

LAS FACIES CLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN LOTENA (JURÁSICO MEDIO) EN LAS ÁREAS DE LONCOPUÉ Y LOMA LA LATA. CUENCA NEUQUINA. ARGENTINA.

Zavala, Carlos^{1,2}, Mareto, Hernán³, Arcuri, Mariano¹

¹ Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. San Juan 670. (8000) Bahía Blanca.

² CONICET. czavala@criba.edu.ar

³ Repsol – YPF. Talero 360. Neuquén. hmaretto@ypf.com.ar

Keywords: Neuquén Basin, Lotena Formation, stratigraphy, underflows.

Abstract: *Clastic Facies of the Lotena Formation (Middle Jurassic) in the Loncopué and Loma la Lata areas. Neuquén Basin. Argentina.* The increasing interest in the petroleum potential of the Lotena Group (middle Jurassic) specially in the Dorsal area has required new studies to properly assess its origin, significance and stratigraphic relationships. In this way, this paper introduces preliminary results of an integrated approach using field and subsurface data. The research strategy encompassed a core analysis from Loma La Lata, Sierra Barrosa and Aguada Toledo fields, and a detailed stratigraphic and sedimentologic research on equivalent facies in the Loncopué area.

Field and subsurface analysis allowed the discrimination of 18 facies of clastic and carbonate origin. Only the clastic facies are considered in the present contribution. Broadly speaking, the Lotena Group in the Loncopué area is internally composed of 5 depositional sequences. Sequence 1 starts over a regional unconformity, and it is integrated by anhydrites, carbonates (stromatolites and others) and mudstones deposited in an hypersaline lacustrine environment (Tábanos Formation). Sequence 2 is composed of conglomerates and mudstones accumulated in a dilute lacustrine environment. Finally, sequences 3 to 5 register the permanent connection with the sea, and they are composed of sandstones, black shales and minor carbonates deposited in a shelfal environment.

Sedimentology indicates that main coarse-grained intervals were accumulated by long-life high-density underflows. The existence of transitional passages between different coarse-grained facies suggests fluctuating flows related to variations in the flood discharge. These clastic intervals display multiple amalgamation surfaces, with a lateral continuity that exceeds 15 kilometers. Hydrocarbon evidences in some clastics and high TOC of black shales provide new oil perspectives for the unit.

INTRODUCCIÓN

En los últimos años, el creciente interés petrolero sobre las unidades asignadas en un principio a la “Formación Petrolífera”, y la aparición de nuevos criterios para la discriminación estratigráfica de las unidades comprendidas en el intervalo Bajociano – Tithoniano en zonas aledañas a la Dorsal de Huíncul, han motivado una revisión general de las relaciones estratigráficas entre los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza inferior (Formación Tordillo). En este sentido, el hallazgo de evidencias de actividad tectónica compresiva durante el Jurásico medio (Zavala y González 2001, Zavala 2002, Freije *et al.* 2002), previos a los movimientos intraméricos, ha llevado a una importante reinterpretación del origen y significado de niveles clásticos gruesos asignados a la Formación Lotena. Si bien dichos niveles son portadores de hidrocarburos en varias áreas localizadas al norte de la dorsal, no existe a la fecha un modelo geológico que explique adecuadamente las distribuciones de facies, geometría y continuidad lateral observada en el subsuelo. Esto motivó el desarrollo de un estudio integrado entre campo y subsuelo, el que comprendió hasta el momento un análisis de las facies en subsuelo, la localización de un análogo de campo, un estudio detallado de los afloramientos, el desarrollo de un modelo deposicional y, finalmente, una retroalimentación utilizando la base de datos disponible. El motivo de este trabajo es presentar un estado de avance de este estudio, el que aún se encuentra en ejecución.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina ha sido definida como una cuenca de retroarco, desarrollada sobre corteza continental, y originada por el colapso termo-tectónico detrás de un arco magmático estacionario durante el Triásico

Tardío (Mpodozis y Ramos 1989). El relleno sedimentario tuvo lugar principalmente durante el Jurásico y Cretácico, con una sucesión predominantemente clástica de unos 7,000 metros. Para más detalles sobre la estratigrafía de la Cuenca Neuquina el lector es referido a los trabajos de síntesis de Gulisano *et al.* (1984), Legarreta y Gulisano (1989), Gulisano y Gutierrez Pleimling (1995) y Legarreta y Uliana (1999).

El Grupo Lotena (Jurásico medio a superior) constituye una unidad clástico – evaporítica desarrollada en amplios sectores de esta cuenca durante el Caloviano medio – Oxfordiano superior. Internamente se compone de conglomerados, areniscas, pelitas y calizas depositados en un medio fluvial (Dellapé *et al.*, 1979) hasta marino profundo (Gulisano *et al.*, 1984). Localmente el contenido faunístico es abundante, con pelecípodos y amonites en su parte superior. En zonas centrales de la cuenca Neuquina, el Grupo Lotena presenta espesores máximos de 700 metros. Esta unidad se dispone en contacto neto sobre depósitos clásticos del Grupo Cuyo (Groeber 1946, Stipanovic 1969, Zavala 2002), siendo a su vez cubierta en discordancia por el Grupo Mendoza (Groeber 1946, Stipanovic 1969). Más recientemente Zavala *et al.* (1999), Zavala y González (2001) y Zavala (2002) propusieron una nueva interpretación paleoambiental y ubicación estratigráfica para el tramo superior de la Formación Challacó (secuencia JC7 de Zavala 1993) y la Formación Tábanos, indicando su posible pertenencia al Grupo Lotena. De esta manera, la Formación Challacó correspondería a una cuenca fluvio-lacustre endorreica desarrollada al sur de la dorsal de Huíncul (subcuenca de Picún Leufú, Hogg 1993) durante el Caloviano medio. Al norte de la dorsal habría tenido lugar la acumulación de niveles evaporíticos en una cuenca hipersalina (Formación Tábanos). La dorsal de Huíncul habría actuado como un obstáculo para la introducción de clásticos desde el sector sur.

En la presente contribución se amplía esta discusión con un análisis de los depósitos del Grupo Lotena en subsuelo y aflorantes en la zona de Loncopué (Fig. 1).



Figura 1: Mapa de ubicación de las secciones estratigráficas medidas en el área de Loncopué

METODOLOGÍA

La primera etapa de este estudio comprendió el análisis detallado de algunos tramos de la Formación Lotena en subsuelo, a partir de testigos corona correspondientes a 11 pozos localizados en las áreas de Loma La Lata, Sierra Barrosa, Aguada Toledo y Aguada Amarga. Los resultados de este análisis permitieron orientar la búsqueda de un análogo de terreno entre las mejores exposiciones existentes para la unidad. A este respecto, se seleccionaron para su estudio la faja de afloramientos de la Formación Lotena existentes en los alrededores de Loncopué. La elección fue motivada no solo por la analogía de facies, sino además por la calidad y continuidad de los afloramientos, y la existencia de datos de subsuelo (pozo CMO x-1) en la zona. El trabajo de campo comprendió el levantamiento de doce secciones estratigráficas de detalle (Fig 1), localizadas en las mejores exposiciones a fin de posibilitar un análisis de detalle y regional.

De esta manera, para el análisis regional se midieron tres secciones (1, 11 y 12, en Fig. 1a) sobre una extensión de 23,1 km, en tanto que para el análisis de detalle se midieron 9 secciones adicionales (Fig 1b) Estas secciones fueron correlacionadas (Fig. 2) utilizando criterios físicos, de análisis de facies y de estratigrafía secuencial. Se realizó además un estudio fotoestratigráfico (Fig 3), consistente en el trazado y mapeo de fotohorizontes sobre fotografías aéreas ampliadas. Dicha técnica (Sgavetti 1992) propone el análisis de las fotografías aéreas con criterios propios de la sismoestratigrafía, permitiendo la identificación de terminaciones estratales y por consiguiente la discriminación de discontinuidades y secuencias deposicionales. Esta herramienta estratigráfica resulta de gran importancia ya que proporciona una escala intermedia entre la información sísmica y los datos de terreno.

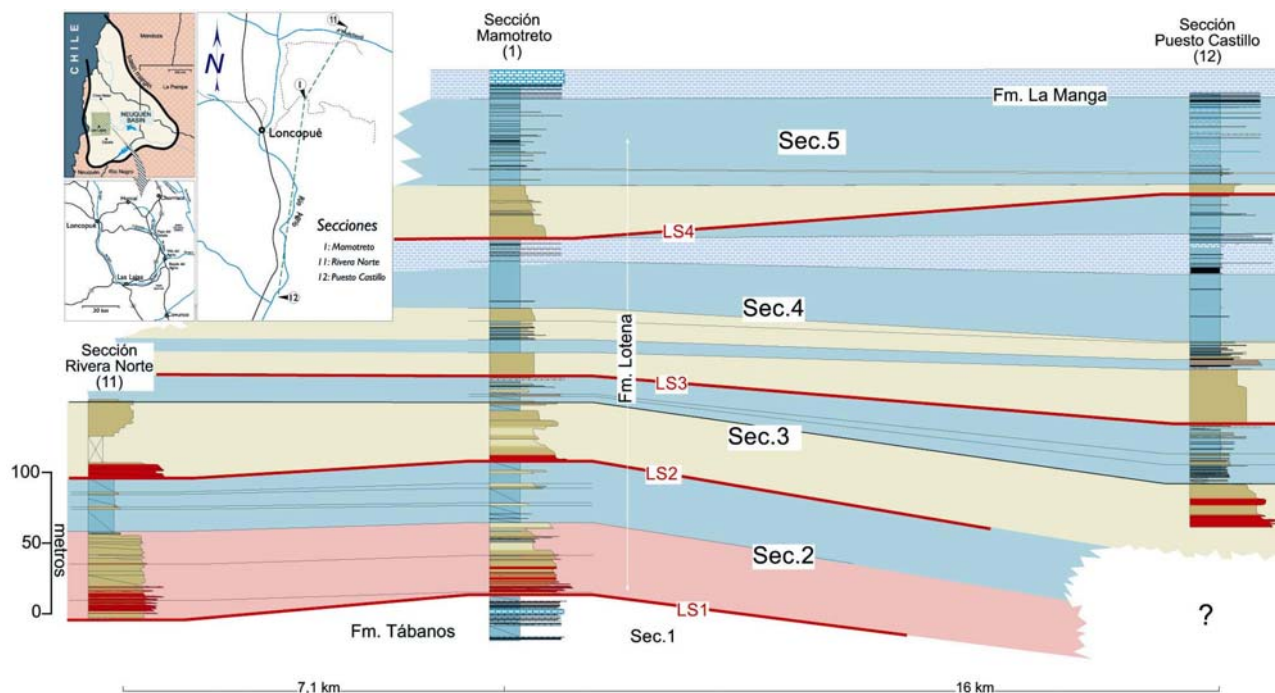


Figura 2: Correlación regional de las formaciones Lotena y La Manga en el área de Loncopué

ANÁLISIS DE FACIES Y ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO LOTENA

Estratigrafía

De modo general, en el área de estudio el Grupo Lotena se integra por cinco secuencias deposicionales, cada una de ellas limitadas por discontinuidades de carácter regional (Fig. 4).

Secuencia 1: Se compone por evaporitas, pelitas y carbonatos correspondientes a la Formación Tábanos. En el área de estudio esta unidad presenta un espesor de unos 30m. Apoya con base neta sobre las areniscas de la Formación Lajas, y es a su vez cubierta por los conglomerados de la secuencia dos. En esta primera secuencia se reconoce una clara tendencia transgresiva, con la presencia de estromatolitos y yeso nodular subácueo, culminando con pelitas sin evidencias de exposición subaérea.

Secuencia 2: La segunda secuencia es predominantemente clástica y se apoya sobre pelitas de la secuencia 1, el contacto es generalmente neto y arranca indistintamente con arenas masivas o con depósitos conglomerádicos. Hacia arriba se hacen predominantes primero las arenas y luego las pelitas. En la zona de estudio alcanza hasta 100 metros de potencia. Esta unidad representa la parte basal de la Formación Lotena. Hacia la base de esta secuencia son comunes las impregnaciones de hidrocarburos, principalmente en los niveles clásticos gruesos.

Secuencia 3: La tercera secuencia comienza con un conglomerado basal de poco espesor que pasa transicionalmente a arenas masivas, estas conforman paquetes de hasta 35 metros de espesor. Hacia arriba aparecen pelitas con amonites que se intercalan entre los cuerpos de arenas masivas hasta hacerse dominantes. En la sección Mamotreto esta secuencia tiene un espesor de 60 metros.

Secuencia 4: La cuarta secuencia comienza con paquetes de arenas masivas similares a los de la secuencia 3. Dichos niveles evolucionan progresivamente a pelitas de plataforma, las que hacia el techo incluyen niveles con carbonatos. En la zona de estudio manifiesta 103 metros de espesor.

Secuencia 5: Esta última secuencia comienza con espesos bancos de areniscas masivas, los que pasan progresivamente hacia arriba a pelitas de plataforma, culminando con una sucesión relativamente espesa de carbonatos de plataforma.. Su espesor en la zona de estudio es de 120 metros y su tramo cuspidal corresponde a los depósitos de la Formación La Manga.

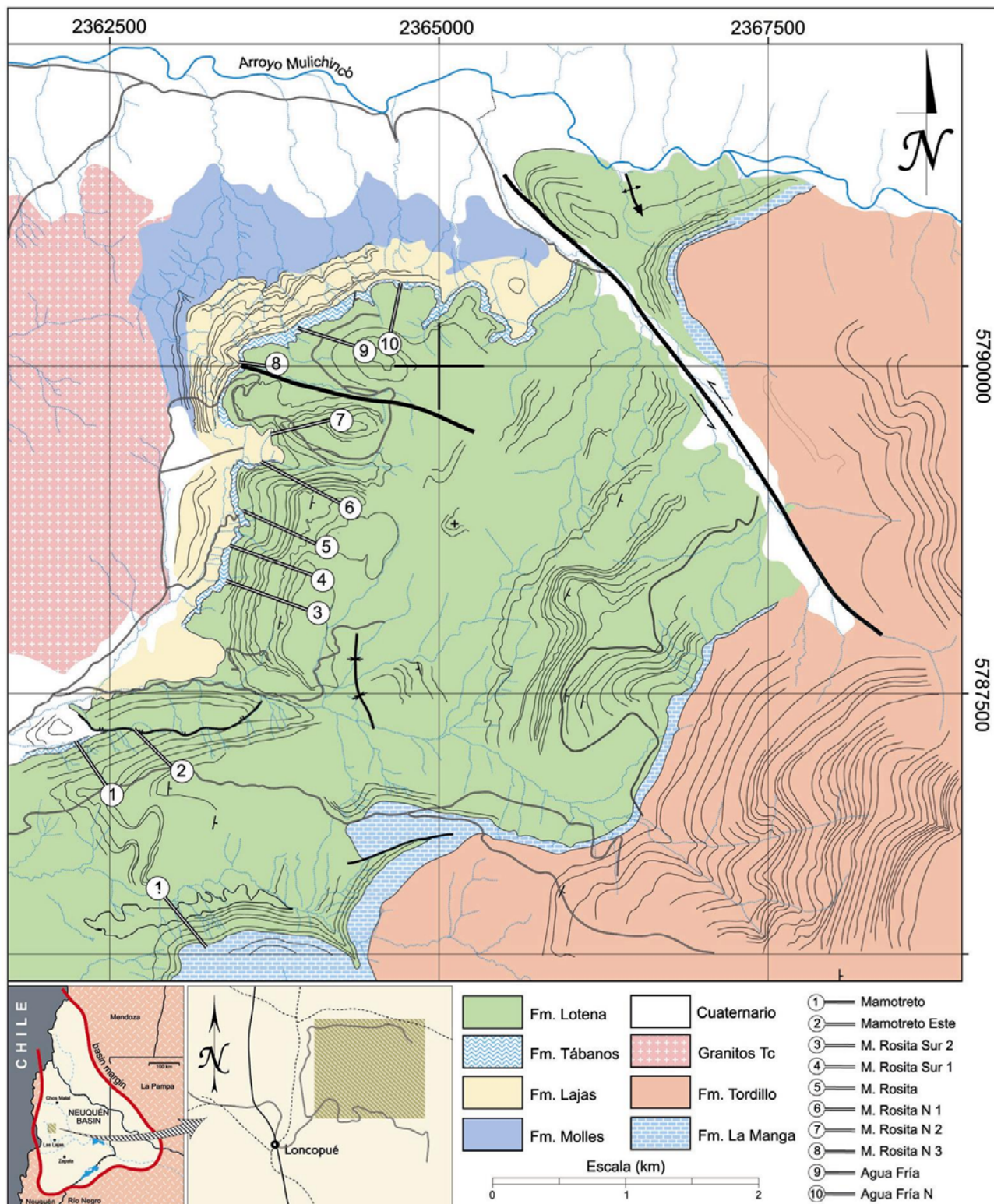


Figura 3. Mapa geológico con indicación de fotohorizontes.

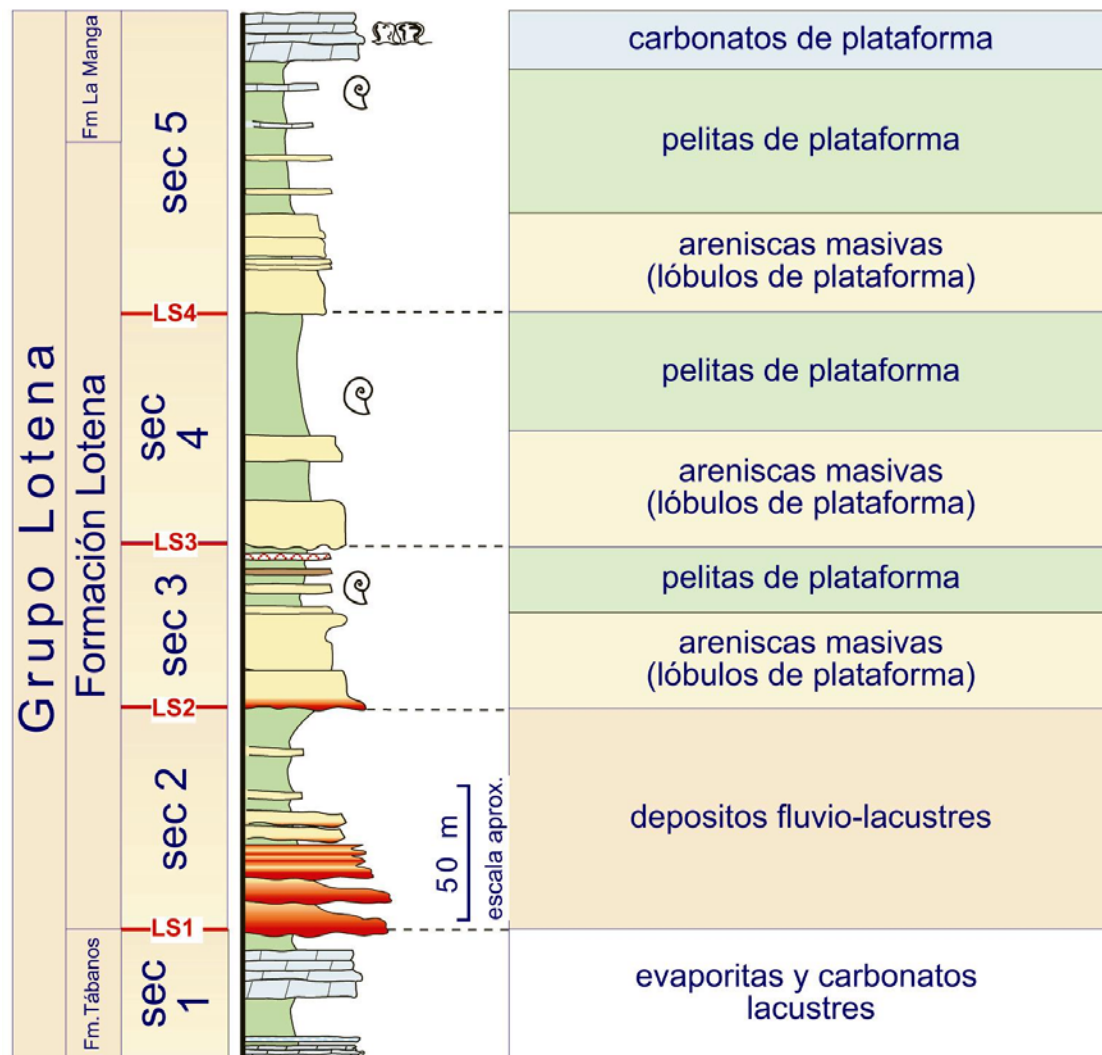


Figura 4: Columna esquemática del ordenamiento secuencial básico del Grupo Lotena en área de Loncopué.

Análisis de facies

La descripción detallada de las coronas y los afloramientos han permitido discriminar 13 facies clásticas, y 5 facies carbonático-evaporíticas. Por razones de espacio en este trabajo solo se analizarán las características y el modelo deposicional para las primeras. En la Fig. 5 se presenta una síntesis de las principales características de las 13 facies clásticas identificadas. Como se observa en la Fig. 5, estas facies corresponden a depósitos de flujos densos a diluidos vinculados principalmente a procesos de tracción-decantación. De modo adicional, durante el trabajo de campo se muestrearon las principales facies arenosas y conglomerádicas, a fin de cuantificar sus características petrofísicas y evaluar una posible relación entre los tipos de facies y sus propiedades. De esta manera, se analizaron 66 muestras de roca correspondientes a las 13 secciones medidas. Los resultados indicaron porosidades y permeabilidades en general bajas, aunque algunas muestras alcanzaron hasta 13.5% de porosidad y 22mD de permeabilidad. A modo de síntesis se agruparon las muestras analizadas de acuerdo a sus facies correspondientes con el fin de calcular su permeabilidad y porosidad promedio (Fig. 6).

Como puede observarse los valores de porosidad no reflejan un marcado contraste entre las distintas facies, sin embargo los valores de permeabilidad muestran claramente que las mejores facies son las HCS (estratificación entrecruzada de tipo *hummocky*), seguidas por las CT (carpetas de tracción), HCF (depósitos de flujos hiperconcentrados) y finalmente las Sm (areniscas masivas).

Cabe destacar que las facies CD (climbing dunes), que presentan impregnaciones de hidrocarburos, no pudieron ser analizadas debido a que son sumamente deleznales por su escasa cementación.

En las Figs. 7 y 8 se muestran ejemplos de estas facies tanto en afloramiento como en subsuelo.

facies	litología	estructuras sedimentarias	geometría	origen	espesor (metros)	figuras
HCF	conglomerados y areniscas conglomerádicas. Clastos flotando en una matriz de arena gruesa	masivos clastos alineados gradación normal a inversa	cuerpos tabulares a lenticulares	deposición a partir de flujos hiperconcentrados		7 A,D,F, y 8 A,B,C,D
RCg	conglomerados clasto sostén	masivos o con estratificación diagonal grosera imbricación	cuerpos irregulares	segregación a partir de la dilución de flujos hiperconcentrados	0.5 - 1	-
CD	conglomerados finos a areniscas gruesas	dunas escalantes (climbing dunes)	relleno de canales	procesos de tracción-decantación a partir de corrientes saturadas de sedimentos	0.4 - 1.5	7 C
CT	conglomerados finos a areniscas gruesas	carpetas de tracción estrat. horizontal a bajo ángulo láminas con gradación inversa	cuerpos tabulares y lenticulares	segregación a partir de corrientes turbidíticas de alta densidad gravosas	0.3 - 3	7 B,E y F
HCSa	areniscas medias a gruesas	estratificación entrecruzada de tipo hummocky anisótropo	cuerpos tabulares y rellenos de canales	tracción- decantación a partir de flujos turbulentos unidireccionales con un flujo oscilatorio subordinado	0.3 - 1.5	8 B
HCSi	areniscas finas a medias bien seleccionadas	estratificación entrecruzada de tipo hummocky isótropo	cuerpos tabulares	corrientes unidireccionales con un flujo oscilatorio asociado	0.7 - 1	8 D
Sm	areniscas finas a gruesas bien seleccionadas	masivas	cuerpos tabulares	agradación progresiva a partir de flujos de fondo casi estacionarios	1 - 35	8 A y C
SI	areniscas finas a medias	laminación paralela	cuerpos tabulares	agradación progresiva a partir de flujos de fondo casi estacionarios	1 - 8	-
Src	areniscas finas a medias	ondulitas de corriente (ripples)	cuerpos tabulares	tracción-decantación a partir de corrientes diluidas	< 0.4	-
Sro	areniscas finas a medias	ondulitas de ola (ripples)	cuerpos tabulares	retrabajo de sedimentos por acción del oleaje	< 0.4	-
PI	pelitas	láminas de poco espesor (mm)	cuerpos tabulares	decantación a partir de plumas de prodelta	0.5 - 5	8 G y H
Pm	pelitas	masivas	cuerpos tabulares	decantación. Distribución por corrientes de circulación interna inducidas por vientos	1 - 30	8 E
Plg	pelitas con clastos arenosos dispersos	masivas	cuerpos tabulares	lluvia de granos durante tormentas eólicas	< 2	8 E y F

Figura 5: Características de las principales facies clásticas presentes en la Formación Lotena.

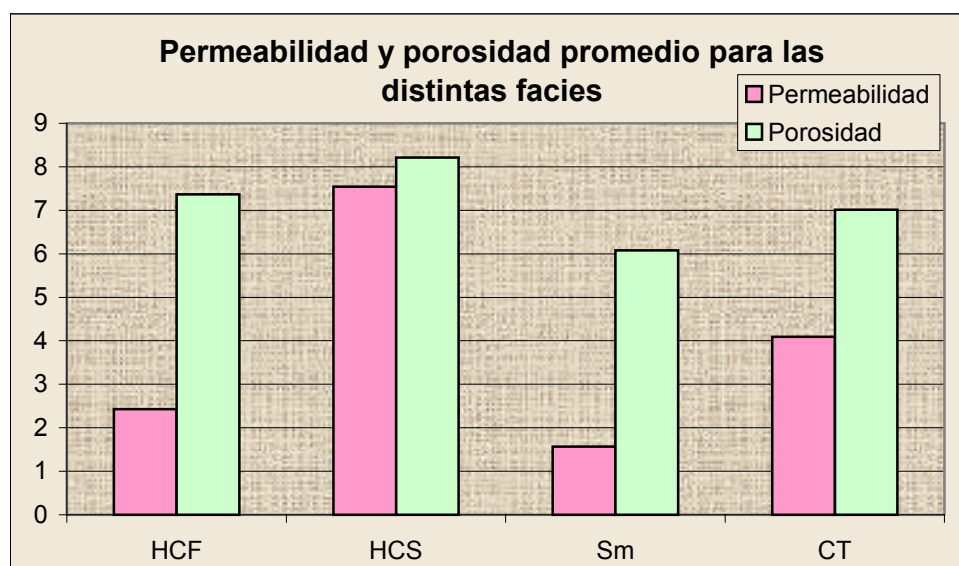


Figura 6. Permeabilidad y porosidad promedio de las principales facies clásticas muestreadas.

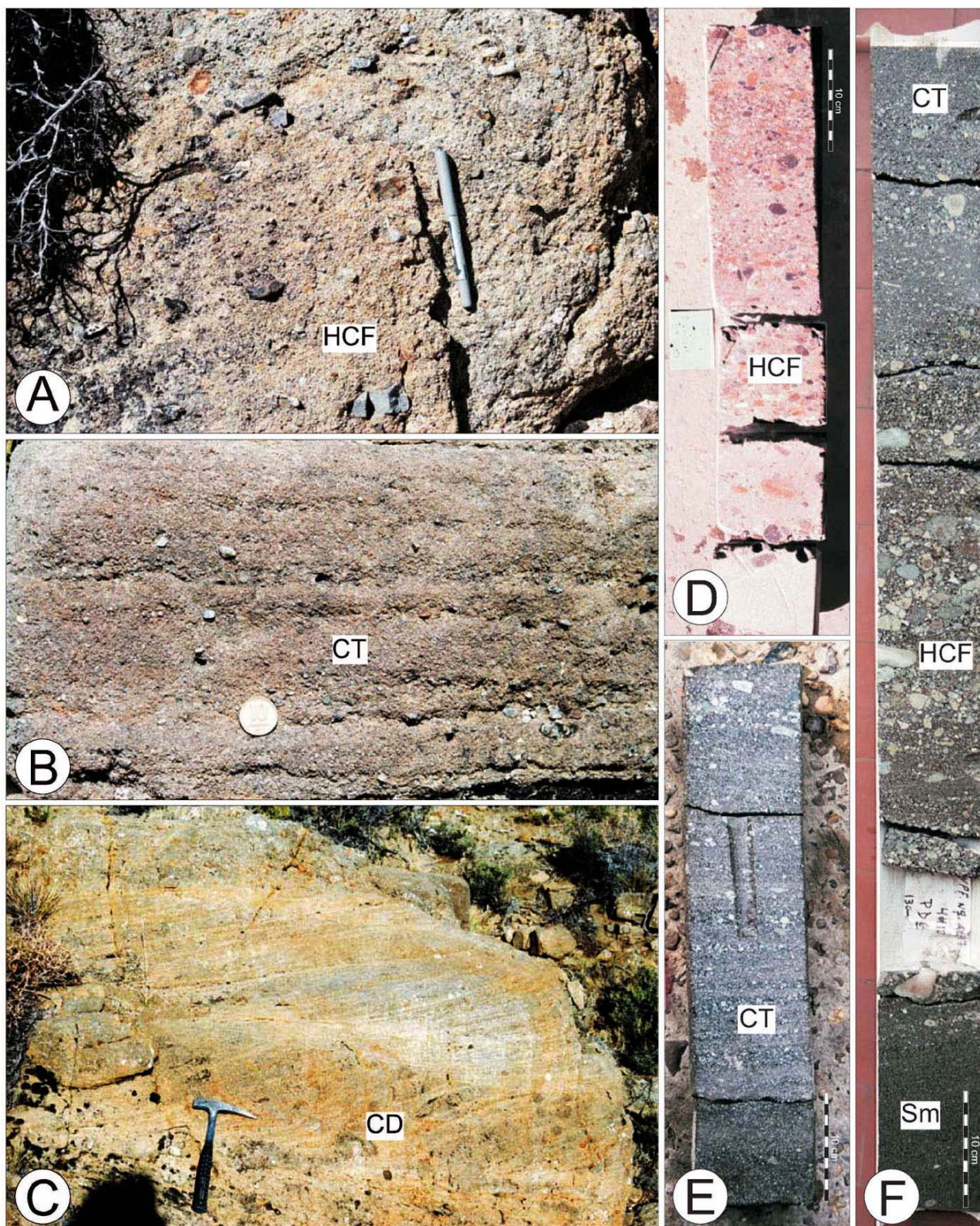


Figura 7: Principales facies de conglomerados y areniscas conglomerádicas en afloramientos y coronas. A, D y F: Depósitos de flujos hiperconcentrados. B y E: Depósitos de carpetas de tracción. C: Depósitos de *climbing dunes*, asociadas a corrientes saturadas de sedimento. Note en F, el pasaje transicional entre areniscas masivas, HCF y carpetas de tracción, vinculado a fluctuaciones de flujo.

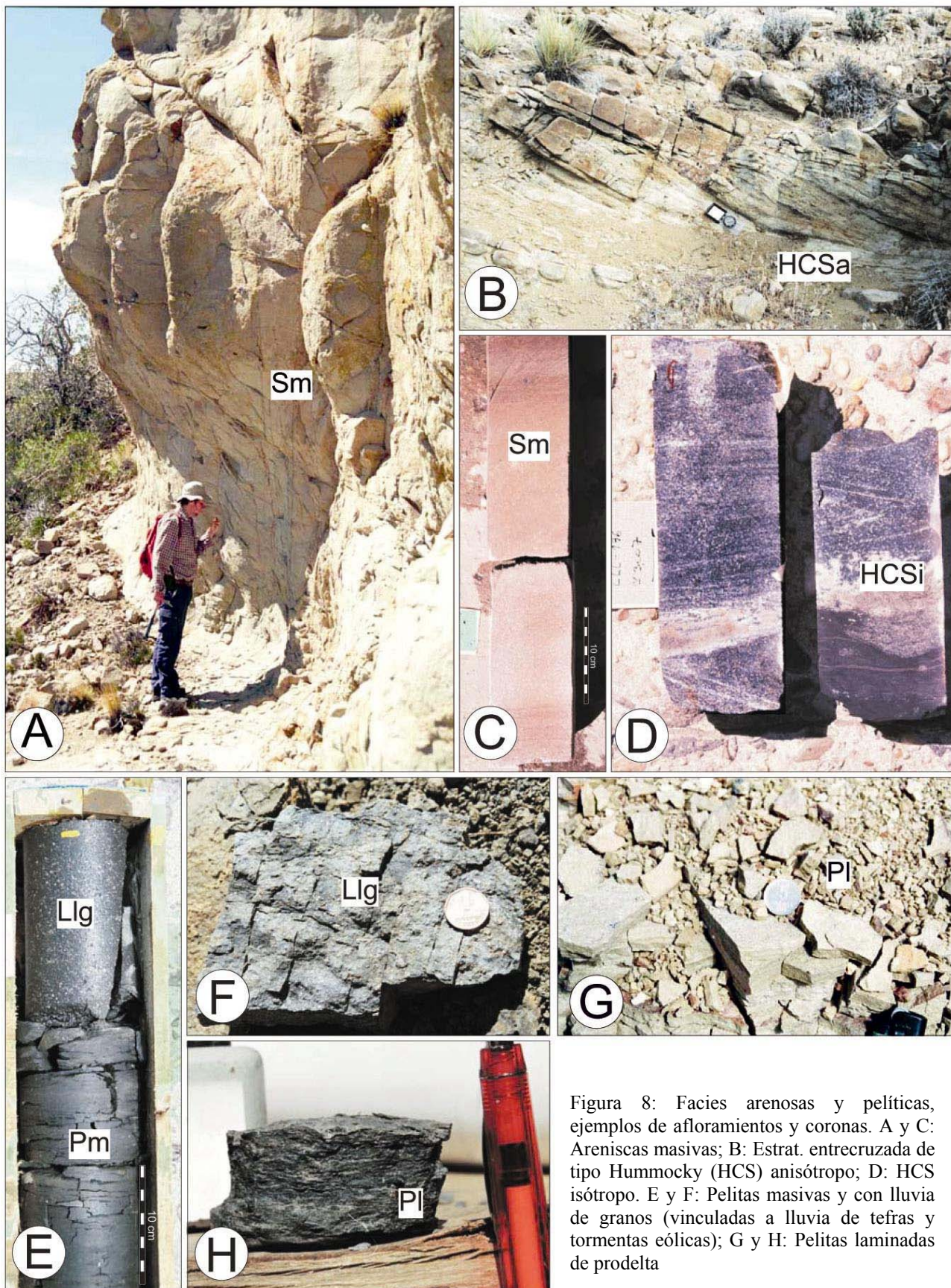


Figura 8: Facies arenosas y pelíticas, ejemplos de afloramientos y coronas. A y C: Areniscas masivas; B: Estrat. entrecruzada de tipo Hummocky (HCS) anisótropo; D: HCS isótropo. E y F: Pelitas masivas y con lluvia de granos (vinculadas a lluvia de tefras y tormentas eólicas); G y H: Pelitas laminadas de prodelta

DISCUSIÓN SOBRE EL MODELO DEPOSICIONAL

A fin de discutir adecuadamente el origen de las principales facies sedimentarias reconocidas en la Formación Lotena es necesario aclarar algunos puntos respecto del tratamiento del modelo deposicional. Los cuerpos clásticos reconocibles tanto en subsuelo como en afloramientos de la Formación Lotena muestran características que hacen difícil su clasificación de acuerdo a los modelos paleoambientales más comunes presentados en la literatura. De modo particular las facies más problemáticas son los cuerpos arenoso-conglomerádicos basales y las capas masivas con espesores individuales considerables (> 20 metros).

Sobre el origen de los intervalos conglomerádicos

Los niveles clásticos gruesos (arenosos y conglomerádicos) comunes en la Formación Lotena, tanto en afloramientos como en subsuelo muestran de modo dominante facies relacionadas a flujos densos (hiperconcentrados y corrientes saturadas de sedimento) como conglomerados poco organizados, areniscas conglomerádicas con carpetas de tracción, *climbing dunes* y diversas facies de areniscas finas a gruesas con estratificación entrecruzada tipo *hummocky* (iso y anisotrópicos). De modo particular, estos conglomerados presentan una distribución regional, no habiéndose reconocido valles aluviales ni paleosuelos. En el razonamiento geológico convencional existe una natural tendencia a relacionar a los depósitos conglomerádicos fósiles (asociados o no con pelitas rojas y verdes) con ambientes fluviales y aluviales subaéreos. No obstante, los tipos de facies reconocibles en los niveles gruesos de la Formación Lotena recuerdan más a las asociaciones de facies comunes en sistemas turbidíticos gruesos proximales, dominados por flujos densos subaéreos (Mutti 1992). Afortunadamente existen algunas características reconocibles en los conglomerados relacionados a ambientes fluviales subaéreos que posibilitan echar luz sobre este dilema. En la Fig. 9 se muestra una comparación entre las asociaciones de facies características de depósitos relacionados a un sistema fluvial entrelazado gravoso (*braided*) y a un sistema de flujos densos de *underflow*.

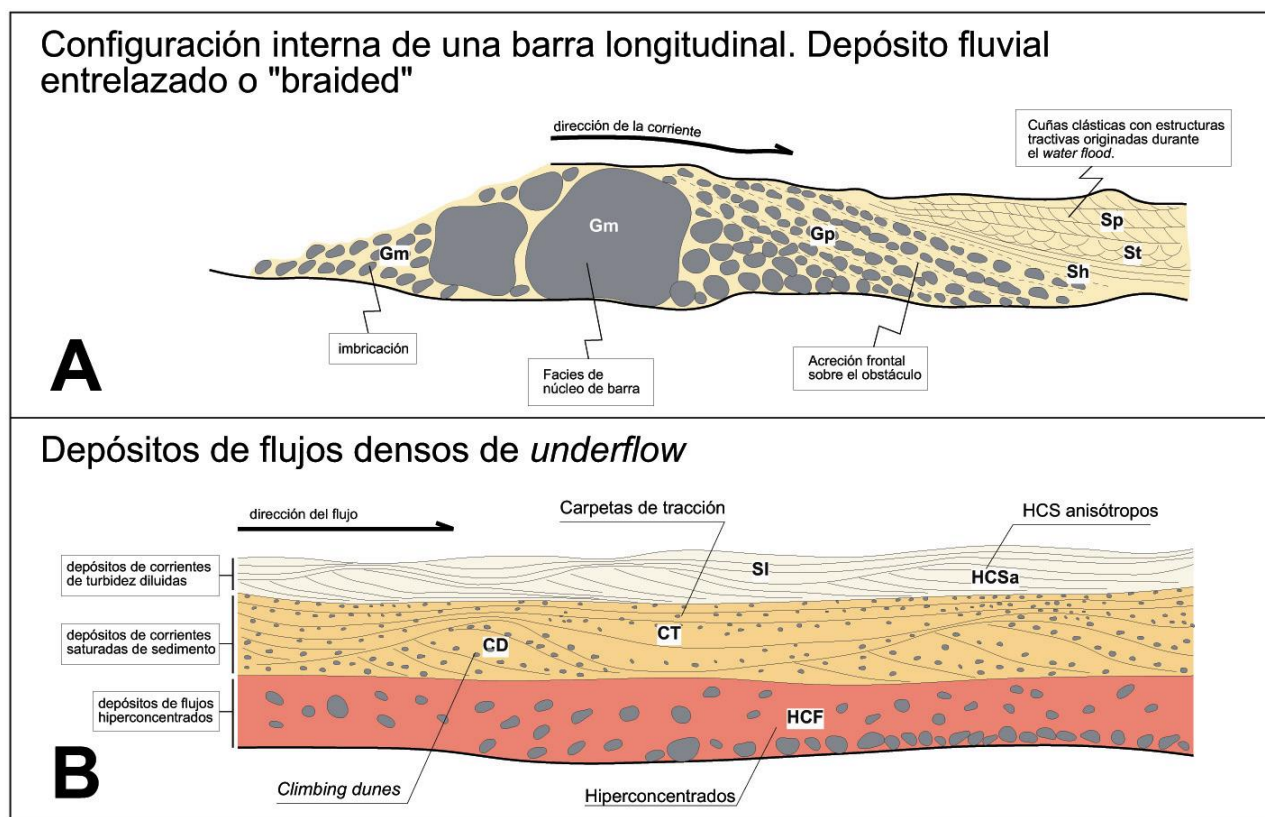


Figura 9: Diagrama comparativo de los principales tipos de facies correspondientes a sistemas fluviales entrelazados gravosos (A) y relacionados a flujos densos de *underflow* (B). Las litofacies en (A) según Miall 1978.

En la Fig. 9A observamos un corte transversal de una barra fluvial longitudinal, donde pueden reconocerse sus elementos principales: Facies gravosas Gm gruesas, constituyentes del núcleo de barra u obstáculo principal, facies Gp, relacionadas a la acreción frontal sobre el obstáculo, y facies arenosas (Sh, St, Sp y Sr)

depositadas por tracción a partir de corrientes de agua sobre todo en las “sombras” hidrodinámicas de las barras (estas facies según Miall 1978). De modo característico, dentro de las facies mencionadas anteriormente es posible diferenciar dos tipos principales: depósitos relacionados a flujos gravitativos de sedimento (principalmente facies Gm y Gms, a menudo relícticas) y depósitos derivados de la erosión y redepositación de las fracciones más finas de los primeros a partir de corrientes diluidas. Estas últimas facies puramente tractivas, relacionadas a la escorrentía por gravedad de agua libre de sedimento dentro de los canales someros (o *streamflow*) constituyen una de las evidencias más claras de la depositación en un medio subaéreo, ya que indican una posición por encima del nivel de base. Por otro lado, en la Fig. 9B se indican las principales facies y asociaciones de facies reconocidas en depósitos clásticos gruesos relacionados a flujos de fondo (*underflow*). Estas facies se relacionan con flujos densos, desacelerantes o fluctuantes, y carecen de evidencias de procesos de tracción relacionada al *streamflow*. Las facies gruesas presentes en la Formación Lotena guardan una marcada similitud con las mostradas en la Fig. 9B. En estos niveles, la ausencia de estructuras puramente tractivas, sumado al hecho de que no se reconocieron paleosuelos ni grietas de desecación, refuerzan la hipótesis de una acumulación en un medio subaéreo somero. No obstante estas diferencias, los depósitos clásticos gruesos de la Formación Lotena presentan algunas características que sugieren una vinculación directa con una descarga fluvial de relativa larga duración. En la Figura 10 se muestran dos ejemplos idealizados de la relación existente entre la morfología de la red de drenaje y el tipo de descarga fluvial producido en ambos casos por un importante aporte de agua.

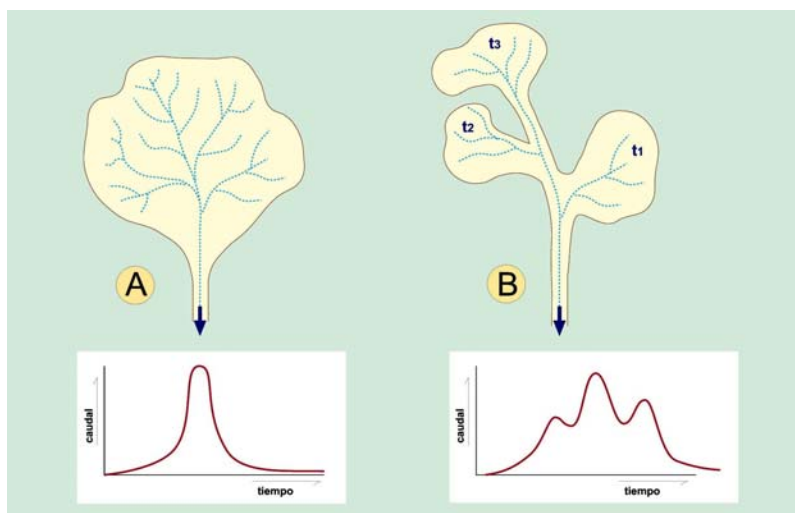
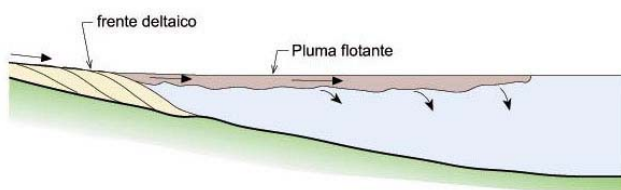


Figura 10. Esquema mostrando las características de la descarga fluvial en relación a la morfología del área de captación. Mientras en A se reconoce un único pico de descarga, en B los diferentes tiempos de retardo resultan en una curva compleja de velocidad fluctuante. El reconocimiento en los depósitos fósiles de estas variaciones de velocidad constituyen la firma más clara del aporte fluvial.

Observamos que en el caso de A, la equidistancia de los puntos de captación provoca un pico de descarga único de gran magnitud. Por el contrario, en B observamos que en razón de los diferentes tiempos de retardo, la descarga fluvial conforma una curva compleja de velocidad fluctuante. El primer caso (Fig. 10A) es típico de sistemas pequeños de alto gradiente relacionados con abanicos aluviales y sistemas de *fan-delta*, caracterizados por descargas episódicas. El segundo caso (Fig. 10B) es común en sistemas fluviales más extendidos de medio a bajo gradiente, y sus descargas tienden a perdurar en el tiempo con características fluctuantes. El reconocimiento en los depósitos fósiles de estas fluctuaciones en la velocidad constituye la firma más clara de su vinculación con una descarga fluvial. Los niveles clásticos gruesos de la Formación Lotena muestran evidencias inequívocas de estas fluctuaciones en la descarga, tanto en afloramientos como en subsuelo (Fig 7F). De lo anteriormente expuesto surge que los depósitos clásticos gruesos de la Formación Lotena se habrían acumulado en un medio subaéreo, a partir de flujos concentrados de larga duración de origen fluvial. De esta manera la descarga fluvial, en razón de su elevada densidad, al llegar al cuerpo de agua no se detiene formando deltas convencionales (flujos hipopícnicos, Fig. 11A), sino que se hunde debajo de este desplazándose hacia el interior como un flujo de fondo o hiperpícnico (Fig. 11B).

A) Flujo hipopícnico (densidad efluente < densidad reservorio)



B) Flujo hiperpícnico (densidad efluente > densidad reservorio)

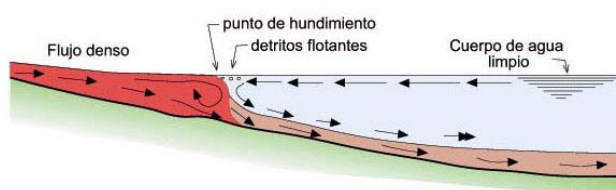


Figura 11: Esquema comparativo entre tipos de sistemas deltaicos asociados a flujos hipopícnicos (A) e hiperpícnicos (B) (este último modificado de Knapp 1943). Note que en este último, la corriente superficial inducida contribuye a disminuir la fricción del flujo entrante, e inhibe la formación de plumas hipopícnicas.

Extensión, geometría y relaciones laterales de los cuerpos clásticos gruesos

La necesidad de obtener certezas acerca de las dimensiones de los cuerpos clásticos ha motivado la realización de numerosas secciones de detalle con corto espaciamiento. En la Fig. 12 se muestra una correlación detallada norte-sur, compuesta por 8 secciones distribuidas en 2325 metros, orientada con una dirección aproximadamente perpendicular a las paleocorrientes principales. En la misma podemos observar que en general los cuerpos más gruesos no son continuos a lo largo de todo el afloramiento, sino que generalmente muestran una extensión lateral comprendida entre 1000 y 1500 metros. Si asumimos como válido un origen relacionado a flujos de fondo concentrados de larga duración, se puede prever una extensión longitudinal probable de varios kilómetros, sin cambios significativos de facies. Lateralmente, estos conglomerados han sido reconocidos en su conjunto con una extensión superior a los 10 km (en base a los afloramientos existentes)

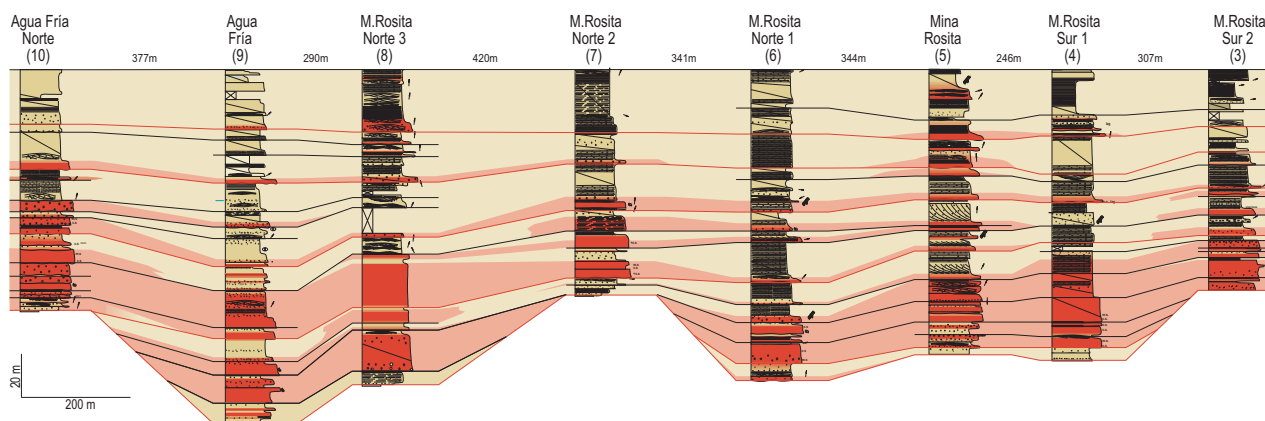


Figura 12: Correlación de detalle de los cuerpos clásticos basales de la Formación Lotena.

Internamente, estos cuerpos presentan numerosas superficies de amalgamación, que recuerdan en gran medida a los ciclos de compensación comunes en los sistemas turbidíticos. Estas superficies de amalgamación se relacionan tanto a episodios erosivos vinculados a la recurrencia de flujos de diferentes eventos como a erosiones internas relacionadas a variaciones en la velocidad dentro de un mismo flujo de larga duración. La Fig. 13 muestra un esquema hipotético de la evolución de un flujo concentrado casi estacionario fluctuante y sus consecuencias en la depositación.

En el mismo se indican tres pulsos de energía creciente o fluctuaciones de flujo (1, 2 y 3), cada uno de ellos integrado por una porción basal de alta densidad (flujo granular), y una superior más diluida (flujo turbulento), provocado por la bipartición del flujo (en el sentido de Mutti *et al.* 1999). La sección estratigráfica conceptual representada en A muestra de modo esquemático el resultado del pasaje de este flujo pulsante y la generación de superficies internas de amalgamación vinculadas a fluctuaciones internas en la velocidad. Estos cuerpos a menudo se encuentran rellenando depresiones erosivas que constituyen la prolongación en el medio subácueo de los canales fluviales subaéreos. En la Fig. 14 se presenta un diagrama

que tiende a ejemplificar de alguna manera el mecanismo de extensión y avance longitudinal de un canal subáqueo a partir de un canal subaéreo.

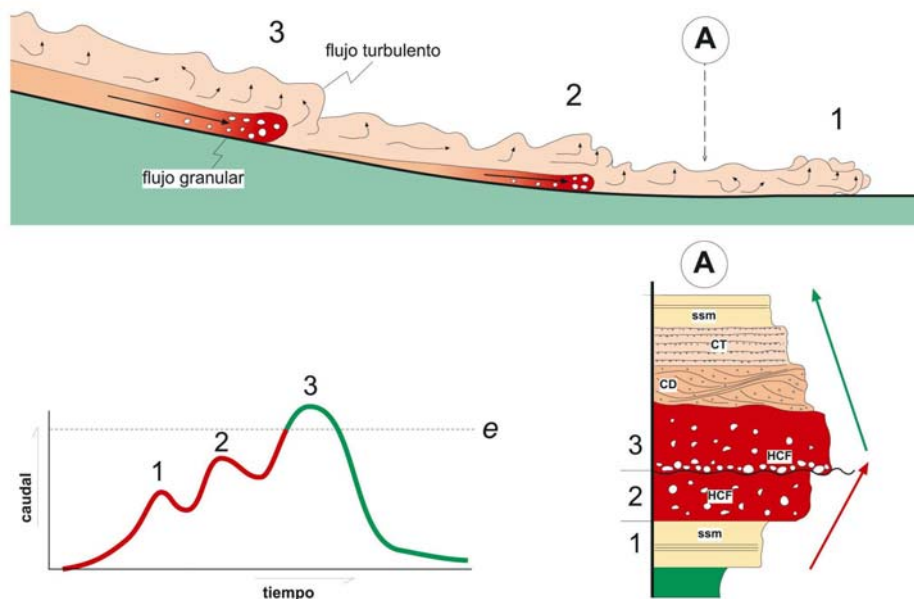


Figura 13: Esquema de depositación a partir de un flujo hiperpícnico concentrado de tipo casi estacionario. Los intervalos indicados como 1, 2 y 3 representan distintos pulsos en la descarga fluvial. Note que en la columna esquemática de A, el pasaje del intervalo 3, resulta en una superficie de erosión interna. Las flechas indican la tendencia al *avance*, seguida por un retroceso.

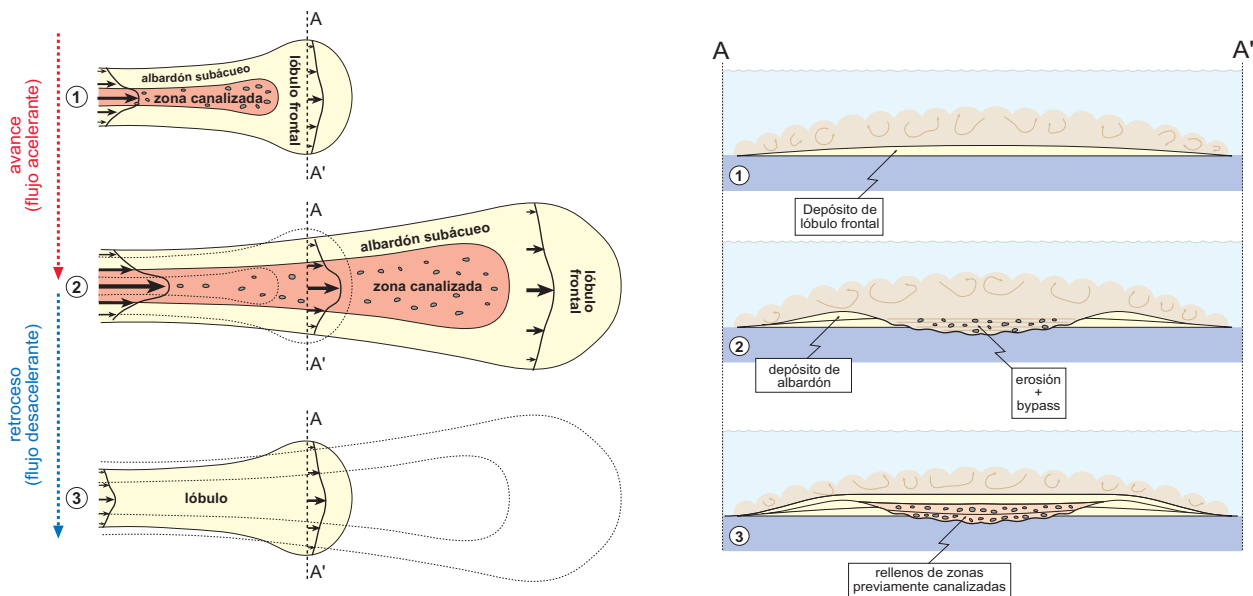


Figura 14: Diagrama mostrando un ciclo completo de *avance* – *retroceso*, y sus consecuencias en la extensión y relleno de cuerpos canalizados. Note que a diferencia de los sistemas fluviales, los albardones (*levee*) subáqueos tienen paleocorrientes similares a las del canal principal y representan zonas laterales de aquellas de máxima velocidad localizadas en el eje.

Los sistemas de canales subáqueos son en realidad un elemento deposicional sumamente móvil y heterogéneo. En el esquema superior de la Fig 14 (1) podemos observar cómo la zona canalizada (en gris), sujeta a erosión y *bypass*, ocupa una posición central y elongada, y se encuentra rodeada por zonas donde prevalece la depositación (lóbulos frontales y *levees* laterales). En este caso, el pasaje entre zonas de erosión

o depositación se relaciona fundamentalmente a los cambios de velocidad. Generalmente en el paradigma de las turbiditas no confinadas se consideran fundamentalmente los cambios longitudinales en la velocidad y su control en la sedimentación. No obstante, en los flujos de fondo originados a partir de efluentes fluviales, los cambios laterales en la velocidad (entre el centro y bordes del canal) heredados, provocan la extensión progresiva de la zona de erosión hacia el medio subáqueo. La longitud alcanzada por dicha zona de erosión (canalización subácea) dependerá de la magnitud y (fundamentalmente) persistencia de la descarga. De particular interés resulta la duración de la etapa de desactivación (indicada con 3), ya que si la misma es relativamente rápida, las depresiones erosivas pueden rellenarse con materiales finos de decantación. Por el contrario, si la desactivación es gradual, el relleno tendrá lugar con los mismos materiales transportados por el flujo de fondo. De esta manera, el relleno puede ser simple, como el indicado en la Fig. 14, o puede conformar figuras complejas con formas de acreción lateral desarrolladas a medida que el flujo confinado disminuye progresivamente sus dimensiones (Fig. 15 B).

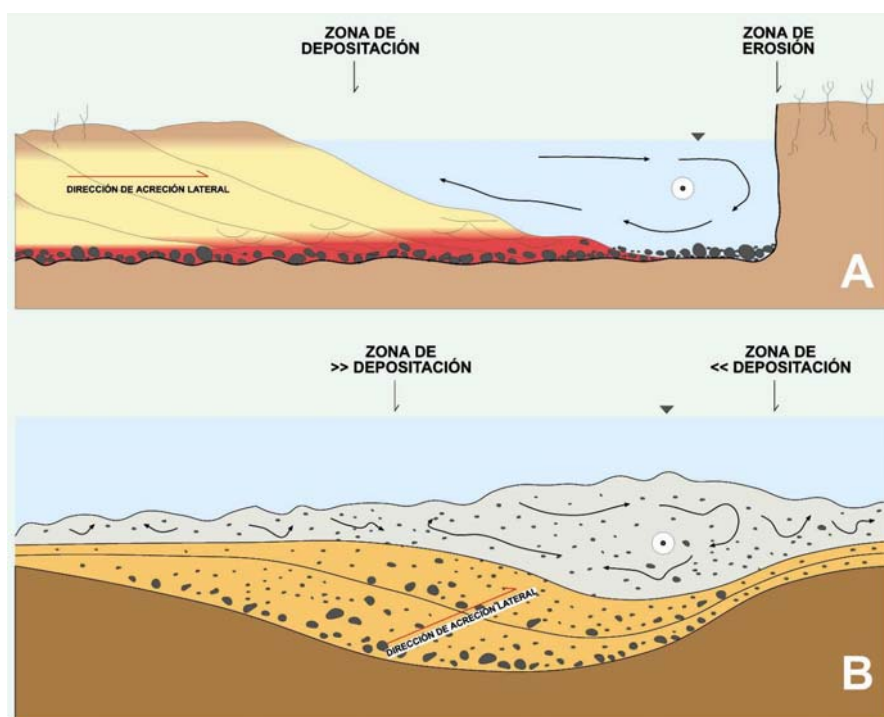


Figura 15: Comparación entre depósitos de acreción lateral desarrollados como consecuencia de la migración de un canal sinuoso fluvial subaéreo (A), y uno subáqueo (B) vinculado a flujos concentrados casi-estacionarios. Note que en B, la acreción lateral se vincula a una tasa de depositación diferencial, lo que se traduce en una dirección de acreción ascendente. Dirección de flujo hacia el observador. Sin escalas.

Esta acreción lateral subácea presenta algunas diferencias respecto de aquella relacionada a la migración de canales sinuosos fluviales subaéreos (Fig 15 A). Las principales diferencias se refieren a que mientras en un meandro fluvial (A) la acreción lateral representa el avance del *point bar* por sobre la superficie erosiva generada por la migración lateral del canal, en la acreción lateral vinculada a flujos de fondo casi estacionarios (B), las superficies de acreción se producen a consecuencia de una tasa depositación diferencial entre ambos márgenes del canal.

La presencia de superficies de erosión (canales) rellenas por depósitos de acreción lateral resulta sumamente común en el tramo arenoso-conglomerádico basal de la Formación Lotena en Loncopué. La Fig. 16 muestra un ejemplo donde puede observarse la superficie erosiva basal (base del canal) producida durante el *avance*, seguida por depósitos de areniscas medias a gruesas con formas de acreción ascendentes.

Proveniencia de los clásticos gruesos

Los clastos de gravas presentes en los niveles gruesos de la Formación Lotena, tanto en afloramiento como en subsuelo, tienen la particularidad de presentar en general un buen redondeamiento, lo que sugeriría un prolongado retrabajo a partir de un medio fluvial maduro. No obstante, algunos de estos clastos redondeados

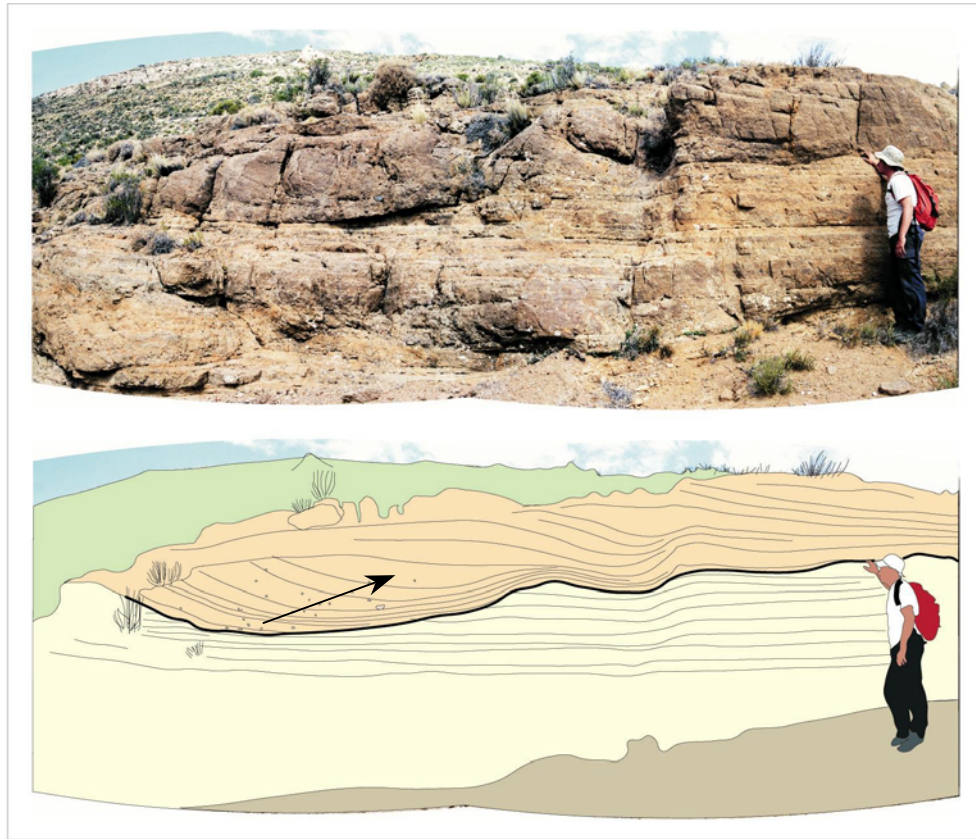


Figura 16: Superficie de erosión de gran escala (canal) relleno por formas de acreción lateral ascendentes, relacionadas a canales sinuosos de flujos de fondo, correspondientes a la etapa final en la evolución del flujo.

aparecen partidos (Fig. 17 C y D), o formando parte de clastos mayores compuestos internamente por conglomerados (Fig. 17A).

Estas evidencias indican no solo la existencia de redepositación, sino que las unidades proveedoras del material habrían sufrido soterramiento, una incipiente diagénesis, y posterior exhumación. A escala regional, existen claras evidencias de actividad tectónica compresiva durante la acumulación del Grupo Cuyo (Zavala y González 2001, Zavala 2002), la que posiblemente se relacionaría a la inversión parcial de bloques de basamento. Dicha actividad tectónica habría provocado el levantamiento y redepositación de un importante volumen de material, constituyendo cuñas clásticas adosadas a las zonas de mayor relieve. En la Figura 18 se muestra un diagrama evolutivo hipotético, donde se indican dos estadios evolutivos. En 1, el relieve relacionado a la inversión tectónica, ha favorecido la erosión de rocas sedimentarias más antiguas y el desarrollo de acumulaciones clásticas proximales (conos aluviales) durante un período de relativa aridez. Al mismo tiempo, en zonas internas se habría desarrollado una cuenca lacustre hipersalina (Fm Tábanos). Posteriormente, en 2, un incremento en las precipitaciones habría provocado en un principio la dilución y transgresión del cuerpo de agua, y seguidamente el arribo de avenidas fluviales con un importante volumen de material clástico. De esta manera, es importante notar que el redondeamiento observado en numerosos clastos dentro de la Formación Lotena es heredado, y por lo tanto no indicaría un largo transporte desde la zona de origen.

Sobre el origen de las capas masivas arenosas

De modo característico, la Formación Lotena muestra en varios puntos dentro de la sucesión la existencia de capas arenosas masivas (Fig. 8 A y C), las que pueden alcanzar hasta 35 metros de espesor individual. Estas capas se disponen con base neta, e internamente carecen de bioturbación o niveles de decantación pelítica que puedan indicar planos de estratificación obliterados o pausas en la sedimentación. De modo corriente, la existencia de niveles masivos ha sido relacionado a una depositación “en masa” a partir del colapso gravitacional relacionado a flujos episódicos con alta carga en suspensión (Middleton y Hampton 1976). No obstante, otros estudios (Kuenen y Menard 1952; Sanders 1965; Kneller y Branney 1995) han enfatizado



Figura 17: Evidencias de redepositación en los niveles clásticos gruesos de la Formación Lotena. Ejemplos de campo y subsuelo. A: Clasto redondeado de grandes dimensiones (flecha) compuesto internamente por conglomerados masivos. B: Clastos angulosos de areniscas laminadas. C y D: Clastos redondeados fracturados (flecha).

la importancia de flujos densos de cierta duración (casi estacionarios) en la depositación gradual de espesos paquetes de arenas, a menudo sin estructuras visibles (Fig. 19). Una consecuencia fundamental de este razonamiento es que el espesor del depósito resultante no guarda una relación directa con el espesor del flujo que le dio origen, sino más bien se relaciona con la duración del mismo.

A diferencia de las corrientes episódicas, donde la depositación ocurre en la cabeza de los flujos, en las corrientes densas casi estacionarias la depositación ocurre en el cuerpo de la misma y los cambios de facies resultan mucho más graduales (Rooij y Daziel 2001). Este hecho hace que corrientemente los cambios en la velocidad (fluctuaciones) registrados durante el pasaje de la corriente de densidad queden plasmados en el depósito (Fig. 19). Consecuentemente, las capas individuales reflejan las fluctuaciones en la energía de la corriente heredadas de la dinámica fluvial, constituyendo niveles espesos originados por la agradación progresiva del fondo a partir de un flujo denso que perdura en el tiempo (casi estacionario o *quasi-steady*). Estos flujos constituirían corrientes de densidad casi-estacionarias (*quasi-steady concentrated density currents*, Mulder y Alexander 2001), con cortejos y asociaciones de facies muy poco conocidos, ya que a la fecha no existen registros publicados de estos depósitos (Mulder y Alexander 2001). Consecuentemente, la interpretación de este tipo de depósitos utilizando modelos de facies derivados de sistemas no estacionarios (*highly unsteady single surge-type currents*) como los de las turbiditas clásicas, resulta sumamente problemático, ya que estos sistemas pueden reflejar un ciclo completo de avance-retroceso dentro de una capa espesa individual. De modo particular, la existencia de espesores anómalos en capas arenosas masivas,

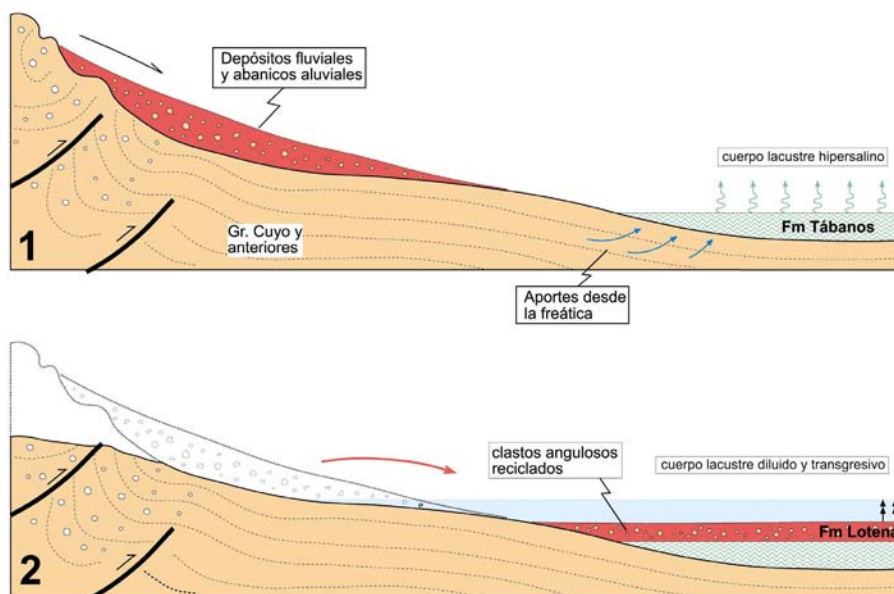


Figura 18: Esquema evolutivo para el origen y proveniencia del material clástico perteneciente a la Formación Lotena. 1) El relieve asociado a la inversión jurásica resulta en la erosión y redepositación de clásticos proximales. 2) A consecuencia de un cambio climático, estos clásticos son transferidos a la cuenca.

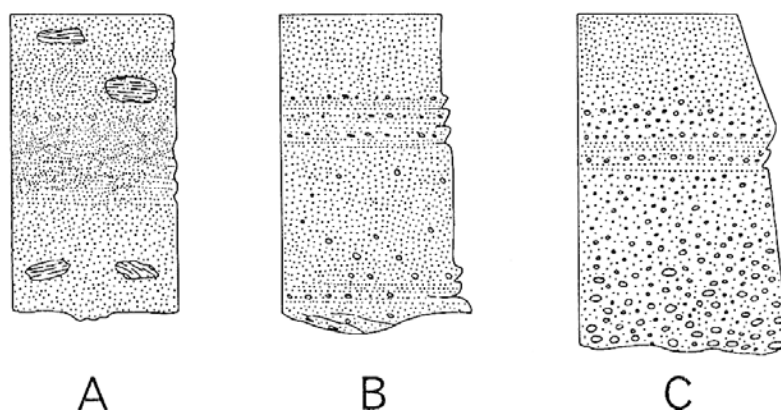


Figura 19. Esquema de areniscas interpretadas como depositadas por agradación progresiva durante flujos casi estacionarios. Los espesores varían de 1 a 4 metros. Tomado de Kneller y Branney 1995.

ha sido relacionado a la presencia de confinamientos derivados de la topografía interna del fondo de la cuenca (McCaffrey y Kneller 2001).

Este espesamiento anómalo se debe fundamentalmente a que el flujo hiperpícnico casi estacionario, en presencia de confinamiento, sufre una desaceleración “forzada”, lo que se traduce en una agradación progresiva localizada que perdura mientras continúa la descarga (Fig. 20).

MODELO DEPOSICIONAL E HISTORIA EVOLUTIVA DEL GRUPO LOTENA

Por lo anteriormente expuesto se concluye que el Grupo Lotena en el área de Loncopué presentaría al menos cuatro etapas evolutivas, cada una de ellas caracterizada por asociaciones de facies distintivas. La primera etapa (secuencia 1) habría tenido lugar luego de una importante discontinuidad estratigráfica sobre el Grupo Cuyo (Discordancia Intracalloviana), que se habría desarrollado a partir de una inundación de las zonas topográficamente más bajas con aporte principalmente freático, constituyendo un lago salino restringido. En estas condiciones se acumularon niveles de yesos, carbonatos (masivos y estromatolíticos) y pelitas negras, correspondientes a la Formación Tábanos. En general en esta primera etapa se reconoce una tendencia a la transgresión y dilución del cuerpo de agua, ya que hacia el techo predominan las pelitas negras sin depósitos

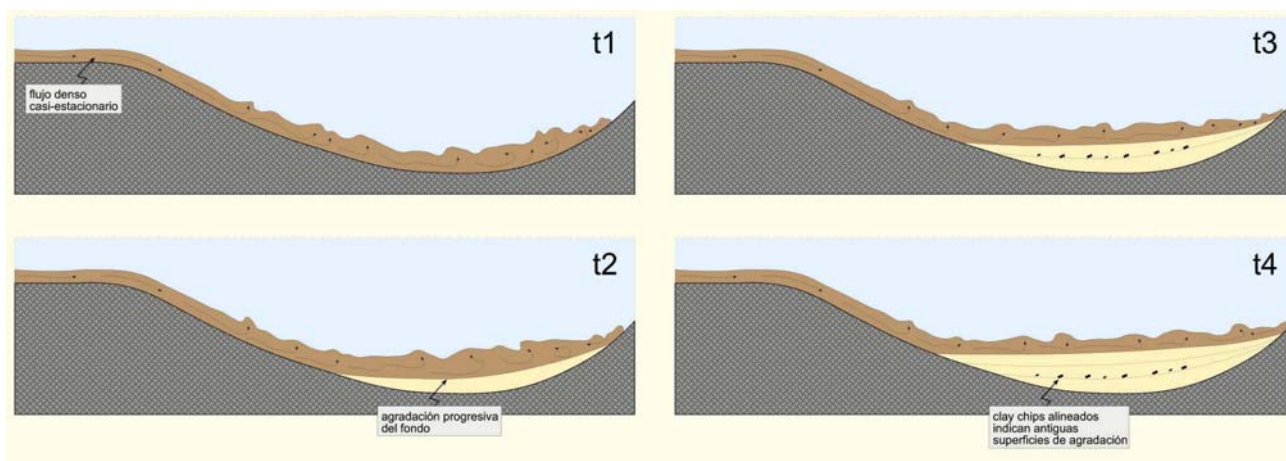


Fig. 20. Esquema conceptual para la depositación de capas espesas masivas a partir de flujos de fondo casi estacionarios. Note que la existencia de confinamiento “fuerza” la desaceleración y consecuentemente la depositación en una zona localizada, resultando en un espesamiento anómalo

evaporíticos ni grietas de desecación. Asimismo, durante este período de aridez se habría producido un gran volumen de detritos, acumulado temporariamente en zonas proximales (1 en Fig 18)

La segunda etapa (secuencia 2) se iniciaría a consecuencia de un cambio hacia condiciones climáticas más húmedas, con un incremento de la escorrentía superficial y la transferencia de un importante volumen de clásticos gruesos (2 en Fig. 18). Este inusitado volumen de clásticos provendría principalmente de la erosión y redepositación de los detritos acumulados en zonas proximales durante la etapa 1. El aporte de agua dulce habría acentuado la dilución y tendencia transgresiva reconocida en la etapa anterior. De esta manera, se interpreta que la etapa 2 correspondería a un sistema lacustre afectado por flujos de fondo. La tercer etapa (secuencias 3 y 4) marca la conexión permanente de la cuenca al medio marino, y se caracteriza por el desarrollo de una plataforma somera afectada episódicamente por flujos de fondo de larga duración de origen fluvial. La existencia de espesamientos anómalos en las facies arenosas (Fig. 21A y 21B) sugiere la existencia de una topografía de fondo. De modo adicional, la existencia de esta topografía puede deducirse a partir del hallazgo de estructuras sedimentarias con paleocorrientes reversas dentro de la misma capa, indicativas de rebote (en el sentido de Pickering y Hiscott 1985). Los intervalos pelíticos presentan una cantidad de Carbono Orgánico Total que puede alcanzar el 1,2%, lo que ha promovido nuevos estudios a fin de evaluar la importancia de estos niveles como posible roca madre. Resulta asimismo común dentro de los niveles de pelitas la presencia de granos líticos dispersos (Fig. 8E y 8F), lo que podría relacionarse a una lluvia de granos a partir de tormentas eólicas. La última etapa reconocida (secuencia 5), corresponde a una cuenca marina somera, sobre la que se registra el avance progresivo de una plataforma carbonática (Formación La Manga o Barda Negra). El límite basal de esta etapa se caracteriza por una importante truncación reconocida a escala regional, la que se hace evidente en los alrededores de la sección 1 (mamotreto). En esta zona se reconoce un importante espesor de areniscas masivas pertenecientes a la secuencia 4, las que presentan un importante diaclasamiento con una aparente truncación hacia el techo (Fig. 21A). Asimismo, las pelitas de la base de la secuencia 5 parecen transgredir sobre la discontinuidad anterior. De esta manera, y de acuerdo a datos regionales, se interpreta que el Grupo Lotena se habría depositado dentro de un contexto general distensivo (para las secuencias 1 a 4). Estas observaciones son coherentes con lo observado en la Sierra de la Vaca Muerta y Los Catutos (Zavala 2002). Dicha actividad distensiva habría tenido lugar en zonas localizadas, como el reflejo de movimientos diferenciales de sistemas de fallas mayores. Una de las consecuencias de estos movimientos habría sido la generación de un relieve de fondo, el que habría posibilitado la acumulación de capas arenosas anormalmente espesas. No obstante, la aparente truncación entre las secuencias 4 y 5, deja dudas sobre un posible episodio de inversión final.

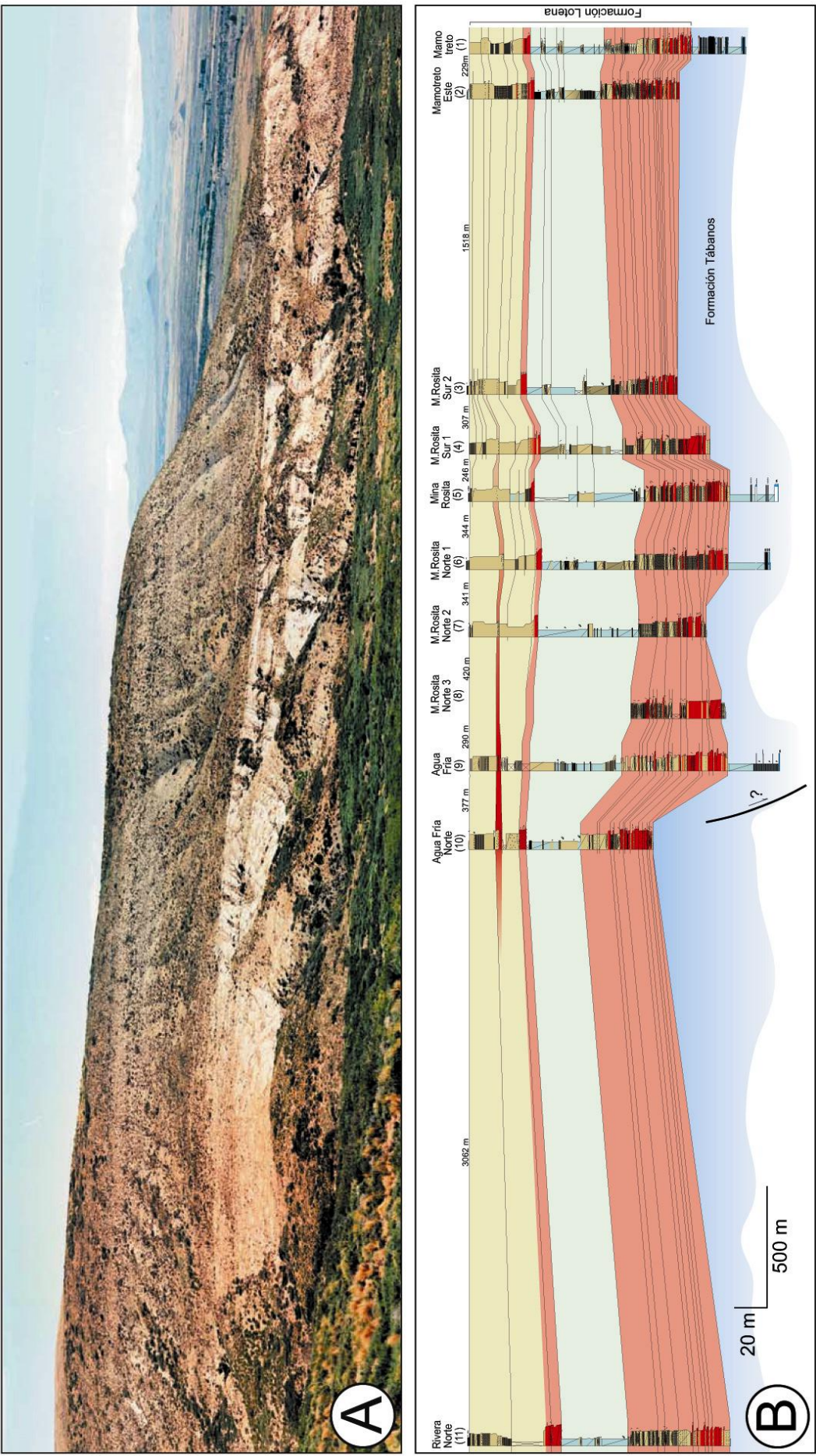


Fig. 21. Paquetes masivos de arenas. A: Vista panorámica del afloramiento en Sección Mamotreto. B: Correlación parcial de la sección inferior de la Formación Lotena. Note el gran espesor y continuidad de los cuerpos arenosos masivos.

CONCLUSIONES

1. El Grupo Lotena habría comenzado su acumulación en un medio lacustre hipersalino, el que evoluciona a un medio lacustre diluido, seguido por depósitos marinos de plataforma, con una tendencia general transgresiva.
2. Los niveles clásticos gruesos de la Formación Lotena, tanto en subsuelo como en afloramientos, se habrían acumulado a partir de flujos de fondo de alta concentración y larga duración, los que redepositarían materiales provenientes de la erosión de unidades anteriores.
3. Los niveles de arenas masivas de gran espesor se habrían formado a partir de flujos de fondo casi estacionarios (*quasi steady*) que interactúan con un fondo de marcada topografía.
4. Los intervalos clásticos muestran una continuidad superior a los 10 kilómetros, con múltiples superficies de amalgamación interna, lo que sugiere buenas perspectivas de conectividad hidráulica.
5. El análisis petrofísico sobre muestras de afloramientos indica que las principales facies clásticas tienen una porosidad y permeabilidad que puede alcanzar 13.5% y 22mD respectivamente (sin considerar fisurados). Las mejores facies, en orden decreciente son HCSa, CT, HCF y Sm.
6. Las evidencias de campo sugieren que el Grupo Lotena se habría acumulado en un contexto general distensivo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecerle a la Universidad Nacional del Sur, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET) y especialmente a la Empresa Repsol-YPF que fue la que hizo viable este proyecto. Asimismo se reconoce el aporte del Grupo de trabajo del Dr. Carlos Zavala en cuanto a las discusiones e ideas presentadas en este trabajo. Las sugerencias aportadas por los árbitros (Carlos Cruz y Norberto Zilli) han permitido mejorar sustancialmente este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dellapé, D.A.; Mombrú, C.; Pando, G.A.; Riccardi, A.C.; Uliana, M.A. y Westermann, G.E.G., 1979. *Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehué y otras localidades de Neuquén y Mendoza*. Obra del Centenario del Museo de La Plata. t. 5. p. 81-106. La Plata.
- Freije, H.; Azúa, G.; González, R.; Ponce, J.; Zavala, C. *Actividad Tectónica Sinsedimentaria en el Jurásico del Sur de la Cuenca Neuquina*. Este Congreso.
- Groeber, P., 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1) Hoja Chos Malal*. Sociedad Geológica Argentina. Revista: 1 (3). p. 177-208. Buenos Aires.
- Gulisano, C. A. y Gutierrez Pleimling A. R., 1995. *The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province*. Secretaría de Minería de la Nación. Publicación N° 158. p. 1-111.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E., 1984. *Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén*. 9° Congreso Geológico Argentino. Bariloche. Actas. t. 1. p. 236-259. Buenos Aires.
- Hogg, S.L., 1993. *Geology and hydrocarbon potential of the Neuquén Basin*. Journal of Petroleum Geology, 16. p. 383-396.
- Knapp, R. T., 1943. *Density currents: Their mixing characteristics and their effect on the turbulence structure of the associated flow*. Proc. 2nd Hydr. Conf., Univ. of Iowa, Studies in Eng., Bull 27.
- Kneller, B. y Branney, M. 1995., Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*. 42. p. 607-616.
- Kuenen, Ph.H y Menard, H.W., 1952. *Turbidity currents, graded and non graded deposits*. Journal of Sedimentary Petrology. V 22. p. 83-96.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. *Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario Inferior)*. 10° Congreso Geológico Argentino, Univ. Nac. de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica N° 6, Cuencas Sedimentarias Argentinas. p. 221-243. Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A., 1999. *El Jurásico y Cretácico del la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (16). p. 399-432. Buenos Aires.
- McCaffrey, W. y Kneller, B., 2001. *Process controls on the development of stratigraphic trap potential on the margins of confined turbidite systems and aids to reservoir evaluation*. AAPG Bulletin, v.85, no.6 (June 2001). p. 971 –988.

- Miall, A.D. 1978. *Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers. A summary*; in A.D. Miall, Ed., *Fluvial Sedimentology*; Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 5, p. 597-604.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A., 1976., *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows*. Marine Sediment Transport and Environmental Management (Ed. por D.J. Stanley y D.J. Swift). p.197-218.
- Mpodozis, C. y Ramos, V., 1989. *The Andes of Chile and Argentina*. Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reiemund, J.A. eds. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences series v.11, Houston, Texas, USA.
- Mulder, T. y Alexander J., 2001. *The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits*. International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*, 48. p. 269-299.
- Mutti, E., 1992. *Turbidite Sandstones*. AGIP S.p.A.-Istituto di Geologia, Università di Parma. p. 275 pp.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S. y Fava, L., 1999. *An introduction to the analysis of ancient turbidites facies from an outcrop perspective*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Continuing Education Course Note Series. p. 39- 61.
- Pickering, K. T. y Hiscott, R.N. 1985. *Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis*. *Sedimentology* 32. p. 373-394.
- Rooij, F. de y Daziel, S.B., 2001. *Time and space resolved measurements of deposition under turbidity currents*. Particulate Gravity Currents. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. N° 31. p. 207-215.
- Sanders, J. E., 1965. *Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related sedimentation mechanisms*. In: Middleton, G. V., ed., *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ. 12. p. 192-219.
- Sgavetti M., 1992. *Criteria for Stratigraphic Correlation Using Aerial Photographs : Examples from the South-Central Pyrenees*. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. v. 76. No. 5, p. 708-730.
- Stipanovic, P.N., 1969. *El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber*. Asociación Geológica Argentina. Revista: 24 (4). p. 367-388. Buenos Aires.
- Zavala, C. y González R., 2001. *Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina*. Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época, año XVII, N°65. p. 40-54.
- Zavala, C., 1993. *Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina*. Tesis Doctoral. Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. 249 p.
- Zavala C., García V., Martínez M., y Quattrocchio M., 1999. *Significado estratigráfico y palinofacies de la Formación Challacó (Jurásico medio). Cuenca Neuquina. Argentina*. Presentado al XIV Congreso Geológico Argentino. Actas 1 : 78.
- Zavala, C., 2002. *El contacto entre los grupos Cuyo y Lotena (Jurásico) en la Sierra de la Vaca Muerta. Cuenca Neuquina, Argentina*. en: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino CD-ROM*. Artículo N° 234. 5pp.