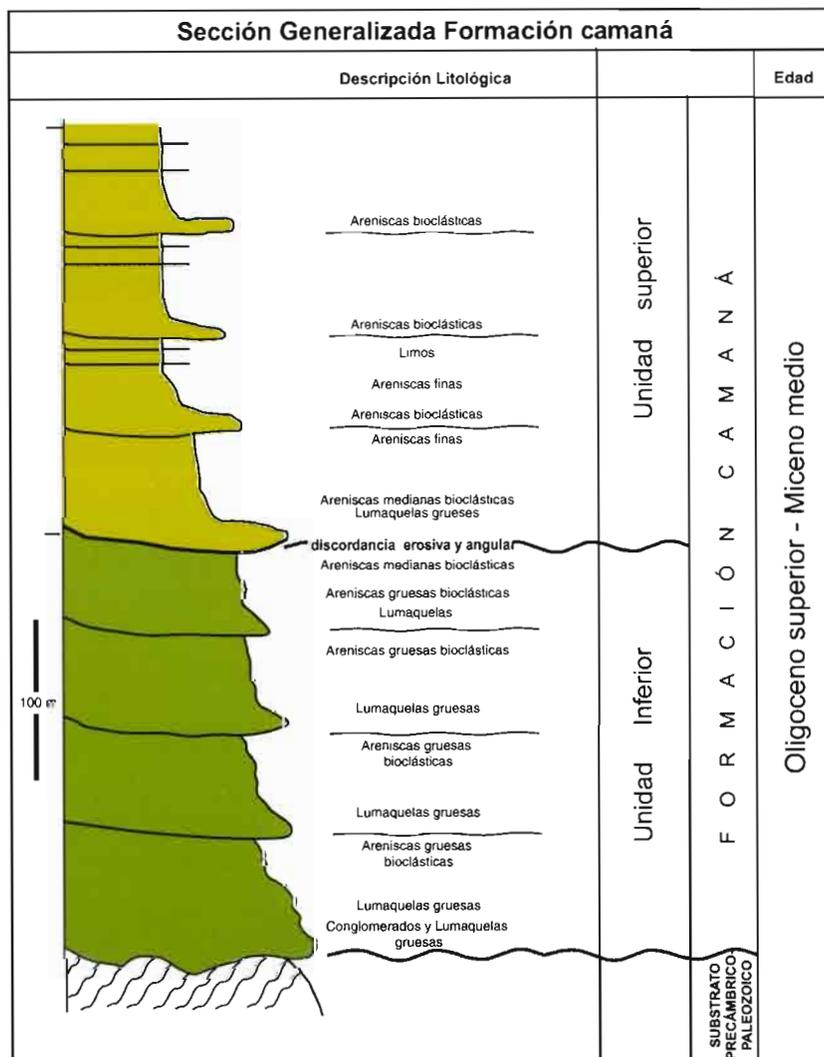


Fig. 2: Columna estratigráfica compuesta de la Formación Camaná (Según Vega 2002)

La descripción precisa de las dos unidades se dará más abajo; empero, podemos adelantar que la Formación Camaná, en sus afloramientos terrestres (*onshore*) está constituida por sedimentos marinos litorales de muy poca profundidad. Los sedimentos de mayor batimetría nunca pasan algunas decenas de metros de profundidad (50 m); siendo una gran parte de ellos (por lo menos en lo que concierne a la casi totalidad de la Unidad inferior y la parte inferior de la Unidad superior) sedimentos depositados entre la línea de playa y la zona de mayor agitación del agua (*foreshore* y *shoreface*), es decir entre 0–15 metros. La naturaleza morfológica y el tamaño de los granos de los sedimentos gruesos son función de la topografía, de la profundidad y de la longitud de onda de las olas. Los sedimentos más finos se habrían depositado en ambientes de mayor profundidad, posiblemente varias decenas de metros (*offshore-offshore transition*). Las bioturbaciones afectan fuertemente los sedimentos finos, destruyendo muy a menudo las estructuras sedimentarias.

En la figura 2 se nota que tanto la Unidad inferior como la Unidad superior están afectadas por superficies erosivas que constituyen las discontinuidades basales de grandes secuencias granodecrecientes de distalización; se trata de parasecuencias de retrogradación según la terminología establecida por Van Wagoner *et al.* (1988), cuya génesis explicaremos más adelante.

DEFINICIÓN DE LOS LÍMITES

Al tratar sobre los límites superior e inferior de la Formación Camaná, así como sobre la discontinuidad que separa la formación en dos unidades, no haremos mención de los fósiles que fundamentan nuestras dataciones ya que esto lo veremos detalladamente en los acápites 1.2 y 1.3.

El límite inferior

La Formación Camaná descansa sobre un

substrato constituido por el complejo basal de la Costa, terrenos sedimentarios (Grupo Tarma) y plutónicos del Paleozoico. Los fósiles contenidos en los niveles inferiores de la unidad inferior han arrojado edades del Oligoceno superior por lo que pensamos que la sedimentación de dicha unidad comenzó posteriormente a la fuerte regresión marina del final del Rupeliano, alrededor de 29–30 Ma (Haq *et al.*, 1987, Hardenbol *et al.*, 1998).

El límite superior

La fauna encontrada en la parte superior de la unidad superior no pasa el Mioceno medio, edad confirmada por los estudios de foraminíferos de Tsuchi, (1990) e Ibaraki (1992), y de moluscos de DeVries (2001). Estos niveles superiores subyacen a conglomerados y terrazas marinas atribuidos hasta el momento al Plio-Cuaternario; queda abierta la posibilidad para que estos conglomerados fluviales correspondan a vestigios proximales continentales de la fuerte regresión de fines del Mioceno medio. Si la sedimentación marina en esta zona continuó extendiéndose hasta el Mioceno superior; estos depósitos que serían equivalentes en edad a la Formación Pisco conocida más al norte, habrían desaparecido por erosión. En el estado actual de los conocimientos asumimos que la edad del límite superior de la Formación Camaná es Mioceno medio. En nuestra interpretación el rango de edad del conjunto de la Formación Camaná va del Chatiano inferior hasta el Langhiano-principios del Serravaliano. Este período corresponde a la transgresión eustática que sigue a la fuerte regresión del final del Rupeliano (Hardenbol *et al.*, 1998).

El límite entre las dos unidades de la Formación Camaná

La Unidad inferior está separada de la Unidad superior por una fuerte discordancia erosiva y angular (Foto 1), de mayor importancia que las discontinuidades



Foto 1: Discordancia erosional y angular entre las dos unidades de la Fm. Camaná (Quebrada Banduria)

observadas en el seno de las dos unidades y a las cuales nos referiremos más adelante. Los datos bioestratigráficos (dientes de tiburones, restos de mamíferos marinos, foraminíferos, moluscos) permiten afirmar que la Unidad inferior no es más joven que el Oligoceno superior y que la Unidad superior no es más antigua que el Oligoceno terminal. Estos argumentos militan por una discontinuidad ubicada alrededor del Oligoceno terminal.

El evento responsable de la discontinuidad entre las dos unidades de la Formación Camaná estaría en relación con el gran reajuste geodinámico ocurrido cuando, debido a la formación de la dorsal del Pacífico Este, se constituyeron las placas Nazca, Cocos y Pacífico a expensas de la Placa Farallón (Handshumacher, 1976). Pilger (1983) mostró que este evento se produjo alrededor de 26 Ma, representado por la anomalía magnética 7; cuando la placa de Nazca comienza a moverse en dirección Este-Oeste. Este evento tiene un efecto estructural sobre los terrenos afectados que muestran localmente un basculamiento que materializa la discordancia angular entre las dos unidades.

LA UNIDAD INFERIOR

Esta unidad descansa en fuerte discordancia angular y erosional sobre los terrenos que constituyen el Complejo Basal de la Costa y su cobertura paleozoica. Según los lugares la Unidad inferior cubre metamorfitas del Precámbrico, rocas intrusivas del Paleozoico o terrenos sedimentarios (cuarcitas y lutitas) atribuidos al Grupo Tarma (Newell *et al.* 1953, Pecho y Morales 1969). Cada vez que se ve el contacto Unidad inferior-substrato, se nota un *onlap* de esta unidad sobre los terrenos subyacentes.

Descripción general

Así como se lo puede apreciar en la figura 2, la Unidad inferior muestra algunas características resaltantes que son: su organización en cuatro principales parasecuencias, su granulometría, la naturaleza de sus clastos, la ausencia de huellas de un volcanismo contemporáneo de la sedimentación. En los sitios donde la serie está más completa como en "La Mina" o en la Quebrada Bandurria (figura 3) se puede notar que está conformada por cuatro grandes parasecuencias cada una granodecreciente; siendo el conjunto de la unidad también granodecreciente. La discontinuidad basal de cada parasecuencia es una superficie de erosión que determina depresiones de hasta varias decenas de metros en la parte somital de la secuencia infrayacente. Lateralmente, estas superficies de erosión se siguen sobre varios kilómetros. La génesis de estas discontinuidades basales estaría relacionada con regresiones forzadas, es decir regresiones provocadas por una bajada del nivel de base, sea por interacción del eustatismo y la subsidencia (positiva ó negativa) ó por subida tectónica del continente, independientemente del aporte sedimentario. Cada una de estas parasecuencias está conformada por secuencias de

menor orden (*bedsets* ó conjunto de capas según la terminología de Campbell, 1967), cuya potencia varía de algunos metros para las secuencias de grano muy grueso, a algunas decenas de metros para las de grano menos grueso.

Cada una de las cuatro grandes parasecuencias que conforman la Unidad inferior está limitada por una superficie de erosión y su relleno sedimentario granodecreciente, "transgresivo" que indica una profundización del mar en el lugar considerado. Veremos más adelante en el texto las relaciones que se pueden establecer entre la sedimentación, el eustatismo y el comportamiento tectónico del continente para el período Oligoceno superior-Mioceno medio, pero podemos adelantar una interpretación para las parasecuencias de la Unidad inferior. El conjunto de la Unidad inferior, es globalmente granodecreciente: es decir que su batimetría, a pesar de quedarse siempre débil (menor a 15 ó 20 metros de profundidad), tendió a aumentar, correspondiendo a una transgresión marina interrumpida periódicamente por eventos regresivos y/o tectónicos.

La granodecrecencia vertical se acompaña de una granodecrecencia horizontal en el sentido proximal-distal: el grano de las parasecuencias es siempre más grueso cerca de los paleorelieves del substrato que lejos de ellos (Base del Cerro San Cristóbal por ejemplo). Por esta razón, los afloramientos de la Unidad inferior se pueden agrupar en dos conjuntos: el que corresponde a las partes más proximales y el que corresponde a las partes más distales. Los dos conjuntos son siempre de grano grueso y pertenecen al dominio marino muy cercano a la línea de costa cuya batimetría alcanza al máximo los 20 o 25 metros de profundidad para las facies más profundas.

El conjunto proximal

Como lo podemos apreciar el mapa de la figura 1 el conjunto proximal está representado por las secciones de la Playa (al NE de la ciudad de Camaná, figura 4) y la sección de la Quebrada Bandurria (a la salida norte de Camaná, figura 3).

En la parte inferior de las secuencias encontramos varios metros de bancos de lumaquelas constituidas de bioclastos que en su gran mayoría (más del 80 %) corresponden a fragmentos de grandes balanos. Algunos llegan a estar bien conservados (Foto 2). Los otros bioclastos son espículos de equinodermos, fragmentos de moluscos (ostras esencialmente), huesos y dientes de peces (dientes de tiburón fundamentalmente). Los clastos redondeados del substrato de la Unidad inferior están siempre presentes, así como también fragmentos subangulosos a angulosos que indican una rápida sedimentación y enterramiento ya que no han tenido el tiempo de haber sido redondeados por el vaivén de las olas. En las lumaquelas basales de la primera parasecuencia es común encontrar clastos gigantes del substrato, cuyo diámetro puede sobrepasar un metro, como en la zona de la Playa. (Foto 3). Por encima de las lumaquelas

encontramos *bedsets* granodecrecientes de areniscas arcósicas muy gruesas, gruesas y medianas con abundantes bioclastos; los dientes de tiburón y los huesos de mamíferos marinos que permitieron datar la Unidad inferior provienen generalmente de estas areniscas arcósicas. La parte superior de la unidad está ocupada por secuencias de areniscas arcósicas medianas y, a veces, finas.

El conjunto distal

Lo encontramos en las secciones de La Mina o de la Quebrada Bandurria (figura 3). Las cuatro parasecuencias muestran la misma evolución que en el conjunto proximal. Cada una es granodecreciente así como lo es el conjunto de la Unidad inferior. Las partes inferiores de las parasecuencias están constituidas por areniscas muy gruesas, a veces microconglomeráticas y muy bioclásticas. Hacia la parte superior la parasecuencia se vuelve más fina, mostrando areniscas gruesas y medianas, a menudo bioturbadas y, según los lugares, con laminaciones horizontales, planares, en artesas y *wavy-bedding*.

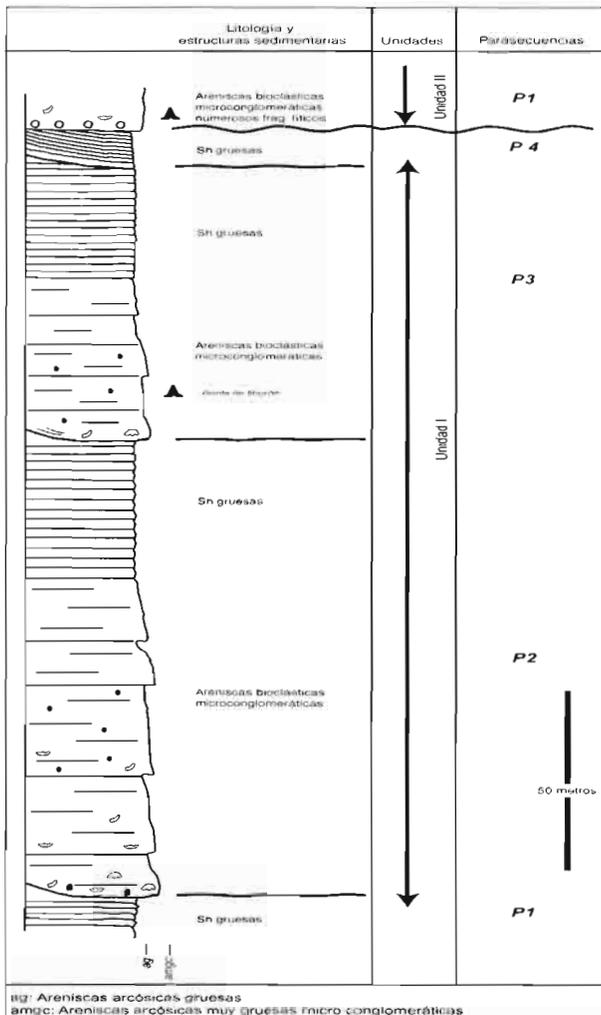


Fig. 3: Unidad inferior de la Formación Camaná en la Quebrada Bandurria (según Vega 2002)

Ambiente sedimentario

La naturaleza de los granos (esencialmente bioclastos de balanos), las estructuras sedimentarias visibles en algunos bancos de areniscas cuando la bioturbación no las ha borrado y los tipos de secuencias elementales son buenos indicadores de los medios ambientes representados en la Unidad inferior.

Las lumaquelas de balanos se han formado muy cerca de una ribera rocosa (los balanos viven fijados en las rocas). Dichas lumaquelas no presentan una gran proporción de fragmentos líticos y nunca están mezcladas con limos o arcillas. Esto indica que se originaron en el lugar de mayor tracción de las olas marinas a partir de los esqueletos de balanos y otros animales arrastrados de la línea de costa. Se sabe que este lugar de mayor energía del mar se encuentra a muy poca profundidad, probablemente a una profundidad equivalente al tercio o al cuarto de la longitud de onda de las olas (Dabrio, 1992). No hay forma de saber cual era la longitud de onda de las olas durante el período de sedimentación de la Unidad inferior, pero hay mucha probabilidad para que las lumaquelas se hayan acumulado a una profundidad que no sobrepasaba los 4 o

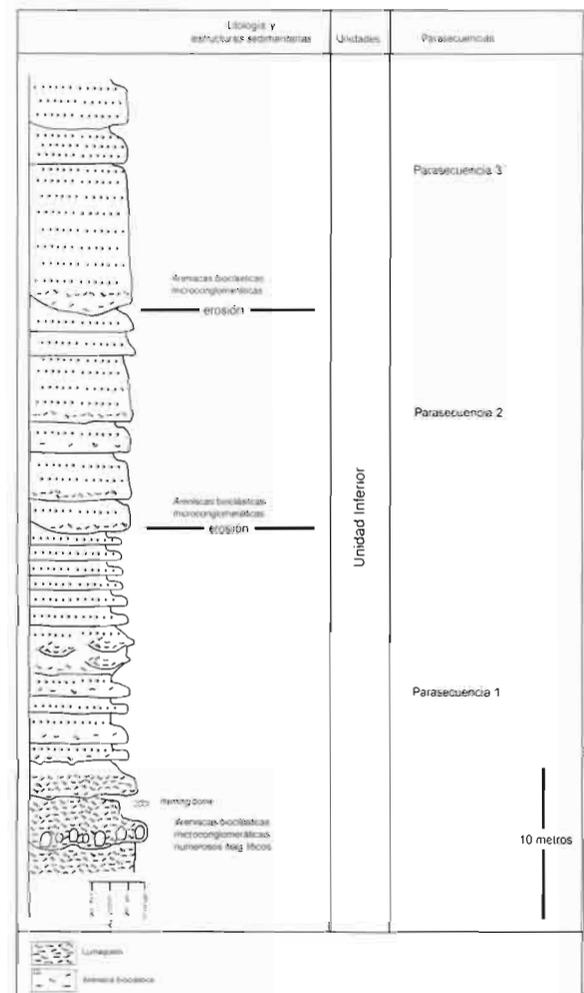


Fig. 4: Unidad inferior de la Formación Camaná en la Playa (según Vega 2002)

Foto 2: Detalle de una lumaquela compuesta por fragmentos de *Balanus*, algunos de ellos bien conservados (Base de la Unidad inferior de la Fm Camaná (La Playa)).



Foto 3: Base de la unidad inferior de la Fm. Camaná en La Playa, con grandes bloques de granito dentro de las lumaquelas.



Foto 4: Cerro San Cristobal, orilla derecha del Río Camaná. Nótese los sedimentos gruesos a algunos centenares de metros mar adentro de la antigua playa, en el lugar de mayor energía de las olas.



5 metros. Otro ambiente donde se acumulan los bioclastos es la misma línea de playa, a partir del material producido en la zona de rompiente de las olas (*breaker zone*), ubicada a pocos metros de profundidad. En el Cerro San Cristóbal, orilla derecha del Río Camaná, en la última parasecuencia de la Unidad I se ve muy bien que las facies más gruesas se encuentran no en el mismo contacto con el paleorelieve (la antigua playa), pero sí a unos 80 ó 100 metros de este contacto en dirección del mar. (Foto 4)

Por encima de las lumaquelas encontramos areniscas gruesas bioclásticas y por encima areniscas gruesas a medianas. Estas areniscas son a menudo afectadas por bioturbaciones. Las estructuras observadas en estos niveles son surcos, ondulaciones de olas (*wavy-bedding*), estructuras de tormenta que se pueden atribuir a la zona de *shoreface*.

Globalmente, la Unidad inferior muestra una evolución transgresiva pero que se queda en un rango batimétrico relativamente débil. Las facies y las secuencias ambientales representadas corresponden a profundidades que varían de 0 a 15-20 metros. La gran cantidad de bioclastos de animales de esqueleto grueso (balanos, ostras) indica un litoral esencialmente rocoso y un mar dominado por las tormentas y con fuerte oleaje. Las estructuras de oleaje (*wavy-bedding*) son frecuentes. La repartición de las secciones proximales y distales nos dan una aproximación de la forma de la costa en los tiempos de la Unidad inferior; al parecer, en lo que ahora es el delta del Río Camaná existía un gran golfo ya que las facies más proximales se encuentran al SE de Camaná en los acantilados del lugar mencionado, La Playa, y al WNW de Camaná en la sección de La Chira. En los lugares donde está visible el contacto entre la Unidad inferior y el substrato (orilla derecha del Río Camaná por ejemplo) se nota el *onlap* de la Unidad inferior sobre el continente, lo que se traduce como una transgresión marina, no muy pronunciada pero efectiva, que permitía que, a medida que subía el nivel del mar la línea de costa migraba hacia el continente.

Contenido fosilífero y edad de la Unidad inferior

Los diferentes niveles de la Unidad inferior de la Fm. Camaná han proporcionado una rica fauna tanto de vertebrados como de invertebrados. La determinación de las edades de los restos de vertebrados (dientes de selacios, restos de mamíferos) precisan las edades dadas por los fósiles invertebrados descritos por Pardo *in* Pecho y Morales (1969). Estos últimos autores no habían separado la Formación Camaná en dos unidades.

No mencionaremos aquí el conjunto de los fósiles de vertebrados que encontramos, eso será el objeto de otro trabajo más orientado a la bioestratigrafía de la Formación Camaná, solo indicaremos los fósiles diagnósticos. Las determinaciones de los dientes de selacios fueron realizadas por el Biólogo José Apolín y la de los restos de mamíferos por Christian de Muizon; agradecemos a estos dos especialistas por su contribución científica a nuestro trabajo.

Sólo las parasecuencias 1, 3 y 4 han dado fósiles característicos. El nivel más fosilífero es el potente banco de 20 metros de espesor de areniscas arcósicas gruesas microconglomeráticas del sitio dicho La Mina (en la Quebrada Juan Pablo, orilla izquierda del Río Camaná) explotado como material de construcción y que pertenece a la parasecuencia 4 (Foto 5). Al interior de la parasecuencia 1 se ha encontrado *Carcharocles angustidens* de edad Oligoceno superior, al interior de la parasecuencia 4 encontramos dos especies que son *Carcharocles angustidens* e *Isurus cf. oxyrinchus*; los dientes de la parasecuencia 1 están menos evolucionados que los de la parasecuencia 4 en lo que corresponde al *Carcharocles oxyrinchus*. En la parasecuencia 4 también se halló una bulla timpánica de una ballena dentada arcaica de la familia Aetiocetidae de edad Oligoceno superior, siendo este el primer hallazgo de este fósil en el Perú y el tercero en el mundo (C. De Muizon, com. verbal).

En conclusión, todos estos fósiles indican una edad del Oligoceno superior, lo que no está en contradicción con la edad de 26 Ma aproximadamente propuesta para el límite discordante entre la Unidad inferior y la Unidad superior.

LA UNIDAD SUPERIOR

Descansa en fuerte discordancia erosional y angular sobre la Unidad inferior como se lo puede apreciar en las colinas al Este de la ciudad de Camaná o en la orilla derecha del Río Camaná (figura 1). En otros lugares, como en la sección de la Chira (carretera Panamericana) el contacto entre las dos unidades está afectado por fallas de poco rechazo pero no se notan con claridad las relaciones geométricas entre ellas. Finalmente, hacia el interior del continente ya que la Unidad superior ha tenido una mayor extensión, la vemos descansar directamente sobre el substrato Precámbrico y Paleozoico.

Litológicamente, lo veremos más abajo, la Unidad superior está constituida por sedimentos marinos globalmente más finos que la Unidad inferior, lo que indica una profundización de la cuenca.

Descripción general

Así como se lo puede apreciar en la (figura 2), la Unidad superior tiene la misma evolución vertical que la Unidad inferior. Es globalmente granodecreciente y está constituida por cuatro parasecuencias ellas mismas granodecrecientes, es decir de evolución "transgresiva". Cada parasecuencia está separada de la precedente por una superficie de erosión que atribuimos a un descenso del nivel de base (posiblemente de origen tectónico, por ejemplo un pulso de levantamiento) respecto al continente, generando una erosión de los sedimentos de la parasecuencia anterior, cuya génesis es la misma que la explicada para las de la Unidad inferior.

Los niveles más gruesos se encuentran en las bases de las dos primeras parasecuencias (figura 5). Están



Foto 5: "La Mina". Gran banco de areniscas bioclásticas de la parte superior de la Unidad inferior que ha proporcionado una rica fauna de vertebrados

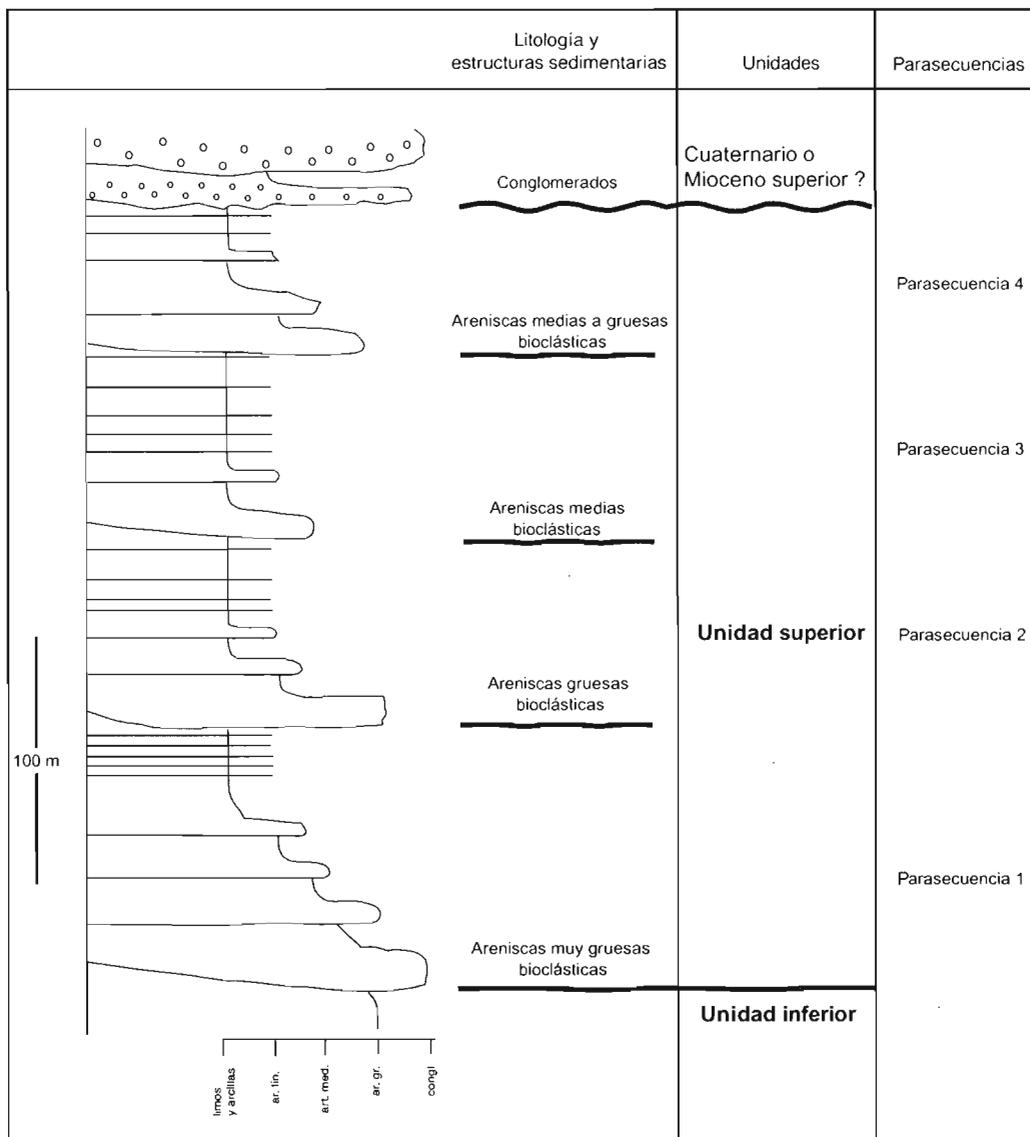


Fig. 5: Sección estratigráfica compuesta de la Unidad superior de la Formación Camaná conjunto La Mina-Punta Gorda (Según Vega 2002)

representados por lumaquelas compuestas mayormente por fragmentos de grandes balanos, de ostras, de gasterópodos, de bivalvos, de equinodermos, de esqueletos de vertebrados; siempre están presentes fragmentos líticos del substrato.

Las areniscas gruesas y muy gruesas bioclásticas son de color gris y ocre en su mayoría. Muestran a veces estructuras sedimentarias indicando un medio marino muy proximal: laminaciones horizontales toscas, canales, *wavy-bedding*. Es generalmente en las areniscas gruesas que se encontraron los dientes de tiburones que han permitido datar la serie. Estas areniscas gruesas conforman la parte mediana de la parasecuencia 1, la parte inferior de la parasecuencia 2 y las partes basales de las parasecuencias 3 y 4. Esta disposición es evidentemente relativa, ya que en las zonas proximales las parasecuencias son forzosamente más gruesas que en las partes distales. En la base de la parasecuencia 4, se encuentran también lumaquelas, pero son poco potentes (menos de un metro) y de medio de poca agitación ya que están construidas por moluscos en su mayoría enteros. Pueden representar tal vez el comienzo de la regresión marina.

Los sedimentos finos son areniscas finas y limos más o menos arcillosos y tufáceos. Son de color gris claro, blanco o amarillento. Las estructuras sedimentarias (laminaciones horizontales finas, ondulitas, *wavy-bedding*) son frecuentemente destruidas por bioturbaciones. En ciertos afloramientos los sedimentos finos se superponen sin intercalaciones de niveles gruesos, formando pequeñas secuencias decimétricas a métricas de arenas finas evolucionando a limos; se da esta disposición en la partes distales. En otros lugares, que corresponden a zonas más proximales, las secuencias

muestran en su base algunos centímetros (hasta 30 o 40 cm) de areniscas gruesas bioclásticas; veremos más abajo la interpretación que le damos a estas disposiciones (1. 3. 2. Medio ambiente).

La mayor parte de los afloramientos de la Unidad superior de la Fm. Camaná se encuentran en borde del mar en el cuadrángulo de Camaná y de la Yesera (Pecho y Morales, 1969) así como se lo puede ver en el mapa de la figura 1. Sin embargo se han descrito afloramientos de sedimentos marinos mucho más tierra adentro sobrepasando estos límites en la región de Cuno-Cuno (Foto 6) y de la Pampa Gramadal al sur de Caravelí (Pecho, 1983); dichos sedimentos marinos están intercalados en la parte inferior de la Formación Moquegua superior (Marocco 1984, Huamán, 1985). En la Pampa Gramadal se trata, de 30 metros de lumaquelas compuestas esencialmente por grandes gasterópodos (turrítelas) mientras que en la región de Cuno-Cuno (algunos kilómetros más hacia el este) los sedimentos marinos son más proximales que los de Pampa de Gramadal, cuya naturaleza es la misma que las dos parasecuencias inferiores de la Unidad superior de la Formación Camaná. Esta intercalación marina había sido considerada del Eoceno (Fm. Paracas) por Pecho (1983) debido a las turrítelas encontradas. Huamán (1985) y Nobel et al. (1985) mostraron que las intercalaciones de pómez y de tufos en los sedimentos marinos daban una edad de 24.5 y 25.5 Ma, lo que emplaza los sedimentos marinos en el Oligoceno terminal. Esta edad es coherente con la edad Oligoceno superior-Mioceno inferior de los moluscos de la intercalación marina (De Vries, 2001). Correlacionamos estos sedimentos marinos, actualmente ubicados a más de 2000 metros de altura con la parte inferior de la Unidad superior, posiblemente la primera parasecuencia.

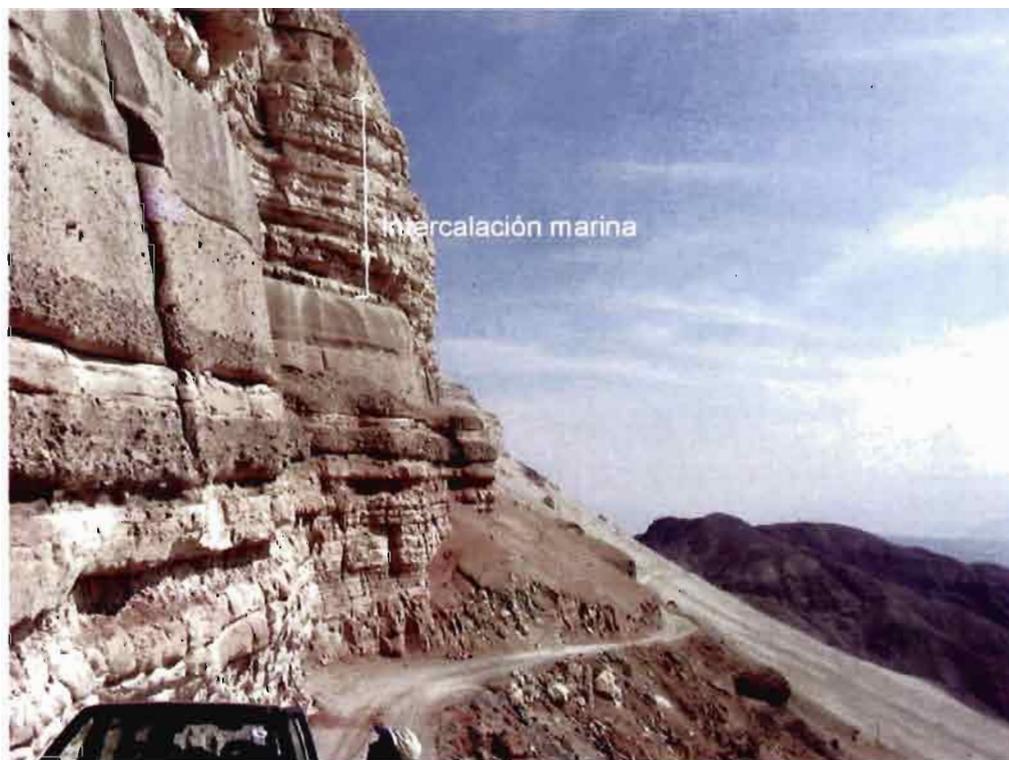


Foto 6: Intercalación marina en la Fm. Moquegua superior. Cuno-Cuno

El ambiente sedimentario de la Unidad superior

Es muy comparable al de la Unidad inferior. Las partes inferiores de las parasecuencias están ocupadas por sedimentos muy proximales (lumaquelas, areniscas arcóscas bioclásticas gruesas a muy gruesas) que corresponden al retorno del mar después de la “regresión forzada” que generó la superficie de erosión que constituye la discontinuidad basal de la parasecuencia. Son sedimentos de medios marinos agitados con fuerte oleaje. Todos estos sedimentos gruesos se depositaron entre 0 metros (la línea de playa) y 5 a 10 metros de profundidad, dependiendo de la pendiente del fondo del mar y de la longitud de onda de las olas costeras. Se trata de las zonas de *backshore* y *shoreface*. Como ya lo vimos anteriormente para la Unidad inferior, las lumaquelas que conforman la base de la primera parasecuencia se originaron en la zona de mayor agitación de las olas y en la zona del *breaker zone*.

Los sedimentos finos constituyen las partes superiores de las parasecuencias. Los tipos de secuencias elementales (arenas gruesas bioclásticas en la base pasando a arenas finas y limos bioclásticos bioturbados) indican un medio marino de poca agitación invadido de vez en cuando por pequeñas cantidades de sedimentos gruesos. El medio de sedimentación corresponde a una zona ubicada por debajo del nivel de base de las olas y de las mareas de buen tiempo (arenas finas y limos) los cuales son perturbados y erosionados cuando este nivel de base de las olas baja debido a la presencia de tormentas, depositando material grueso que arrastró desde la zona de playa (*shoreface*).

Edad de la Unidad superior

Tres parasecuencias han proporcionado fósiles de dientes de tiburones de valor estratigráfico (P 1, P2 y P4).

En la parasecuencia 1, encontramos a *Carcharocles* cf. *Subauriculatos* e *Isurus desori* que indican una edad Oligoceno terminal-Mioceno inferior. En la parasecuencia 2, el hallazgo de varios ejemplares de *Isurus desori* más evolucionados que los de la parasecuencia 1, indica una edad Mioceno inferior. Finalmente, los dientes de *Carcharocles megalodon* e *Isurus hastalis* de la parasecuencia 4 indican el Mioceno medio.

La edad Oligoceno terminal-Mioceno medio de la Unidad II es coherente con las edades de los foraminíferos descritos por Tsuchi et al. (1990), Tsuchi (1992) e Ibaraki (1992) en la Formación Camaná y con las edades de los moluscos descritos por DeVries (2001).

DINÁMICA DE LA CUENCA

Los datos litoestratigráficos, biostratigráficos y estructurales recolectados en el campo permiten presentar un modelo de evolución de la zona proximal de la cuenca

de ante-arco en su parte marina. Este modelo evolutivo empieza al inicio del Oligoceno superior y concluye tal vez al Mioceno medio.

LA FORMA Y EL CONTROL DE LA CUENCA DE ANTEARCO

La cuenca de ante-arco del sur del Perú muestra una orientación NW-SE paralela a la dirección orográfica general de los Andes peruanos al sur de la deflexión de Abancay (figura 6).

Pensamos que la disposición morfoestructural del ante-arco sur peruano ha sido la misma desde el Oligoceno terminal, es decir a partir del reajuste geodinámico global ocurrido alrededor de 26 Ma. Los únicos cambios que han podido producirse son los debidos al desplazamiento de la línea de costa (hacia el océano o hacia el continente) en función de las fluctuaciones de nivel de base y de la actividad tectónica. La observación de las líneas sísmicas *offshore* que PERUPETRO nos autorizó consultar indica claramente que la morfología de la plataforma continental y la acumulación sedimentaria se desarrollaron en un contexto extensivo con formación de fallas normales y lístricas (sintéticas y antitécticas) que en su mayoría presentan una vergencia hacia el Este. Las fallas lístricas principales han determinado el desarrollo de estructuras de tipo *roll over*, estas fallas presentan un tren de alineamiento aproximadamente paralelo a la costa y una cierta concavidad y buzamiento hacia el continente. Una de estas fallas se observa a tierra en dos afloramientos; uno a 25 km al WNW de Camaná, en la bajada La Chira; el otro 8 km al SE de Camaná a la salida hacia Arequipa (figura 1).

Al no existir pozos de control en la zona *off shore*, quedan relativizadas todas las correlaciones entre los sedimentos a tierra, de edad conocida y sus supuestos equivalentes *off shore*. Sin embargo, al analizar la pila sedimentaria observada en las líneas sísmicas *off shore* hemos identificado cuerpos sedimentarios cuyas características permiten, en primera aproximación, ser correlacionados con las dos unidades de la Formación Camaná. En la figura 7, que representa una interpretación de la línea sísmica 7241, mostramos que los cuerpos sedimentarios transgresivos U1B y U2B serían respectivamente los equivalentes de las unidades inferior y superior de la Formación Camaná a tierra (Vega, 2002).

Desde el Eoceno superior y hasta el Rupeliano superior el continente, al nivel del Sur del Perú, se encontraba en posición nítidamente más alta que en la actualidad. Efectivamente, durante el Rupeliano el nivel eustático del mar se ubicaba 200 metros más alto que en la actualidad. Los sedimentos transgresivos que constituyen la parte superior de la unidad 0 de la figura 7, que según nuestra interpretación pertenecen al Rupeliano medio (máximo de la transgresión), no lograron depositarse en el continente. No se conocen terrenos correspondientes a este período Eoceno terminal-Rupeliano en la costa del sur del Perú; solo en la costa del departamento de Ica, más

de 350 km al NW de Camaná, se han registrado sedimentos de esta edad: la Formación Paracas (Petersen, 1954).

Esta disposición del ante-arco con un continente muy alto comienza a modificarse al Rupeliano superior (alrededor de 30 Ma). La unidad regresiva U1A (figura 7) contemporánea de una baja del nivel de base presenta paradójicamente una ubicación más hacia al continente que la unidad transgresiva precedente lo cual estaría relacionado a la extensión y al funcionamiento de fallas normales. En el Chatiano, el nivel del mar fluctuaba entre 80 y 50 metros solamente por encima del nivel actual; es así que la unidad transgresiva UIB penetró en lo que actualmente es el continente emergido, para depositar la unidad inferior de la Formación Camaná. Esto nos permite afirmar que a partir de 30 Ma el continente comenzaba a bajar; probablemente esto es el inicio del reajuste geodinámico global a 26 Ma.

EL MODELO EVOLUTIVO

A partir del análisis de las series a tierra, gracias a la información sísmica disponible *off-shore* y tomando en cuenta lo expuesto en el acápite anterior podemos presentar un modelo evolutivo de la dinámica de la sedimentación en el ante-arco del Sur del Perú en la porción correspondiente a la región entre Atiquipa y Mollendo. La figura 8 sintetiza nuestra propuesta del modelo.

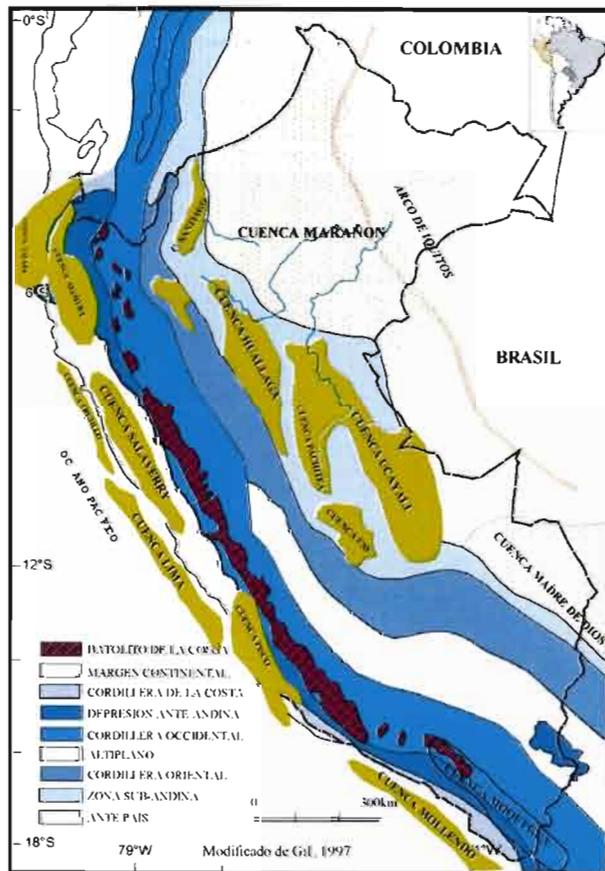


Fig. 6: Mapa de las Cuenas sedimentarias actuales del Perú Modificado de Gil 1997

Es en la parte *off shore* donde podemos observar el comienzo de la evolución terciaria del ante-arco del Sur del Perú. La Unidad U0 se depositó por encima de un substrato cuya parte superior es probablemente de edad mesozoica. Este substrato está basculado y afectado por un sistema de fallas normales buzando hacia el continente; algunas de estas fallas están selladas por la base de la U0, pero otras siguieron activas durante la sedimentación. Esta tectónica extensiva se correlaciona posiblemente con la descrita por Vicente (2000) en el curso inferior del Río Grande, 350 km al NW de Camaná.

La descripción del modelo que presentamos se divide en dos períodos: Uno Eoceno superior-Oligoceno inferior y el otro Oligoceno superior-Mioceno medio.

El Eoceno superior-Oligoceno inferior.

El primer cuerpo identificable en las líneas sísmicas es el cuerpo U0A, el cual es regresivo y descansa sobre sedimentos más antiguos que podrían haberse desarrollado durante un cortejo de sistema transgresivo (*Transgressive system tract*) ó alto (*High stand system*) de edad bartoniana. Durante el Rupeliano se produce una transgresión responsable de la sedimentación del cuerpo transgresivo U0B. En la parte actualmente emergida del continente no se encuentran afloramientos correspondientes al cuerpo U0B, sea por que fueron erosionados o sea por que el continente se encontraba levantado o en proceso de levantamiento, ya que en ninguna parte de la costa peruana se han descrito afloramientos del Oligoceno inferior; en este tiempo la sedimentación marina estaría restringida a las partes más distales del antearco.

Oligoceno superior-Mioceno medio

Al final del Rupeliano se produce una fuerte regresión en el mismo tiempo que una modificación estructural drástica de la margen peruana. En efecto, el cuerpo sedimentario regresivo U1A que se superpone a la Unidad U0B, tiene una disposición más cercana al continente que el cuerpo U0B; esto quiere decir que por lo menos en esta zona, los terrenos más proximales habrían bajado respecto a su posición anterior. Esto reflejaría un funcionamiento activo de las fallas lítricas principales dentro del contexto extensivo que gobernaba la cuenca. Esta acentuación de la actividad de las fallas se inició posiblemente alrededor de 30 Ma. Los sedimentos continentales conglomeráticos encontrados localmente por debajo de la Unidad inferior de la Fm. Camaná (Playa La Chira) (Foto 7) constituirían los equivalentes continentales fluviales del cuerpo marino regresivo U1A. A partir del Chatiano inferior comienza una transgresión que por primera vez penetra en lo que es actualmente el continente emergido. Esta transgresión da lugar a la Unidad U1B *offshore* y a la Unidad inferior de la Fm. Camaná (Unidad I). Mientras este cuerpo transgresivo continuaba depositándose se produce el evento geodinámico del cual ya hemos hablado que determinó la discordancia erosional

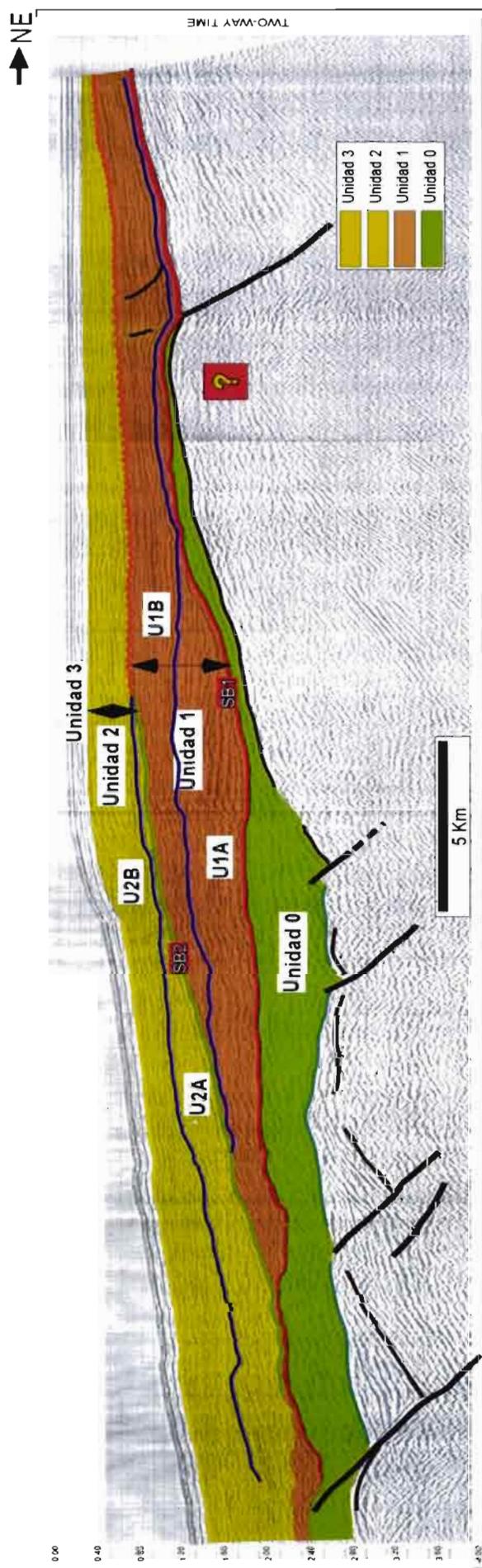


Fig. 7.- Interpretación de la línea sísmica 7241 (Según Vega 2002)

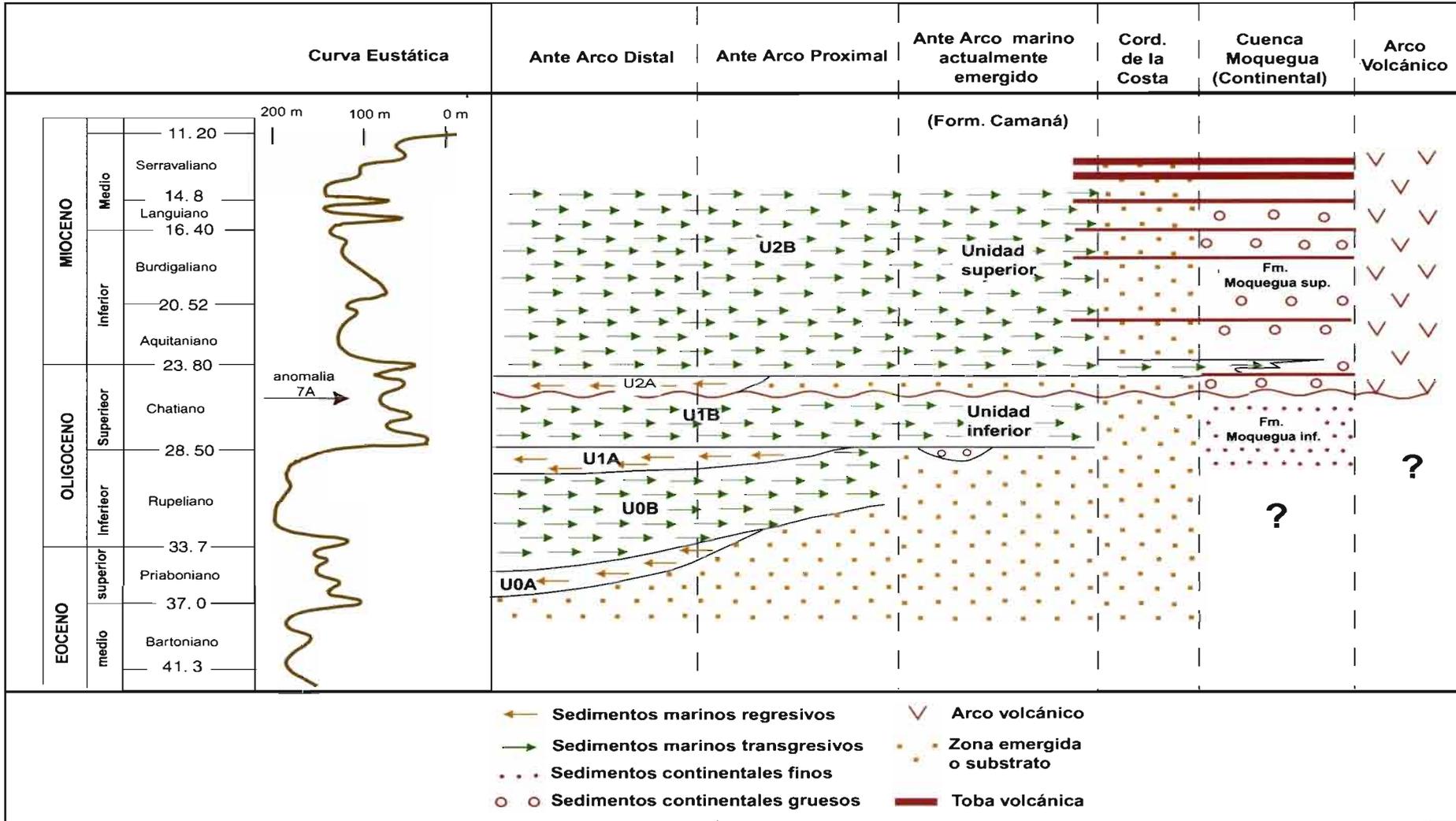


Fig. 8: Propuesta de un modelo evolutivo de la sedimentación desde el Eoceno medio hasta el Mioceno medio (Según Vega 2002)

y localmente angular observada entre las dos unidades de la Fm. Camaná a tierra y, entre U1B y U2 en la zona *offshore*.

Como ya lo vimos anteriormente la cuenca de ante arco del Sur del Perú durante el Oligoceno superior-Mioceno medio se encontraba dividida en dos cuencas: una marina distal (Cuenca Camaná) y otra continental proximal (Cuenca Moquegua); separadas por una zona positiva (Cordillera de la Costa). Mientras que en la cuenca marina se produjo la sedimentación de las unidades que acabamos de describir, en la cuenca continental se acumulaban los sedimentos fluviales de la Formación Moquegua inferior. En primera aproximación podemos correlacionar esta Formación con la Unidad inferior de la Formación Camaná. Los sedimentos de la Formación Moquegua inferior proceden del desmantelamiento del arco volcánico; no se encuentran en esta, evidencias de un volcanismo contemporáneo de la sedimentación lo mismo que es evidente en la Unidad inferior de la Formación Camaná; esto sugiere que el arco volcánico era inactivo por lo menos en su parte occidental durante este período de tiempo.

El reajuste geodinámico también provocó y/o favoreció el desarrollo de una regresión forzada de gran magnitud, cuya génesis estaría asociada al levantamiento del continente (responsable de una emersión y una

erosión), el mar se restringe a la parte distal del antearco donde se depositó la Unidad regresiva U2A, cuya génesis se debe principalmente a la tectónica que a una bajada eustática del mar. Posteriormente, hacia el límite Chatiano-Aquitano inferior se reinstaura la transgresión marina la cual terminará en el Langhiano-Serravaliano, cuyos depósitos constituyen la Unidad U2B *offshore* y la Unidad Superior de la Formación Camaná. Probablemente es al inicio de esta transgresión que el mar pasa por encima de la Cordillera de la Costa y penetra en la cuenca Moquegua, siendo esta la única evidencia con que se cuenta de una incursión marina al interior de la cuenca Moquegua, esto está en aparente contradicción con el hecho de que durante todo el Mioceno inferior y medio el nivel eustático del mar experimenta una subida constante. Pensamos que la Cordillera de la Costa y la Cuenca Moquegua subieron con respecto al antearco Occidental por intermedio de un sistema de fallas bordeando a la Cordillera de la Costa.

Es importante señalar que posteriormente a 26 Ma la actividad volcánica contemporánea de la sedimentación, aunque limitada a algunos bancos de cineritas se hace presente en la cuenca Camaná, indicando la reactivación de la parte Occidental del arco volcánico. Los productos de esta actividad volcánica son mucho más abundantes en la cuenca Moquegua.



Foto 7: Los sedimentos continentales conglomeráticos encontrados localmente por debajo de la Unidad inferior de la Formación Camaná

CONCLUSIONES

El estudio de la Formación Camaná que hemos presentado, como cualquier trabajo de investigación, resuelve algunos problemas pero plantea muchos otros. Parte de las interpretaciones realizadas quedan relativizadas por la falta de control estratigráfico de las series sedimentarias *offshore* pese a que las series a tierra son mucho mejor conocidas. En el estado actual de los conocimientos, podemos concluir lo siguiente sobre los aportes de nuestro trabajo:

A tierra.- La Formación Camaná ha sido dividida en dos unidades depositadas en un ambiente marino silicoclástico alcanzando batimetrías de hasta 50 m de profundidad. Esta división está dada gracias a la existencia de una discordancia erosiva y angular asociada al reajuste geodinámico del final del Oligoceno. Se ha podido analizar la Formación Camaná en términos de estratigrafía secuencial: cada unidad está constituida por cuatro parasecuencias transgresivas, conformando cada unidad un *set* de parasecuencias con un patrón de apilamiento transgresivo.

Del punto de vista bioestratigráfico mostramos que los vertebrados pueden constituir excelentes fósiles diagnósticos; las informaciones de edad que aportan coinciden con los microfósiles y los moluscos

anteriormente encontrados y datados. Los dientes de tiburones, por la evolución progresiva de su heterodontía, permiten, en ciertos casos ser más precisos que los otros fósiles.

En la parte marina.- Si son válidas las edades que atribuimos a las diferentes series sedimentarias identificadas en los registros sísmicos, se puso en evidencia que la cuenca de antearco del Sur del Perú se habría desarrollado en gran parte de su evolución en un contexto extensivo. Según la zona donde nos encontremos en el área de estudio la deformación será de mayor o menor intensidad. Cuando nos alejamos más hacia el Sur la deformación es menor con desarrollo de importantes fallas lístricas con vergencia hacia el continente y desarrollo de estructuras de tipo roll over, mientras que cuando nos aproximamos más hacia el Norte vale decir en dirección hacia la dorsal de Nazca la deformación es más importante con presencia de fallas normales sintéticas y antitéticas que no llegan a ser lístricas. Estas habrían dado lugar al desarrollo de grábenes y semigrábenes. El control extensivo se habría visto modificado con el cambio geodinámico global materializado por la discordancia erosiva y localmente angular (asociada a una regresión forzada de gran intensidad) que comenzó alrededor de 30 Ma y culminó en el Oligoceno superior, cuando el continente inició su descenso respecto al nivel eustático del mar.

REFERENCIAS

- ADAMS J. L. (1906).- Caudal, procedencia y distribución de aguas en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. *Bol. Cuerpo Ing. y Petrol*, 45, pp.45-61.
- CAMPBELL C.V. (1967).- Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, vol 8, pp. 7-26.
- DABRIO C. J. (1992).- Playas e Islas barrera-lagoon. Sedimentación marina Siliciclástica. En: Sedimentología: Nuevas tendencias, Vol 1. Coordinador Alfredo Arche. Consejo superior de investigaciones científicas. España.
- DEVRIES T. J. & SCHRADER H. (1997).- Middle Miocene marine sediments in the Pisco Basin (Peru). *Bol. Soc. Geol. del Perú*. Vol. 87, pp.1-13.
- DEVRIES T. J. (2001).- Molluscan evidence for an Oligocene-Miocene age of Paracas Beds in Southern Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Bol 92 (2001) pp.57-65
- GRZYBOWSKI J. (1899).- Los Depósitos Terciarios del Perú Septentrional y su Fauna de Moluscos. Traducción G. Petersen 1937, *Bol. Min. Ind. Const., Esc. Nac. Ing., Serie 3, Tomo 89*.
- HANDSCHUMACHER D. W. (1976).- Post-Eocene plate tectonics of the Eastern Pacific, in the Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin. *Geophys. Monogr. Vol 19, edited by G.H. Sutton, M. H. Manghnani, R. Moberly, and E. U. McAfee*, pp. 177-202. AGU, Washington, D.C.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987).- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Sciences* 235. pp. 1156-1167.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P. & VAIL P. (1998).- Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. In: Mesozoic and Cenozoic Sequences Stratigraphy of European basins eds. P. Ch. de Graciansky, J. Hardenbol., T. Jacquin., P. Vail. *Society for Sedimentary Geology. Special Publication N° 60*
- HUAMÁN R. (1985).- Evolution Tectonique Cénozoïque et Néotectonique du Piemont Pacifique dans la Région d'Arequipa (Andes de Sud Perou). *Thèse Univ. Paris XI, Orsay*, 219 pp.
- IBARAKI M. (1992).- Neogene planktonic foraminifera of the Camana Formation, Peru: Their geologic age and paleoceanographic implications. *Reports Andean Studies, Shizuoka University, special vol 4*, pp. 9-19.
- IDDINGS A. & OLSSON A. A. (1928).- Geology of Northwest Peru. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* Vol 12.
- MAROCO R. (1984).- Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoïque Andin. Le bassin de Moquegua (sud du Pérou). *Cah.ORSTOM, Paris, 14 (ser. géol)*, 117-140.
- MACHARÉ J., DEVRIES T., BARRON J. & FOURTANIER E. (1988).- Oligo-Miocene Transgression along the Pacific Margin of South America: *Geodynamique, Vol.3 N° 1-2*. pp.25-38.
- NEWELL N. D., CHRONIC J. Y ROBERTS T. (1953).- Upper Paleozoic of Peru. *Geol. Soc. of Amer. Memoir* 58, 276 pp.
- NOBEL D. C., SEBRIER M., MEGARD F. & MCKEE E. (1985).- Demonstration of two pulses of Paleogene Deformation of Andes of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol 73, pp. 345-349.
- PARDO A. (1969).- Anexo Paleotológico in: Pecho y Morales, Geología de los Cuadrángulos de Camaná y la Yesera. *Bol. Carta Geol. Nac. N° 21 Perú*.
- PECHO V. (1983).- Geología de los cuadrángulos de Pausa y Caravelí. *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín N° 37*.
- PECHO V. & MORALES (1969).- Geología de los Cuadrángulos de Camaná y La Yesera *Bol. Carta Geol. Nac. N° 21*.
- PETERSEN G. (1954).- Informe preliminar sobre la Geología de la Faja Costanera del Departamento de Ica. *Empresa Petrolera Fiscal 1*, pp.33-76.
- PILGER R. H. (1983).- Kinematics of the South American Subduction zone from

- global plate reconstructions In *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs, Geodyn. Ser. Vol. 9*, edited by R. Cabré, pp.113-125.
- RIVERA R.** (1950).- Geología del valle de Camaná y Majes. Tesis Universitaria de grado de la Universidad San Agustín de Arequipa.
- RÜEGG W.** (1952).- The Camana Formation and the Andean Post Orogenic Uplift. *Bull. As. Suisse des Géol. et Ing. Du Pétrole*, Vol. 19, N° 57. pp.7-12
- TSUCHI R.** (1990).- Fundamental data on Cenozoic biostratigraphy of the Pacific coast of Peru supplement. *Reports of Andean Studies Shizuoka University. Special Volumen 3*. pp. 47-57.
- TSUCHI R.** (1992).- Neogene events in Japan and on the Pacific Coast of South America. *Revista Geológica de Chile*, vol. 19, N° 1, pp.67-73.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER W., MITCIUM R. M., VAIL P. R., SARG J. F., LOUTIT T. S. & HARDENBOL J.** (1988).- An Overview of the Fundamentals of Sequences Stratigraphy and Key Definitions. *SEPM special publication 42*, pp.39-45.
- VEGA M.** (2002).- La Cuenca de Antearco del Sur del Perú: Dinámica de la Sedimentación y Contexto Geodinámico de la Formación Camaná. *Tesis de Grado*. 182 pp.
- VICENTE J. C.** (2000).- Características de la Extensión Paleógena en el Sector Costero de Palpa (Provincia de Ica): Enseñanzas del Corte de Curso Inferior del Río Grande. *Bol. Soc. Geol. del Perú*. Vol. 90, pp. 95-106.