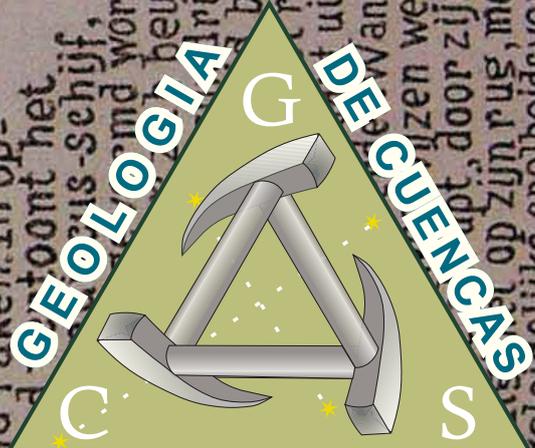
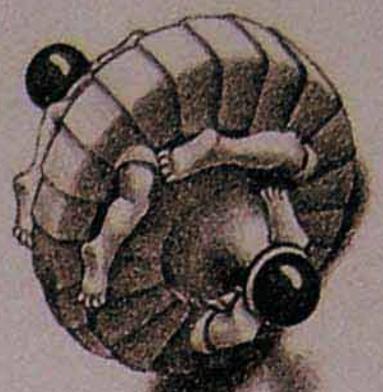
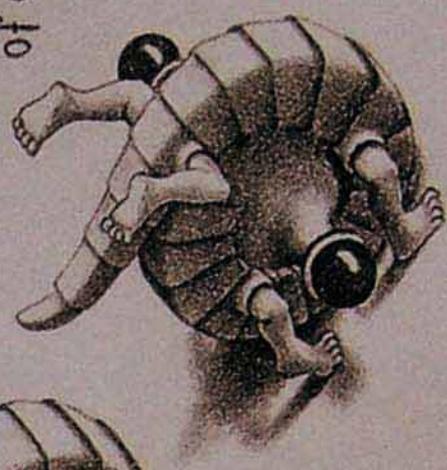


Curso de campo intensivo sobre SEDIMENTOLOGÍA PREDICTIVA

Guía de temas teóricos



por Carlos Zavala
3 al 8 de Abril de 2006

De Pedaliter norotandomovens centroculatus articulatus...
 uit onbevredigdheid over het in de natuur ontbreken van...
 len met het vermogen zich rollend voort te bewegen...
 volksmond genaamd „wentelteeftje” of „rolperd”...
 hooft te voorzien. Biologische „bijzondere” rol...
 zoogdier, een reptiel, of een insect? ...
 hoornde geleidingen gevormd door de...
 de uiteinden gelijkijenis vertoont...
 van de dikke, ronde kop, uit voortvloeiend...
 gen papagaaiensnavel, bezet met...
 ogen, die, op stelen gezeten...
 de kop ver uitspreiden...
 het dier zich, tusschen...
 middel van...
 over een...
 (het kan eventueel...
 opklimmen...
 struiken...
 of...
 klauter...
 dra...
 afge-
 gen

en daar= toe een betrekkelijk vlakke baan tot zijn beschikking heeft, drukt het zijn kop op de grond en rolt zich bliksemsnel op, waarbij het zich afduwt met zijn poten voor zoveel deze dan nog de grond raken. In opgedaagde toestand toont het de ledigheids-schijf, die de achterzijde van de heurte-berieken vormen. Het kan rollen (bv. bij het uit te lopen) de po-...
 Wanneer het er aanleijzen weer in wandel-positie...
 apt, door zijn lichaam plotseling te...
 op zijn rug, met zijn poten in de lucht en...
 door geleidelijke snelheidsvermindering (remming met de...
 en langzame achterwaartse ontrolling in stilstaande toestand.

Dr. Carlos Zavala



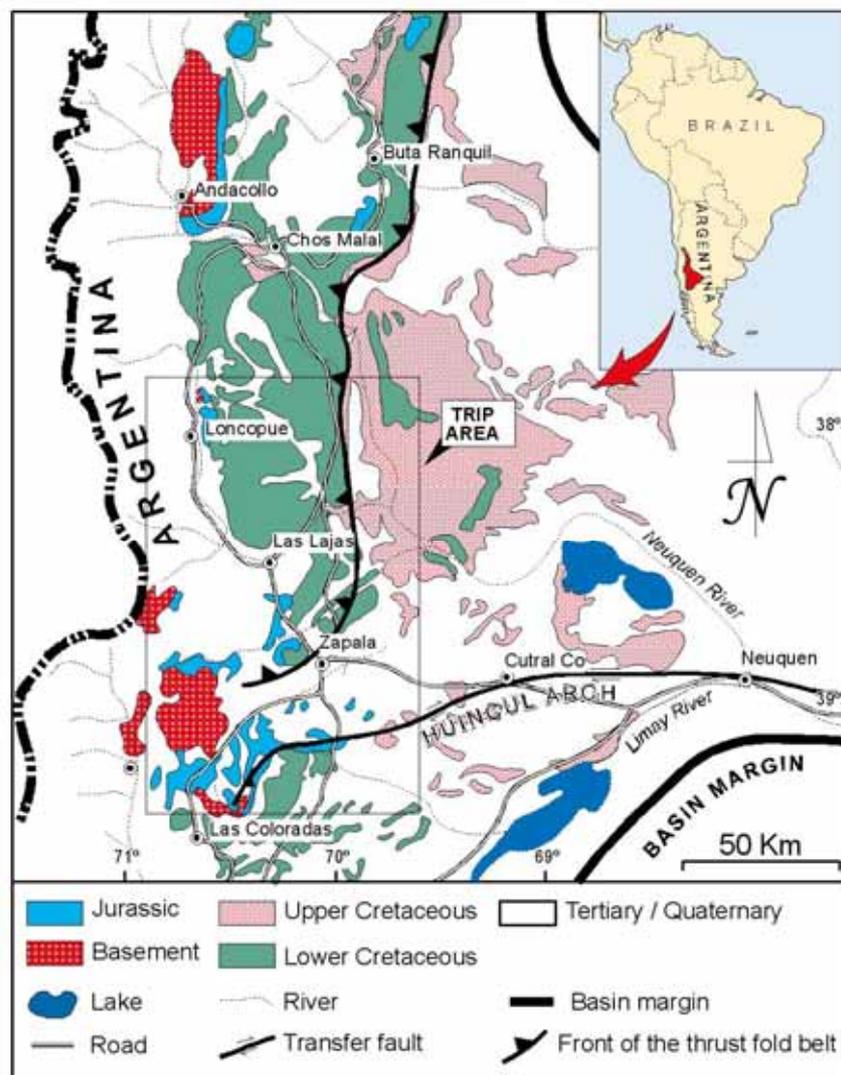
El *Pedalternorotandomovens centroculatus articulatus* se originó (¡generatio spontanea!) a partir de la insatisfacción por la carencia en la naturaleza de criaturas vivientes con forma de rueda, capaces de moverse hacia delante rodando. El animalito que se representa aquí, conocido popularmente como «wentelteefje» o «rolpens», está intentando satisfacer una necesidad arraigada profundamente. Sus particularidades biológicas no se ven aún: ¿es un mamífero, un reptil o un insecto? Tiene un cuerpo formado por uniones alargadas queratinizadas y tres pares de patas cuyas extremidades muestran un parecido con el pie humano. En el centro de la cabeza redonda y gruesa, provista de un pico de loro muy curvado, están los ojos bulbosos, situados en pedúnculos, que sobresalen mucho a ambos lados de la cabeza. En posición extendida, el animal es capaz de avanzar lenta y cuidadosamente por medio de sus seis patas a través de cualquier substrato (es posible que pueda subir o bajar escaleras empinadas, pueda penetrar en la maleza o trepar por las rocas). Sin embargo, tan pronto como tiene que cubrir una gran distancia y dispone de un camino bastante llano, presiona su cabeza contra el suelo y se hace un ovillo con la rapidez del relámpago, mientras se impulsa con sus patas mientras éstas siguen tocando todavía el suelo. En la configuración de ovillo, parece un disco cuyo eje central está formado por los pedúnculos oculares. Impulsándose alternativamente con uno de sus tres pares de patas, puede alcanzar una gran velocidad. Cuando lo considera conveniente, también retrae sus patas mientras rueda (por ejemplo, para descender una pendiente o reducir su velocidad) y continúa en «punto muerto». Si existe un motivo para hacerlo, puede regresar de nuevo a la posición andante de dos modos: abruptamente primero, estirando de repente su cuerpo, aunque se quedará entonces sobre la espalda con las patas al aire y, en segundo lugar, reduciendo de forma gradual la velocidad (frenando con sus patas) y desovillándose poco a poco hasta llegar a una posición estacionaria.

Traducción del texto que aparece en Ovillo (215).

Curso de Sedimentología Predictiva por Carlos Zavala

Introducción

Localizada en el oeste de la República Argentina, la Cuenca Neuquina contribuye con el 44% del petróleo y el 58% del gas que se produce en nuestro país. Esta cuenca ha sido definida como una cuenca ensiálica de retroarco, desarrollada sobre corteza continental, y originada por el colapso termo-tectónico detrás de un arco magmático estacionario durante el Triásico Tardío (Mpodosis & Ramos, 1989). El relleno sedimentario tuvo lugar principalmente durante el Jurásico y Cretácico, con una sucesión predominantemente clástica de unos 7,000 metros.



Mapa Geológico simplificado de la Cuenca Neuquina (Modificado de Gulisano & Gutierrez Pleimling 1995). Se indica el área a recorrer durante el field trip.

En la evolución de esta sucesión, pueden reconocerse tres etapas. La primera etapa (Triásico tardío, Jurásico temprano) se caracteriza por la acumulación de materiales volcánicos y volcanoclásticos (Grupo Precuyo) los que presentan espesores sumamente

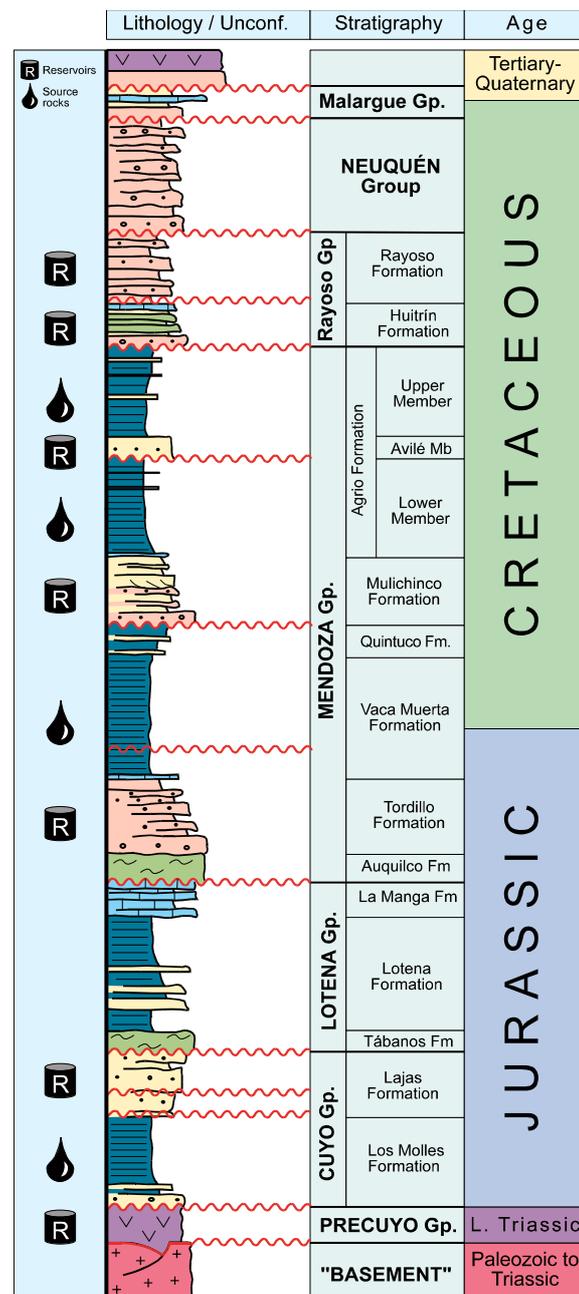
variables y una distribución areal controlada por la presencia de hemigrábenes (Gulisano 1981, Gulisano *et al.* 1984). La segunda etapa (Jurásico temprano a tardío) se integra por depósitos continentales y marinos progradantes, de naturaleza predominantemente clástica (grupos Cuyo y Lotena), acumulados sobre un relieve irregular. Durante esta etapa se produjeron importantes cambios tectónicos y del nivel del mar, provocando un marcado control en las facies y geometría de las unidades correspondientes (Zavala & González 2001).

La tercer etapa (Jurásico tardío – Cretácico tardío) se compone por una espesa sucesión marina y continental (grupos Mendoza, Rayoso y Neuquén). Estos depósitos presentan la mayor distribución areal en la cuenca, y sus espesores en general varían de un modo más regular. Los cambios en el nivel del mar y en menor medida la actividad tectónica controlaron el desarrollo de los ciclos internos. Para más detalles sobre la estratigrafía de la Cuenca Neuquina el lector es referido a los excelentes trabajos de síntesis de Gulisano *et al.* (1984), Legarreta & Gulisano (1989), Gulisano & Gutierrez Pleimling (1995).

La producción de hidrocarburos en esta cuenca se concentra principalmente en tres áreas: 1) el centro de cuenca, el que es principalmente productor de gas, 2) la plataforma noreste, y 3) la zona de la Dorsal de Huíncul. Las principales rocas madres se ubican en la tercer etapa de desarrollo (formaciones Vaca Muerta y Agrio), aunque la Formación Los Molles (segunda etapa) ha generado localmente importantes volúmenes de hidrocarburos. Los reservorios son relativamente comunes en las tres etapas, pero sus características óptimas dependen a menudo de la conjunción de factores estructurales, estratigráficos y diagenéticos. En el dibujo de la derecha podemos observar una columna estratigráfica generalizada para esta cuenca, donde se muestra la ubicación de las principales rocas madres y reservorios.

Los intensos estudios de campo realizados principalmente durante las décadas del '70 y '80 por las

comisiones geológicas de YPF, permitieron avanzar de manera significativa en el conocimiento geológico de la cuenca, alcanzando un nivel poco común en otras cuencas sedimentarias argentinas.



La Cuenca Neuquina presenta numerosos ejemplos de una variedad de sistemas deposicionales fósiles. Este hecho, sumado a la existencia de excelentes afloramientos de acceso relativamente sencillo permiten su utilización con fines académicos.

No es la intención de estas notas discutir características generales de la estratigrafía de la Cuenca Neuquina. Para estos fines el lector es referido a trabajos fundamentales de Legarreta & Gulisano (1989) y Gulisano & Gutierrez Pleimling (1995) entre otros.

Debido a la excelencia de los estudios de campo anteriormente mencionados, existe en general cierto consenso entre muchos geólogos petroleros en el hecho de que no serían esperables nuevas ideas o cambios sustanciales en la estratigrafía, evolución de la cuenca o modelos geológicos surgidos a partir de estudios de terreno, ya que el conocimiento de la estratigrafía habría alcanzado un cierto “estándar”.

Durante nuestra breve visita a la cuenca, es la intención del que escribe presentar nuevos problemas estratigráficos y perspectivas de conocimiento desarrolladas a partir de estudios de campo, y discutir en lo posible la aplicabilidad de los modelos geológicos existentes. En las localidades “clásicas” visitadas en la mayoría de las giras de campo todo parece ser coherente con los esquemas establecidos. Debido a esto, se han incluido en esta gira algunas localidades “no clásicas”, con la intención de no ser excesivamente influenciados por interpretaciones geológicas previas.

En lo particular, estoy profundamente convencido que los estudios de campo hoy más que nunca constituyen una herramienta poderosa y económica para acceder a nuevas ideas sobre la estratigrafía, sedimentología y evolución geológica de la cuenca, con sus consecuencias en la definición del modelo geológico aplicable a la prospección y desarrollo de yacimientos de hidrocarburos.

El desarrollo tecnológico de los últimos años (adquisición de datos sísmicos, modelización, simulación etc.) no pueden de ninguna manera sustituir a los estudios de terreno. Aquellos geólogos petroleros que han tenido que operar en cuencas carentes de afloramientos saben lo que esto significa y el valor que estos últimos tendrían.

La existencia de exposiciones adecuadas de nuestras unidades en producción nos brindan oportunidades únicas que el geólogo petrolero no debe desaprovechar, ya que la validez y aplicabilidad de nuestros modelos depende en gran medida de la base de datos sobre la que está basado.

Si estamos de acuerdo que en la sísmica, como en otros procedimientos de teledetección, solo se ve lo que se conoce, necesitamos incorporar continuamente nuevas ideas para mejorar nuestras interpretaciones del subsuelo. Estudios detallados sobre exposiciones adecuadas brindan la máxima resolución geológica, permitiendo además proponer y discutir nuevos modelos geológicos a ser aplicados en la evaluación de nuevos *plays* exploratorios. De manera adicional, las discusiones en el campo constituyen a menudo la mejor manera de convencer a mentes conservadoras en considerar nuevas perspectivas geológicas

1. Sistemas Hiperpícnicos

A partir de la revolucionaria visión actualística introducida por James Hutton (1726–97) y plasmada por Sir Charles Lyell en su *Principles of Geology* (3 vol., 1830–33), el pensamiento geológico ha tratado de relacionar de alguna manera las sucesiones fósiles a los tipos de procesos y dinámica observada en los sistemas actuales. De esta manera, en lo referente a la depositación fluvio-deltaica, el pensamiento ha estado profundamente influenciado por el concepto de la **barrera de energía**, relacionado estrechamente con el del **nivel de base**.

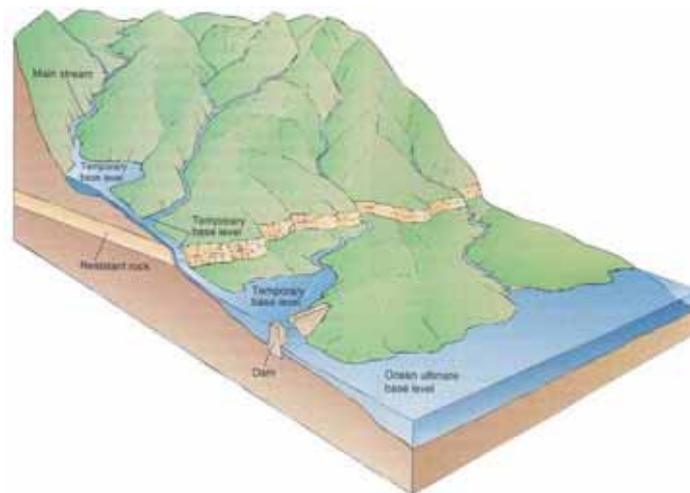


Figura 1.1: Niveles de base temporarios y definitivos. Conceptualmente, el nivel de base separa las zonas de erosión y de depositación

El **nivel de base** definitivo para una corriente de agua limpia es el nivel del mar (Fig. 1.1), por lo que los ríos solo podrían producir erosión en el medio subaéreo. Al alcanzar el nivel del mar el efecto conjunto de la desaceleración y pérdida de confinamiento del curso de agua en su desembocadura provocaría el colapso de los materiales transportados por arrastre sobre el fondo, conformando cuerpos sedimentarios constructivos costeros correspondientes a barras de desembocadura deltaicas (Fig. 1.2).

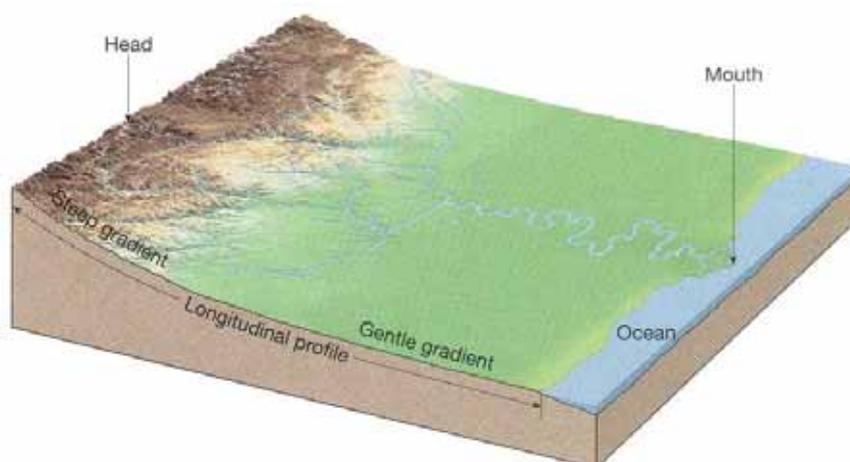


Figura 1.2: Sistema fluvio-deltaico. El material más grueso transportado por el río es acumulado en la zona costera, donde forma barras de desembocadura deltaicas.

De modo similar, el concepto de la **barrera de energía** postula fundamentalmente que las zonas litorales actuarían como un gran disipador de energía, de manera tal que los procesos sedimentarios operantes en los medios subaéreos serían inhibidos al llegar a un cuerpo de agua estático. De esta manera, los materiales clásticos más gruesos no podrían escapar de la “trampa” costera, por lo que a medida que nos alejamos de la línea de costa, sería esperable encontrar materiales progresivamente más finos, finalizando en fangos hemipelágicos (Fig. 1.3).

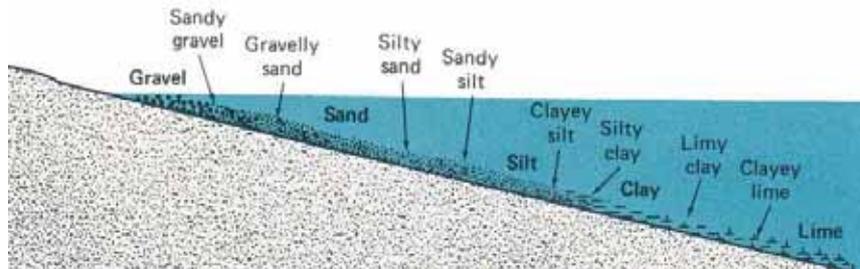


Figura 1.3: Gradación textural esperable en una zona litoral. Note como los materiales más gruesos están limitados a las vecindades de la línea de costa.

El paradigma geológico llevó consecuentemente a considerar a los depósitos gruesos como continentales hasta costeros, en tanto que las pelitas caracterizarían a depósitos marinos y lacustres costa afuera. Del mismo modo, este paradigma postula que no existe modo de acumular arenas en zonas alejadas de la costa a no ser que se produzca un descenso significativo del nivel de base (caída relativa del nivel del mar). Note que este concepto constituye una de las bases del modelo de análisis secuencial moderno

No fue sino hasta mediados del siglo XX cuando un geólogo Italiano, Carlo Migliorini, intuyó que el crecimiento de los depósitos costeros a expensas de aquellos distales debía ser inestable, ya que este fenómeno haría que el perfil de equilibrio costero tuviera que ser periódicamente rectificado mediante procesos de resedimentación (Fig. 1.4). Este concepto dio lugar al nacimiento de las turbiditas, como un depósito relacionado a la inestabilidad de los taludes.

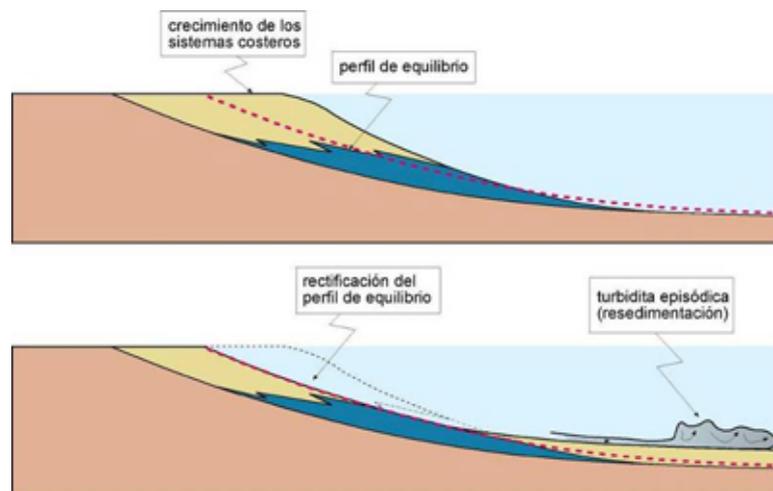


Figura 1.4: El origen de las turbiditas como relacionado a una rectificación del perfil de equilibrio. Note que esta no se vincula directamente a la descarga fluvial sino a la resedimentación.

El concepto de la turbidita fue posiblemente uno de los pocos avances genuinos en la sedimentología ocurrido durante el siglo XX. La consolidación de los modelos de facies (Bouma 1962, Mutti & Ricci Lucchi 1972, Pickering *et al.* 1989, Mutti 1992, ver además Shanmugam 2000 para una reseña) llevó a un estado de conocimiento poco común para otras ramas de la sedimentología. No obstante, la sedimentología de fin de siglo estaba por dar otro importante paso. A mediados de la década del noventa se empezó a valorar la importancia de la descarga directa de los ríos en crecida como una posible causa de la sedimentación turbidítica (Normark & Piper, 1991, Milliman & Syvitsky 1992; Mulder & Syvitski 1994; Mutti *et al.* 1996; Mulder & Alexander 2000). Este tipo de sedimentación turbidítica se originaría cuando una mezcla de agua y sedimento de origen fluvial entra en un cuerpo de agua lacustre o marino. A consecuencia de su mayor densidad relativa, este flujo en su desembocadura no produce las típicas barras de desembocadura, sino que se hunde por debajo del cuerpo de agua continuando su viaje como un flujo hiperpícnico (en el sentido de Bates 1953, Fig 1.5).

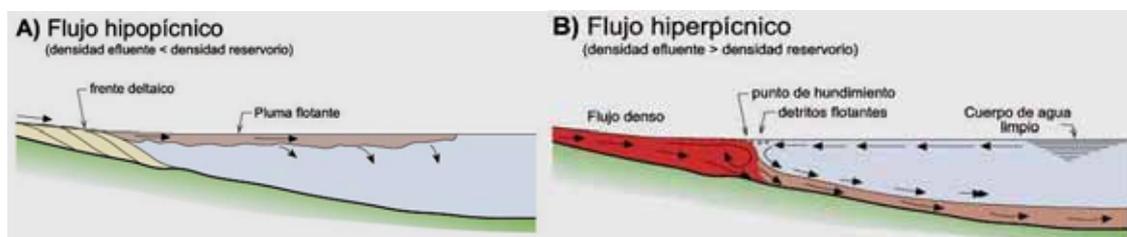


Figura 1.5. Comparación entre flujos hipopícnicos (A, densidad descarga < agua del reservorio) e hiperpícnicos (B, densidad descarga > agua del reservorio). Note que en el caso de los flujos hiperpícnicos, el flujo de origen fluvial se hunde por debajo del cuerpo de agua, continuando su viaje como un flujo de fondo de larga duración.

Es importante notar que el concepto de nivel de base tal como se planteara precedentemente (nivel del mar) aplica fundamentalmente para **flujos gravitativos de fluidos** (Fig. 1.6). En estos es el fluido (para el caso el agua) el que se mueve por gravedad arrastrando por fricción a los sedimentos. En el caso de **flujos gravitativos de sedimentos** son las partículas las que son movidas por efecto de la gravedad, mientras que el agua actúa como un lubricante a efectos de vencer la fricción. De esta manera, la extensión de la zona de erosión para un flujo gravitativo de sedimento no se limita al medio subaéreo, ya que su verdadero nivel de base corresponde a la equipotencial más baja (fondo de cuenca, Fig. 1.6).

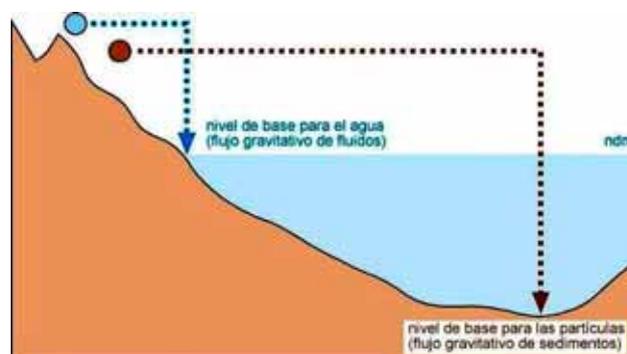
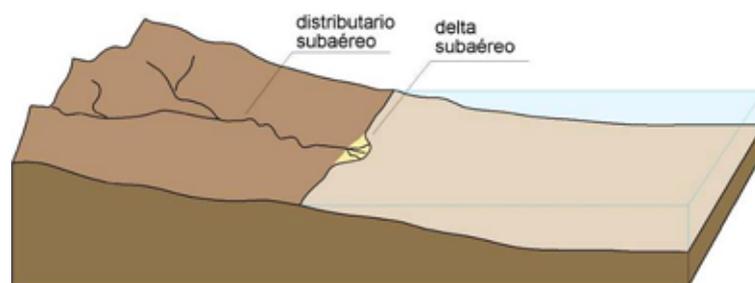


Figura 1.6: Nivel de base ideal para el agua (flujo gravitativo de fluidos) y para las partículas sedimentarias (flujo gravitativo de sedimentos). Note que para estas últimas el nivel de base lo constituye la equipotencial más baja.

Consecuentemente, los flujos gravitativos de sedimentos de origen fluvial (flujos hiperpícnicos) pueden extender el canal fluvial por debajo del cuerpo de agua, provocando erosión, canalizaciones y tipos de facies en parte similares a aquellas comunes en el sistema fluvial subaéreo. No obstante, una de las características distintivas de estas facies es la ausencia de retrabajo por efecto del agua limpia, por lo que se componen fundamentalmente por facies del tipo tracción-decantación. En la Fig. 1.6 observamos una comparación entre un sistema fluvio-deltaico convencional y un sistema hiperpícnico, adonde se indica la presencia de distributarios subaéreos y subácueos. De estos, los distributarios subácueos son los que tienen más chances de preservación, ya que se encuentran en zonas con una mayor capacidad de acomodación.

Sistema fluvio-deltaico



Sistema hiperpícnico

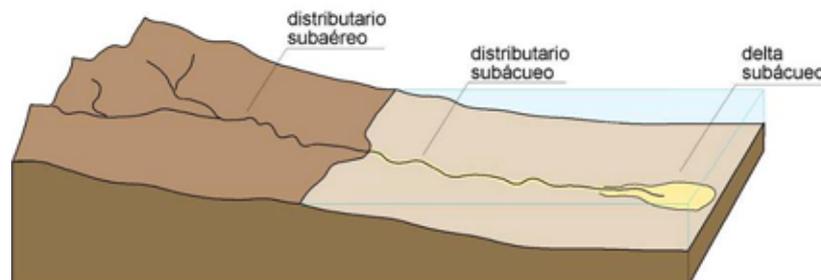


Figura 1.6: Comparación entre sistemas fluvio-deltaicos y sistemas hiperpícnicos

Es importante notar que estos sistemas de distributarios subácueos, en el caso de estar inmersos en facies de pelitas rojas o negras estériles, pueden potencialmente ser confundidos con canales fluviales inmersos en facies de llanura de inundación, con graves consecuencias para la determinación del modelo geológico aplicable. Asimismo, la falta de conocimiento de estos sistemas hace que muchas areniscas hiperpícnicas de *offshore* sean interpretadas como barras de tormenta o barras de mareas, a pesar de carecer de elementos diagnósticos de las mismas. La interpretación de estos cuerpos como barras limita el poder predictivo del modelo, ya que ignora los demás elementos del sistema de distribución (canales, *levees* etc).

2. Introducción al análisis de sistemas hiperpícnicos

En la literatura existente encontramos frecuentemente que los sistemas de abanicos aluviales, sistemas fluviales, sistemas deltaicos y sistemas marinos de plataforma son tratados como elementos independientes. En la figura 2.1 observamos uno de estos diagramas, adonde el sistema fluvial considerado como un sistema abierto, donde reconocemos depósitos que constituyen complejos tipos de barras y “elementos arquitecturales”. La mayoría de los elementos considerados se los vincula a formas de lecho tractivas relacionadas a flujos gravitativos de fluidos de baja densidad (*ripples* y dunas, y su combinación conformando barras).

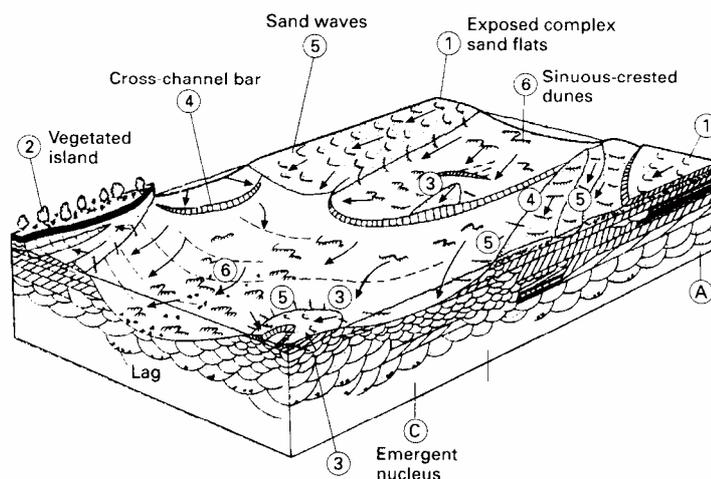


Figura 2.1. Elementos morfológicos característicos en un sistema fluvial entrelazado arenoso (*sandy braided*). De Cant & Walker, 1978.

Estos modelos, derivados del estudio de ambientes sedimentarios actuales, resultan de limitada utilidad para el estudio de sistemas fluviales y fluvio deltaicos fósiles (especialmente en cuencas tectónicamente activas) ya que no consideran la importancia de las avenidas fluviales catastróficas en el control del flujo de sedimentos hacia la cuenca (Mutti *et al.*, 1996).

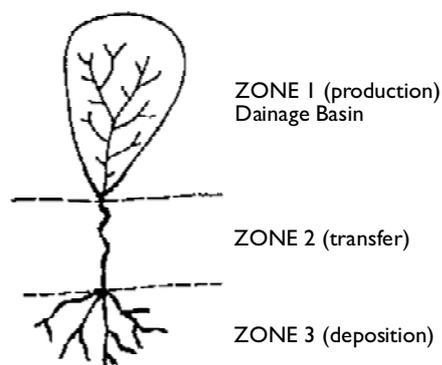


Fig 2.2: El sistema fluvial idealizado (Schumm, 1977; 1982)

De acuerdo a Schumm (1977; 1981) el sistema fluvial visto como un sistema cerrado se compone por tres zonas (Fig. 2.2). La zona 1 (*production*, o cuenca de drenaje) es aquella que provee la mayor parte del agua y el sedimento, generalmente localizada en zonas montañosas. La zona 2 (*transfer*) es aquella que vincula la zona de producción con la zona de deposición (por ejemplo un río) y en donde no ocurre una marcada erosión o deposición.

Los depósitos en la zona de transferencia se disponen generalmente en terrazas, con un registro parcial y (dependiendo de la subsidencia) limitado potencial de

preservación. La zona 3 (*deposition*) representa la zona final en que los sedimentos son acumulados, la que puede ser un abanico aluvial, fan-delta, planicie aluvial, delta o abanico turbidítico. Para un estratígrafo, la principal implicancia de este esquema es que el registro más completo de la historia evolutiva del sistema fluvial se encontrará en la zona deposicional (3), ya que esta tiene el mayor potencial de preservación. La zona de transferencia, consecuentemente, tendrá más comúnmente depósitos temporarios, los que serán progresivamente transferidos a la zona deposicional a lo largo del tiempo geológico. Como se expresara precedentemente, los principales modelos en uso para la interpretación y análisis de sistemas fluviales están derivados del estudio de sucesiones fluviales actuales o recientes ubicadas en zonas de transferencia. Si las ideas de Schumm son ciertas, luego los depósitos con estas características serán poco comunes en el registro geológico, y los modelos derivados, de limitada aplicabilidad para el estudio de sucesiones fósiles.

Emiliano Mutti fue el primero en notar durante la década del '80 que en las sucesiones fluviales fósiles, los tipos de facies más comunes a menudo no se ajustan con los modelos clásicos para la sedimentación aluvial (por ejemplo las facies y elementos arquitecturales de Miall [1978; 1985]). Estas facies incluyen conglomerados poco organizados clasto sostén, conglomerados matriz sostén ricos en arena, y una amplia variedad de areniscas conglomerádicas con entrecruzamiento de alto a bajo ángulo (Fig. 2.3).

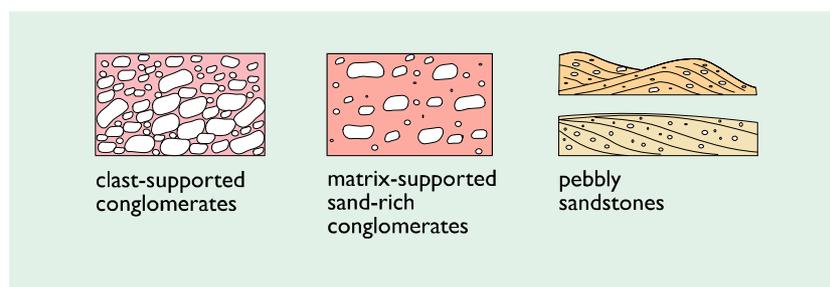


Figura 2.3: Principales tipos de facies en sucesiones “fluviales” fósiles

Estos tipos de facies están más estrechamente relacionados con procesos y tipos de flujos asociados con flujos gravitativos de sedimentos (SGF), y pueden ser analizados utilizando criterios de estudio aplicables a complejos turbidíticos de grano grueso o sucesiones volcanoclásticas. Es útil recordar que en los modelos fluviales clásicos los SGF constituyen un elemento menor, relacionado principalmente con sucesiones proximales de abanicos aluviales. Es interesante notar asimismo que, si es cierto que los flujos gravitativos de alta densidad y sus facies relacionadas son un componente cuya importancia ha sido subestimada en las sucesiones fluviales fósiles, luego las facies genéticamente relacionadas originadas cuando estos flujos ingresan en cuencas lacustres o marinas podrían ser muy distintas a las esperadas.

Mutti *et al.* (1996) enfatizaron el rol de las avenidas fluviales catastróficas en el control de la depositación fluvial y la importancia de los depósitos relacionados a avenidas fluviales en cuencas marinas y lacustres someras.

Las avenidas fluviales parecen ser el único mecanismo que podría efectivamente vincular las zonas de producción con las de depositación, removiendo periódicamente los residuos acumulados temporariamente en la zona de transferencia. Dependiendo de la magnitud de los eventos individuales, la máxima eficiencia del sistema se alcanza cuando el sistema fluvial puede contribuir directamente a la sedimentación turbidítica.

profunda, conformando un tipo particular de sistema deposicional denominado como “sistema fluvio-turbidítico”

Cuando flujos gravitativos de sedimentos de alta densidad originados en sistemas fluviales ingresan en cuerpos estacionarios de agua, ellos se hunden y se mueven cuenca adentro como flujos de fondo (flujos hiperpícnicos o *hyperpycnal flows*) impulsados por fuerzas gravitativas e inerciales en razón de su mayor densidad relativa comparada con aquella del cuerpo de agua hospedante. La Fig. 2.4 (levemente modificada de Mutti *et al.* [1999]), muestra los estadios iniciales de un flujo turbidítico de alta densidad relacionado con avenidas fluviales (o también llamado flujo granular)

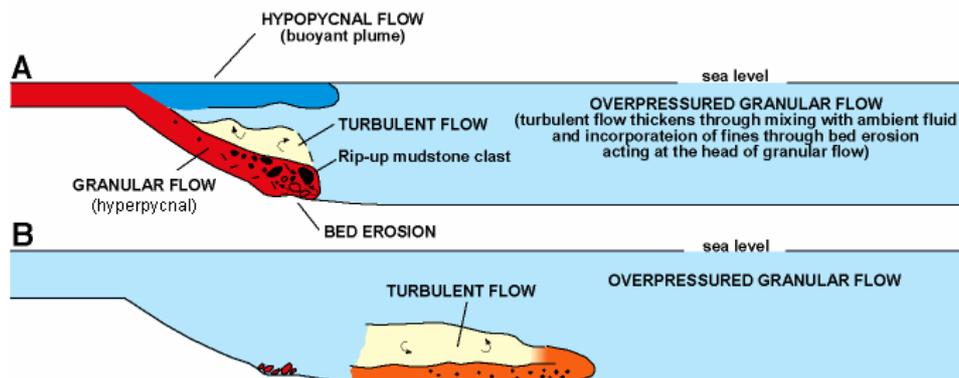


Fig. 2.4: Iniciación de una turbidita a partir de un descarga fluvial de alta concentración. A consecuencia de su mayor densidad, el flujo se hunde originando un flujo hiperpícnico. De Mutti *et al.* 2000.

Los depósitos resultantes, en áreas de plataforma, a menudo constituyen espesas acumulaciones de cuerpos arenosos tabulares con estratificación entrecruzada de tipo “hummocky”. Estos depósitos, conocidos como lóbulos arenosos de plataforma, representan tal vez la expresión más genuina del frente deltaico de sistemas fluvio-deltaicos dominados por avenidas fluviales. La virtual ausencia dentro de la literatura corriente de modelos que permitan explicar adecuadamente estos depósitos, ha derivado en que muchos de estos sistemas posiblemente hayan sido erróneamente interpretados como “depósitos de tormentas”. Como se verá más adelante, los volúmenes de arenas movilizados por las tormentas y relacionados a la erosión en las zonas costeras rara vez producen capas más espesas que 5 cm (excepcionalmente 10 cm)

La Fig. 2.5 (de Mutti *et al.*, 1996) muestra un ejemplo del Grupo de Santa Liestra (Eoceno de la cuenca Surpirenaica, España). Los cuerpos sedimentarios individuales (B) tienen espesor métrico, y muestran una transición lateral entre conglomerados poco organizados, areniscas conglomerádicas y areniscas medias a finas, las que a menudo incluyen fósiles marinos. Se interpreta que dichos fósiles habrían sido cargados por erosión submarina en áreas costeras, a partir de corrientes de fondo densas relacionadas a avenidas fluviales, y transportados hasta zonas de plataforma. La presencia de carbonatos de grano fino hacia el tramo final de cada secuencia estrato y grano decreciente sugiere la existencia de períodos de depositación en condiciones “normales” (A), los que alternarían con períodos de sedimentación hiperpícnica relacionada a avenidas fluviales catastróficas (B).

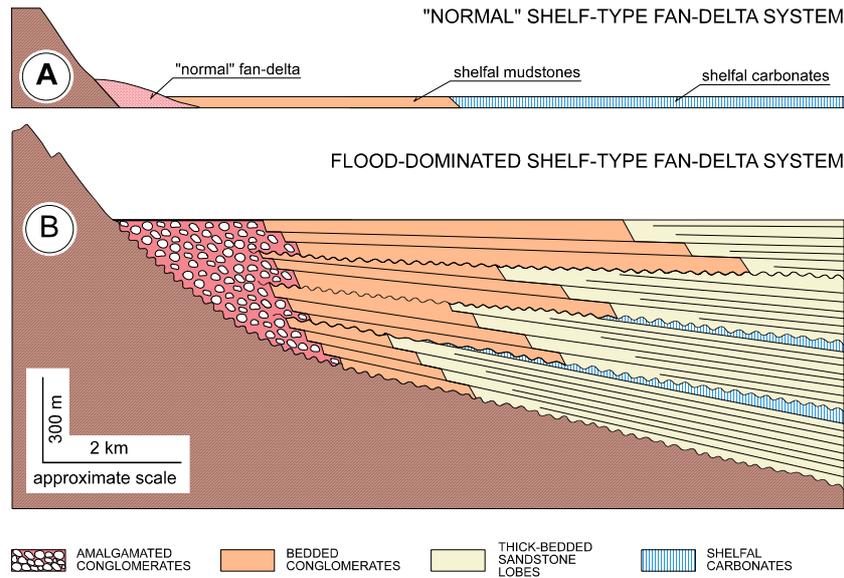


Figura 2.5: Sistemas hiperpícnicos de plataforma. Grupo de Santa Liestra, Eoceno de los Pirineos (Mutti et al., 1996)

Las ideas presentadas en esta breve introducción serán intensamente discutidas a lo largo del curso. No obstante, es importante comprender de manera preliminar que en sistemas fósiles relacionados a cuencas tectónicamente activas, los ambientes sedimentarios de tipo “normal” están a menudo pobremente representados. En la Fig. 2.6 (tomada Mutti *et al.*, 1996) se esquematizan dos puntos extremos entre condiciones “normales” y altamente catastróficas.

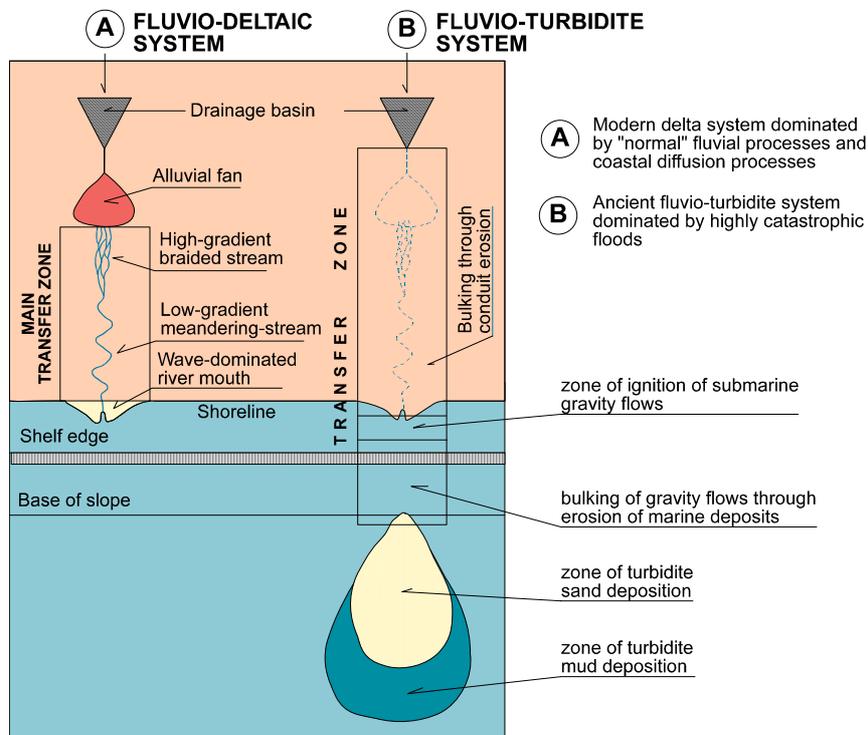


Figura 2.6: Comparación entre sistemas “normales” y fluvio-turbidíticos (o hiperpícnicos). De Mutti et al., 1996.

En condiciones “normales” (A) los materiales más gruesos son retenidos en zonas proximales a la cuenca de drenaje, donde construyen abanicos aluviales. El agua escapa pendiente abajo transportando las fracciones más finas. A lo largo del curso, la mayor parte de la arena y la arcilla es retenida en distintas cuencas aluviales y planicies costeras, mientras que la zona deposicional final del sistema (sistema deltaico) se halla enteramente dominada por procesos de difusión marina (principalmente acción de olas y mareas). Las corrientes fluviales se componen principalmente por aguas limpias (*stream flows*) con pocos materiales en suspensión, donde los sedimentos son transportados por fricción como carga de fondo. Cuando estas corrientes llegan a un cuerpo estacionario de agua (en este caso el mar) estos sedimentos son acumulados en las vecindades de la desembocadura, constituyendo las típicas barras de desembocadura descritas a menudo en la literatura (ver por ejemplo Galloway 1975). En condiciones altamente catastróficas (B), por otra parte, la zona deposicional final está representada por lóbulos turbidíticos profundos, en tanto que la mayor parte del sistema anterior (A) se ha convertido en una zona de transferencia, con pocas chances de preservación a escala geológica. De esta manera, el registro geológico de cuencas tectónicamente activas tendería a mostrar una relativa escasez de sistemas deposicionales de tipo “normal”, en tanto que la mayor proporción del registro se integraría por espesos cuerpos tabulares clásticos, de difícil interpretación utilizando la literatura sedimentológica convencional.

Lecturas adicionales

- AGER D.V. (1973) - The nature of Stratigraphical Record (1st edn). Macmillan/Wiley, 114 pp.
- AGER D.V. (1993) - The new catastrophism. The importance of the rare event in geological history. Cambridge University Press, 231 pp.
- BEATY C.B. (1974) - Debris-flow, alluvial fans and a revitalized catastrophism. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.*, 21, 39-51.
- BERGGREN, W.A. and VAN COUVERING, J.A., 1984. *Catastrophes and Earth History. The new uniformitarianism.* Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 464 pp.
- CLIFTON H.E. (1988) - Sedimentologic relevance of convulsive geologic events. In: CLIFTON H.E. (Ed.), *Sedimentologic consequences of convulsive geologic events*, Geological Society of America Special Paper, 229, 1-5.
- DOTT R.H. Jr. (1983) - 1982 S.E.P.M. Presidential address: episodic sedimentation-how normal is average? How rare is rare? Does it matter? *Journal of Sedimentary Petrology*, 53 (1), 5-23.
- DOTT R.H. Jr. (1988) - An episodic view of shallow marine clastic sedimentation. In: DE BOER P.L. et al. (Eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*, Reidel Publishing Company, 3-12.
- EVANS S.G. and CLAGUE J.J. (1994) - Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, 10, 107-128.
- GOULD S.J. (1965) - Is uniformitarianism necessary? *American Journ. of Science*, 263, 223-228.
- GOULD S.J. (1987) - *Time's Arrow, Time's Cycle.* Harvard University Press, Cambridge Mass. and London, 222 pp.
- GRAF W.L. (1988) - Application of catastrophe theory in fluvial geomorphology. In: ANDERSON M.G. (Ed.), *Modelling geomorphological systems*, Wiley, Chichester, 33-47.
- GRETENER P.E. (1967) - Significance of the rare event in geology. *A.A.P.G. Bull.*, 51 (11), 2197-2206.
- HALLAM, A., 1989. *Catastrophism in geology.* In: *Catastrophes and evolution: Astronomical foundations* (S.V.M. Clube, Ed.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 25-55.
- HILTON JOHNSON W. (1982) - Interrelationships among geomorphic interpretations of the stratigraphic record, process geomorphology and geomorphic models. In: Thorn C.E. (Ed.), *Space and time in geomorphology. The 'Binghamton' Symposia in Geomorphology: International Series*, 12, Allen & Unwin Ltd., 219-241.
- HSÜ, K.J., 1983. Actualistic Catastrophism. Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists. *Sedimentology*, 30 : 3-9.
- HUGGETT R. (1990) - *Catastrophism - Systems of Earth History.* Edward Arnold, a Division of Hodder and Stoughton, 246 pp.

- MULDER, T. and ALEXANDER, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269-299.
- MUTTI, E., G. DAVOLI, R. TINTERRI and C. ZAVALA., 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche*, Università di Padova, v. 48: 233-291.
- MUTTI, E., MAVILLA, N., ANGELLA, S. and FAVA LL., 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *AAPG Continuing Education Course Note 39*, 1-98. Tulsa.
- MUTTI, E., R. TINTERRI, D. di BIASE, L. FAVA, N. MAVILLA, S. ANGELLA and L. CALABRESE, 2000. Delta-front faces associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Rev. Soc. Geol. De España*, 13: 165- 190.
- PARKER, R.B. 1985. Buffers, energy storage, and the mode and tempo of geologic events. *Geology*, 13 :440-442.
- SCHUMM S.A. (1977) - *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New York, 338 pp.
- SCHUMM S.A. (1981) - Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. In: ETHRIDGE F.G. and FLORES R.M. (Eds.), *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*, S.E.P.M. Spec. Publ., 31, 19-29.
- VERA TORRES, J.A., 1994. *Estratigrafía, principios y métodos*. Editorial Rueda (Madrid), 806 pp.

3. Principales estructuras sedimentarias relacionadas a flujos diluidos y su interpretación hidrodinámica

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRIMARIAS

Las estructuras sedimentarias primarias son *todos aquellos rasgos físicos observables en las rocas sedimentarias, formados durante la depositación o en un tiempo ligeramente posterior, previamente a la consolidación del sedimento*. Se incluyen de esta manera las marcas de superficie, geometría de los estratos, estratificación (gradada, entrecruzada, paralela, etc.) estructuras producidas por la actividad de organismos (trazas fósiles), estructuras de deformación temprana (convoluta etc.). Las estructuras sedimentarias son importantes indicadores del ambiente de depositación, ya que no pueden ser retransportadas (como la litología y los fósiles), y son indudablemente generadas *in situ*. A diferencia de los parámetros texturales (los que requieren frecuentemente un análisis de laboratorio), la gran mayoría de las estructuras sedimentarias pueden y *deben* ser estudiadas en el campo. Gracias a los numerosos análisis de canaleta efectuados principalmente durante las décadas del '50 y '70, y su comparación con estructuras fósiles, conocemos bastante en la actualidad acerca del origen de numerosas estructuras sedimentarias, pudiendo de esta manera utilizarlas para determinar los mecanismos de transporte de sedimentos, paleocorrientes, profundidad relativa del cuerpo de agua, y velocidades relativas de las corrientes. Las estructuras sedimentarias son particularmente abundantes en los depósitos silicoclásticos, son fáciles de estudiar en afloramientos donde las exposiciones son adecuadas, pudiendo utilizarse también en el subsuelo mediante el análisis de testigos de corona.

Estructuras sedimentarias de corrientes diluidas Formas de lecho, estratificación y depositación

Todo aquel que haya observado el fondo arenoso de un cuerpo de agua poco profundo en movimiento, habrá notado comúnmente la presencia de ondulaciones. Estas *formas de lecho* se generan en la interfase entre el fluido (en este caso el agua) y el sedimento, y constituyen *formas de equilibrio* entre una serie de variables físicas como lo son la velocidad, densidad, viscosidad y profundidad del fluido, el tamaño de grano y densidad del sedimento, y la aceleración de la gravedad.

Las formas de lecho (generalmente integradas por "ripples" u ondulitas de distinto tamaño) son elementos efectivos en el proceso de transporte de sedimento por corrientes diluidas. Si en un momento determinado interrumpimos la corriente y efectuamos un corte vertical en la estructura en la dirección paralela a la corriente podremos observar la relación existente entre dichas formas de lecho y la estratificación resultante (por ejemplo la estratificación entrecruzada).

El hecho de que se generen dichas formas de lecho hacia la base de una corriente dada no implica en absoluto que la estratificación resultante quedará preservada. Las estructuras sedimentarias generadas por corrientes pueden producirse tanto por la depositación como por la erosión del sedimento subyacente.

La depositación en medios diluidos puede clasificarse de una manera sencilla en *acreción vertical o agradación* (por decantación de sedimento en suspensión) y *acreción*

lateral (por una migración horizontal de una superficie inclinada donde el sedimento es provisto por tracción). No obstante, en muchos ambientes sedimentarios los depósitos suelen responder a una combinación de dichos factores. La naturaleza de la acreción se relaciona directamente con el balance del volumen de sedimentos. Asumiendo que el volumen total de sedimento se conserva, la depositación de todo tipo de sedimento estará relacionada a una disminución en la concentración del sedimento transportado en suspensión a través del tiempo, a una disminución de la carga de la corriente (tasa de transporte) a lo largo de la dirección de transporte, o una combinación de ambas. La depositación vinculada a una disminución en la concentración de sedimento a través del tiempo adquiere importancia en los procesos de *decantación* a partir de aguas calmas. El segundo tipo de depositación se relaciona principalmente a procesos de *tracción* sin decantación, y se sintetiza en la idea de que para que ocurra depositación, el volumen de sedimento que entra, a una unidad de área dada, debe necesariamente ser mayor al que sale. Una combinación de ambos procesos de sedimentación se verifica en los procesos de *tracción-decantación*, responsables de la acumulación de las ondulitas escalonadas ("*climbing ripples*").

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRODUCIDAS POR CORRIENTES UNIDIRECCIONALES DILUIDAS

Es importante destacar de manera preliminar, que la existencia de formas de lecho que generen algún tipo de estratificación que nos permitan interpretar las condiciones hidrodinámicas de un depósito dado dependen en gran medida del tipo de sedimento disponible. De hecho, el rango textural entre arena fina y grava fina presenta potencialmente la mayor capacidad de generar formas de lecho y por lo tanto, estructuras sedimentarias. La grava gruesa, así como el limo y la arcilla, corrientemente no generan formas de lecho, ya sea por una excesiva influencia de la gravedad en el primer caso, o el accionar de cargas eléctricas en el segundo (Fig 3.1).

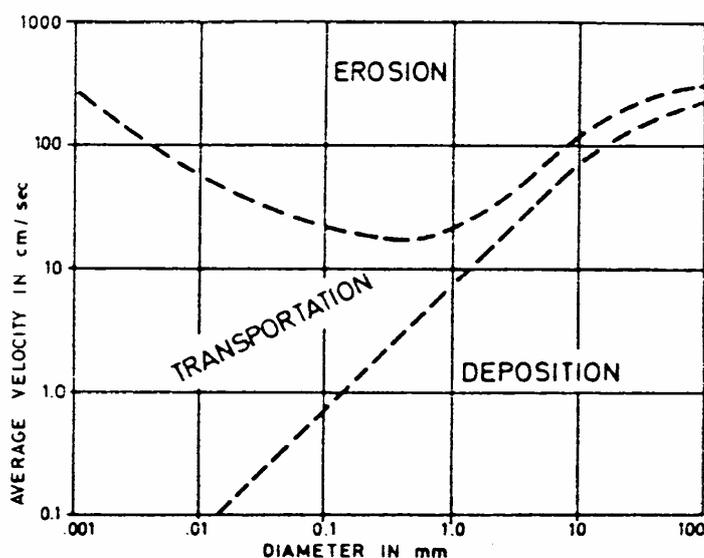


Figura 3.1. El diagrama básico de Hjulström, mostrando las relaciones entre erosión, transporte y depositación para distintos tamaños texturales. De Hjulström, 1939)

La naturaleza de las formas de lecho generadas en equilibrio con la corriente dependen de varios factores. De estos, la densidad del fluido y sedimento, y la gravedad, pueden considerarse constantes para el caso de arena y agua. La viscosidad (para el caso del agua) varía con la temperatura pudiendo tomarse como constante en la mayoría de los ambientes sedimentarios. De esta manera, es posible analizar las formas de lecho y la estratificación resultante mediante ensayos de canaleta combinando tres variables, las que son la velocidad del agua, el tamaño de grano y la profundidad.

Debido a que los gráficos resultantes suelen ser complejos en su interpretación, los esquemas bidimensionales son los que han adquirido la mayor difusión, donde se contrastan el tamaño textural y la velocidad de la corriente. En la Fig. 3.2 observamos uno de estos diagramas para una temperatura del agua de 10° y una profundidad de 25-40 cm. En el observamos que el campo de no-movimiento desciende abruptamente para granulometrías menores a los 0.8 milímetros, indicando una mayor movilidad para las granulometrías de arena fina. Para el caso de las granulometrías menores a 0,1 mm, al incrementar la velocidad de la corriente pasaremos del no-movimiento al campo de los *ripples*, y a su vez al lecho plano de alto régimen y antidunas. Nótese que en este caso no se generarán *megaripples* de cresta recta (2D) ni de cresta sinuosa (3D). Para el rango textural entre los 0,1 y los 0,8 mm (aprox.), al incrementar la velocidad pasaremos del campo de no-movimiento al de *ripples*, generándose a continuación *megaripples* de cresta recta y de cresta sinuosa, y culminando con lecho plano de alto régimen y antidunas. Para las granulometrías superiores (0,8 - 2,0 mm), observamos una ausencia de los *ripples* en la iniciación del movimiento, comenzando este con una forma tractiva correspondiente al lecho plano de bajo régimen (ausente para otras granulometrías). Al incrementar la velocidad continúan *megaripples* de cresta recta y cresta sinuosa, lecho plano de alto régimen y antidunas.

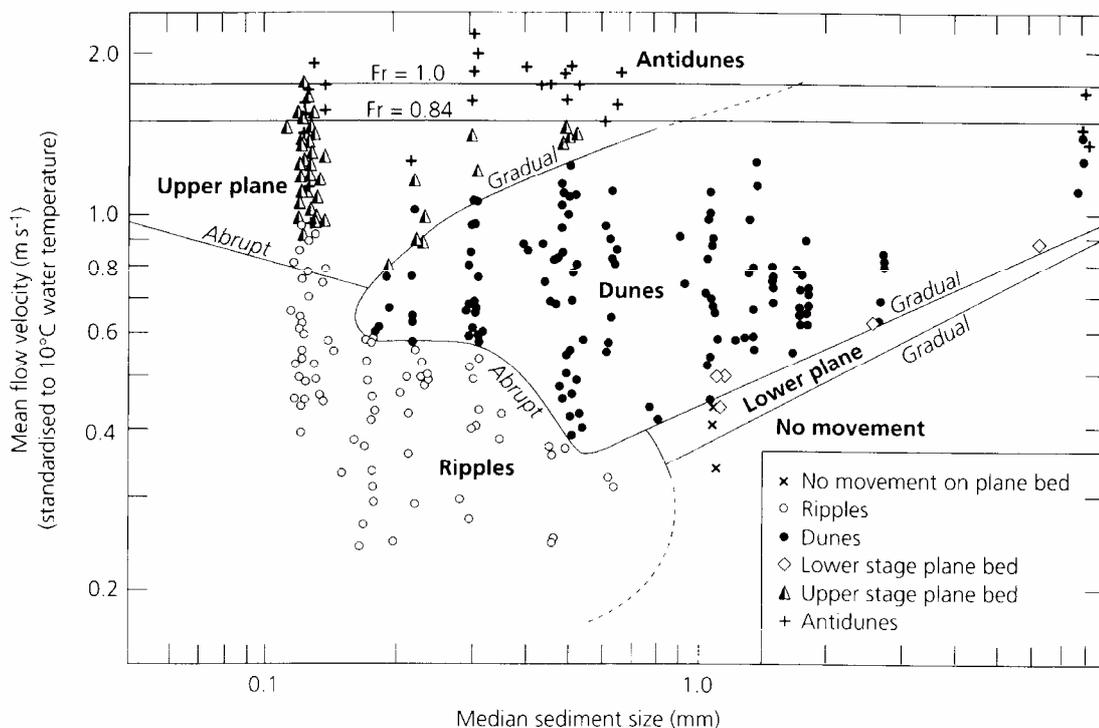


Figura 3.2. Diagrama formas de lecho estables para distintas fracciones granulométricas localizadas a la base de una corriente de agua libre en canales abiertos. De Southard 1991.

Puntos a tener en cuenta:

1). Los *ripples*, *megaripples* de cresta recta (dunas 2D), *megaripples* de cresta sinuosa (dunas 3D), y el lecho plano de bajo régimen, son formas de lecho de bajo régimen de flujo, en tanto que el lecho plano de alto régimen y la antiduna son de alto régimen de flujo. La denominación de formas de lecho de bajo y alto régimen de flujo y sus correlativas estructuras sedimentarias (de bajo y alto régimen de flujo) no tiene relación con la velocidad de la corriente, sino que se relaciona con la configuración de la forma del lecho, modo de transportar el sedimento, procesos de disipación de energía y relación de fases entre el lecho y la superficie del agua (Simons et al., 1965; Allen, 1997).

2). Los *ripples* no se forman en granulometrías mayores a los 0,8 milímetros.

3). El lecho plano de alto régimen se diferencia del de bajo régimen por la granulometría del mismo (recordar que el de bajo régimen se encuentra limitado a granulometrías mayores a los 0,6 mm) y por la buena selección de la fábrica. La mala selección generalmente presente en el lecho plano de bajo régimen se debe fundamentalmente a que el proceso es principalmente tractivo, en tanto que las estructuras de alto régimen de flujo se deben principalmente a procesos de tracción-decantación.

4) La altura que alcanzarán los *megaripples* (dunas) depende fundamentalmente de la profundidad del agua, ya que obviamente nunca la estructura puede emerger. De esta manera, en aguas muy someras, el lecho plano de alto régimen puede generarse a mucha menor velocidad que la observada en el cuadro, e inclusive pueden estar ausentes los *ripples* en el inicio del movimiento.

5) Los *megaripples* de cresta sinuosa son formas de lecho relacionadas generalmente a una mayor velocidad de corriente que los *megaripples* de cresta recta, aunque en algunas ocasiones la presencia de dunas de crestas sinuosas se relaciona más a la existencia de encauzamiento.

6) Las dunas (siempre que exista una profundidad adecuada) tienden a alcanzar un desarrollo mayor para las granulometrías finas. Los *megaripples* de arena gruesa son en general de menores dimensiones.

7) Tener en cuenta siempre que estos diagramas de estabilidad aplican únicamente para el movimiento de agua en canales abiertos, sobre sedimentos no consolidados. La aplicación de estos conceptos a flujos gravitativos de sedimentos (por ejemplo turbiditas) no es necesariamente válido (Shanmugamm 2000) ya que la secuencia de estructuras sedimentarias generadas por un flujo desacelerante puede ser marcadamente distinta.

Las formas de lecho y la estratificación resultante

El *ripple*: una forma básica

En la Fig. 3.3 observamos un corte vertical, en la dirección paralela al flujo, de un *ripple* de corriente. Esta estructura corresponde a una forma básica de transporte de sedimento por tracción en corrientes unidireccionales diluidas, con una escala de tamaños sumamente variable. Observamos asimismo las distintas partes y parámetros de esta estructura, como lo son el barlovento, sotavento, seno, cresta, longitud (L) y amplitud (H) de onda.

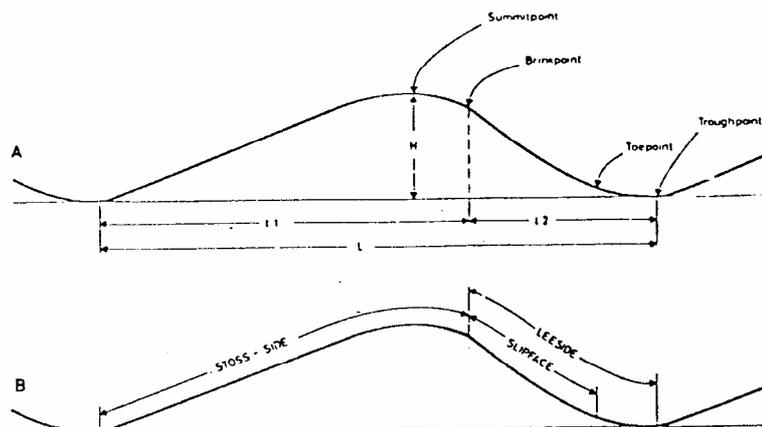


Figura 3.3. Partes básicas de un ripple. De Harms et al.1982.

Cada *ripple* individualmente se comporta como una cuenca sedimentaria y su área de aporte, ya que muestra dos ámbitos, (1) un ámbito erosivo, correspondiente al barlovento, y (2) un ámbito netamente deposicional, correspondiente al sotavento. En el sotavento se genera una zona de separación de flujo, ya que se incrementa bruscamente la sección de la corriente. La depositación puede ocurrir tanto por avalanchamiento desde la cresta ("*sand flow*" o flujo de arena), como por lluvia de granos ("*grain fall*"), o una combinación de ambos. Que ocurra erosión, "*bypass*" o depositación durante la migración de la estructura dependerá de la relación entre el volumen de sedimento erosionado en el barlovento y el volumen depositado en el sotavento.

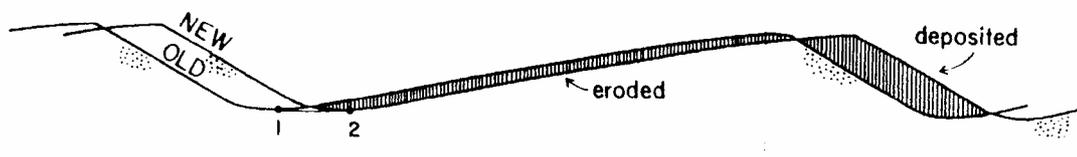


Figura 3.4. Zonas de erosión y depositación dentro de los ripples. De Harms et al. 1982.

Si no se incorpora ni sustrae sedimento, el área erosionada en el barlovento será igual a la depositada en el sotavento (Figura 3.4), por lo que la altura generalizada de la superficie deposicional no será modificada con el tiempo, ni tampoco se preservará un depósito. Si en cambio se incorpora sedimento adicional al sistema, la erosión en el barlovento (donde en el punto de máxima erosión se ubica el seno del *ripple*) no alcanzará a erodar hasta la base del depósito de sotavento, por lo que se preservará un nivel

correspondiente al tramo basal de las láminas frontales. En este último caso, y como consecuencia del depósito, se producirá un incremento en la superficie generalizada igual al espesor preservado.

Es importante notar a esta altura del análisis que cuando observamos en el campo una estratificación entrecruzada (tabular-planar o en artesa), el espesor observado es corrientemente menor a 1/3 de la altura original de la forma de lecho que le dio origen, correspondiendo al sector basal de las láminas frontales del sotavento.

Un parámetro importante relacionado al volumen de sedimento incorporado al sistema es el ángulo de escalonamiento ("angle of climb") de los ripples. Este se define como el ángulo existente entre la línea que une las sucesivas posiciones de la cresta de un ripple dado, y una línea paralela a la superficie deposicional generalizada en la dirección de avance de la estructura (Fig. 3.5 de Harms et al. 1982).

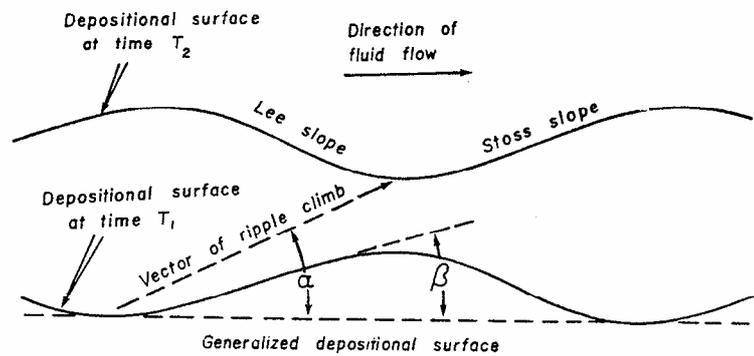


Figura 3.5. Definición del ángulo de escalonamiento para ripples de corriente. De Harms et al. 1982

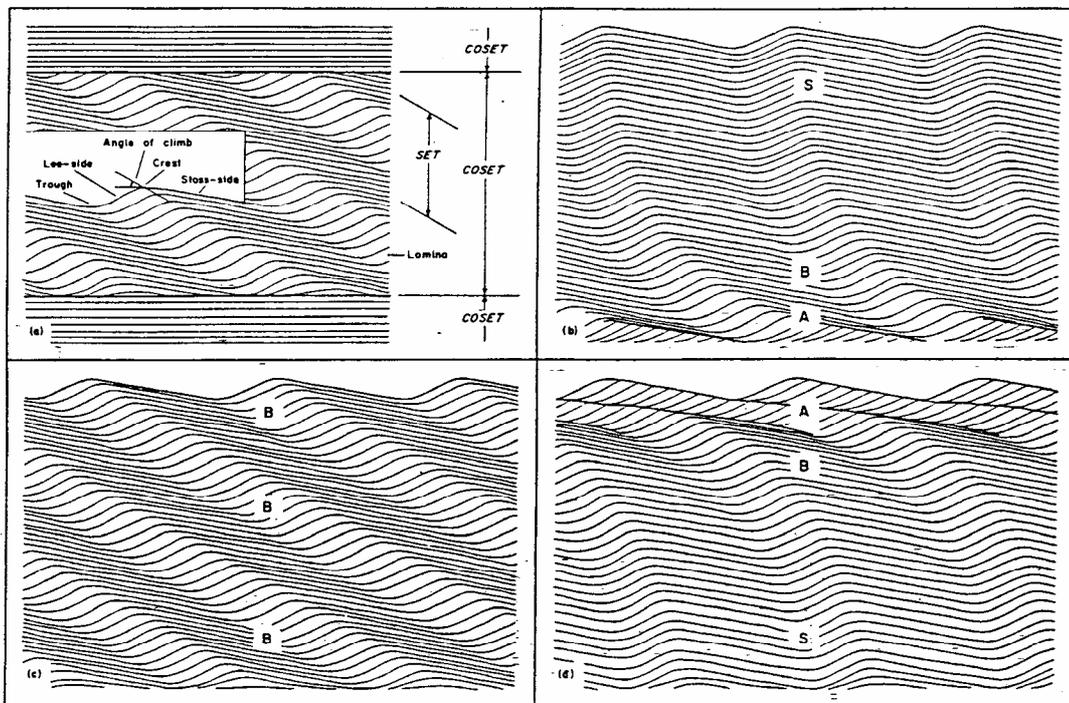


Figura 3.6. Relación entre el ángulo de escalonamiento y la tasa de decantación. En B hay un aumento progresivo de la decantación. En C la tasa de decantación es relativamente constante. En C hay una disminución de la decantación a expensas de la tracción. De Harms et al., 1982.

Notemos entonces que si este ángulo es igual a cero, no quedará un depósito preservado, ya que la totalidad de lo acumulado en el sotavento será erosionado al avanzar el seno del barlovento subsiguiente. Si este ángulo alcanza la pendiente de barlovento del *ripple*, la totalidad de la forma del *ripple* será preservada, y en el barlovento no ocurrirá ni erosión ni depositación. Si este ángulo supera la pendiente de barlovento, este pasará a ser un ámbito de depositación. En casos extremos este ángulo puede tender a la vertical, en cuyo caso el *ripple* puede perder su identidad.

Algunos autores (Hunter, 1977) han clasificado a los *ripples* de acuerdo a su ángulo de escalonamiento (Fig. 3.7). Si este es menor que la pendiente de barlovento, se denominan *ripples subcríticos*, si es igual *críticos*, y si es mayor *supercríticos*.

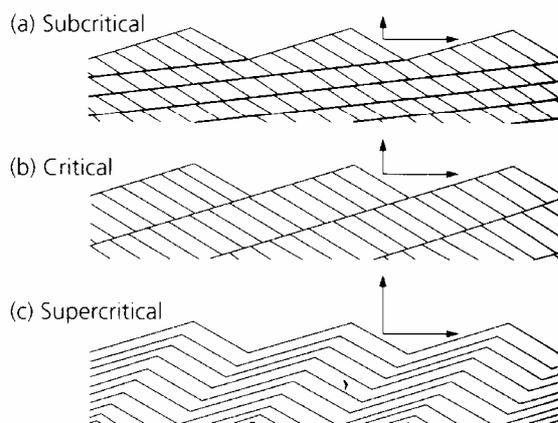


Figura 3.7. Nomenclatura para climbing ripples de acuerdo a su ángulo de escalonamiento. De Hunter 1977.

El hecho de que el ángulo de escalonamiento adquiriera importancia nos indica principalmente que existe un gran aporte de sedimento al sistema a través de la corriente por decantación, lo que en combinación con el proceso tractivo hace de estas estructuras del tipo tracción-decantación. Son características de corrientes unidireccionales diluidas cargadas de sedimento (carga en suspensión) que desaceleran, en condiciones de bajo régimen de flujo. Generalmente se relacionan genéticamente, tanto en la vertical como lateralmente con otras estructuras sedimentarias de tracción decantación, como laminación paralela, estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* y areniscas masivas.

Con la sola diferencia de las escalas, los *ripples* y *megaripples* tienen los mismos componentes morfológicos. Si el espesor preservado de la estructura es menor a los 5 centímetros se los vincula a *ripples*, en tanto que cuando supera los 5 centímetros se los relaciona con *megaripples*. En el campo, generalmente reconocemos dos tipos de estratificación entrecruzada producida por la migración de *megaripples*: la estratificación entrecruzada tabular planar (Fig. 3.8A, generada por la migración de *megaripples* de crestas rectas o "*sand waves*") y la estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 3.8B generada por la migración de *megaripples* de crestas sinuosas o "*sand dunes*"). En la Figura 3.8 podemos observar la relación entre la forma de lecho y la estratificación entrecruzada (tabular planar o en artesa).

Corrientemente los *megaripples* (como forma de lecho) muestran el barlovento cubierto de *ripples* de menor dimensión, los que producen la erosión y el transporte del

sedimento hasta el frente de avalancha de la megaestructura. Estos pequeños *ripples* obviamente no tienen potencial de preservación, ya que se encuentran en un ámbito erosivo.

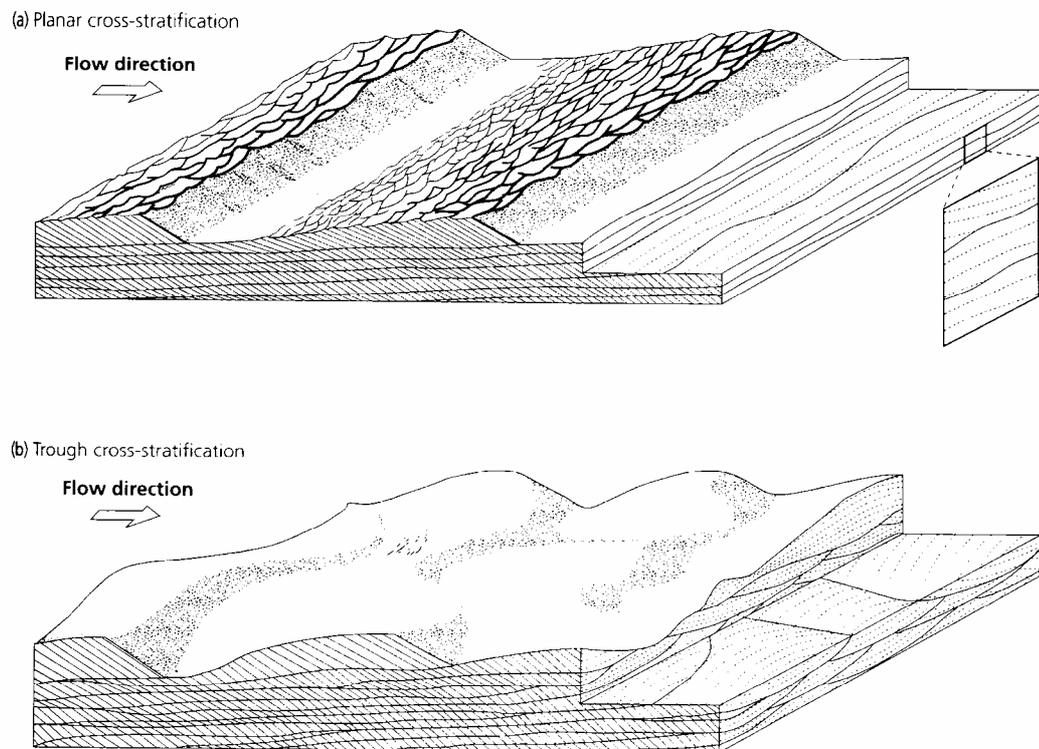


Figura 3.8. Megaripples de crestas rectas (A) y de crestas sinuosas (B). En los cortes se observa la relación entre la forma de lecho y la estratificación resultante, tabular planar y en artesa respectivamente (de Allen, 1997).

Los megaripples se vinculan a corrientes unidireccionales diluídas esencialmente tractivas en bajo régimen de flujo. El ángulo de escalonamiento rara vez alcanza la pendiente de barlovento, siendo lo más común que la erosión preserve solo el tercio inferior del depósito del frente de avalancha.

Formas de Lecho Plano y Laminación Paralela

La laminación es una estructura sedimentaria reconocible en tamaños texturales desde arcilla a arena gruesa. Aparentemente los tamaños finos, hasta el limo grueso o arena muy fina, se generarían principalmente por decantación, en tanto en las texturas medias a gruesas, se debería a procesos tractivos y de tracción-decantación en alto y bajo régimen de flujo. La laminación de alto régimen puede relacionarse tanto a corrientes unidireccionales como bidireccionales (oscilatorias) por lo que siempre es aconsejable tratar de utilizar a estas estructuras en combinación con otras para la diagnosis de las condiciones hidrodinámicas de depositación. No está claro cual es el origen de la laminación relacionada a corrientes unidireccionales, pero esta parece vinculada a la estructura del

flujo cerca del lecho, o variaciones areales en el empaquetamiento y selección. La distinción entre alto y bajo régimen de flujo en granulometrías arenosas superiores a los 0,6 mm es a menudo complicada. Puede apelarse a observaciones respecto de la selección, pero lo más indicativo es la distinción de la lineación "*parting*" (Fig. 3.9). Este tipo de lineación aparece como surcos elongados con un relieve frecuentemente menor a 1 mm, son diagnósticas del alto régimen de flujo, y son indicativas de la dirección (pero no del sentido) de la paleocorriente. Otros tipos de lineaciones de corriente asociadas al alto régimen de flujo se reconocen en el caso de existir minerales pesados, los que tienden a ubicarse elongados en la dirección de la corriente.

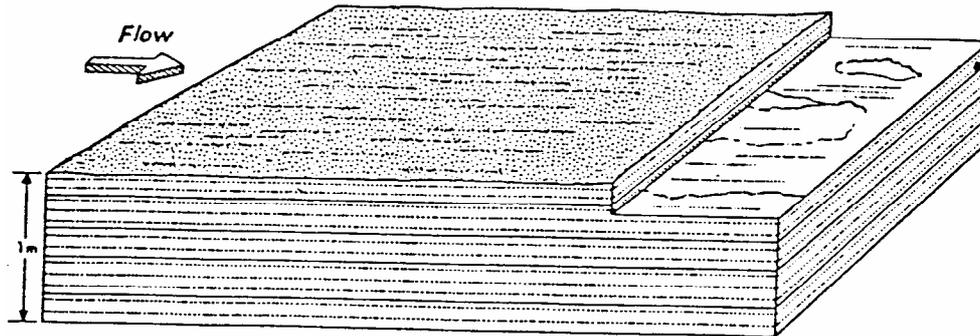


Figura 3.9. Laminación paralela. En los planos se indican lineaciones de pesados y lineación *parting*

Finalmente es importante resaltar la observación de Sanders (1965) en el sentido de que no toda la laminación originada por corrientes unidireccionales se genera del modo observado en los canales abiertos (Fig. 3.2) sino que existe una variedad originada por tracción-decantación, muy común en turbiditas. Este origen es deducible además por su transición lateral a *climbing ripples* (Fig. 3.10)

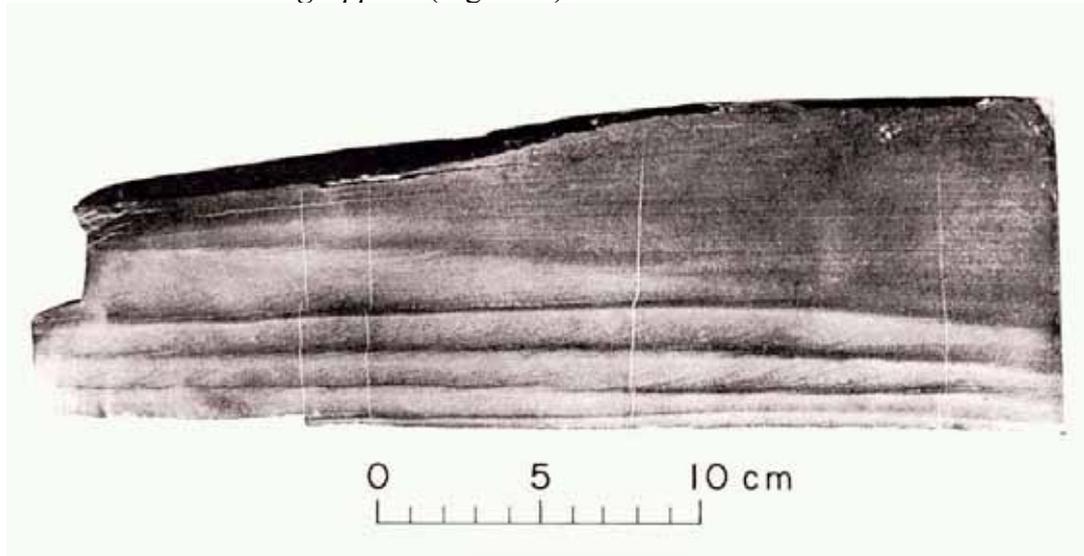


Figura 3.10. Transición lateral entre lámina paralela y *climbing ripples*, lo cual sugiere un origen para la estructura relacionado a procesos de tracción-decantación. Dirección de paleocorriente de derecha a izquierda. De Sanders (1965).

Estratificación entrecruzada tipo "hummocky"

La estratificación entrecruzada de tipo "hummocky" (HCS) es una estructura muy común en la mayoría de los ambientes silicoclásticos marino someros y continentales. Se caracteriza por la presencia de laminaciones onduladas de bajo ángulo, y ocasionalmente "domos" acrecionales (Fig. 3.11). Estas formas de domos (o "hummocks") generalmente tienen longitudes de onda del orden de 1 metro o superiores, aunque han sido descritas variedades de menor escala (decimétricas). Si bien en la descripción original (Harms, 1975) se reconoce como desarrollada principalmente en areniscas finas a medias, no es extraño encontrar esta estructura asociada a areniscas gruesas y areniscas conglomerádicas. Asimismo, no resultan claras las diferencias entre estas estructuras y los denominados "depósitos de antiduna", los que se relacionarían a corrientes unidireccionales de alto régimen de flujo, con velocidades superiores a las del lecho plano.

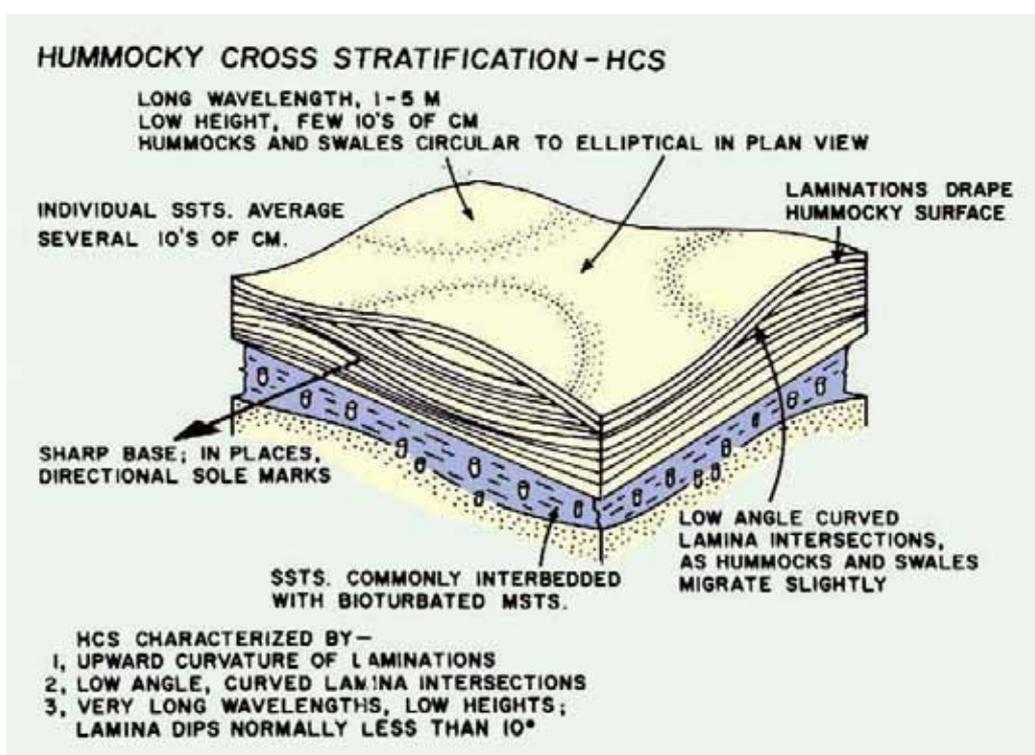


Figura 3.11. Estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* isótropo. De Harms *et al.* 1975, Walker 1982.

En la Fig. 3.11 se observa un esquema de esta estructura. Básicamente los *sets* de láminas presentan bases erosivas e inclinan con pendientes menores a los 10°. Las láminas subsiguientes a esas superficies erosivas se encuentran dispuestas paralelas a subparalelas. Las láminas corrientemente divergen lateralmente en el *set*. Existen dos tipos de estratificación entrecruzada de tipo *hummocky*, denominadas como isótropos y anisótropos. En las estructuras isótropas (Fig. 3.11) las direcciones de inclinación de las láminas y las superficies erosivas son aleatorias y no indicativas de paleocorrientes.

En el caso de los *hummocky* anisótropos se reconocen láminas que inclinan con bajo ángulo con una dirección predominante. En la Fig. 3.12 (de Mutti *et al.*, 1994) observamos las principales características distintivas entre los *hummocky* isótropos y anisótropos.

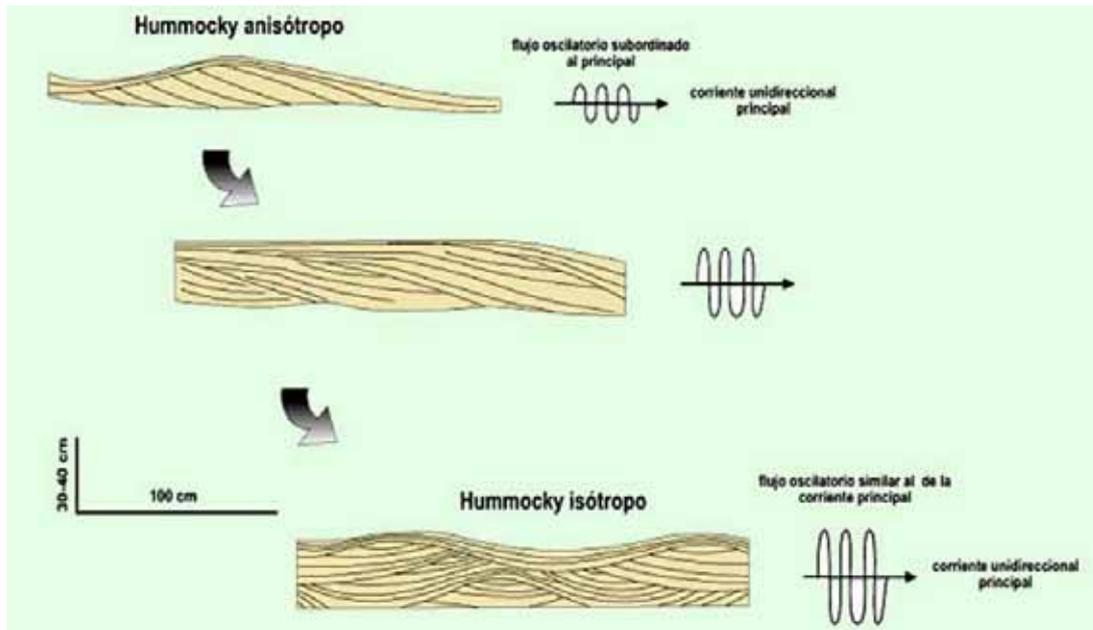


Figura 3.12. Desde la base hacia el techo, la figura muestra la transición desde estratificación entrecruzada de tipo hummocky isotrópico a anisótropo. Esta transición ocurre frecuentemente en dirección corriente arriba a lo largo del mismo *tract* de facies. Modificado de Mutti *et al.* 1994.

El origen de esta estructura es bastante controvertido (Harms 1975; 1982; Dott y Bourgeois 1982; Rust y Gibling 1990; Duke *et al.* 1991), ya que no ha podido ser generada en laboratorio. Si bien existe un consenso en que esta estructura se relacionaría con corrientes unidireccionales de alto régimen de flujo con un flujo orbital combinado (corrientes oscilatorias) algunos autores la consideran diagnóstica de capas de tormenta en el *shoreface* (Fig. 3.13).

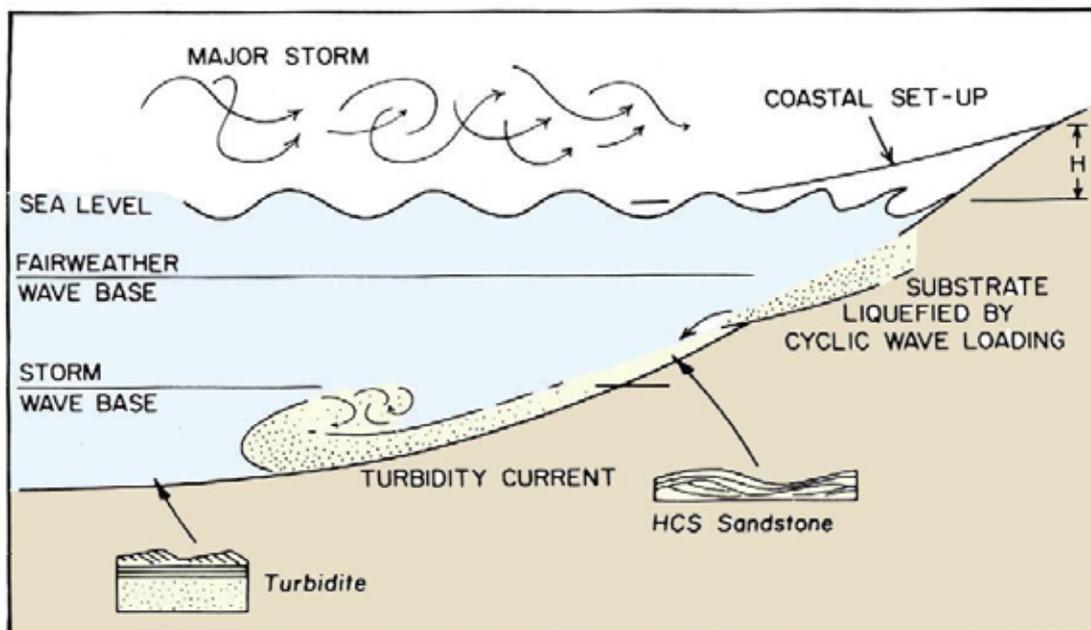


Figura 3.13. El origen de la estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* ha sido clásicamente vinculado a depósitos de tempestivas en la zona del *shoreface* (de Walker 1984).

No obstante, la presencia de esta estructura en un amplio rango de ambientes sedimentarios (Fig. 3.14) sugiere que su presencia no sería diagnóstica del *shoreface*, sino más bien que su origen estaría ligado al de las avenidas fluviales.

Occurrence of HCS			
Fluvial deposits	River-delta deposits	Fan-delta deposits	Beach deposits
Williams, 1971 Rust and Gibling, 1990 Darn and Andreassen, 1990 Cotter and Graham, 1991 Browne and Flint, 1994	Dott and Bird, 1979 Hamblin and Walker, 1979 Wright and Walker, 1981 Dott and Bourgeois, 1982 Leckie and Walker, 1982 Nelson, 1982 Walker <i>et al.</i> , 1983 Leithold and Bourgeois, 1984 Chan and Dott, 1986 Surlyk and Noe-Nygaard, 1986 Eyles and Clark, 1988 Winn, 1991 Higgs, 1991 Myrow, 1992 Myrow and Hiscott, 1991 Buatois and Mángano, 1995	De Celles, 1987 Colmenero <i>et al.</i> , 1988 Flint and Turner, 1988 Maejima, 1988 Marzo and Anadón, 1988 Massari and Parea, 1988 Massari and Parea, 1990 DeCelles and Cavazza, 1992	Campbell, 1966, 1971 Harms <i>et al.</i> , 1975, 1982 Kumar and Sanders, 1976 De Raaf <i>et al.</i> , 1977 Bourgeois, 1980 Kreisa, 1981 Hunter and Clifton, 1982 Dott and Bourgeois, 1982 Swift <i>et al.</i> , 1983 Walker <i>et al.</i> , 1983 Bourgeois and Leithold, 1984 Duke, 1985 Greenwood and Sherman, 1986 Handford, 1986

Figura 3.14. Sistemas deposicionales en los cuales ha sido reconocida la presencia de estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* (de Mutti *et al.* 1996)

De modo adicional, uno de los problemas de interpretar a estas estructuras como relacionadas a tormentas o tempestitas que los HCS corrientemente se relacionan a bancos de más de 0,5 metros de espesor. Estudios recientes sobre el espesor de capas de tormenta relacionadas al huracán Carla (occurrido en septiembre de 1961 en el Golfo de México) indican que estas capas comúnmente no superan los 10 centímetros de espesor (Snedden & Numedal, 1991). En la Fig 3.15 se indican los espesores de dicho evento.

Esto resulta asimismo lógico si pensamos que el volumen de sedimentos disponibles para ser erosionados por una tormenta en la zona litoral es bastante limitado, por lo que para explicar el origen de capas más espesas debemos acudir a otros mecanismos.

La posible relación de esta estructura con avenidas fluviales catastróficas ha sido sugerida por Mutti *et al.* (1994 ; 1996) debido a hecho de que capas con HCS en numerosos sistemas se relacionan lateralmente con sistemas fluviales. La existencia de la componente oscilatoria ha sido explicada como originada por la puesta en movimiento del agua en cuencas receptoras someras, y de volumen reducido en relación al volumen de las avenidas fluviales entrantes. Debido a lo anteriormente expuesto, debemos expresar que en este curso no consideraremos a esta estructura como diagnóstica de un ambiente o subambiente sedimentario particular, aunque se destaca que su presencia es sumamente común es sistemas dominados por avenidas fluviales catastróficas en distintos contextos.

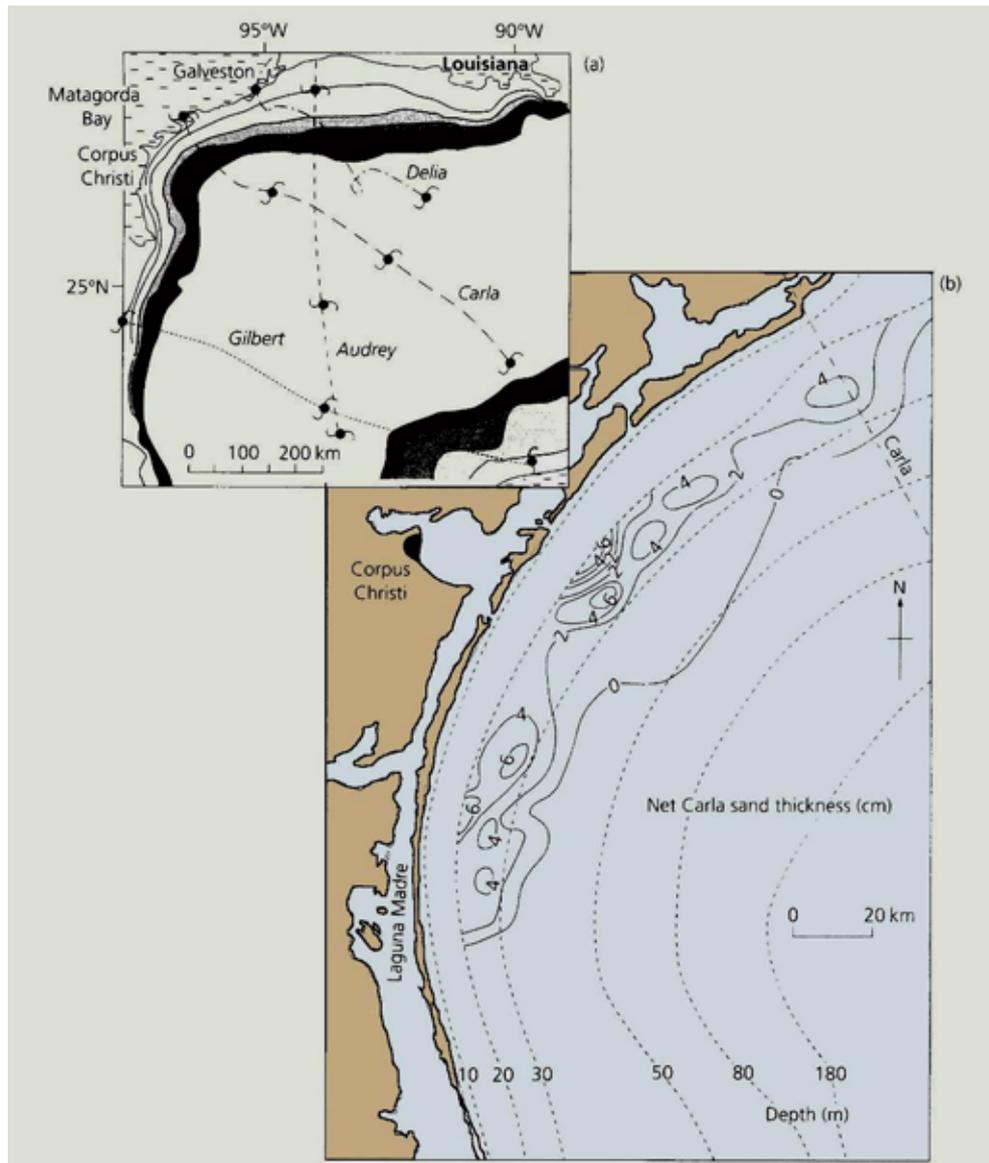


Figura 3.15. a) Batimetría de la costa de Texas-Louisiana en el Golfo de México con la traza de 4 huracanes recientes. b) distribución y espesor de la capa de tormenta depositada por el huracán Carla (1961). De Snedden & Nummedal 1991.

Lecturas complementarias

- ALLEN, J.R.L. 1982. *Sedimentary structures: Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam, I, 593 pp., II, 663 pp.
- ALLEN, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26: 281-328.
- ALLEN, P.A., 1997. *Earth Surface Processes*. Blackwell Science Ltd. 404 pp. London.
- ASHLEY, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bed forms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary*
- BLATT, H., G. MIDDLETON and R. MURRAY, 1980. *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall, Inc.: 782p. *Petrology*, 60 (1): 160-172.
- BOGGS Jr., S., 1987. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Merrill Publishing Company: 784p.

- CORRALES, I., J. ROSELL, L. SANCHEZ, J. A. VERA y L. VILAS, 1977. Estratigrafía. Editorial Rueda.
- DOTT, R.H., and J. BURGEOIS, 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 93: 663-680.
- DUKE W.L., ARNOTT R.W.C. and CHEEL R.J. (1991) - Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on stormy debate. *Geology*, 19, 625-628.
- FRIEDMAN, G.M. and J.E. SANDERS, 1978. Principles of Sedimentology. John Wiley and Sons.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B. and WALKER R.G., 1982 - Structures and sequences in clastic rocks. SEPM Short Course, n° 9, 249 pp., Tulsa.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. and WALKER R.G., 1975 - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM Short Course, n° 2, 161 pp., Tulsa.
- HARMS, J.C. and R.K. FAHNESTOCK, 1965. Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Río Grande. in: PRIMARY SEDIMENTARY STRUCTURES AND THEIR HYDRODYNAMIC INTERPRETATION. Ed. by G.V. MIDDLETON. S.E.P.M. Special Publication N° 12. : 84-115. 1965. Tulsa.
- MIDDLETON, G.V. (ED.), 1965. Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. S.E.P.M. Special Publication N° 12. 1965. Tulsa.
- PYE, K., 1994. Sediment transport and depositional processes. Blackwell Scientific Publications, 397pp.
- REINECK, H.E. and I.B. SINGH, 1980. Depositional Sedimentary Environments. 2nd Edition: Springer-Verlag, New York.: 439.
- SANDERS, J.E., 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidite currents and related sedimentation mechanisms. in: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation (Ed. by G.V. MIDDLETON), Spec. Publ. S.E.P.M., 12: 192-219.

4. Principales estructuras sedimentarias relacionadas a flujos de alta densidad y su interpretación hidrodinámica

Algunos conceptos básicos sobre fluidos y su relación con los procesos de transporte de sedimentos

Los materiales de la corteza terrestre, como las rocas, sedimentos, hielo y agua se deforman en respuesta a la aplicación de un sistema de fuerzas. A los fines de comprender los procesos resultantes en el movimiento de los sedimentos (o sus mezclas) es necesario conocer algo de la respuesta de los materiales naturales a la aplicación de un sistema de fuerzas. En otras palabras, existe un estilo de deformación característico para cada material como consecuencia de la aplicación de una fuerza. El término **fluido** se refiere a un particular estado de la materia, aunque de difícil definición. Los fluidos se deforman o fluyen bajo la acción de fuerzas relativamente pequeñas, tienden a tomar la forma del recipiente en donde se los introduce. Los fluidos se dividen en **líquidos** y **gaseosos**, de acuerdo a la capacidad o no de formar una superficie horizontal al techo de la superficie que los contiene. Además de los fluidos naturales como el agua y el aire, se consideran fluidos todas las posibles mezclas de los mismos con sedimentos. Existen en la naturaleza distintos tipos de respuesta de los materiales a la aplicación de un esfuerzo:

Materiales elásticos lineares (sólidos): Son aquellos que se deforman proporcionalmente a la fuerza aplicada (Fig. 4.1). La deformación (o “strain”) se recupera al cesar en la aplicación de la fuerza. Este comportamiento es característico de la parte superior de la litósfera, pero carece de importancia en el estudio de los procesos de transporte superficiales.

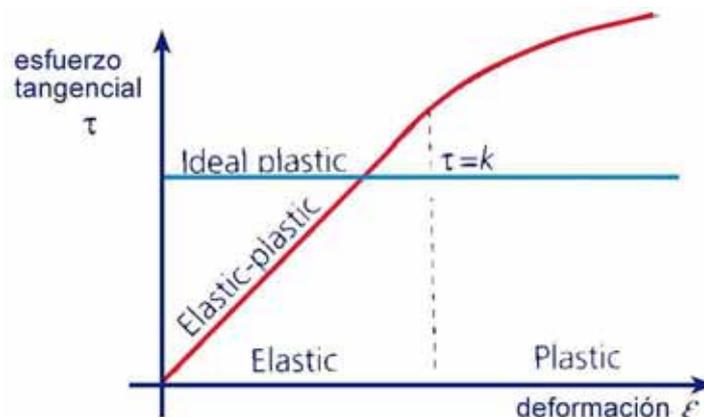


Figura 4.1. Relaciones esquemáticas entre el esfuerzo aplicado y la deformación para materiales elásticos – plásticos y plásticos ideales. De Allen 1997.

Materiales Plásticos : Estos materiales poseen una resistencia inicial (“yield strength”) que hace que al aplicar un esfuerzo de corte (“shear stress”) no se produzca movimiento hasta que dicho umbral es superado (Fig. 4.1). Una vez alcanzado el mismo el material se deforma de manera permanente sin necesidad de aplicar un esfuerzo adicional. Si la deformación guarda una relación lineal con el esfuerzo aplicado se denomina como **“Bingham plastic”**.

Sustancias Viscosas: Idealmente muestran una relación lineal entre el esfuerzo aplicado y la tasa de deformación, pero a diferencia de los sólidos elásticos, la deformación es irreversible y permanente (Fig 4.2). Se diferencian asimismo de los materiales plásticos en que la deformación comienza con la aplicación del esfuerzo, ya que no presentan cohesión interna inicial.

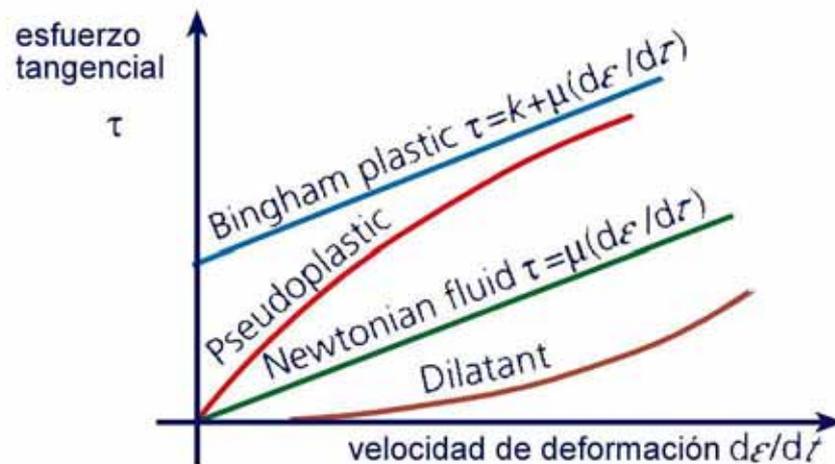


Figura 4.2: Relación entre el esfuerzo aplicado y la velocidad de deformación para distintos tipos de fluidos. τ : esfuerzo de corte; K : resistencia al movimiento; μ : viscosidad dinámica; $d\varepsilon/dt$: velocidad de deformación.

El medio viscoso es el más importante en el transporte superficial de sedimentos mediante fluidos diluidos. Los fluidos viscosos se pueden deformar por cortes en láminas internas entre distintos niveles sin una mezcla sustancial entre ellos (flujo laminar) o por una mezcla tridimensional entre los mismos (flujo turbulento). Existen en la realidad desviaciones importantes entre los modelos ideales. La tasa de deformación es en realidad un gradiente de velocidad. Los flujos que muestran una relación lineal entre el esfuerzo aplicado por unidad de área y la tasa de deformación (velocidad) se denominan como flujos **Newtonianos** ya que responden a la ecuación de Viscosidad de Newton.

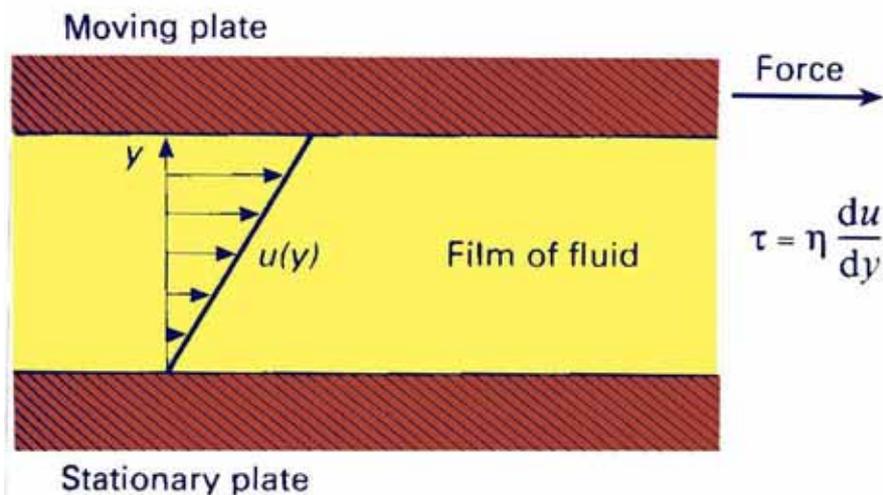


Figura 4.3. La viscosidad medida como la resistencia a la deformación de un delgado nivel de fluido comprendido entre dos láminas paralelas. La lámina superior se mueve con una velocidad U , mientras que la lámina inferior se mantiene fija.

En la Fig. 4.2, la pendiente del flujo newtoniano está dada por un coeficiente que se denomina viscosidad dinámica (μ). La viscosidad dinámica (como se verá más adelante) es la resistencia que ofrece un fluido a la deformación. Existen fluidos cuya viscosidad no es constante y depende de otros factores, denominándose como flujos **no-Newtonianos**. Uno de estos factores puede ser la velocidad en que el material es deformado. Por ejemplo un fluido **pseudoplástico** es aquel donde la viscosidad dinámica disminuye a medida que se incrementa el esfuerzo aplicado y por ende la velocidad (es el caso de flujos de barro). Por otro lado, un fluido **dilatante** es aquel que incrementa su viscosidad al aumentar el esfuerzo aplicado (por ejemplo para fluidos altamente concentrados en arenas). En este último caso el aumento de la resistencia al movimiento se relaciona con una mayor disipación de energía relacionada a un incremento en la colisión intergranular.

Flujo laminar y turbulento

El flujo laminar y flujo turbulento representan dos diferentes estados de flujo reconocibles en la naturaleza para flujos viscosos. Las líneas de corriente en un **flujo laminar** aparecen siempre paralelas o suavemente curvadas, no observándose interacción entre ellas (Fig. 4.4).

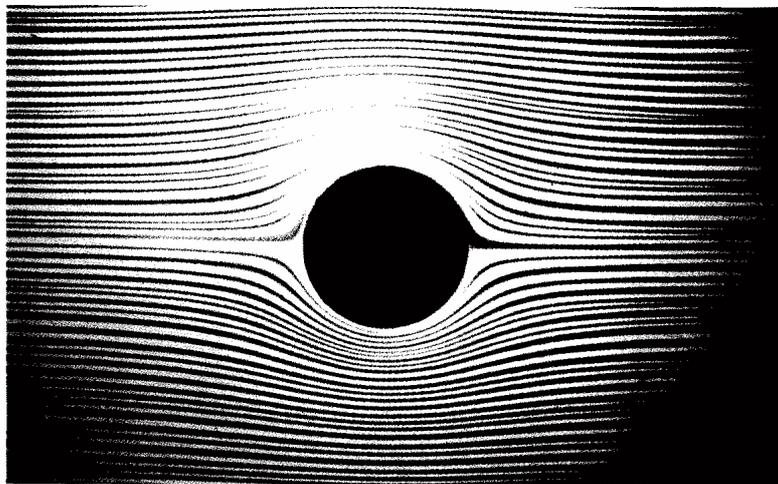


Figura 4.4. El flujo laminar está dominado por el efecto de la viscosidad: el mismo puede ser visualizado en un flujo de agua inyectado de tinta, moviéndose a 1 mm/s por entre dos láminas de vidrio separadas 1 mm una de otra, en este caso pasando sobre un objeto circular.

En el caso del **flujo turbulento**, las líneas de corriente se cruzan entre ellas dando una trama sumamente complicada de vórtices o remolinos que disipan el momento en forma tridimensional (Fig. 4.5).

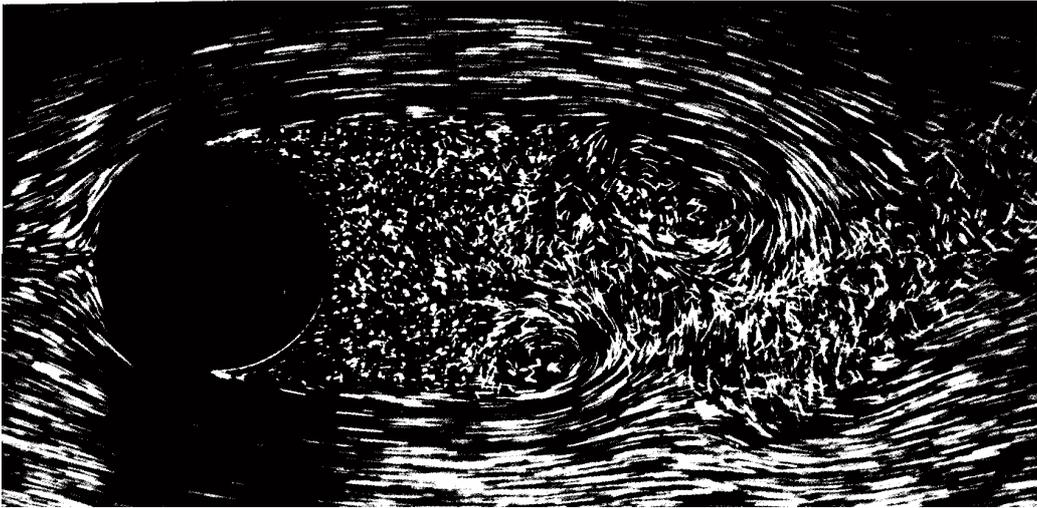


Figura 4.5. En el flujo turbulento las fuerzas inerciales predominan sobre la viscosidad, por lo que las líneas de flujo se entremezclan de modo sumamente complejo.

El parámetro conocido como **número de Reynolds** es utilizado para diferenciar flujos laminares y turbulentos, así como el número de Froude se utiliza para los flujos supercríticos y subcríticos. El número de Reynolds fue introducido en 1883-1894 por el matemático y físico inglés Osborne Reynolds. Reynolds realizó varios experimentos utilizando un tanque de agua estanca en el cual inyectó agua con colorante (*dye*). El agua del tanque junto con aquella con colorante fluían por un tubo de sección D fuera del tanque, a una velocidad U controlada por el caudal regulado por una válvula. La temperatura del agua permitía variar la viscosidad. De la misma manera podían variarse el diámetro del tubo y la velocidad de salida. Reynolds observó que el nivel de agua con colorante dentro del tubo cambiaba desde una línea recta a una masa de remolinos (Fig. 4.6) a un determinado valor adimensional, conocido ahora como **número de Reynolds**

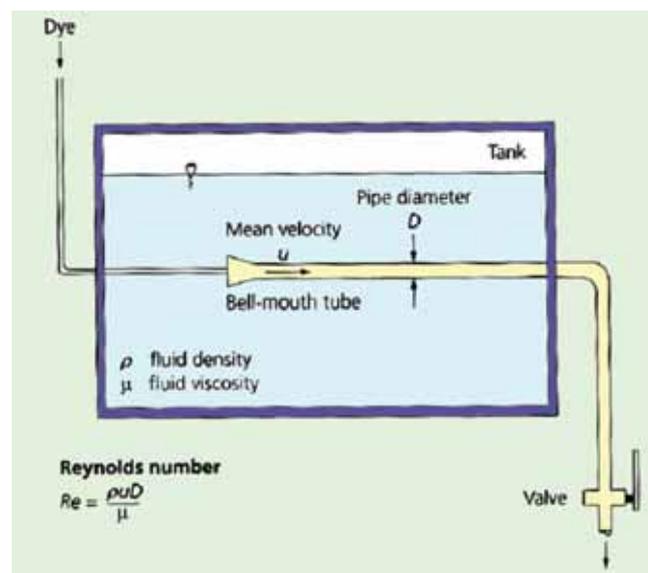


Figura 4.6. El Experimento de Reynolds consistía en observar las líneas de flujo dentro del tubo ayudándose mediante la inyección de tinta, y variando la velocidad del flujo mediante la apertura de la válvula. A velocidades bajas el flujo es laminar, mientras que a altas velocidades el flujo se hace turbulento.

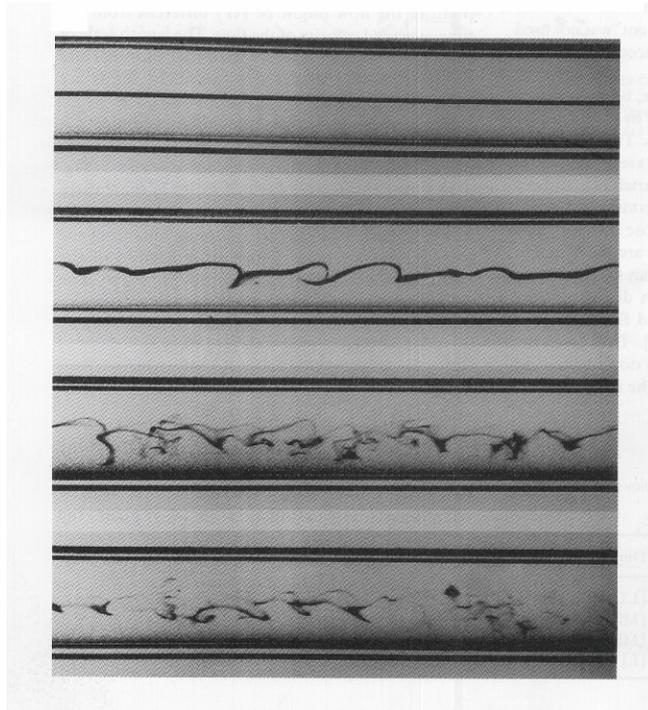


Figura 4.7. El experimento de Reynolds. Fotografías del tubo de vidrio a distintas velocidades de flujo. En la foto superior la velocidad es baja y la tinta no se mezcla con el agua. A medida que aumentamos la velocidad aparece la turbulencia, la cual entremezcla las líneas de flujo.

En su forma más general, el número de Reynolds puede expresarse como:

$$Re = \frac{\rho UL}{\eta} = \frac{UL}{\nu}$$

donde ρ es la densidad del fluido; U es la velocidad; L es una longitud característica (diámetro etc.), η es la viscosidad dinámica y ν es la viscosidad cinemática.

En realidad esta ecuación describe el balance entre las fuerzas inerciales del flujo (numerador) y la viscosidad (denominador). El número de Reynolds es adimensional, y debe ser calculado para cada tipo de flujo, por ejemplo en un río parcialmente confinado, basta con considerar la velocidad y la profundidad media. Cuando el número de Reynolds es pequeño, la viscosidad domina el movimiento produciendo un **flujo laminar** (Fig. 4.7). Por otro lado para un número de Reynolds elevado, existe un predominio de las fuerzas inerciales, resultando un **flujo turbulento**.

En el caso de un flujo que pasa a través de un cuerpo esférico, estudios experimentales muestran que el flujo es laminar y no se separa de la superficie de la esfera hasta un número de Reynolds de 24. Por encima de este número comienza a aparecer una estela turbulenta por detrás de la partícula Fig. 4.8.

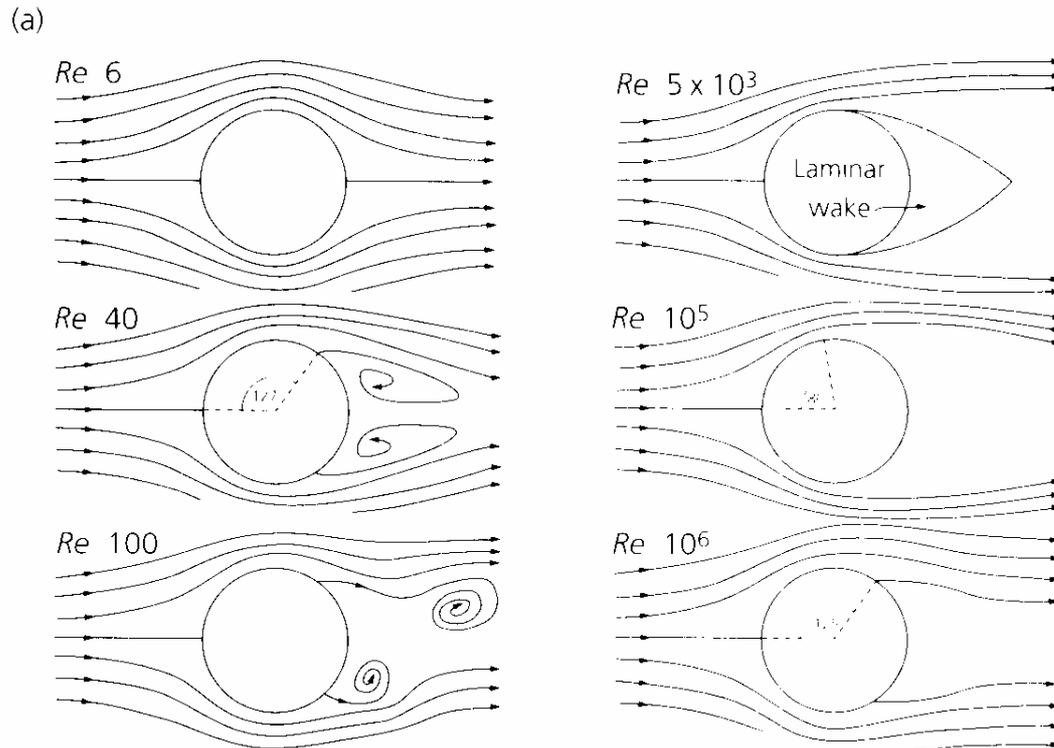


Figura 4.8. Comportamiento de las líneas de flujo al pasar por una esfera para distintos valores de número de Reynolds.

Transporte y sedimentación a partir de flujos laminares y turbulentos

Los desarrollos teóricos y experimentales discutidos precedentemente se refieren fundamentalmente al caso de fluidos naturales diluidos (por ejemplo agua) con una viscosidad dinámica relativamente baja. No obstante, en la naturaleza, resulta mucho más interesante su aplicación al análisis del transporte y sedimentación a partir de mezclas de agua y sedimento de comportamiento fluido. Estos flujos presentan una **viscosidad aparente** mucho mayor a la del fluido hospedante (**viscosidad dinámica**), dada por la elevada concentración de sólidos. Las características hidrodinámicas de estos flujos son mucho más complejas y difíciles de evaluar.

Conocemos por ejemplo que en flujos con altas concentraciones de sedimentos (mayores al 20 % en volumen) el efecto de la turbulencia tiende a ser inhibido por la colisión entre las partículas, favoreciéndose el flujo laminar. En la Fig. 4.9 vemos que en las suspensiones más concentradas en sedimento tiende a predominar el flujo laminar, en tanto que aquellas más diluidas se caracterizan por un flujo turbulento.

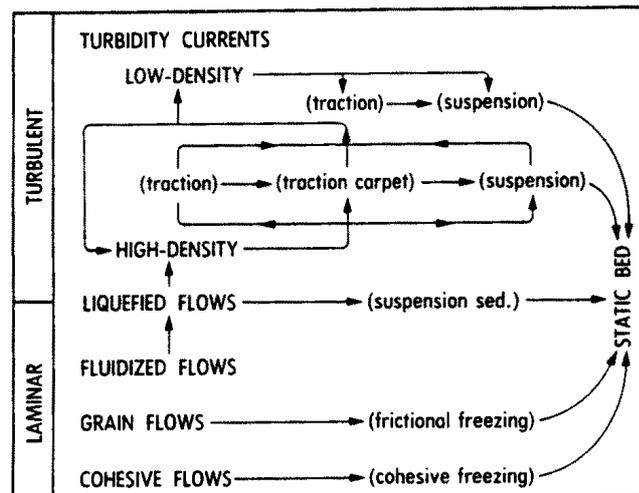


Figura 4.9. Síntesis de los principales mecanismos de sedimentación para los flujos gravitativos de sedimentos. De Lowe 1982.

De acuerdo a la ecuación de Reynolds sabemos que el desarrollo de un flujo turbulento se ve favorecido por una alta velocidad y alta densidad total (*bulkdensity*), en tanto que los flujos laminares predominan en el caso de altas viscosidades dinámicas (o en este caso aparentes). En el caso de una suspensión granular, un aumento en la concentración incrementa la viscosidad aparente, y como consecuencia la turbulencia debería ser inhibida. Debido a que la densidad total también es una función de la concentración de sedimento, la pregunta es si la viscosidad o la densidad toman precedencia en controlar la presencia de flujo laminar o turbulento. La respuesta podría estar en que un aumento en la concentración puede llevar a la densidad a lo sumo al doble de la del agua, en tanto que la viscosidad aparente se incrementa en varios órdenes de magnitud, favoreciendo los flujos laminares.

De la observación de la naturaleza conocemos que existen flujos turbulentos en gran escala (mayormente confinados) que son capaces de transportar por turbulencia gravas de hasta 10 mm. De acuerdo a la Ley de Impacto sabemos que para mantener en suspensión por turbulencia partículas de estas dimensiones necesitaríamos corrientes ascendentes de hasta 1 m/s, condiciones difíciles de igualar en laboratorio. En este caso, una disminución en la velocidad hace que este flujo turbulento segregue a la base un nivel más viscoso caracterizado por un flujo laminar en un proceso que se conoce como bipartición de flujo. En realidad el pasaje de flujo laminar a flujo turbulento (o viceversa) se conoce como **transformación de flujo** (ver más adelante), y es un proceso que se puede repetir varias veces en la evolución corriente abajo de un flujo, y cuya respuesta es un depósito característico.

5. Depositación y transformaciones de flujo (flujos episódicos)

De manera general, la depositación a partir de corrientes de densidad episódicas se relaciona a la progresiva dilución corriente abajo del flujo original. Estas progresivas diluciones llevan implícito un cambio en los mecanismos de sustentación del sedimento. En la Fig 5.1 (tomada de Mutti *et al.*, 1996) se muestran los principales tipos de flujo y sus reologías. A modo de ejemplo, para un flujo gravitativo cohesivo el mecanismo de sustentación del sedimento es la cohesión de la matriz, lo que le permite en transporte de bloques de grandes dimensiones (Fig. 5.2). Si este flujo por dilución se transforma en un flujo hiperconcentrado, los bloques de grandes dimensiones serán segregados a la base conformando un depósito residual, en tanto que el resto del flujo continuará su viaje.

Flow types (present paper)	Flow rheology *	Sediment support mechanisms *	Depositional mechanisms *
Cohesive debris flow	Plastic	Matrix strenght	Cohesive freezing
Hyperconcentrated flow	Plastic (transitional to fluid)	Matrix strenght Large-scale turbulence Buoyancy Dispersive pressure	Cohesive freezing Frictional freezing
Sediment-laden stream-flow	Fluid	Turbulence Hindered settling	Traction Traction + fall-out
High-density turbidity current	Fluid	Large-scale turbulence Hindered settling Dispersive pressure	Traction Traction carpet "En-masse" deposition
Low-density turbidity current	Fluid	Turbulence	Traction + fall-out

* From Lowe, 1979; 1982; Nardin *et al.*, 1979; Mutti, 1992a.

Figura 5.1. Principales categorías de flujos episódicos reconocidos en la naturaleza y sus reologías, estrategias de sustentación del sedimento y modo de depositación. De Mutti *et al.*, 1996

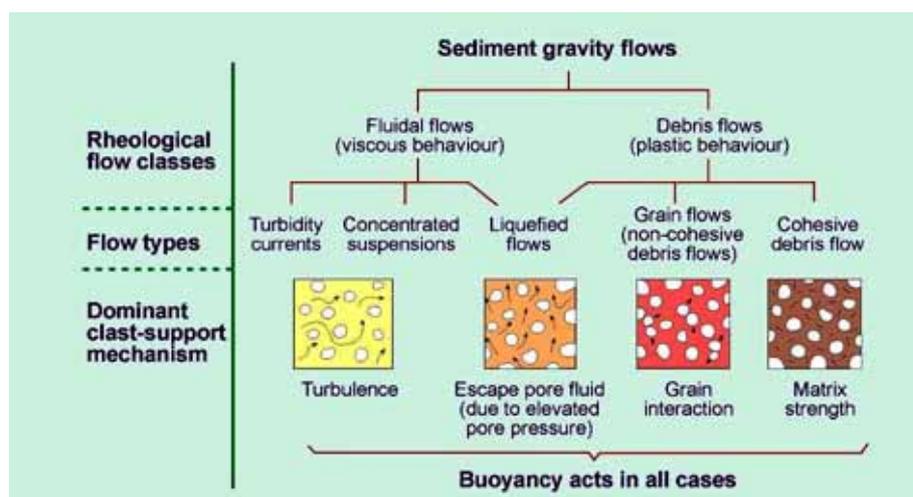


Figura 5.2. Principales estrategias para la sustentación de las partículas dentro del flujo. Redibujado de Middleton & Hampton 1976.

Los cambios en los mecanismos de sustentación del sedimento se relacionan a saltos hidráulicos o transformaciones de flujo (*flow transformations*). En la Fig. 5.3 observamos un ejemplo de salto hidráulico (*hydraulic jump*) en la transformación de una corriente supercrítica ($Fr > 1$) en una subcrítica ($Fr < 1$), como ocurre cuando abrimos una canilla de agua sobre una superficie plana. Algo similar ocurre en la transformación de un flujo laminar (dominado por la viscosidad) en uno turbulento (dominado por inercia, $Re \gg 1$).

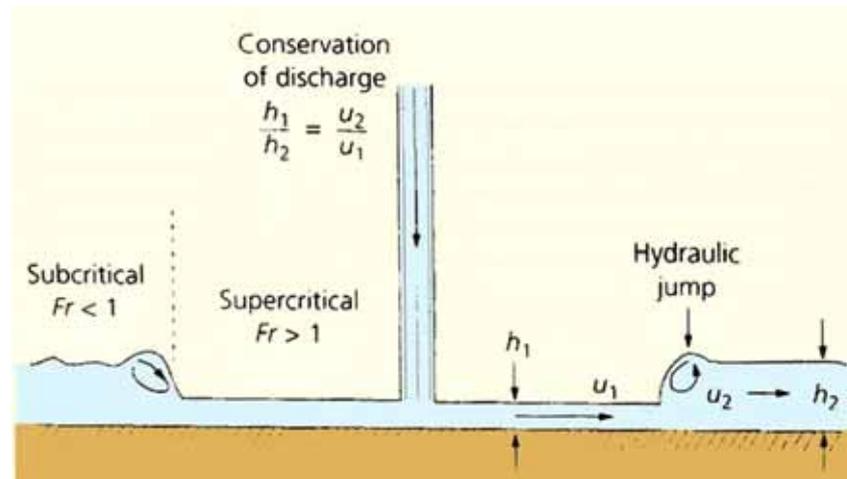


Figura 5.3. Ejemplo de un salto hidráulico, correspondiente al pasaje abrupto entre un flujo supercrítico y subcrítico. El mismo corresponde a la descarga de una canilla sobre una superficie plana. Luego de un corto trayecto se reconoce una expansión en el espesor del flujo, relacionado al pasaje entre un flujo dominado por la inercia a otro dominado por los efectos de la gravedad.

En la Fig. 5.3 observamos que el agua se mueve inicialmente como una fina lámina, pero luego su espesor se incrementa bruscamente a cierta distancia del centro. Agregando algunas gotas de tinta en diferentes posiciones, resulta sencillo observar que el agua tiene altas velocidades donde es poco espesa, y velocidades menores donde su espesor se incrementa. Para la misma descarga de agua hay, por lo tanto, dos tipos de corrientes, una subcrítica y otra supercrítica. Entre las dos, donde el espesor del agua se incrementa repentinamente, se registra un **salto hidráulico**. Si recordamos, el número de Froude relaciona fuerzas inerciales (velocidad) con fuerzas gravitacionales para un flujo determinado. Consecuentemente, el significado de un salto hidráulico es que un flujo dominado por la inercia comienza a ser controlado por la fuerza de la gravedad. Otro ejemplo sería cuando lanzamos un chorro de agua por una manguera verticalmente hacia arriba. En determinado momento, dependiendo de la velocidad de salida del agua, se produce un “rulo” después del cual el agua cae por gravedad.

De manera similar, una **transformación de flujo** se produce cuando dentro de una corriente de densidad se produce el pasaje entre un flujo laminar y uno turbulento (o viceversa, Fig. 5.4). Fisher (1983) indica que las transformaciones de flujo ocurren de cuatro modos principales: (a) Transformaciones en el cuerpo (*body transformation*) ocurren cuando el flujo cambia de laminar a turbulento sin una pérdida o adición significativa de fluido intersticial. (b) Transformación gravitativa (*gravity transformation*) ocurre cuando un flujo inicialmente turbulento, cargado de partículas, segrega un flujo laminar inferior de mayor concentración, conservando por encima un flujo turbulento más diluido. (c) Transformación de superficie (*surface transformation*) ocurre cuando un flujo laminar más denso se transforma en un flujo turbulento por dilución con el fluido ambiente. (d) Transformación por segregación (*elutriation transformation*) ocurre cuando el escape de

fluidos desde un flujo de alta concentración produce una fase turbulenta más diluida por encima.

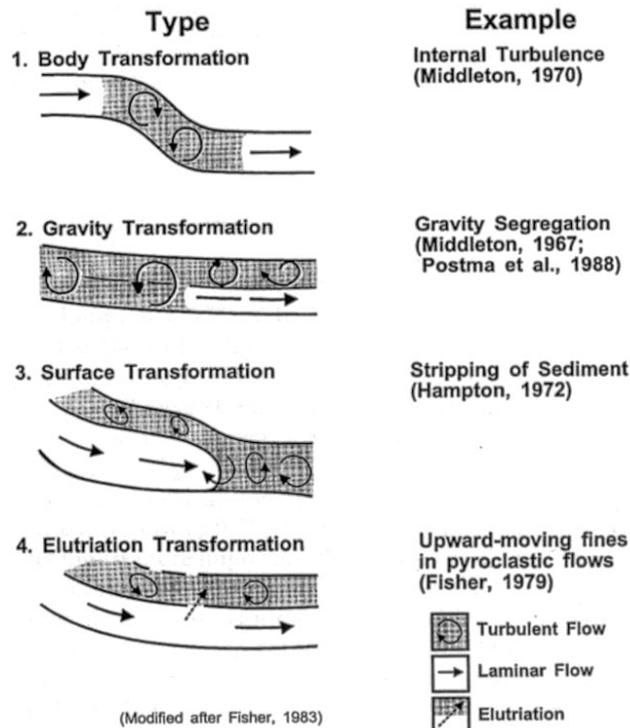


Figura 5.4. Tipos de transformaciones de flujo de acuerdo a Fisher (1983). Las transformaciones de flujo implican el pasaje de un flujo laminar a turbulento o viceversa.

Como dijimos anteriormente, las transformaciones de flujo que ocurren durante el movimiento de un flujo episódico dado hacia la cuenca, son las que van a posibilitar que ciertas fracciones granulométricas sean segregadas por el camino dando como resultado depósitos mejor seleccionados. Las facies generadas, en su conjunto, por un flujo individual constituyen un cortejo de facies o un *facies tract*. El análisis de los cortejos de facies relacionados a flujos de avenidas fluviales es muy importante por que este estudio puede facilitar la predicción de los tipos de facies (por ejemplo predicción de la geometría, espesor, composición y selección de los cuerpos arenosos relacionados). El esquema no es rígido sino que más se refiere a un modo de razonar a los depósitos. Es necesario aclarar que cada sistema deposicional desarrollará sus propios cortejos de facies dependiendo entre otras cosas del tipo de material original, del tipo de sedimento presente sobre el fondo de cuenca, de la fisiografía de la cuenca y de la frecuencia y volumen de los flujos individuales (relacionado mayormente con la historia tectónica y el clima).

Básicamente, los cortejos de facies son más fáciles de analizar en los flujos de pequeño volumen y duración, en donde las facies relacionadas a las distintas transformaciones de flujo se encuentran en contacto físico entre si. En flujos de mayor volumen, las facies integrantes de los cortejos de facies de hallan desvinculadas en el espacio, haciendo más difícil su estudio e interpretación. El concepto de eficiencia de flujo (*flow efficiency*) se refiere a la capacidad de los flujos transportar su carga de sedimentos cuenca adentro (Mutti, *et al.*, 1994, Fig. 5.5). Recientemente (Mutti, *et al.*, 1999), el concepto de **eficiencia** ha sido ampliado para incorporar además la capacidad de un flujo de segregar sus poblaciones granulométricas a lo largo de su viaje cuenca adentro, generando de esta manera facies características. Los flujos de baja eficiencia producen un limitado

número de facies inmaduras de limitada extensión lateral. Los flujos de alta eficiencia están afectados por una serie de saltos hidráulicos y transformaciones de flujo, los que permiten generar una mayor diversidad de facies (desde las más gruesas a las más finas) con buena selección y distribuidas por una extensión considerable. De modo general, los flujos que tienen un alto porcentaje de finos (limo y arcilla) producen cortejos de facies más eficientes. Esto se debe probablemente a que un alto contenido de arcillas favorece el desarrollo de la turbulencia. Como vimos en las secciones anteriores, las corrientes hiperpícnicas interactúan con el fondo produciendo erosión y/o depositación, por lo que si un flujo se mueve sobre un fondo arcilloso no consolidado, la erosión e incorporación de un volumen importante de finos favorece la aparición de una fase turbulenta más diluida y por lo tanto las transformaciones de flujo. Además del tipo de sedimento, la eficiencia de un flujo depende de otros factores como son la fisiografía de la cuenca receptora y el volumen y concentración inicial del flujo original.

En la Fig. 5.5 vemos un esquema de la relación entre la eficiencia de las corrientes originarias y el tipo de cortejo de facies resultante (tomado de Mutti *et al.*, 1994).

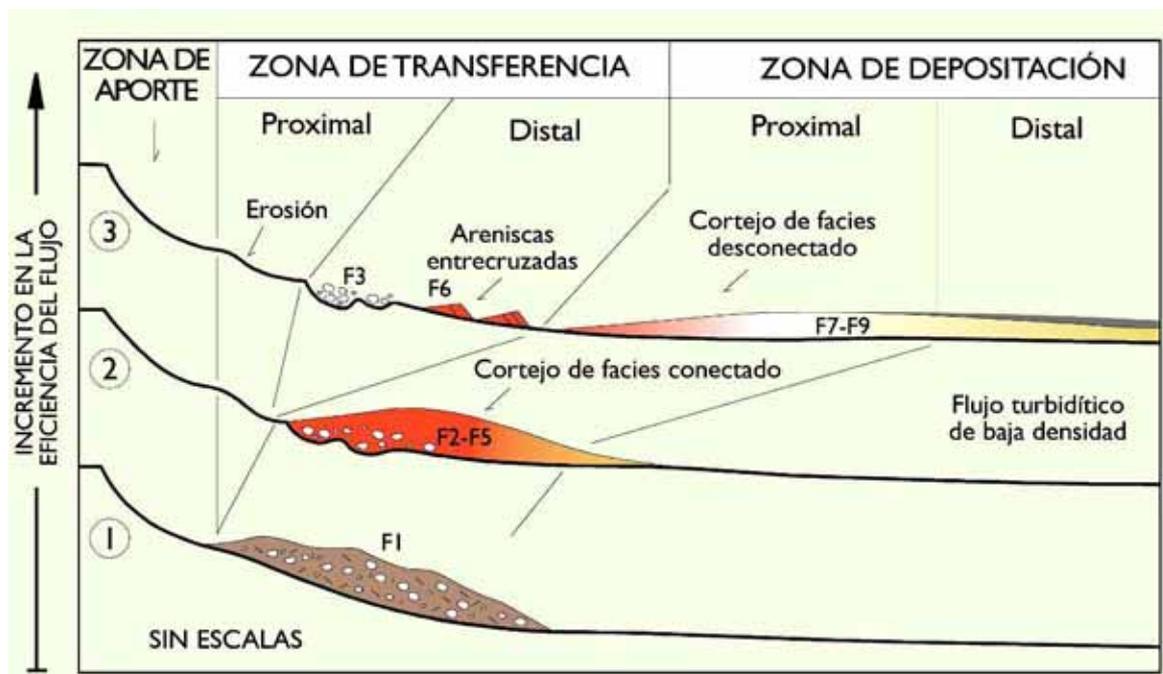


Figura 5.5. La eficiencia de un flujo episódico se refiere a la capacidad del mismo para 1) segregar sus fracciones granulométricas en un mayor número de facies mejor seleccionadas y 2) a su capacidad para transportar arena cuenca adentro. Modificado de Mutti *et al.* 1994.

ALGUNOS CRITERIOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE LOS PRINCIPALES DEPOSITOS RELACIONADOS A FLUJOS GRAVITATIVOS EPISÓDICOS

Depósitos de flujos gravitativos cohesivos (*cohesive debris flow*)

Este tipo de depósito corresponde a las facies más inmaduras presentes en la naturaleza. (fotos 1 y 2). El mecanismo de sustentación del sedimento en un flujo gravitativo cohesivo es la cohesión interna de la matriz, por lo que los clastos se mueven como una masa coherente, y no tienen la capacidad de desplazarse uno respecto del otro. La depositación ocurre por congelamiento cohesivo (*cohesive freezing*) cuando la componente de la gravedad es inferior al coeficiente de fricción interna del flujo (reología plástica). El depósito relacionado muestra una mezcla de todas las fracciones granulométricas, las que “flotan” en una matriz arcillosa (matrix sostén). Como un dato característico podemos encontrar bloques de grandes dimensiones que se encuentran con el eje mayor en posición vertical, los que a menudo se ubican en la parte superior del depósito o proyectados por sobre la superficie. Esto último nos indica que estos bloques no pudieron moverse libremente para acomodarse con su eje mayor paralelo a la superficie, como sería esperable por la acción de la gravedad. Otra característica es la ausencia de erosión en la base.

Depósitos de flujos hiperconcentrados (*hyperconcentrated flow deposits*)

Estos flujos representan una transición entre una reología plástica y fluida. Los depósitos son típicamente matrix sostén, pero al contrario de los depósitos anteriores la matriz se compone principalmente de arena gruesa con poca cantidad de finos. Los clastos flotantes rara vez superan los 15 centímetros de diámetro (fotos 3, 4 y 5) y se disponen a menudo con su eje mayor paralelo a la estratificación, indicando que los mismos se mueven independientemente dentro del flujo. Estos depósitos presentan un aspecto masivo, sin gradación o con gradación normal. La base comúnmente es muy erosiva. En la Fig. 5.6 observamos un esquema de la transición entre un flujo gravitativo cohesivo (A), un flujo hiperconcentrado (B-C) y una corriente turbidítica de alta densidad gravosa (D).

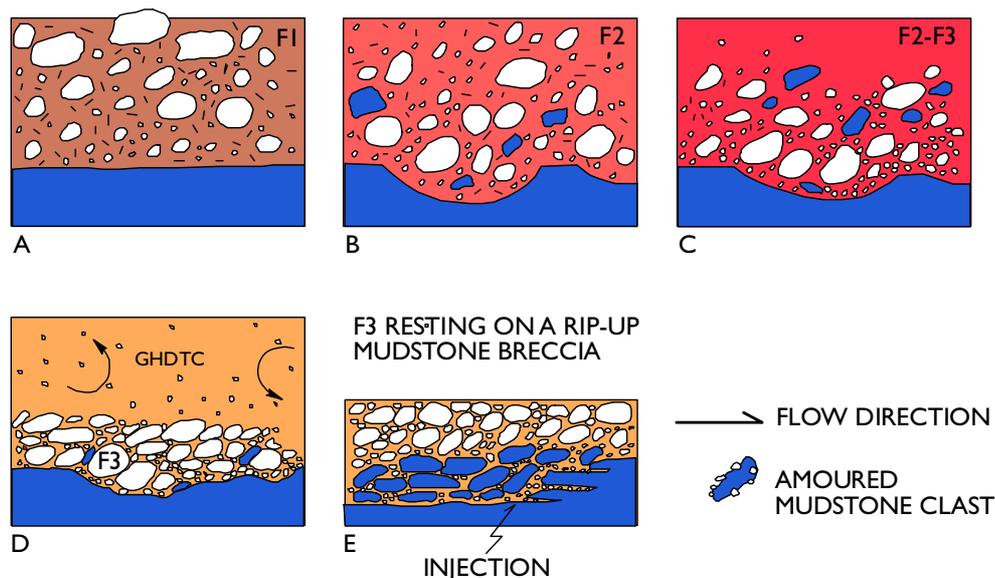


Figura 5.6. Diagrama ilustrando las diferencias fundamentales entre depósitos de flujos gravitativos cohesivos (A), flujos hiperconcentrados (B y C) y flujos turbidíticos gravosos de alta densidad. La vinculación genética entre los mismos se basa en observaciones de campo. De Mutti 1992.

Depósitos de corrientes de turbidez de alta densidad gravosas y arenosas (flujos concentrados)

Los depósitos incluyen una gran variedad de facies de arenas medias a gruesas con estructuras sedimentarias como una laminación cruda (carpetas de tracción), o estructuras hummocky isotrópicas y anisotrópicas (fotos 11 y 12), las que se presentan como capas gradadas con bases erosivas. Los depósitos de corrientes de turbidez de alta densidad gravosas (GHDTG) incluyen clastos líticos de hasta 1 cm que flotan en la matriz (fotos 7 y 8). Los depósitos de corrientes de turbidez de alta densidad arenosos son comúnmente masivos, y presentan clastos de arcilla flotando en una matriz arenosa, con una virtual ausencia de clastos líticos (fotos 9 y 10). En la Fig. 5.7 observamos un esquema de la génesis de las carpetas de tracción (de Lowe 1982), en donde la presión dispersiva produce láminas con gradación inversa.

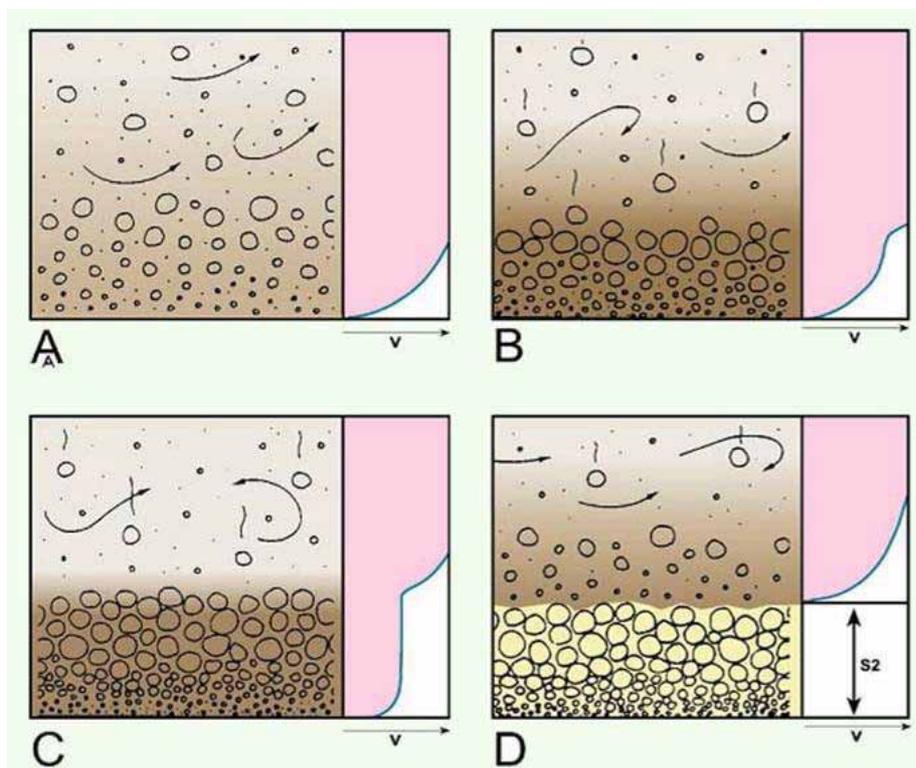


Figura 5.7. Esquema para el origen de carpetas de tracción a la base de un flujo turbulento de alta densidad (de Lowe 1982).

Es importante destacar que recientemente una gran proporción de estas facies han sido reinterpretadas como carga de lecho asociada a flujos hiperpícnicos de larga duración. Consecuentemente, es posible que gran parte de las facies interpretadas como carpetas de tracción, o distintos tipos de dunas (HCS anisótropo y climbing dunes) pertenezcan en realidad a esta categoría, dotando al modelo de un especial poder predictivo. Estos tipos de facies serán discutidos más en detalle a lo largo del curso.

Depósitos de corrientes de turbidez de baja densidad

Comúnmente se componen por capas gradadas de arenas medias a finas, dispuestas con base neta levemente erosiva, con marcas de flujo a la base. Las arenas pueden aparecer

masivas, o presentar estructuras sedimentarias incluyen *hummock* isotrópico, laminación paralela de alto régimen y *climbing ripples*. En el techo de las capas es común reconocer una modificación por *ripples* de ola (sobre todo en depósitos someros). Las arenas presentan buena selección, pudiendo presentar clastos de arcilla en la base.

En la Fig. 5.8 se presenta una síntesis de las principales características (velocidad, concentración, tipo de sustentación y relación espesor de flujo/depósito) correspondientes a flujos hiperconcentrados, concentrados y turbidíticos (de Mulder & Alexander 2001). Puede notarse como mientras que para los flujos hiperconcentrados resulta fundamental el efecto de la matriz y la colisión intergranular, los flujos concentrados están dominados por la colisión intergranular. Asimismo, los flujos turbidíticos se inician cuando la turbulencia toma un rol preponderante.

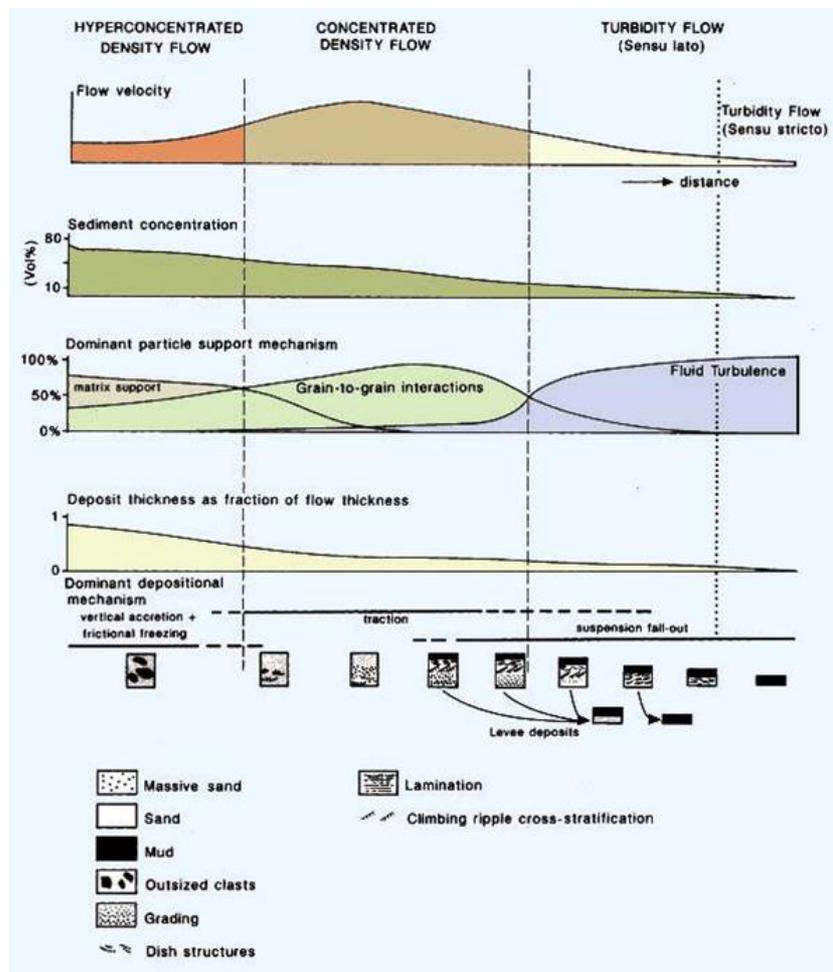


Figura 5.8. Velocidad, concentración, tipo de sustentación y relación espesor de flujo/depósito para flujos hiperconcentrados, concentrados y turbidíticos (de Mulder & Alexander 2001).

6. Algunos conceptos básicos sobre el movimiento de flujos turbulentos episódicos

El tomar en cuenta a las corrientes subácueas de alta concentración que se mueven en contacto con el fondo nos permite entender de alguna manera la erosión submarina y algunos de sus efectos que veremos más adelante como son la carga de sedimento (*bulking*) y la ignición (*ignition*). El movimiento de estas corrientes de densidad es similar a las corrientes turbidíticas de aguas profundas, conformada por un flujo en el que se reconocen tres secciones: cabeza (*head*), cuerpo (*body*) y cola (*tail*) Fig. 6.1.

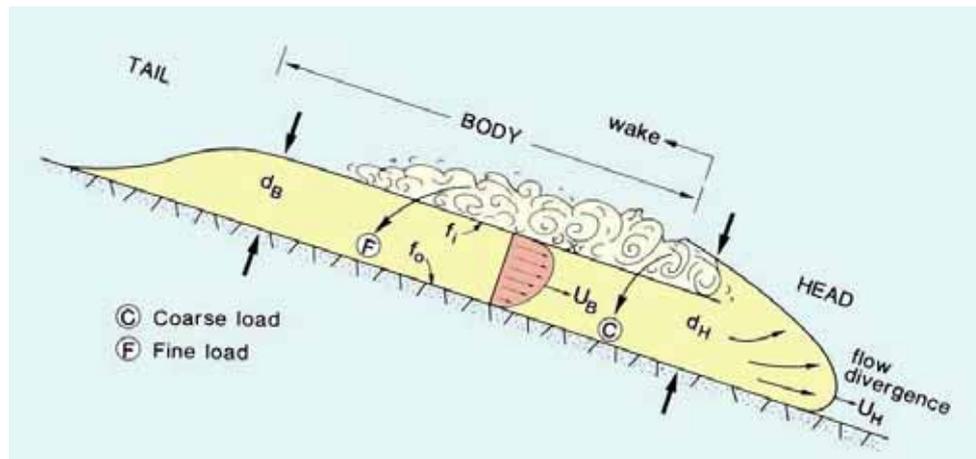


Figura 6.1. Elementos básicos constituyentes de un flujo turbidítico de tipo episódico (De Pickering et al., 1989).

De modo general, la cabeza representa la zona de interacción entre el fluido en movimiento (en el cuerpo) y el agua de la cuenca, el que da como consecuencia una intensa turbulencia con “vórtices” de corriente más diluida que se mueven hacia atrás por encima del cuerpo y lo retroalimentan (por lluvia de finos). Una condición indispensable en todo flujo turbulento episódico es que todo el material en la cabeza debe ser puesto en suspensión y volcado sobre el cuerpo. Esto limita el tamaño textural de los materiales, los que rara vez superan a las pequeñas gravas.

En la Fig. 6.2 vemos un esquema de un cuerpo (turbidita) de densidad δ_1 que se desplaza en un medio de densidad δ_2 . Cualquiera que intente moverse dentro del agua notará que existe una resistencia que se relaciona a la mayor presión que se genera en el frente del movimiento. Esta alta presión tiene dos modos de resolverse, uno sería desplazando la columna de agua hacia arriba, aunque esto es solo posible en pequeños volúmenes de agua. La segunda manera es produciendo una corriente de retorno desde la zona de la cabeza (con mayor presión) hacia la zona de menor presión que se genera en la cola (flecha blanca). La existencia de esta corriente permite que los finos puestos en movimiento por la turbulencia en la cabeza lluevan constantemente sobre el cuerpo manteniendo la densidad de la corriente de turbidez. Para que una corriente de turbidez pueda seguir su viaje por grandes distancias es necesario que la cabeza sea constantemente alimentada por el cuerpo, para ello el cuerpo debe moverse con mayor velocidad que la cabeza. Estudios experimentales muestran que la relación de velocidad entre el cuerpo y la cabeza de las corrientes de turbidez es aproximadamente de 1.16 (Kneller & Buckee, 2001).

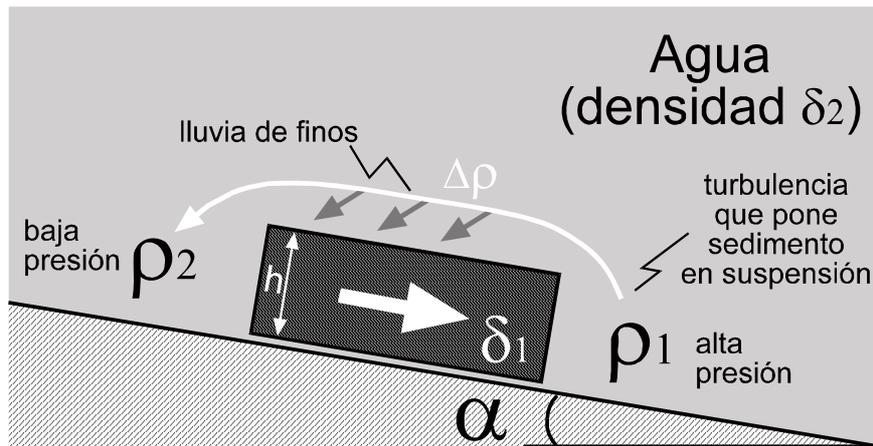


Figura 6.2. Esquema conceptual para el movimiento de un flujo turbidítico episódico. El avance de la turbidita hace que el agua deba ser desplazada hacia atrás, por lo que se origina una corriente de retorno. Los materiales puestos en suspensión en la cabeza llueven sobre el cuerpo y contribuyen a mantener la densidad del flujo.

La cola del flujo turbidítico se integra por el material más diluido que partiendo de la cabeza no consiguió ser reincorporado por el cuerpo. Existe una situación ideal que permitiría explicar de que manera las corrientes turbidíticas consiguen viajar grandes distancias (hasta varios cientos de kilómetros, en el caso de la turbidita del *Grand Banks*, en noviembre de 1929 en Terranova, más de 400 km) sin producir una marcada erosión ni depositación. Esta situación se denomina *autosuspensión* (Bagnol, 1962), que corresponde a una situación de equilibrio entre la energía gravitacional que produce el movimiento del flujo y la energía disipada por la fricción con el medio. En otras palabras, (1) el exceso de densidad dado por el sedimento en suspensión mueve el flujo (2) el flujo produce fricción y turbulencia, y (3) la turbulencia mantiene el sedimento en suspensión, y así sucesivamente.

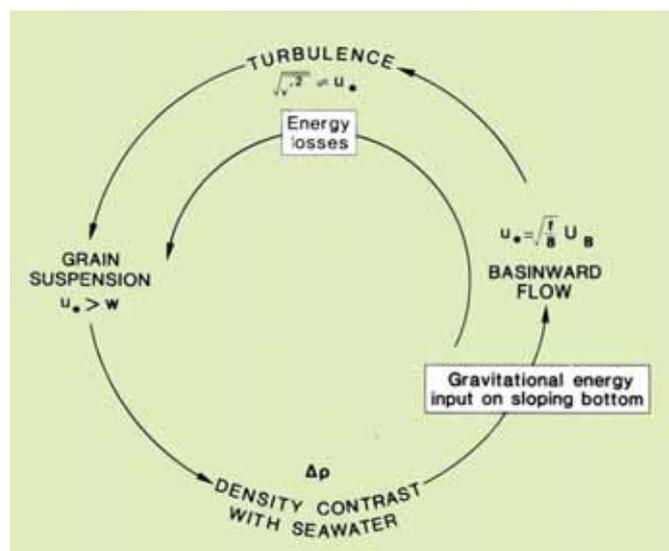


Figura 6.3. La autosuspensión constituye un delicado balance energético entre la pérdida de energía sufrida por fricción con el fondo y la energía gravitacional obtenida de la incorporación de materiales erosionados en el fondo. De Middleton 1976.

En la Fig. 6.4 vemos un esquema de la cabeza y el cuerpo de una corriente de turbidez, con su correspondiente perfil de velocidad. Dado que la corriente subácea sufre fricción tanto en su base como en el techo, el perfil de velocidad debe mostrar un máximo en algún punto dentro del flujo. La fuerza que mueve la corriente de turbidez está dada por $h\Delta\delta g \sin \alpha$ donde h es la altura del flujo, $\Delta\delta$ es la diferencia de densidad entre el flujo y el medio, g es la gravedad, y α es la pendiente del fondo.

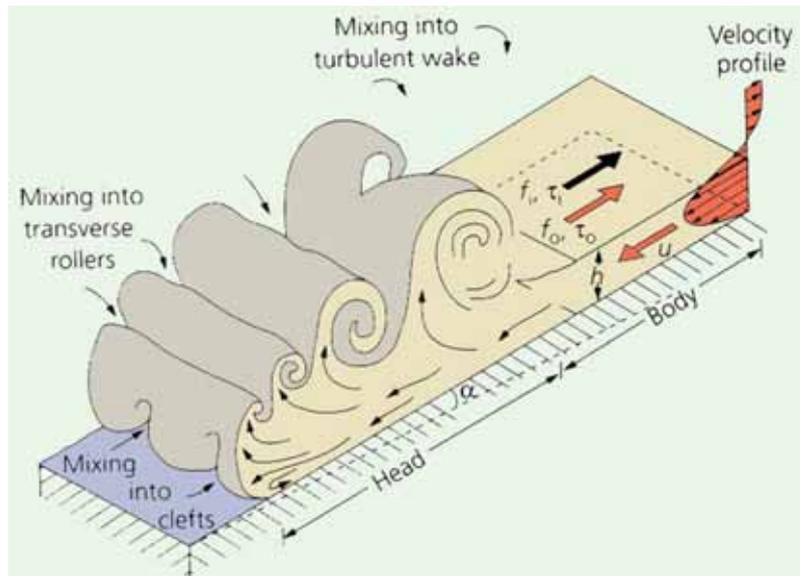


Figura 6.4. Esquema de la cabeza de una corriente de turbidez, donde se observan los vórtices de articulación entre la corriente principal y la reversa.

En realidad la situación de *autosuspensión* constituye un caso particular de un número de distintas posibilidades. La autosuspensión constituye en realidad un umbral, debajo del cual la corriente se disipa y deposita. Por encima del umbral de la autosuspensión la corriente entra en un estado de ignición (*ignition*) (Parker, 1982), aumentando su volumen y concentración. Para explicarlo en otras palabras, consideremos una corriente turbidítica continua de longitud infinita, fluyendo sobre un fondo con una pendiente α , la que es uniforme en el espacio pero libre para variar en el tiempo. Asumimos para esta corriente una velocidad y concentración inicial igual a V_0 y δ_0 la que se mueve sobre un substrato no consolidado compuesto por materiales de un grosor D_s , similar al transportado por la turbidita. Que va a ocurrir entonces con esta corriente?. Como vimos anteriormente el material puesto en suspensión por la turbulencia en la cabeza llueve continuamente (decanta) sobre el cuerpo, manteniendo la concentración del flujo. Si la corriente no es lo suficientemente rápida, puede que la tasa de sedimento puesto en suspensión por turbulencia en la cabeza sea menor que la tasa de decantación en el cuerpo, generándose un depósito. Esto hace que la corriente pierda sedimento y como consecuencia concentración, haciendo que la fuerza propulsora por la gravedad (dada por $h\Delta\delta g \sin \alpha$) disminuya sensiblemente (y por ende la turbulencia generada) en una corriente que tiende a desaparecer.

Supongamos ahora que la tasa de material puesto en suspensión en la cabeza por turbulencia es mayor que la tasa de decantación en el cuerpo. La corriente incorpora más y más sedimento por lo que la concentración δ y la fuerza propulsora ($h\Delta\delta g \sin \alpha$) aumentan. Esto hace que la corriente acelere incorporando más sedimento en un ciclo retroalimentado, permitiendo el desarrollo de corrientes altamente erosivas (por carga

de sedimento o *bulking*) de alta velocidad. La expresión de campo más clara de la ignición es probablemente la presencia de *clay chips* y de organismos de ambiente litoral removilizados hacia aguas profundas. Otros indicios lo proveen la presencia de capas con poblaciones granulométricas ausentes, como puede ser por ejemplo una capa de arena fina con restos de moluscos que contienen “flotando” rodados fluviales. Esto último sugiere una corriente de origen fluvial de alta densidad que cargó gran cantidad de sedimentos arenosos durante su pasaje por la zona litoral.

Lecturas sugeridas

- ALLEN, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26: 281-328.
- ALLEN, J.R.L. 1982. *Sedimentary structures: Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam, I, 593 pp., II, 663 pp.
- ALLEN, P.A., 1997. *Earth Surface Processes*. Blackwell Science Ltd. 404 pp. London.
- ASHLEY, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bed forms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary*
- BLATT, H., G. MIDDLETON and R. MURRAY, 1980. *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall, Inc.: 782p. *Petrology*, 60 (1): 160-172.
- BOGGS Jr., S., 1987. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Merrill Publishing Company: 784p.
- CORRALES, I., J. ROSELL, L. SANCHEZ, J. A. VERA y L. VILAS, 1977. *Estratigrafía*. Editorial Rueda.
- COSTA J.E. (1988) - Rheologic, Geomorphic, and Sedimentologic Differentiation of Water Floods, Hyperconcentrated Flows, and Debris Flows. In: BAKER V.R., KOCHER R.C. and PAITON P.C. (Eds.), *Flood Geomorphology*, Wiley-Interscience Publ., 113-122.
- DOTT, R.H., and J. BURGEON, 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 93: 663-680.
- DUKE W.L., ARNOTT R.W.C. and CHEEL R.J. (1991) - Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on stormy debate. *Geology*, 19, 625-628.
- FRIEDMAN, G.M. and J.E. SANDERS, 1978. *Principles of Sedimentology*. John Wiley and Sons.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B. and WALKER R.G., 1982 - Structures and sequences in clastic rocks. *SEPM Short Course*, n° 9, 249 pp., Tulsa.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. and WALKER R.G., 1975 - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course*, n° 2, 161 pp., Tulsa.
- HARMS, J.C. and R.K. FAHNESTOCK, 1965. Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Río Grande. in: *PRIMARY SEDIMENTARY STRUCTURES AND THEIR HYDRODYNAMIC INTERPRETATION*. Ed. by G.V. MIDDLETON. S.E.P.M. Special Publication N° 12. : 84-115. 1965. Tulsa.
- KUENEN P.H. & MIGLIORINI, C.I. (1950) Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58, 91-127.
- LOWE D.R., 1979 - Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In L.J. DOYLE and O.H. Jr PILKEY (eds), *Geology of Continental Slopes*, *SEPM Spec. Publ.* n° 27, pp. 75-82, Tulsa.
- LOWE D.R., 1982 - Sediment gravity flow II. Depositional models with special reference to deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sed. Petr.*, v. 52, pp. 279-297, Tulsa.
- MIDDLETON G.V. and HAMPTON M.A. (1973) - Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: MIDDLETON G.V. and BOUMA A.H. (Eds.), *Turbidites and deep-water sedimentation*, *Pacific Section S.E.P.M. Short Course Notes*, 1-38.
- MIDDLETON, G.V. (ED.), 1965. *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*. S.E.P.M. Special Publication N° 12. 1965. Tulsa.
- MULDER T. & ALEXANDER, J. (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299
- MUTTI, E. (1992) *Turbidite sandstones*. AGIP - Istituto di Geologia, Università di Parma, 275 pp., San Donato Milanese.
- MUTTI, E. (1985) Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: *Provenance of Arenites* (Ed G.G. Zuffa), *NATO-ASI Series*, Reidel Publishing Co., pp. 65-93.

- MUTTI, E., BARROS, M., POSSATO, S., & RUMENOS, L. (1980) Deep-sea fan turbidite sediments winnowed by bottom-currents in the Eocene of the Campos Basin, Brazilian offshore. 1st IAS Eur. Meet. Abstr., p. 114.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., MORA, S. & PAPANI, L. (1994) Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. In: Submarine Fans and Turbidite Systems, (Eds. P. Weimer, A.H. Bouma & B. Perkins) Papers Presented at the GCS S.E.P.M. 15th Annual Research Conference, pp. 257-268, Austin.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R. & ZAVALA, C. (1996) The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. Mem. Sci. Geol., v. 48, pp. 233-291, Padova.
- MUTTI, E. y NORMAK, W.R. (1991) An integrated approach to the study of turbidite systems. In: Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidity Systems (Ed. By P. Weimer and M.H. Link), pp. 75-106, Springer Verlag, N. York.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972) Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Mem. Soc. Geol. It., 11, 161-199, Roma.
- 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.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., DI BIASE, D., FAVA, L., MAVILLA, N., ANGELLA S., y CALABRESE L. (2000) Deltafront facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. Rev. Soc. Geol. De España, 13, 165- 190.
- PARKER G., 1982 - Condition for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. Mar. Geol., v. 46, pp. 307-327, Amsterdam.
- PIERSON T.C. and COSTA J.E. (1987) - A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: COSTA J.E. and WIECZOREK G.F. (Eds.), Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, VII, 1-12.
- PIERSON T.C. and SCOTT K.M. (1985) - Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. Water Resources Research, 21, 1511-1524.
- PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F. J., 1989. Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics. Unwin Hyman Ltd, pp. 416.
- PYE, K., 1994. Sediment transport and depositional processes. Blackwell Scientific Publications, 397pp.
- REINECK, H.E. and I.B. SINGH, 1980. Depositional Sedimentary Environments. 2nd Edition: Springer-Verlag, New York.: 439.
- SANDERS, J.E., 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidite currents and related sedimentation mechanisms. in: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation (Ed. by G.V. MIDDLETON), Spec. Publ. S.E.P.M., 12: 192-219.
- SMITH G.A. (1986) - Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. Geological Society of America Bulletin, 97, 1-10.
- SMITH G.A. and LOWE D.R. (1991) - Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated continuum. In: FISHER R.V. and SMITH G.A. (Eds.), Sedimentation in volcanic settings, S.E.P.M. Special Publication, 45, 59-70.

7. EL ANALISIS DE FACIES

FACIES, SECUENCIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES: DEFINICIONES

El termino Facies fue introducido a la literatura geológica por N. Steno en 1669 para designar al aspecto global de una parte de la superficie de la tierra durante un cierto intervalo de tiempo geológico. En este concepto no solo se incluían los sedimentos depositados en el intervalo, sino que se incluían además los períodos y áreas de denudación.

El uso moderno de este término se debe al geólogo suizo Gressly, quien en 1838 publicó la primera parte de su trabajo en los montes Jura de Suiza. Gressly desarrolló el concepto siguiendo lateralmente cada unidad estratigráfica por toda la extensión que le fue posible, con el objeto de estudiar todos sus cambios. En este sentido, descubrió importantes variaciones dentro de las unidades en el sentido horizontal, tanto en la litología como en el contenido paleontológico. Gressly expresa en dos hechos las modificaciones que denomina facies o aspectos de una unidad estratigráfica: (1) determinado aspecto litológico (facies) de una unidad estratigráfica se encuentra vinculado en todo lugar con la misma asociación paleontológica, y (2) las asociaciones de géneros y especies fósiles comunes en otras facies son invariablemente excluidas. Gressly interpreta a estos cambios de facies como causados por cambios en el ambiente deposicional, como los observados en los océanos actuales.

El geólogo francés Prevost (1838) arribó paralelamente a conceptos similares, apuntando que, así como hoy se depositan diferentes tipos de sedimentos al mismo tiempo, es posible distinguir en el registro geológico distintas "formaciones" (facies) para la misma "época", e idénticas "formaciones" (facies) en distintas "épocas".

Resulta evidente que la idea original de facies vinculaba estrechamente a los elementos litológicos y faunísticos, sin que se estableciera una clara diferencia entre los conceptos lito y bioestratigráfico. Oppel (1856-1858) descubrió que no todos los fósiles tenían el mismo valor para las correlaciones estratigráficas, elaborando el concepto de Biozona y fósil guía. Esta es la primera distinción efectuada entre una facies y una biozona.

Mojsisovics (1879) denomina como isópicas a las facies idénticas desarrolladas en tiempos distintos y heterópicas a las facies distintas generadas al mismo tiempo.

Tal vez uno de los más importantes avances al concepto de facies es el brindado por J. Walther en 1894, quien definió a una facies como "la suma de todas las características primarias de una roca sedimentaria". Walther introdujo además el concepto de cortejo de facies ("facies tract"), definiéndolo como un sistema de facies distintas (heterópicas) interconectadas y genéticamente relacionadas, donde se incluyen además las áreas de erosión de donde estas facies provienen. El más conocido de los aportes de Walther a la concepción moderna de facies es la interpretación de los cambios verticales. A este respecto expresaba que las facies localizadas en una sucesión vertical concordante fueron depositadas por la migración de ambientes geográficos adyacentes. Esta última concepción representa un avance hacia el concepto moderno de la secuencia y el modelo de facies de Walker (1979; 1984).

Moore (1949) definía a una facies sedimentaria como a "una parte arealmente restringida de una determinada unidad estratigráfica, la que muestra características significativamente distintas de aquellas de otra parte de la unidad". Es de destacar la introducción del termino "facies sedimentaria" como una manera de limitar el uso del término "facies", el que se había utilizado reiteradamente en otras disciplinas de las geociencias, principalmente hacia fines del siglo XIX y principio del XX. En esta definición no queda absolutamente clara la diferencia entre una facies y una unidad estratigráfica.

En 1958 C. Teichert publica una importante síntesis del desarrollo del concepto, definiendo a una facies como "la suma de todas las características primarias de una roca sedimentaria a partir de las cuales se puede inducir su ambiente de depositación", agregando que una facies no es un tipo de roca, sino algo que la roca tiene. Teichert puntualizaba además que "El termino facies debe ser usado como un término estrictamente descriptivo, referido a las características primarias litológicas y/o paleontológicas de una roca sedimentaria. La interpretación ambiental es el fin último del estudio de facies, pero un ambiente no es una facies. El produce facies. Las interpretaciones siempre están sujetas a cambios, y las facies que indican un ambiente litoral para un observador pueden sugerir a otro un ambiente continental (eólico). De esta manera, términos como facies litorales y facies eólicas no tienen sentido, o al menos resultan ambiguos y sujetos a interpretaciones erróneas..." (Teichert, 1958; pp. 2739-2740).

Teichert clarifica el concepto en dos aspectos (1) una facies, según su criterio, no es un cuerpo de roca, sino el conjunto de sus características primarias, y (2) el carácter de herramienta de la facies para las determinaciones paleoambientales, si bien es erróneo que una sola facies nos pueda indicar el ambiente deposicional.

Más recientemente Walker (1984; pp 1) expresaba "La subdivisión de un cuerpo de roca en sus facies constituyentes (o unidades de aspecto similar) es esencialmente un procedimiento de clasificación, y el grado de esta subdivisión debe estar dado fundamentalmente por los objetivos del estudio" ".. la escala de la subdivisión no depende solo del objetivo del estudio, sino además del tiempo disponible y de la abundancia en los cuerpos de rocas de estructuras físicas y biológicas" "..las facies pueden ser siempre recombinadas en el laboratorio, pero una grosera subdivisión de campo no podrá ser redefinida en el laboratorio."

El principal aporte de Walker (1979; 1984) es sin lugar a dudas la instrumentación de un método de análisis paleoambiental, basado principalmente en el establecimiento de la secuencia de facies local, y su comparación con modelos de facies, construidos de acuerdo a generalizaciones de secuencias de facies de ambientes sedimentarios similares conocidos. Walker definía a un modelo de facies como "un resumen general de un ambiente sedimentario específico..." (pp 5). La base del razonamiento se basa en tres postulados: (1) Existen hoy en la superficie de la tierra un número finito de ambientes sedimentarios, (2) existe un número finito de facies sedimentarias recurrentes en el tiempo y espacio a través del tiempo geológico, y (3) hay, y siempre hubo un número finito de ambientes sedimentarios, los que depositan facies sedimentarias características, las que pueden ser clasificadas en varios modelos ideales (Selley, 1978). La base para la

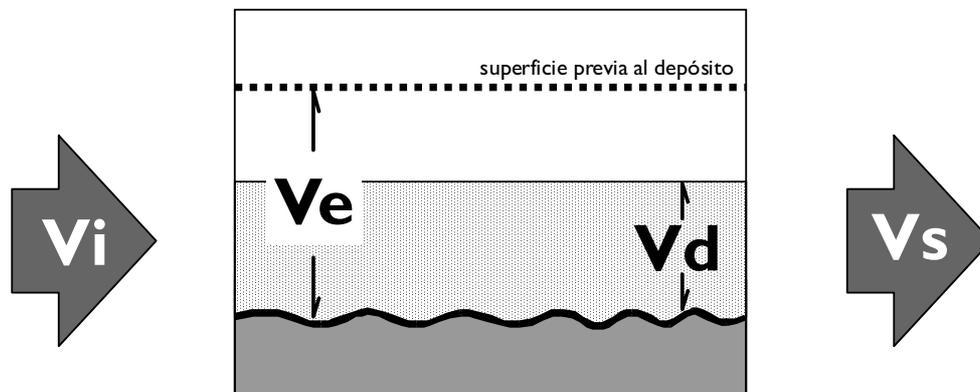
construcción de la secuencia local de facies es determinar la sucesión ideal de facies teniendo en cuenta que los contactos entre estas sean gradacionales.

Si bien esta metodología de trabajo se ha utilizado reiteradamente en los últimos años, ha recibido críticas, principalmente respecto de (1) la gran cantidad de modelos necesarios, tal vez tantos como los ambientes sedimentarios existentes y (2) la necesidad de incorporar al análisis paleoambiental a parámetros muy importantes, como lo son la geometría de los cuerpos sedimentarios y la jerarquía de superficies de contacto (Miall, 1980; 1987; 1988).

A los fines del análisis de facies, se propone la definición de facies de Teichert (1958) modificada, considerando a una facies como a ***la suma de las características primarias de un cuerpo de roca sedimentaria, relevantes para analizar sus condiciones hidrodinámicas de depositación***. Dentro de las características primarias se incluye la litología, textura, estructuras sedimentarias, contactos, geometría, contenido paleontológico, color, etc. El agrupamiento natural de las facies así definidas en un marco tridimensional constituyen las asociaciones de facies. De esta manera, una asociación de facies puede definirse como ***un agrupamiento tridimensional de facies genéticamente relacionadas, las que pasan concordantemente de unas a otras, y generada por la migración del sistema deposicional. La expresión vertical de la asociación de facies constituye una secuencia de facies***, o una asociación vertical de facies.

La depositación como un balance de masa

Las sucesiones sedimentarias se componen de unidades elementales de sedimentación o estratos. Del análisis detallado y objetivo de sus características depende una acertada aproximación a los mecanismos de sedimentación y sus ambientes relacionados. La clave del éxito en el análisis paleoambiental está en una lectura racional de la información contenida en las rocas (con nuestras limitaciones en el conocimiento) y de ver a las rocas como son y no como nosotros queremos que sean. Debemos resaltar que los estudios sedimentológicos y estratigráficos efectuados en base a afloramientos y coronas (núcleos) no pueden ser mejores que el análisis individual de las capas, ya que estas constituyen la base de todo el modelo. El primer paso en el análisis de un depósito está en entender que el volumen depositado en una unidad de espacio es igual a la diferencia entre el volumen de sedimento entrante más el volumen de roca erosionada en esta área menos el volumen saliente (Fig 7.1):



$$V_d = (V_i + V_e) - V_s$$

V_d : volumen depositado

V_i : volumen de sedimento en el flujo entrante

Figura 7.1: La depositación como un balance de masa. El volumen depositado en un área dada es igual al volumen entrante más el volumen erosionado menos en volumen saliente.

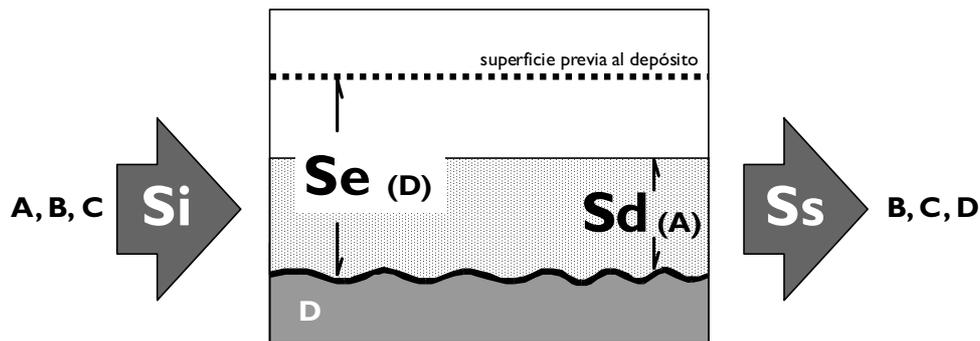
De la Fig. 7.1 podemos entender que la depositación puede coexistir con la erosión, y que el volumen erosionado puede ser a veces mucho mayor que el depósito preservado. Situaciones particulares corresponden a :

$V_i = V_s$: Esta situación se denomina "bypass"

$V_e > V_d$: Esta situación caracteriza a las zonas de aporte y transporte (ver más adelante). Note que como consecuencia $V_s > V_i$

$V_e = 0$: Esta situación caracteriza a las zonas depositacionales (ver más adelante).

El mismo razonamiento que con los volúmenes puede aplicarse a la textura y tipo de sedimento (Fig. 7.2).



Si : Sedimento entrante
Se : Sedimento erosionado
Sd : Sedimento depositado
Ss : Sedimento saliente

Figura 7.2: Ejemplo de interacción del flujo sobrepasante con el sustrato. Note que el flujo saliente se enriquece en la composición de los materiales erosionados (D) mientras que se empobrece de aquellos depositados en el área (A).

Esto es, si tenemos una corriente entrante con un volumen de sedimentos de composición X1 compuesto por las fracciones texturales A, B y C, este contenido en sedimentos será modificado durante su tránsito por nuestra área elemental en composición, textura y volumen dependiendo en la cantidad de sedimento erosionado y depositado. Por ejemplo, consideremos un flujo entrante (Si) que transporta sedimentos líticos compuestos por cantidades proporcionales de gravas (A), arenas (B) y arcillas (C), el que irrumpe sobre un sustrato compuesto por fango calcáreo (D). El volumen de fango calcáreo erosionado (SeD) pasará a formar parte del flujo saliente (Ss) por lo que este modificará parcialmente su contenido litológico. De la misma manera, si depositamos un volumen de gravas (SdA), vemos que el flujo saliente saliente se empobrecerá progresivamente en las fracciones más gruesas. Una de las consecuencias de este proceso de intercambio entre el flujo originario y el sustrato puede ser que la composición y contenido fosilífero cambie regionalmente a lo largo de una misma capa. En el Grupo de Santa Liestra en el Eoceno de los Pirineos (similar al ejemplo de mostrado en la Fig. 7.2) una misma capa se compone en sus depósitos proximales por elementos fluviales, en tanto que en las zonas distales se compone por calizas gradadas de grano fino. Teniendo en cuenta este hecho, las correlaciones y los estudios de proveniencia basados en la petrografía de los depósitos deben efectuarse con suma precaución.

8. Aspectos generales de la sedimentación en medios eólicos

De la misma manera que los procesos marinos “normales” (mareas, olas y corrientes de fondo) modifican y redepositan los sedimentos acumulados por corrientes gravitativas en el medio marino, los procesos eólicos en el medio subaéreo a menudo modifican y redepositan grandes volúmenes de sedimentos arenosos movilizados en un principio por corrientes fluviales efímeras en zonas áridas y semiáridas.

Corrientemente en numerosos libros de texto el capítulo sobre la sedimentación eólica comienza con una revisión de la ubicación de los grandes desiertos, y una descripción de los tipos principales de megaestructuras eólicas (dunas barjanoides, en estrella, etc.) tan importantes para la geomorfología pero poco relevantes para el reconocimiento y el estudio de los procesos eólicos en ambientes fósiles. A menudo en nuestras sucesiones no tenemos grandes desiertos sino una intercalación de procesos eólicos con otros procesos (procesos fluviales y de decantación en aguas calmas) los que suelen ser difíciles de reconocer. Otro problema se refiere a que la presencia de megaestructuras no es diagnóstica de la sedimentación eólica, sino común además a otros ambientes sedimentarios (depósitos mareales, deltaicos y fluviales).

Es o no eólico ?

Las estructuras diagnósticas y el análisis de facies más útil para el reconocimiento de los procesos eólicos en el ambiente fósil provienen principalmente de los trabajos de Hunter (1977) y Fryberger & Schenk (1988). Hunter (1977) trabajando sobre depósitos eólicos actuales, reconoció en el paisaje eólico la existencia de tres tipos de superficies (Fig. 8.1).

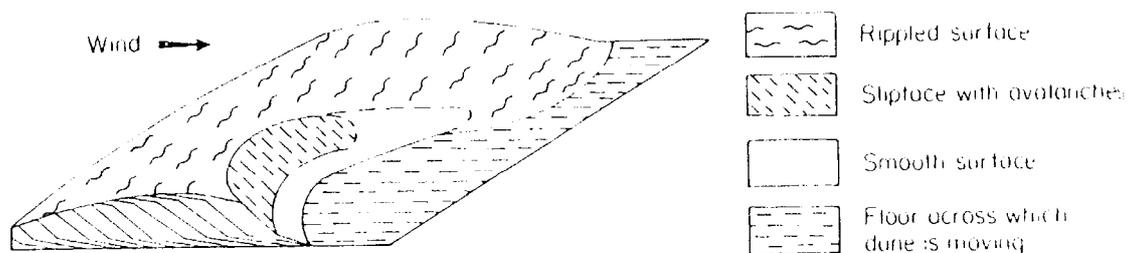


Fig. 8.1: Block diagrama esquemático de parte de una duna transversal sinuosa, mostrando la ubicación de las superficies con ondulitas, lisas, y con avalanchas (de Hunter 1977)

- 1) superficies horizontales o inclinadas con formas de fondo o “ripples”
- 2) Superficies inclinadas con deslizamientos gravitativos u avalanchas
- 3) superficies lisas al pie de las anteriores

Cada una de estas superficies responde a la acción de un proceso determinado. En general, en el ambiente eólico se pueden reconocer:

- A) Procesos tractivos y de tracción-decantación (tracción-*grainfall*). Caracterizados principalmente por la presencia de “ripples” eólicos. El resultado son niveles laminados con laminación traslacente subcrítica.
- B) Procesos gravitativos. Dado por el avalanchamiento de arena en el sotavento de las dunas, proceso conocido como flujo de arena (“sandflow” o “grainflow”, según los autores). El resultado son niveles lenticulares y caóticos internamente masivos, incluyendo la fracción granulométrica más gruesa
- C) Procesos de decantación (*grainfall*). Dado por la lluvia de arena (o “grainfall”) hacia el frente de avance y pié de las dunas. Este proceso ocurre a menudo en asociación con el avalanchamiento en el frente de duna. El resultado son niveles arenosos masivos.

Procesos tractivos y de tracción-decantación

Como se expresara precedentemente, estos procesos dejan como consecuencia la formación de formas de fondo de “ripples”. Los “ripples” eólicos puramente tractivos son a menudo erosivos o no deposicionales, por lo que para que ocurra depositación, el balance de masa debe ser positivo, y un cierto volumen de material debe ser provisto al sistema, a menudo por decantación o *grainfall*. Los *ripples* generados de esta manera, depositan durante su migración un tipo de estructura sedimentaria característica, la que permite diagnosticar por si sola a los procesos eólicos. Si alguien observa detenidamente la superficie de un “ripple” eólico actual, notará que el grano más grueso de la arena se ubica en la cresta, mientras que en los senos se dispone el grano más fino. Esto se debe a que el aire (en razón a su baja viscosidad, entre otros parámetros) es uno de los medios más selectivos en la naturaleza. Otra característica de los “ripples” eólicos es que poseen una baja amplitud en relación a su longitud de onda. Esta última particularidad hace que las estructuras sedimentarias resultantes de la migración de estas formas de fondo carezcan a menudo de caras de avalancha, al contrario de los que sucede en la mayoría de los “ripples” subácuos.

Como consecuencia, los “ripples” eólicos depositan durante su migración láminas paralelas o subparalelas de bajo ángulo, con espesores promedio de entre 0,1 y 5 cm, las que internamente muestran gradación inversa (Fig. 8.2). El espesor de estas láminas a menudo depende de la tasa de adición de material por *grainfall*.

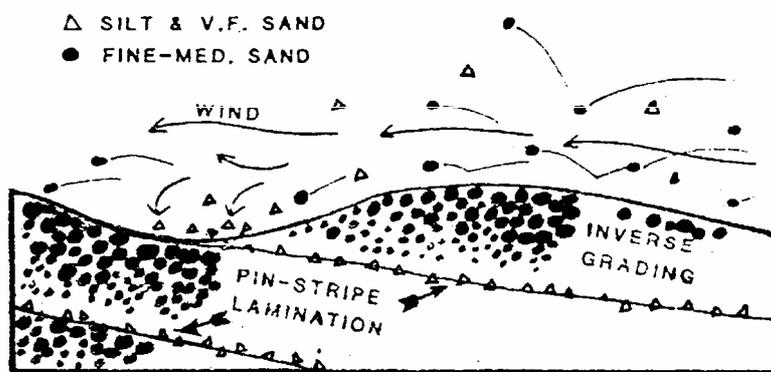


Fig. 8.2. Esquema de la relación entre las ondulitas eólicas y la laminación traslacente subcrítica (Hunter 1977), caracterizadas por la presencia de láminas con gradación inversa (de Fryberger & Schenk, 1988).

Esta estructura se conoce como laminación traslacente subcrítica (*subcritically climbing translacent strata*). Debido a sus reducidas dimensiones, esta estructura permite reconocer el ambiente eólico inclusive en coronas. En los senos de los *ripples* eólicos se acumulan corrientemente las fracciones de arena más finas y limos. Estos limos poseen cargas eléctricas lo que hace que este depósito adquiera una diagénesis temprana. Estas bandas más limosas se reconocen en el contacto entre las distintas láminas de la laminación traslacente subcrítica, conformando una estructura que se conoce como “pin stripe lamination” (Fig. 94, Fryberger & Schenk, 1988).

Procesos gravitativos y de decantación (*grainfall*)

Los procesos gravitativos se reconocen generalmente asociados a la migración del frente de las megaestructuras o dunas por efecto de la tracción (Fig 8.3). La arena más gruesa es transportada por tracción (*ripples* erosivos o no deposicionales) a lo largo del barlovento hasta alcanzar la cresta de la duna. A consecuencia de la zona de baja velocidad o sombra hidrodinámica producida como resultado del encuentro entre los vientos principales y aquellos relacionados a la separación del flujo (Fig. 8.3), las arenas son forzadas a acumularse inmediatamente por debajo de la cresta. Esto provoca una situación de inestabilidad gravitativa, ya que el sotavento de formas arenosas subaéreas se vuelve altamente inestable cerca de los 34° de inclinación. Como consecuencia, el sotavento comienza a ser afectado por deslizamientos gravitacionales de distinto tipo, los cuales tienden a rectificar el perfil de equilibrio. Los tipos de deslizamientos más comunes constituyen estructuras sedimentarias relacionadas a “sandflow” o “grainflow”, las cuales se componen por conos lobulados hacia la base, con su ápice cerca de la cresta (Fig. 8.4).

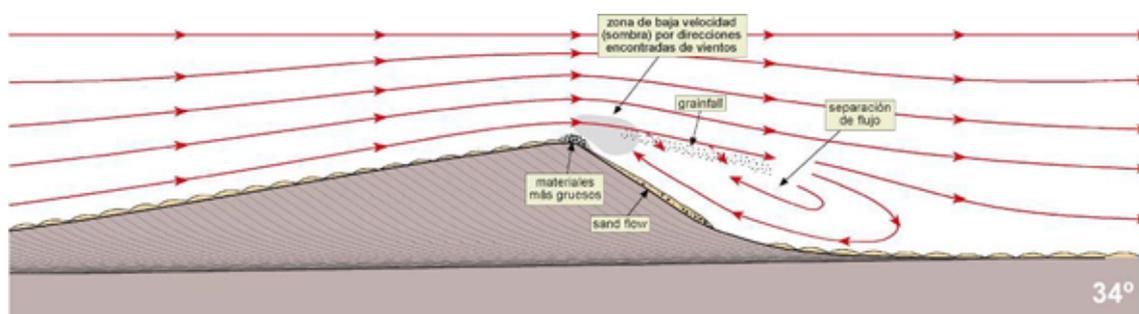


Fig. 8.3: Principales elementos que contribuyen a la generación de avalanchas y lluvia de granos en el frente de avance de una duna eólica tractiva, o duna de *sandflow*.

La geometría y características del relleno de estos “conos” varían de acuerdo a su posición dentro del perfil del frente de la duna. Así, en las zonas apicales se reconocen cicatrices cóncavas hacia arriba. A medida que descendemos en el perfil de la duna pasamos a geometrías biconvexas para terminar hacia el pie con formas de base plana y techo convexo. Estas estructuras de avalancha constituyen gran parte del frente de las dunas (Fig 8.4).

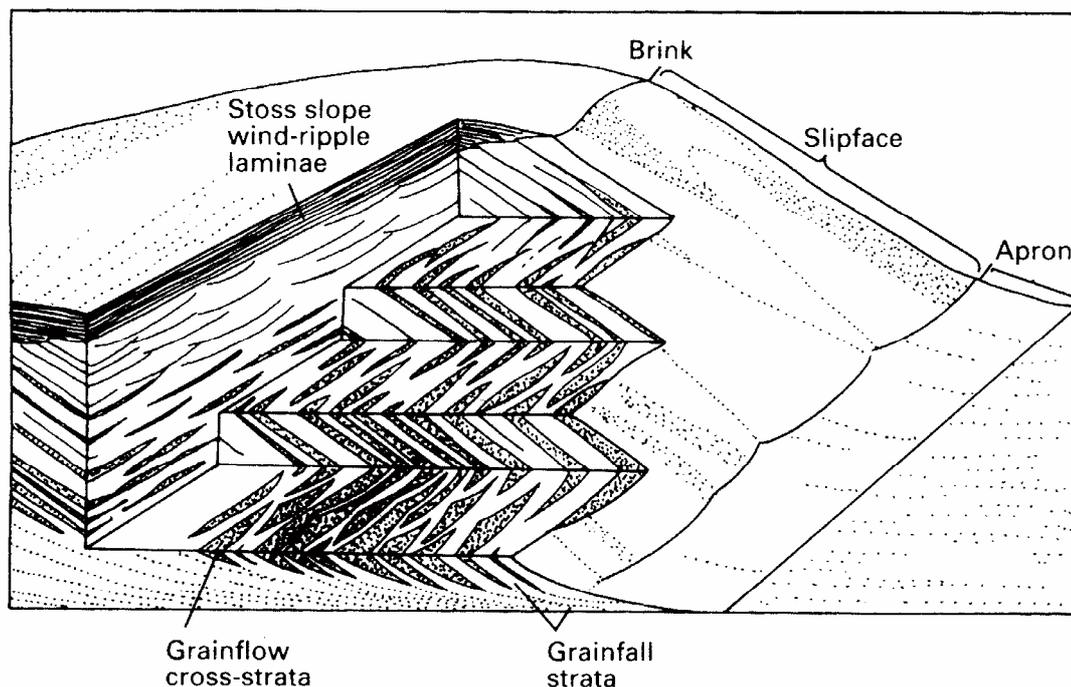


Figura 8.4: Principales características internas de los depósitos lobulados asociados a *sandflow*. Note como la forma del depósito varía de acuerdo a su posición en el frente de avalancha. Las zonas blanquecinas que separan a los conos se integran por depósitos de lluvia de granos o *grainfall*. De Hunter, 1977.

Las estructuras de avalanchamiento internamente se integran por las arenas más gruesas presentes en el sistema, las cuales aparecen masivas. Estas arenas lobuladas se encuentran separadas por depósitos arenosos generalmente más finos, de aspecto masivo, relacionados a la lluvia de granos (“*grainfall*”) desde la cresta de la duna.

Procesos eólicos actuales y fósiles

El análisis de facies de depósitos eólicos antiguos presenta algunos problemas derivados de la inexistencia de cuencas sedimentaria que al presente estén siendo objeto de acumulación eólica, al menos con los espesores reconocidos en los depósitos fósiles (Brookfield 1984). Más aún, la mayoría de los depósitos eólicos actuales se disponen sobre depósitos aluviales cuaternarios, y son de edad holocena (Wilson 1973). Adicionalmente, pareciera que estos depósitos y sus formas de fondo no están en equilibrio con los patrones de vientos actuales (Wilson 1973). Las formas de fondo y estructuras sedimentarias relacionadas reconocidas por Hunter (1977), las cuales son utilizadas para identificar procesos eólicos en ambiente fósil, surgieron del análisis de pequeñas dunas costeras actuales en Padre Island, Texas y en Tenmile Creek y Hunters Cove en la costa de Oregon. Los cortes de dunas de McKee (1966) y McKee & Moiola (1975), usados a menudo para interpretar sucesiones de dunas fósiles, fueron realizados en trincheras en pequeñas dunas de yeso recientes, estabilizadas por lluvias ocasionales. Consecuentemente, los depósitos eólicos fósiles suelen presentar características y tipos de facies que no son fácilmente comparables a las acumulaciones actuales. Una de estas diferencias se refiere al ángulo de inclinación del frente de avalancha de las dunas fósiles, las cuales en ocasiones suelen presentar ángulos inferiores a los 20-24°

(Fryberger *et al.*, 1979; Irmen & Vondra, 2000), esto es, por debajo de la inclinación crítica necesaria para producir el *sandflow*.

Depósitos eólicos de bajo ángulo

Fryberger *et al.* (1979) describieron y analizaron en detalle el origen de depósitos arenosos de origen eólico, con inclinaciones máximas de 20° , denominados como mantos de arena o *sand sheets*. En el caso estudiado, estos depósitos constituyen acumulaciones actuales de pocos metros de espesor, las cuales se extienden por unos 710 km² sobre el fondo del *San Luis Valley*, Colorado, ubicándose por sobre más de 9 km de depósitos aluviales. La ausencia de dunas con superficies de avalanchamiento es atribuida a una depositación relacionada a cambios en la velocidad del viento asociadas a una separación del flujo. Estos autores reconocen dos tipos de depósitos de bajo ángulo, denominados como *sets* de tipo a y b. Los *sets* de tipo **a** integran láminas depositadas por una única tormenta de arena, y presentan relativa buena selección. Los *sets* de tipo **b**, por otra parte, son el resultado de períodos alternantes de erosión y depositación durante los cuales los materiales más gruesos con concentrados hacia las crestas de la ondulitas eólicas, constituyendo ondulitas granulares (*granule ripples*; Bagnold 1941; Sharp 1963), los cuales presentan un aspecto acorazado (Fryberger *et al.*, 1992). Los depósitos son típicamente bimodales, no obstante, ambas fracciones granulométricas muestran individualmente buena selección. Estos depósitos de *sand sheets* corresponden a zonas proximales de depósitos eólicos de alto ángulo (presentes en el Great Sand Dunes National Monument), por lo que los autores interpretan que corresponden a depósitos marginales de dunas eólicas.

Dentro de los depósitos de *sandsheets*, Nielson & Kocurek (1986) describen en el campo de dunas actuales de los Algodones (California) las características internas de formas arenosas de bajo relieve, las cuales migran sin desarrollar caras de avalancha. Estas formas de fondo, conocidas como **zibars**, muestran un espaciamiento de hasta 400 metros, y espesores máximos de 10 metros, y se conocen en los desiertos de Ténéré (Nigeria), Great Eastern Erg y Erg Oriental (Argelia), Rub' al Khali y Nefud es Sirr (Arabia Saudita), Desierto de Sinaí (Israel) y Skeleton coast (Namibia). Internamente se componen por arenas laminadas, más gruesas (0,1-1,0 mm) que las dunas convencionales (0,1-0,3 mm), presentando asimismo una peor selección. Las laminaciones presentan bajo ángulo, hasta un máximo de 15° , y se relacionan a la migración de ondulitas eólicas. Estos autores reconocen asimismo depósitos de zibar (relacionados al frente de avance de las formas de fondo, con inclinaciones de entre 5° y 15°) e interzibar (ubicados hacia el pie de duna y en las interdunas, compuestos por arenas laminadas subhorizontales). Nielson & Kocurek (1986) indican que los depósitos de interzibar poseen un grano más grueso de los de *zibar*, y que normalmente, relacionados a la migración de estas formas, los *sets* muestran un apilamiento limitado por superficies de truncación de bajo ángulo. Si el ángulo de escalonamiento es bajo, estos autores sugieren un apilamiento de los depósitos de interzibar conformando *sets* amalgamados con laminación de bajo ángulo (inferior a 5°) e integrados por arenas medias a gruesas. Los depósitos de *zibar*, por su parte, tendrían menores posibilidades de preservación. La ausencia en estas dunas de caras de avalancha es atribuida tentativamente por los autores a una consecuencia de la mayor granulometría de las arenas.

Dunas de *Grainfall*

Los depósitos analizados en afloramientos (y localmente coronas) de sucesiones eólicas fósiles pertenecientes a las formaciones Tordillo, Mulichinco, Avilé, Troncoso (Jurásico y Cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina) muestran marcadas similitudes con los descritos precedentemente, por lo que podrían interpretarse como *sand sheets*. No obstante, estos depósitos revelan la existencia de intervalos recurrentes de areniscas laminadas con ángulo y espesor creciente, separadas por superficies de truncación de bajo ángulo. Típicamente, estos intervalos muestran espesores de entre 2 y 8 metros, y se inician con un intervalo basal de hasta 2 metros constituido por areniscas finamente laminadas (en general las láminas son inferiores a los 2mm) las cuales aparecen subhorizontales a con una inclinación inferior a los 5°. Sobre este intervalo basal, las láminas comienzan a incrementar rápidamente (a lo largo de hasta 1 metro de espesor) su ángulo de inclinación y espesor individual hasta alcanzar los 20° y hasta 3 cm de espesor. Este intervalo superior puede alcanzar, con pocas variaciones, hasta 5 metros de potencia, donde es truncado y sucedido por arenas finalmente laminadas del intervalo basal subsiguiente. Estas repeticiones cíclicas son aquí interpretadas como el resultado de la migración lateral de dunas de lluvias de grano (o *grainfall dunes*), retomando un término utilizado por Kocurek *et al.* (1992) para protodunas dominadas por lluvia de granos relacionadas a expansión de flujo. Si bien existen similitudes con los depósitos de *zibar* descritos con anterioridad, los cuerpos de dunas de *grainfall* parecen ser de mayor extensión y grano más fino. En la Fig. 8.5 se indican las principales características de los depósitos relacionados a la migración de dunas de *sandflow*, y su comparación con aquellos relacionados a dunas de *grainfall*. Conceptualmente, las dunas de *sandflow* se desarrollarían en un medio dominado por procesos eólicos mayormente tractivos, en donde la decantación (o *grainfall*) estaría localizada inmediatamente hacia el frente y pie de duna, y relacionada a la erosión desde la cresta de los materiales más finos. Los materiales más gruesos, reconcentrados en la cresta, se moverían hacia la base a consecuencia de la gravedad (*sandflow*) manteniendo la inclinación crítica. Las dunas de *grainfall*, por otra parte, indicarían la existencia de procesos de *grainfall* regionales (vientos sucios).

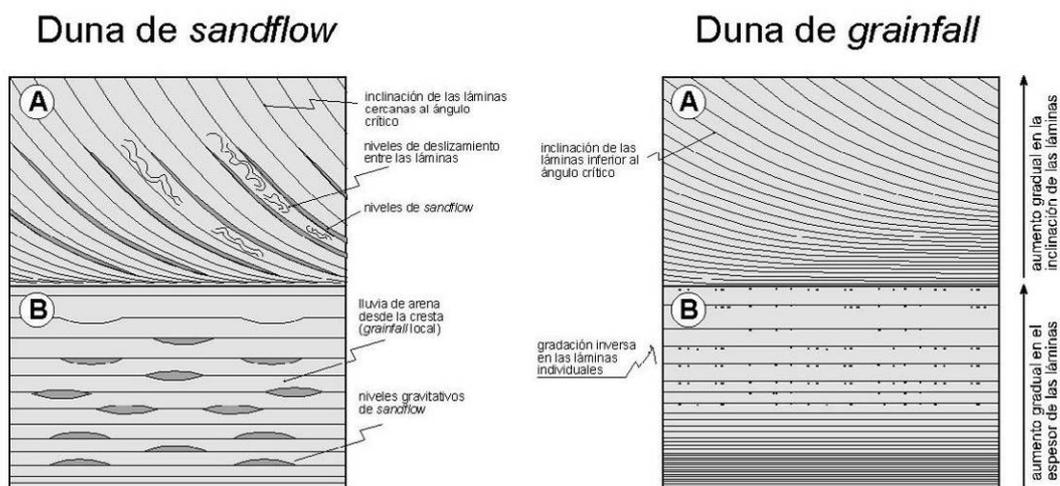


Figura 8.5. Comparación de las principales características de depósitos asociados a dunas de *sandflow* y de *grainfall* en vistas paralela (A) y perpendicular (B) a la dirección de los paleovientos. Note como en los depósitos del frente de avance de las dunas de *sandflow* (izquierda) predominan las estructuras gravitacionales, mientras que en las dunas de *grainfall* (derecha) predominan los depósitos relacionados a la migración de ondulitas eólicas.

Al contrario de las dunas de *sandflow*, donde los materiales son transportados por tracción hacia la cresta, en estas dunas existe una importante acumulación hacia el frente de avance y pie de duna, relacionada fundamentalmente a la lluvia de material transportado en suspensión por el viento. Dicha lluvia de granos se ve favorecida por la disminución de velocidad existente a expensas de la expansión del flujo registrada a sotavento de las dunas de *grainfall*. Consecuentemente, la interacción entre tracción y decantación (*grainfall*) hace que las dunas de *grainfall* constituyan formas de fondo de bajo relieve, tapizadas casi totalmente por ondulitas eólicas. Los depósitos asociados a estas últimas constituyen láminas (laminación traslucida subcrítica) con espesores e inclinación dependiente de su ubicación dentro del perfil de la duna. La relevancia de los procesos deposicionales en el frente de avance de la duna a expensas de la tracción hacia la cresta, hace que el perfil de equilibrio no crezca hasta los valores críticos necesarios para producir avalanchamientos gravitacionales o de *sandflow*.

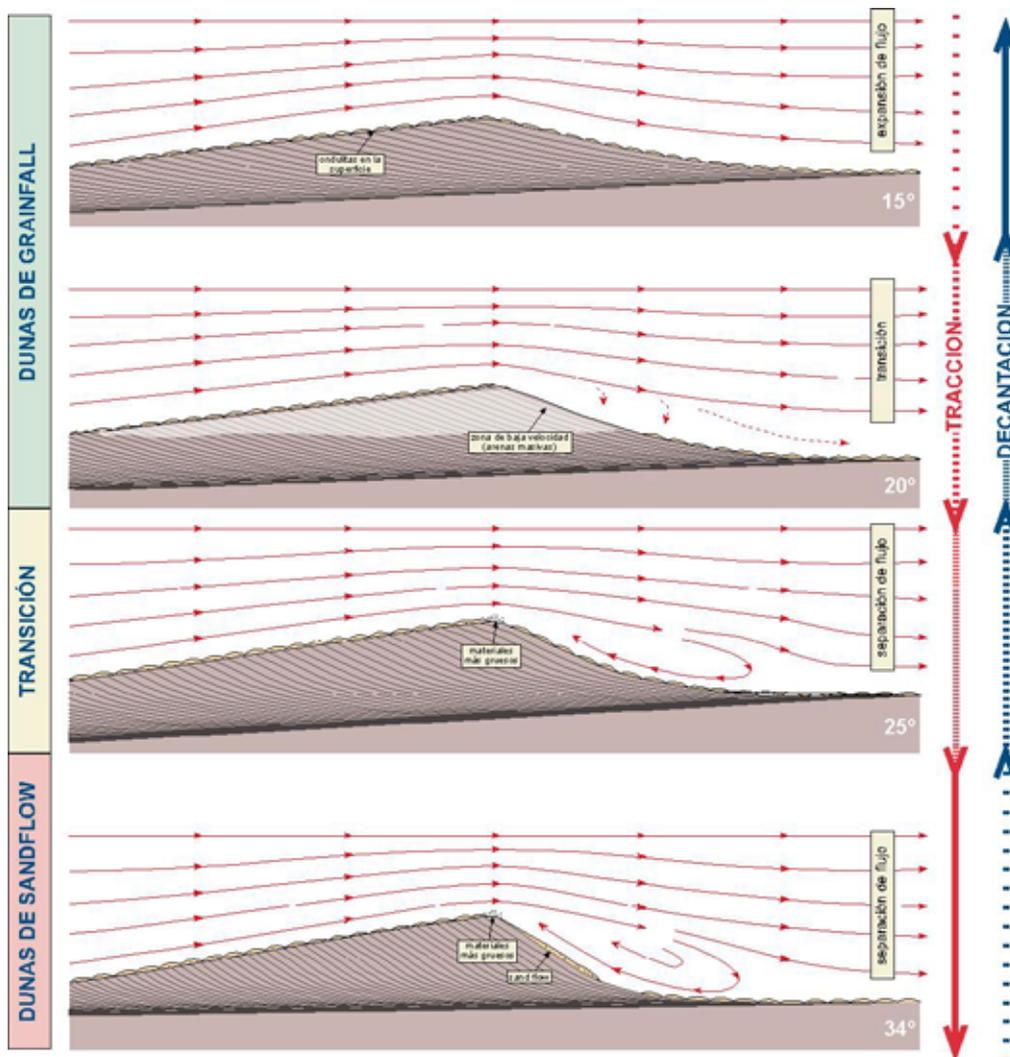


Figura 8.6: Diagrama evolutivo esquemático entre dunas de *grainfall* (dominadas por expansión de flujo) y dunas de *sandflow* (relacionadas a separación de flujo). Note la existencia de una zona de baja velocidad, la cual podría explicar el *grainfall* sin tracción, y por lo tanto a las facies de arenas masivas. A la derecha, las flechas indican la incidencia de la tracción y la decantación (lluvia de granos) para cada caso considerado.

En la Fig. 8.6 se muestra una posible transición entre dunas de *grainfall* y *sandflow*, y sus posibles consecuencias en el registro. En el segundo de los esquemas (desde arriba hacia abajo), realizado para una pendiente cercana a los 20° , se indica una zona de baja velocidad. Esta zona de baja velocidad se relaciona a la transición durante el cambio de dirección de las velocidades superficiales en el frente de avance, en el pasaje entre expansión y separación de flujo. De acuerdo a Kocurek *et al.* (1992), la transición entre expansión y separación de flujo en el frente de duna ocurre a un ángulo de aproximadamente 22° .

Una de las consecuencias de la predominancia de la lluvia de granos en el avance de las dunas de *grainfall* es que los depósitos en el frente de avance (zona de mayor aporte de materiales finos) tienden a mostrar calidades de reservorio inferiores respecto de aquellas del pie de duna, ya que los materiales más finos, transportados por el viento en suspensión desde grandes distancias, tienden a ocupar los pequeños intersticios. Consecuentemente, y al contrario de lo que sucede en depósitos eólicos dominados por *sandflow*, las mejores condiciones petrofísicas son esperables en las facies de pie de duna. En estas posiciones, la predominancia de los procesos tractivos en desmedro de la decantación de finos (*grainfall* de largo alcance), hace que los depósitos adquieran una fina laminación (conteniendo inclusive ondulitas granulares), compuesta principalmente por una concentración de las fracciones granulométricas más gruesas (Fig. 8.7).

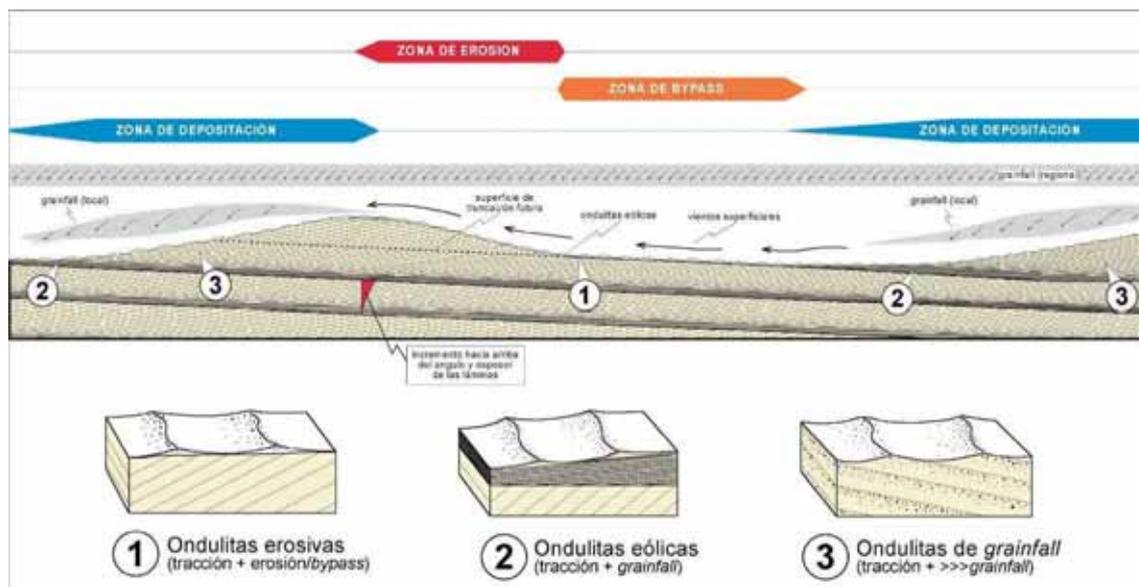


Figura 8.7: Diagrama esquematizando las principales características internas de una duna de *grainfall*. Note que a consecuencia del efecto combinado de la lluvia de granos (*grainfall*) regional y la presencia de ondulitas sobre toda la superficie, estas dunas muestran un bajo ángulo en el frente de avance, inferior al ángulo crítico. Los tres *block* diagrama y ejemplos en la parte inferior muestran tres tipos de ondulitas, relacionadas a erosión, moderado *grainfall* y alto *grainfall*. Se indican asimismo las zonas de erosión, *bypass* y depositación dentro de las dunas. Note asimismo como la capa resultante muestra un aumento gradual en el ángulo y espesor de las láminas. Sin escalas.

En este sentido, dado que las facies de pie de duna son las que más fácilmente se preservan en las sucesiones fósiles, las mejores condiciones de reservorio tenderían a

producirse en aquellos casos en que un bajo ángulo de escalonamiento de los distintos *sets* de duna produzca la superposición de sucesivos depósitos de pie de duna. Esto último, se ve favorecido notablemente cuando el sistema tiene a su disposición materiales relativamente gruesos (arenas medias a gruesas)

Modo de transporte de las partículas sedimentarias por efecto del viento

Dependiendo del tamaño de grano de las partículas, existen en la naturaleza tres modos principales de transporte por efecto del viento (Bagnold 1941). Las partículas más pequeñas ($60\text{-}70\mu\text{m}$) son transportadas en **suspensión**, a menudo por grandes distancias (centenares a miles de km), mediante remolinos de turbulencia. Las partículas relativamente más grandes ($60\text{-}1000\mu\text{m}$) se mueven mediante una serie de saltos, en un proceso conocido como **saltación**. Las partículas más grandes ($>500\mu\text{m}$), por su parte, son arrastradas e impulsadas en parte por el impacto de las demás partículas en saltación en un proceso conocido como **arrastre superficial** (*surface creep*). No existe una transición definida entre la saltación y la suspensión pura, por lo que algunas contribuciones reconocen la saltación modificada (Hunt & Nalpanis, 1985; Nalpanis 1985), suspensión de corto alcance y suspensión de largo alcance (Tsoar & Pye, 1987, Fig. 8.8)

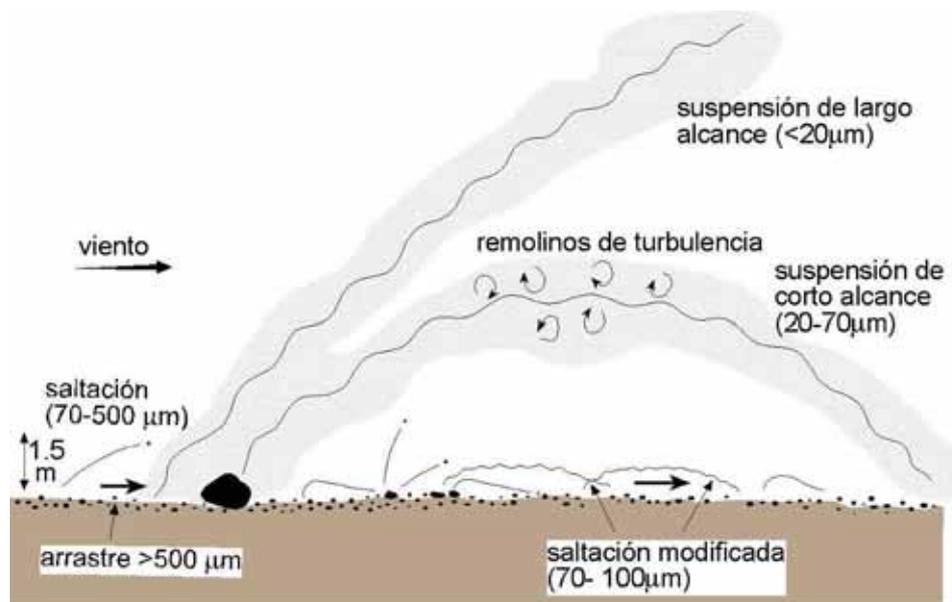


Figura 8.8: Modo de transporte de las partículas sedimentarias por el viento. Se muestran los tamaños más comunes observados durante tormentas de arena moderadas (redibujado de Pye, 1987).

En el diagrama de la Fig. 8.9 (de Tsoar & Pye, 1987) se muestra de un modo más detallado la relación existente entre el tamaño de las partículas, la velocidad del viento y el modo de transporte, para el caso de esferas de cuarzo. En el diagrama podemos observar que las partículas más finas, de tamaño limo y arena muy finas, son transportadas preferentemente por suspensión. La distancia final de transporte de estas partículas finas en gran medida dependerá del tamaño de las mismas, de la velocidad del viento, y del coeficiente de turbulencia (Fig 8.10).

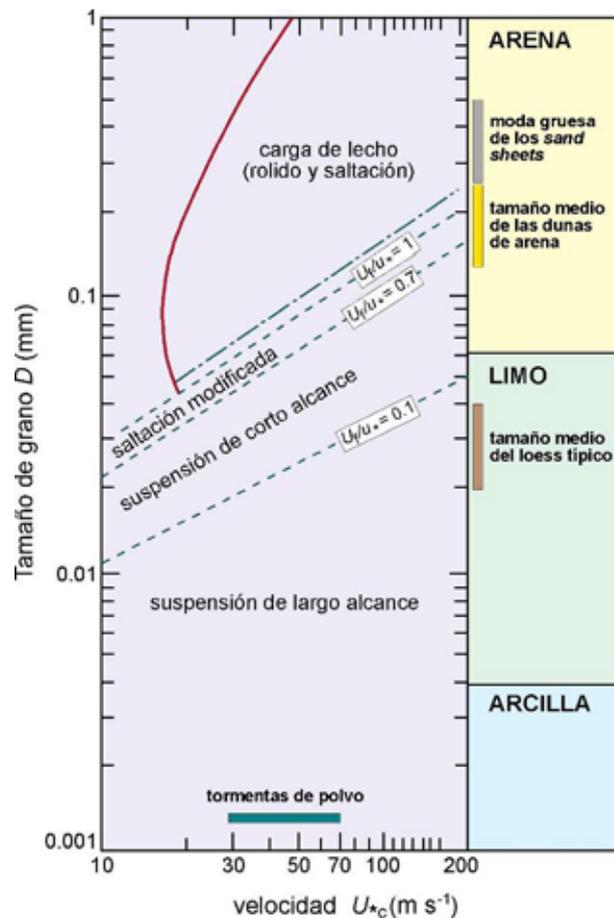


Figura 8.9: Modo de transporte para esferas de cuarzo de distinto diámetro en relación a la velocidad del viento (de Tsoar & Pye, 1987)

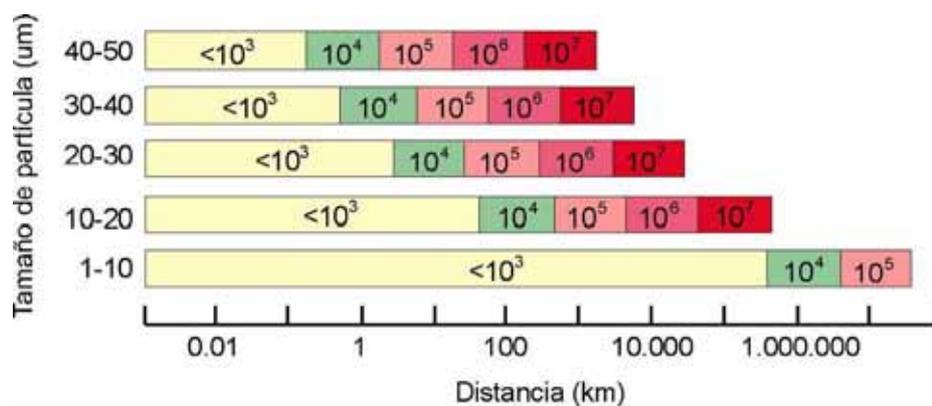


Figura 8.10: Distancias máximas de transporte para esferas de cuarzo de distintos diámetros, para vientos de 15 m/s, y coeficientes de turbulencia de entre 10^3 y 10^7 . De Tsoar & Pye, 1987.

Dependiendo de su posición geográfica y ubicación dentro de la secuencia, los depósitos eólicos fósiles suelen presentar características granulométricas unimodales, bimodales y hasta trimodales. En este contexto, la presencia de modas múltiples implica no solo una diversidad en el mecanismo de transporte, sino principalmente la existencia

de zonas de aporte locales y regionales. Esta última aseveración se hace asimismo evidente por la textura y composición de las modas más gruesas. En los depósitos trimodales (Fig. 8.11) podemos reconocer una moda más gruesa (1) de entre 1 y 2 mm, los cuales se encuentran dispersos en un material grisáceo compuesto por arenas finas (moda intermedia).



Figura 8.11: Detalle de los depósitos eólicos trimodales comunes en numerosos sistemas eólicos fósiles.. Los materiales más gruesos, rojizos, son transportados por arrastre y saltación, desde antiguas áreas expuestas locales. Los materiales grises, por su parte, corresponden al aporte regional, y se integran por componentes líticos y volcánicos.

La tercer moda no es visible macroscópicamente, y se compone por materiales finos de tamaño *loess* y menores, los cuales se ubican rellenando los intersticios. De acuerdo a lo expresado anteriormente, la moda más gruesa habría sido transportada por arrastre y saltación desde zonas aledañas. La moda intermedia posiblemente involucre un transporte algo más regional, mediante suspensión de corto alcance y saltación modificada. La tercer moda, por su parte, corresponde a un aporte regional, integrado por materiales transportados por suspensión de largo alcance. De este modo, resulta evidente que la existencia de la moda más gruesa queda supeditada a existencia de un marco paleogeográfico caracterizado por la presencia de relieves expuestos de rocas más antiguas, los cuales constituyen la fuente de aporte del material. De no mediar retrabajo y/o redeposición, estos depósitos trimodales tienen un aspecto inmaduro, con una fábrica bastante compacta y consecuentemente pobres propiedades petrofísicas. Por consiguiente, la existencia de condiciones petrofísicas aceptables dependerá no solo de la ubicación paleogeográfica del depósito, sino de la hidrodinámica del sistema, sobre todo en lo referente a su capacidad de segregar y reconcentrar las fracciones granulométricas más gruesas. En este sentido, las zonas de pie de duna de las dunas de *grainfall*, y su apilamiento asociado a bajos ángulos de escalonamiento (Fig. 8.12), y los depósitos asociados a deflación y reconcentración, aparecen como los niveles con mayores posibilidades prospectivas.

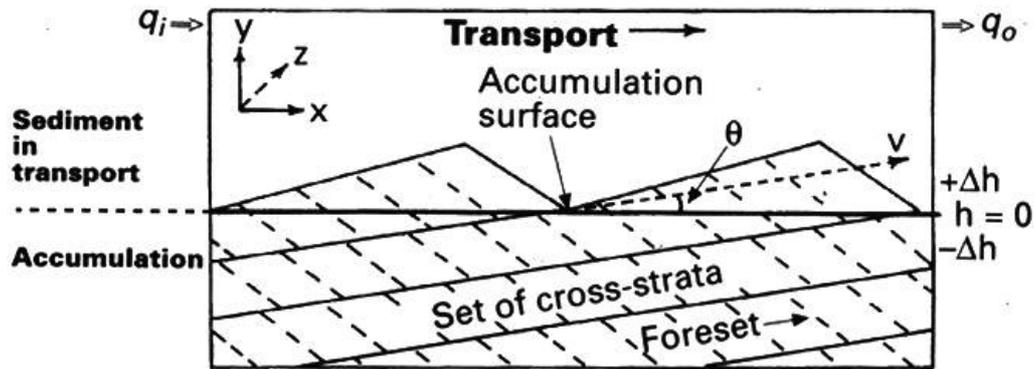


Figura 8.12: Generación de sets de areniscas entrecruzadas por la migración de dunas con un ángulo de escalonamiento igual a θ . Note que este ángulo será menor si la diferencia entre el volumen entrante (q_i) y saliente (q_o) de arena es poco significativa, indicando condiciones cercanas al *bypass*, y la consiguiente preservación preferencial de facies de pie de duna. De Kocurek & Havholm 1993.

Asimismo, las zonas con más chances de mostrar campos de dunas con bajo ángulo de escalonamiento (y por ende con una concentración de las mejores facies) son aquellas depositadas en áreas con menor subsidencia relativa respecto del entorno, y por ende con mayor tendencia al *bypass* de las arenas más finas.

Dunas e interdunas

Los campos de dunas eólicas se encuentran generalmente agrupados, y separados por extensas zonas de interduna. Estas últimas básicamente pueden ser de dos tipos: interduna seca e interduna húmeda, las que en realidad constituyen dos puntos extremos de toda una gama de posibilidades.

Las *interdunas secas* se caracterizan por áreas relativamente bajas en las que predomina la acumulación a partir de "ripples" eólicos y lámina paralela de alto régimen.

Las *interdunas húmedas* se constituyen principalmente por lagunas someras intermedanas, en las que predomina la decantación de materiales finos. Estas lagunas tienen generalmente su zona de recarga en las zonas de dunas, desde donde el agua fluye por un drenaje subsuperficial. Asociadas a estas lagunas no es raro encontrar depósitos fluviales efímeros y niveles de "sabkha", dado que a menudo son zonas sujetas a una fuerte evaporación. En la Fig. 8.13 (de Langford & Chan, 1989) se muestra un ejemplo de las relaciones laterales entre dunas e interdunas

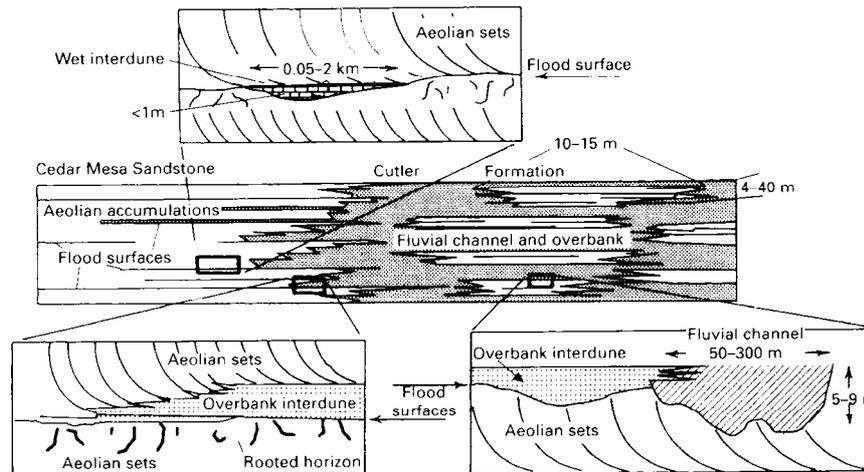


Figura 8.13: Esquema de la relaciones laterales entre depósitos de duna e interduna (de Langford & Chan, 1989)

Estratigrafía secuencial de sistemas eólicos

Estudios recientes sobre sedimentación eólica han enfatizado el rol de los controles alocíclicos en el desarrollo de unidades genéticas de acumulación (Havholm *et al.*, 1993; Langford & Chan, 1993; Havholm & Kocurek, 1994; Kocurek, 1996). La expresión más característica de estos controles alocíclicos es la alternancia repetida de períodos de *hiatus*, y períodos de acumulación generalizada en toda una gama de subambientes eólicos, y no-eólicos relacionados (Fig. 8.14).

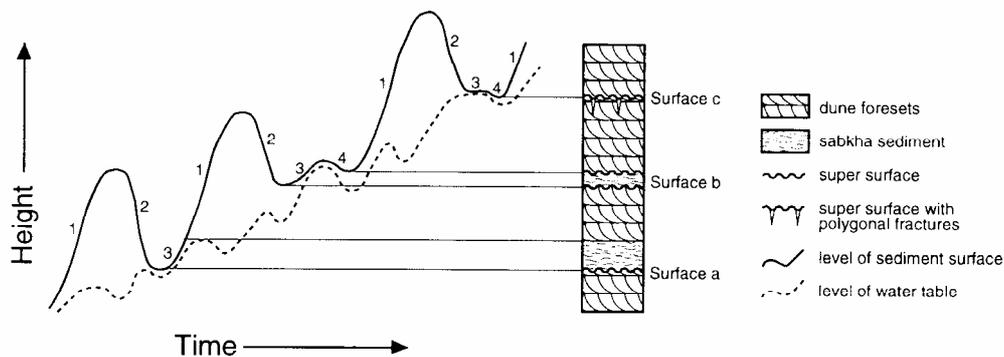


Fig. 8.14. Diagrama conceptual del arreglo secuencial interno de sucesiones eólicas fósiles. Los límites de secuencia, o supersuperficies, representan períodos de erosión generalizada, de carácter regional (de Havholm & Kocurek, 1994).

El reconocimiento de superficies de erosión o no deposición con elevada continuidad lateral (o “super surfaces”, Talbot, 1985; Kocurek, 1988) ha sido de esta manera considerado como una herramienta fundamental para las correlaciones regionales y el análisis de sucesiones eólicas, debido a que estas superficies en todo lugar separan depósitos genéticamente relacionados (secuencias eólicas) ubicadas en diferentes posiciones dentro de la cuenca (Kocurek & Havholm, 1993).

No obstante, no se conocen en la actualidad las relaciones precisas de estas secuencias eólicas con sus equivalentes *clásicos* en sistemas deposicionales marinos, ni la importancia relativa de los distintos factores de control (tectónica, clima y cambios en el nivel del mar (Havholm *et al.*, 1993 ; Reading, 1996).

La falta de estudios detallados en este campo podría estar en parte relacionada a la relativa escasez de afloramientos adecuados. Recientemente Zavala & Freije (2001) propusieron un nuevo esquema para la evolución estratigráfica secuencial de sistemas eólicos, basado en estudios de campo efectuados en unidades del Terciario superior en el norte de la Patagonia (Formación Río Negro).

El block diagrama presentado en la Fig. 8.15 muestra los principales estadios evolutivos conceptuales durante el desarrollo de una secuencia deposicional eólica, tal como surge de los estudios de campo.

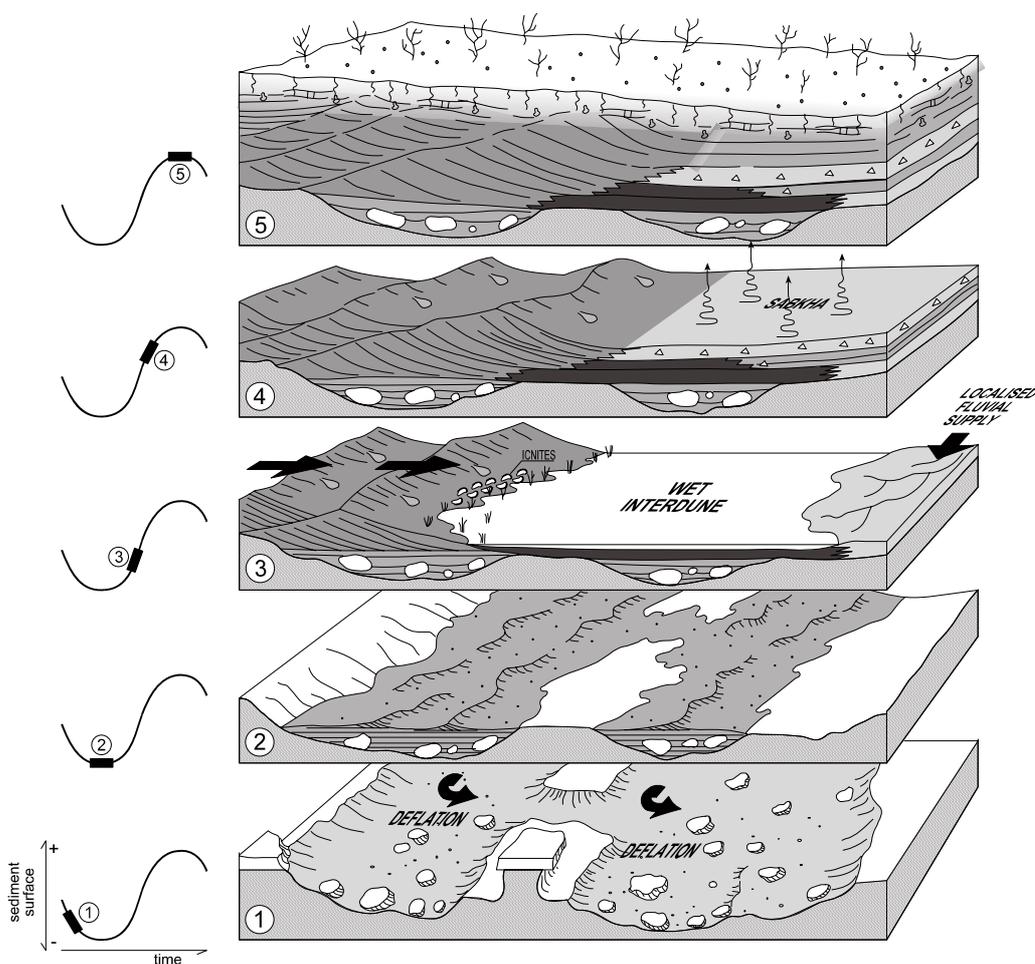


Fig. 8.15. Principales estadios evolutivos y organización interna de secuencias eólicas. Explicaciones ene. Texto. De Zavala & Freije 2001.

El primer estadio (1) comprende un período deflacionario generalizado, caracterizado principalmente por erosión / *bypass* afectando la secuencia precedente. La única acumulación relacionada corresponde a bloques aislados de materiales finos, generalmente de grandes dimensiones, derivados de la erosión de depósitos precedentes. Comúnmente, estos bloques residuales se reconocen en donde la discordancia basal muestra un marcado relieve, y no han sido reconocidos sobre superficies deflacionarias llanas de gran extensión lateral. El segundo estadio (2) se caracteriza por una

deposición eólica inicial, generalmente poco seleccionada, en las partes más bajas del relieve erosivo deflacionario. Estos depósitos muchas veces aparecen asociados con los bloques residuales del estadio 1. La discriminación precisa entre depósitos originados en estos dos primeros estadios puede ser difícil, por lo que tentativamente se consideran como depósitos residuales. Una deposición eólica generalizada tiene lugar durante el tercer estadio (3), dentro de un sistema eólico no-estabilizado con dunas, interdunas secas y, típicamente, interdunas húmedas. La presencia común de extensas interdunas húmedas se relacionaría a niveles freáticos en ascenso, combinado con un aporte sedimentario moderado. Durante el siguiente estadio (4), las interdunas húmedas sufren una importante restricción, resultando en la proliferación de dunas e interdunas secas. En ciertas posiciones, estas interdunas desarrollan *sabkhas* continentales, lo que sugiere la existencia de un nivel freático cercano a la superficie. El último estadio reconocido (5) se caracteriza por la progresiva estabilización del sistema eólico, con un común desarrollo de paleosuelos.

Salvando las diferencias, estos estadios evolutivos previamente descriptos pueden ser en gran medida pensados como los cortejos deposicionales (*systems tract*) reconocidos dentro de secuencias deposicionales de vinculación marina.

Con el fin de analizar la evolución interna de las secuencias eólicas, y sus correspondientes factores de control, estos cinco estadios han sido tentativamente agrupados dentro de periodos Degradacionales y Agradacionales. En la Fig. 8.16 se muestra una secuencia eólica básica idealizada, con sus constituyentes básicos.

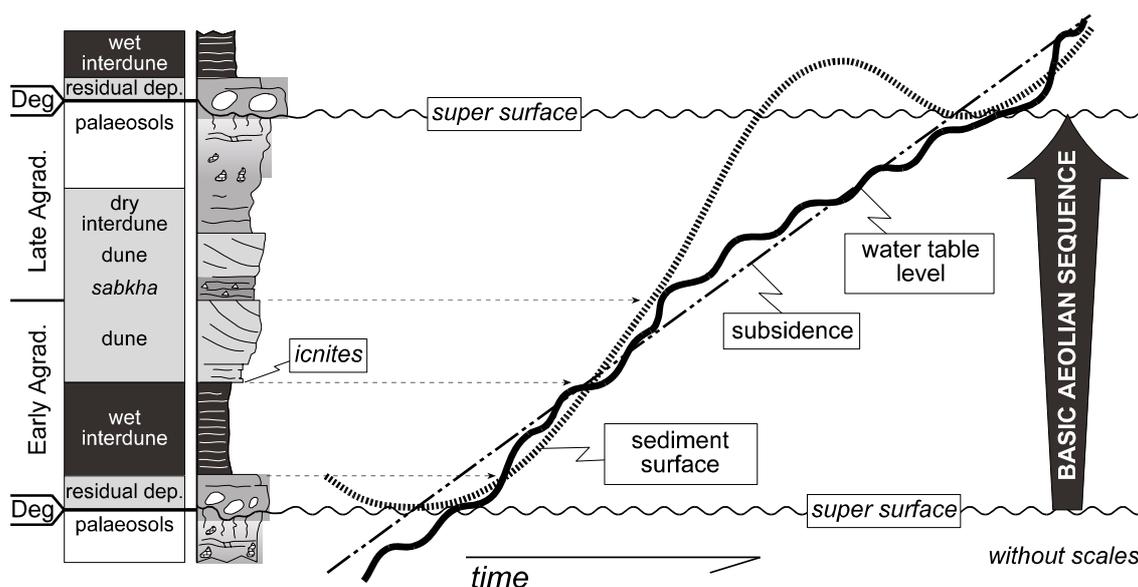


Fig. 8.16. Secuencia eólica básica generalizada para los depósitos de la Formación Río Negro (Plioceno). El origen de esta secuencia parece controlado fundamentalmente por la subsidencia, superficie deposicional y cambios en el nivel freático. Sin escalas. De Zavala & Freije 2001.

El primer estadio corresponde a periodos degradacionales, los que se caracterizan por un episodio generalizado de erosión-no deposición, resultando en la generación de extensas súper superficies. El límite más bajo que puede alcanzar la erosión eólica está controlado por la posición del nivel freático. Consecuentemente, las superficies deflacionarias más bajas corrientemente muestran un relieve llano. Como fuera notado por Havholm & Kocurek (1994), el intervalo de tiempo involucrado durante los

períodos degradacionales a menudo es igual o mayor respecto del representado por la depositación durante los períodos agradacionales. Los períodos agradacionales están caracterizados por una depositación relativamente continua, la que se encuentra internamente organizada en secuencias eólicas básicas.

Los períodos agradacionales se dividen en subperíodos agradacionales tempranos (Early Agradational) y agradacionales tardíos (Late Agradational). Los sub-períodos agradacionales tempranos comprenden los estadios 2 y 3, los que se relacionan con una depositación eólica asociada con un nivel freático en un rápido ascenso relativo. La inundación rápida de extensas superficies deflacionarias asociada a un moderado aporte sedimentario resulta en la proliferación de cuerpos de agua someros en las interdunas. Los subperíodos agradacionales tardíos se integran por los estadios 4 y 5, los que representan a un sistema eólico con una superficie deposicional que tiende a distanciarse del nivel freático y su correspondiente control en la sedimentación. Durante este sub período el sistema eólico muestra una tendencia creciente a la estabilización, con el desarrollo de suelos áridos. En la Fig. 8.17 se muestra un ejemplo del mapeo regional de súper superficies, secuencias y elementos constituyentes sobre fotos oblicuas en la Formación Río Negro (dos personas en la parte inferior de escala).

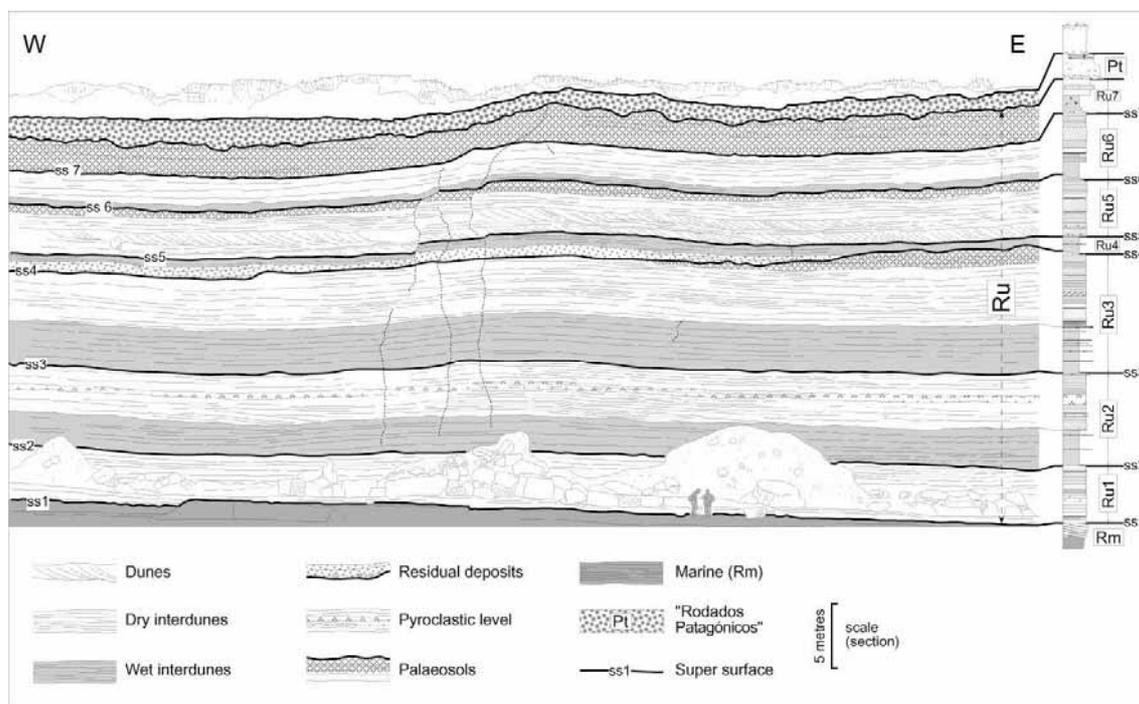


Fig. 8.17. Mapeo en el frente de afloramiento de las secuencias eólicas reconocidas en la Formación Río Negro (Plioceno). Dos personas de escala.

Lecturas sugeridas

- Bagnold, R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. Methuen, London.
- Brookfield, M., 1984. Eolian sands. In: Walker R.G. (ed.) Facies Models. Geoscience Canada Reprint Series, 1: 91-103
- Fryberger S.G. and Schenk C.J. (1988) Pin stripe lamination : a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, 55, 1-15.

- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S. & Andrews, S., 1979. Origin, sedimentary features and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 733-746.
- Fryberger, S.G., Hesp, P. & Hastings, K., 1992. Aeolian granule ripple deposits, Namibia. *Sedimentology*, 39: 319-331.
- Glennie, K. W. (1970) Desert Sedimentary Environments. *Developments in Sedimentology*, 14, pp. 222. Elsevier, New York, U.S.A.
- Hanneman, D. L., Wideman, C. J. and Halvorson, J. W. (1994) Calcic paleosols: their use in subsurface stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 78, 1360-1371.
- Havholm K.G. and Kocurek G. (1994) Factors controlling aeolian sequence stratigraphy : clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, 41, 913-934.
- Havholm, K. G., Blakey, R. C., Capps, M., Jones, L. S., King, D. D. and Kocurek, G. (1993) Eolian genetic stratigraphy: an example from the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. In : *Aeolian Sediments: Ancient and Modern* (Eds K. Pye and N. Lancaster), *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 16, 87-111.
- Hunt, J.C.R., and P. Nalpanis, 1985. Saltating and suspended particles over flat and sloping surfaces. I. Modelling concepts. In: *Bandorff-Nielson O.E., Moller J.T., Romer-Rasmussen K., & Willets B.B. (eds.) Proc. Inter. Workshop on the physics of wind blown sand, Aarhus, 28-31 May 1985. Department of Theoretical statistics, Institute of Mathematics, University of Aarhus Mem.*, 8: 9-36.
- Hunter, R. E. (1973) Pseudo-cross lamination formed by climbing adhesion ripples. *J. Sedimentary Petrology*, 43, 1125-1127.
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.
- Irmen, A.P., and C.F. Vondra, 2000. Aeolian sediments in lower to middle (¿) Triassic rocks of central Wyoming. *Sedimentary Geology*, 132: 69-88.
- Jopling, A. V. y Walker, R.G. 1968. Morphology and Origin of Ripple-Drift Cross-Lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 38. No 4. p. 971-984.
- Kocurek, G. (1988) First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - bounding surfaces revisited. In: *Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the Western Interior of the United States* (Ed. G. A. Kocurek). *Sedim. Geol.*, 56, 193-206.
- Kocurek, G. (1996) Desert aeolian systems. In : *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. H. G. Reading), pp. 125-152. Blackwell Science Ltd. Oxford.
- Kocurek, G. and Havholm, K. G. (1993) Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In : *Recent Advances and Applications of Siliciclastic Sequence Stratigraphy* (Eds P. Weimer and H. Posamentier), *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 58, 393-409. Tulsa.
- Kocurek, G., Townsley, M., Yeh, E., Havholm, K. & Sweet, M. L., 1992. Dune and Dune-Field Development on Padre Island, Texas, with Implications for Interdune Deposition and Water-Table-Controlled Accumulation. *Journal of Sedimentary Petrology*. 62: 622-635.
- Langford, R. P. (1989) Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, 36, 1023-1035.
- Langford, R. P. and Chan, M. A. (1993) Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah. In : *Aeolian Sediments: Ancient and Modern* (Eds K. Pye and N. Lancaster), *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 16, 109-126.

- Mckee, E.D, & Moiola R.J., 1975. Geometry and growth of the white Sand Dune Field, New Mexico. *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 3, 59-66.
- McKee, E.D., 1966. Structure of dunes at White Sand National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, 7:1-70.
- Nalpanis, P., 1985. Saltating and suspended particles over flat and sloping surfaces. II. Experiments and numerical simulations. In: Bandorff-Nielson O.E., Moller J.T., Romer-Rasmussen K., & Willets B.B. (eds.) *Proc. Inter. Workshop on the physics of wind blown sand*, Aarhus, 28-31 May 1985. Department of Theoretical statistics, Institute of Mathematics, University of Aarhus Mem., 8: 37-66.
- Nielson, J., and G.Kocurek, 1986. Climbing zibars of the algodones. *Sedimentary Geology*, 48: 1-15.
- Pye, K., 1987. *Aeolian dust and deposits*. Academic press, London.
- Sharp, R.P., 1963. Wind ripples. *Journal of Geology*, 71: 617-636.
- Sharp, R.P., 1949. Pleistocene ventifacts east of the Big Horn Mountains, Wyoming. *Journal of Geology*, 57: 182.
- Talbot, M. R. (1985) Major bounding surfaces in aeolian sandstones - a climatic model. *Sedimentology*, 32, 257-265.
- Talbot, M. R. and Allen, P. A. (1996) Lakes. In : *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. H. G. Reading), pp. 83-124. Blackwell Science Ltd. Oxford.
- Tsoar, H., and K. Pye, 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34: 139-153.
- Wilson, I.G., 1973. *Ergs*. *Sedimentary Geology*, 10: 77-106.
- Zavala C. and Freije H. 2001. On the understanding of aeolian sequence stratigraphy: an example from Miocene - Pliocene deposits in Patagonia, Argentina. *Rivista Italiana di Paleontología e Stratigrafía*. Vol 107 (2): 251-264.

9. Procesos de difusión en el ambiente marino

En cuencas tectónicamente activas, los procesos de difusión comprenden todos aquellos procesos actuantes en el medio marino que modifican parcial o totalmente los depósitos originados por las avenidas fluviales catastróficas. Mientras que el grueso del volumen de la sedimentación en estas cuencas proviene de eventos prácticamente “instantáneos” en el tiempo geológico, estos depósitos se encuentran expuestos en la mayor parte del tiempo a los efectos de la dinámica costera (principalmente olas y mareas) y a la acción de organismos. Para el reconocimiento de los procesos de difusión contamos con algunas estructuras diagnósticas que se discuten brevemente a continuación.

Procesos de difusión por mareas

La acción de las mareas se relaciona al efecto de atracción que el sistema luna-sol (principalmente) ejercen sobre las masas de agua terrestres. Este efecto será importante para las cuencas relacionadas al mar abierto, dado que el volumen de agua es relativamente importante. Para el caso de las cuencas total o parcialmente cerradas con poco volumen de agua (por caso el Mediterráneo) el accionar de las mareas es poco significativo para el transporte de los sedimentos. El hecho de que el sistema tierra-luna se mueva alrededor de un centro de masa, hace que se produzcan dos deformaciones del océano opuestas a ambos lados de la tierra, de magnitud similar, relacionadas a la atracción de la luna y la fuerza centrífuga respectivamente (Figura 9.1).

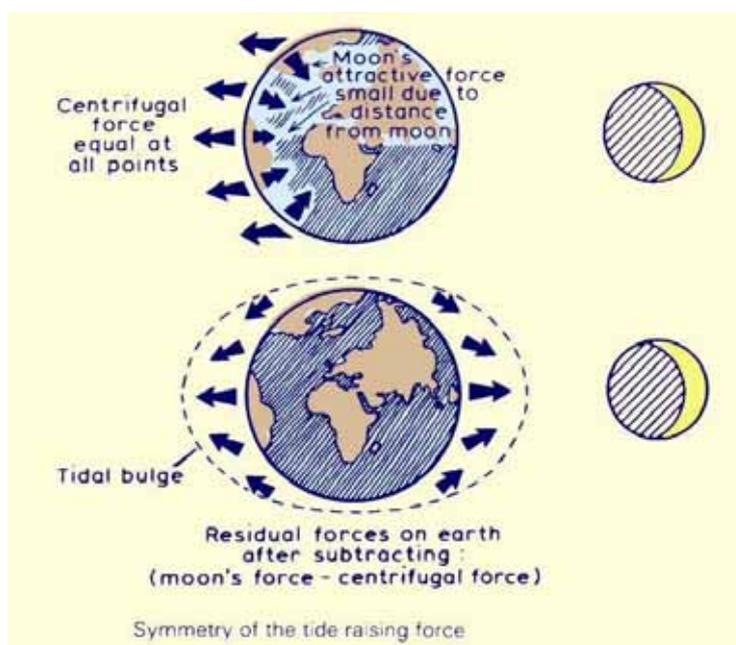


Figura 9.1. La deformación de las masas de agua es simétrica por la acción combinada de la atracción de los cuerpos celestes y la fuerza centrífuga.

La combinación de estas dos deformaciones con la rotación terrestre hace que un observador situado en un punto dado sobre la superficie vea en el día la evolución de dos ciclos de mareas (Figura 9.2).

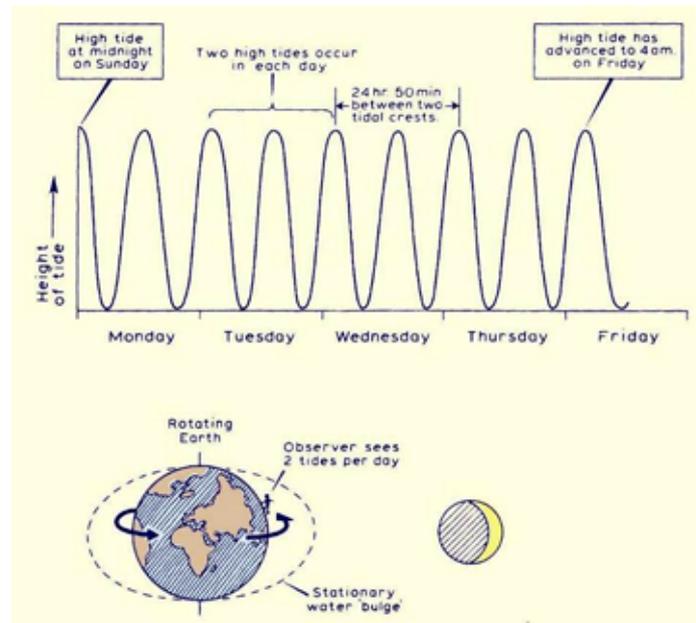


Figura 9.2. La combinación de la rotación terrestre con la deformación simétrica de las masas de agua hace que un observador vea dos mareas al día.

Las corrientes de marea sufren dos tipos de variaciones principales 1) variaciones diurnas producidas como consecuencia de la rotación terrestre (24h 50') y 2) variaciones relacionadas al día lunar (29.5 días terrestres). Cada una de estas variaciones deja improntas características en los sedimentos. De acuerdo a la latitud del punto de referencia (y debido a la inclinación del eje terrestre), las variaciones diurnas pueden ser semidiurnas (dos mareas por día) o diurnas (una marea por día). En la Fig. 9.3 se brindan algunos ejemplos.

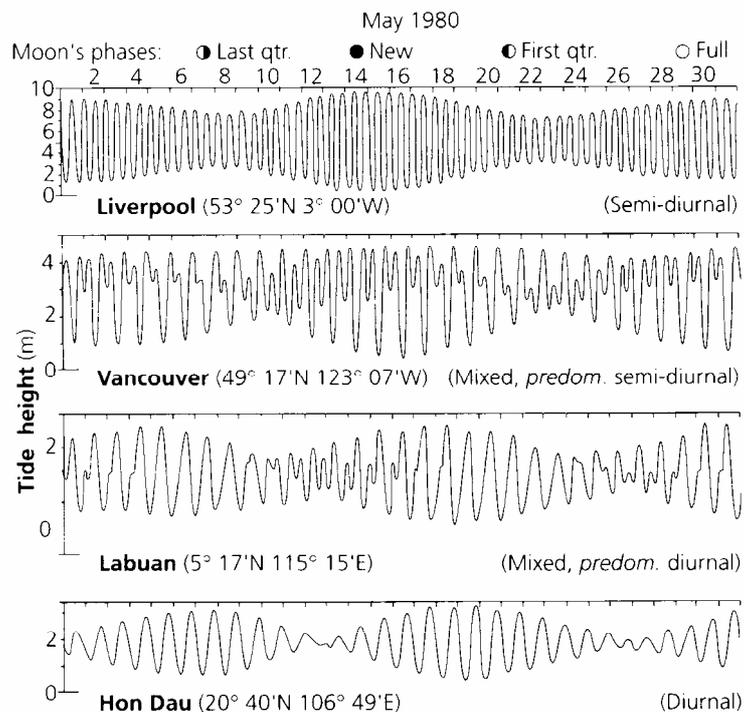


Figura 9.3. Las mareas cerca del ecuador son semidiurnas (dos mareas al día). A medida que nos acercamos al polo, por efecto de la inclinación del eje, las mareas se hacen diurnas.

Respecto a las variaciones durante el día lunar, reconocemos variaciones en la amplitud relacionadas a las fases de conjunción-oposición o cuadratura. Las mareas de conjunción-oposición (luna nueva o llena) muestran mayor amplitud conocidas como mareas de *sisigia* (o *spring*). Las mareas de cuadratura (cuarto menguante - cuarto creciente) o *neap*, presentan la menor amplitud (Fig. 9.4).

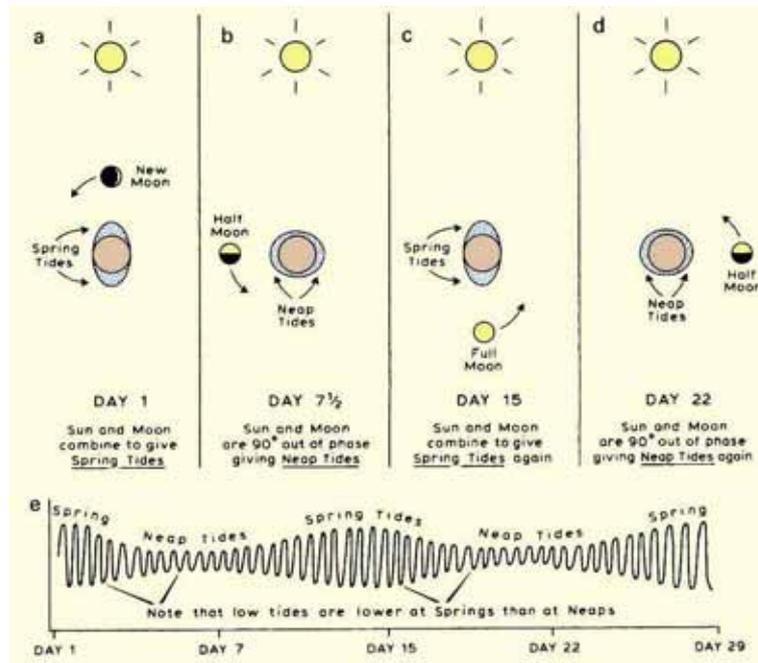


Figura 9.4. Las variaciones entre oposición-conjunción y cuadratura del sistema sol-tierra-luna, se traducen en una variación cíclica de la energía de las mareas a lo largo de día lunar (29,5 días terrestres)

Los ambientes sedimentarios dominados por mareas se clasifican de acuerdo al rango de acción de las mareas en micromareales (<2 m), mesomareales (2-4 m) y macromareales (>4 m). Los ambientes micromareales son poco significativos para el transporte de sedimentos y no serán aquí considerados.

Estructuras sedimentarias indicativas de la acción de mareas

La presencia de estructuras sedimentarias como *flaser*, *lenticular bedding* y estratificación entrecruzada *herring-bone* eran comúnmente mencionadas en la literatura clásica como diagnósticas del accionar mareal (Reineck y Wunderlich, 1968, Zarauza *et al.*, 1977), sin embargo el avance de los conocimientos demostró que dichas estructuras eran comunes en otros ambientes sedimentarios. Las estructuras *flaser* aparecen frecuentemente en las bases de las más diversas barras de plataforma y litorales, así como también en planicies deltaicas y llanuras de inundación fluviales. Indican solamente el accionar de corrientes discontinuas que producen una depositación alternada de pelitas y areniscas. De la misma manera, la estratificación entrecruzada *herring-bone* se produce por la superposición aleatoria de dos *sets* de estratificación entrecruzada tabular-planar desarrolladas en la misma dirección pero con sentidos opuestos. Esta combinación aleatoria es posible encontrarla además en facies fluviales, siendo además poco abundantes en depósitos de demostrada dinámica mareal. Otro criterio utilizado con frecuencia como elemento diagnóstico de actividad mareal era la presencia de superficies de reactivación (Klein, 1970) relacionadas al accionar de

corrientes reversas y grietas de desecación, indicativas de inundación y exposición alternadas. Las superficies de reactivación carecen de importancia diagnóstica, ya que pueden desarrollarse en ambientes diversos (Mowbray y Visser, 1984; Chackraborty, 1987) en tanto que la presencia de grietas de desecación es común en numerosos ambientes fluviales y lacustres.

En la década anterior han surgido una serie de estructuras sedimentarias diagnósticas de la actividad mareal, principalmente a partir de los trabajos de Nio (1979), Allen (1980), Visser (1980), Terwindt (1981) Homewood y Allen (1981), Mutti *et al.*, 1985, Kreisa y Moiola (1986) y Williams (1989) entre otros. Las mismas tienen en cuenta, más que la evidencia o no del accionar de corrientes reversas y/o discontinuas, la presencia de cuerpos sedimentarios que muestran ciclicidad dentro y a lo largo de su desarrollo. Estas ciclicidades están referidas principalmente a los cambios de velocidad operados durante el desarrollo de una marea y la variación en la energía mareal a lo largo del día lunar.

Estructuras producidas por mareas individuales :

Para el estudio de estas estructuras consideremos el diagrama de la Fig. 9.5, adonde observamos las curvas de posición y velocidad para una marea en un punto dado. Para el caso de la velocidad (curva roja) consideraremos dos velocidades críticas, como son donde se interrumpe la decantación de pelitas (V_{c1}) y aquella a partir de la cual comienza el movimiento de los sedimentos arenosos por tracción (V_{c2}).

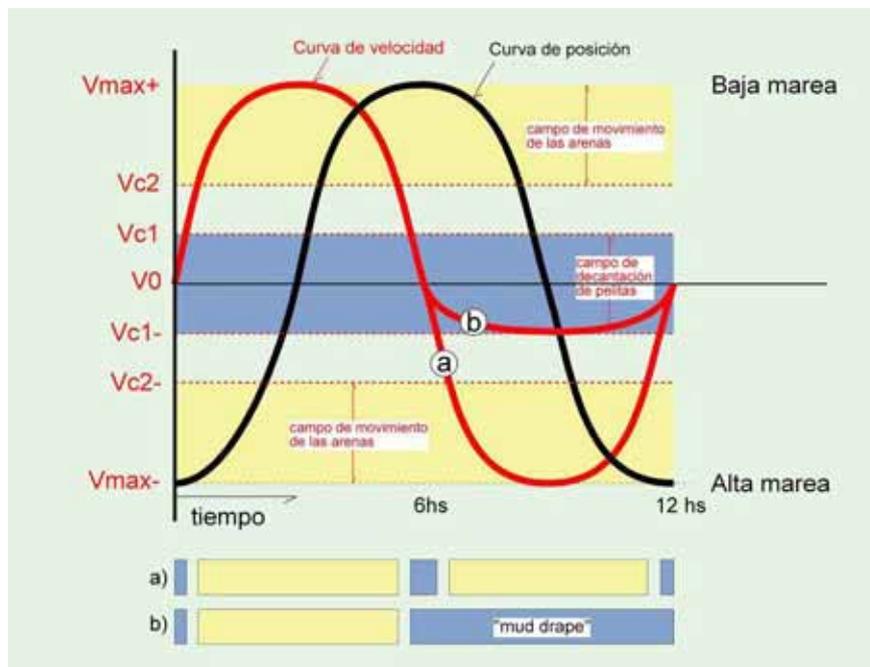


Figura 9.5. Curvas hipotéticas de posición y velocidad para un ciclo completo de mareas entre bajante y subiente. En amarillo se indica el campo de movimiento de las arenas, mientras que el campo de decantación de pelitas se indica en azul.

Consideremos en primera instancia la curva de velocidad (a) la que sintetiza un sistema con mareas de bajante y subiente con velocidades equivalentes. Observamos que partiendo de una alta marea, comenzamos a incrementar la velocidad de bajante hasta que se supera el umbral de V_{c1} . En este punto se interrumpe la decantación de pelitas y se pasa a un campo de no-depositación. La existencia de este campo de no depositación es el que hace que los contactos entre pelitas y arenas sean siempre una superficie neta,

ya que existe una pequeña diastema. Al seguir incrementando la velocidad, y superando el umbral de V_{c2} se pasa al campo de movimiento de las arenas, por lo que si hay sedimentos disponibles se generarán formas tractivas como ripples o megaripples de distinto orden, en este caso dominados por bajante.

A medida que la marea se acerca al punto más bajo la velocidad de bajante comienza a disminuir, por lo que al superar nuevamente el umbral V_{c2} las formas tractivas se detendrán, pero la decantación arcillosa no comenzará hasta tanto no se supere el umbral V_{c1} . Para el caso de la marea de subiente, si esta tiene velocidades similares, el razonamiento es el mismo, solo que sobre el depósito anterior tendremos formas tractivas con paleocorrientes dominadas por subiente. El resultado podría ser una estructura tipo *herringbone*, donde *sets* de estructuras tractivas con direcciones opuestas se encuentran separados por delgadas intercalaciones arcillosas. Corrientemente las estructuras tractivas se presentan amalgamadas, ya que las intercalaciones arcillosas tienden a ser erosionadas por la corriente al superar la velocidad V_{c2} . Un ejemplo de las estructuras posibles se observa en el esquema de la Fig. 9.6 a.

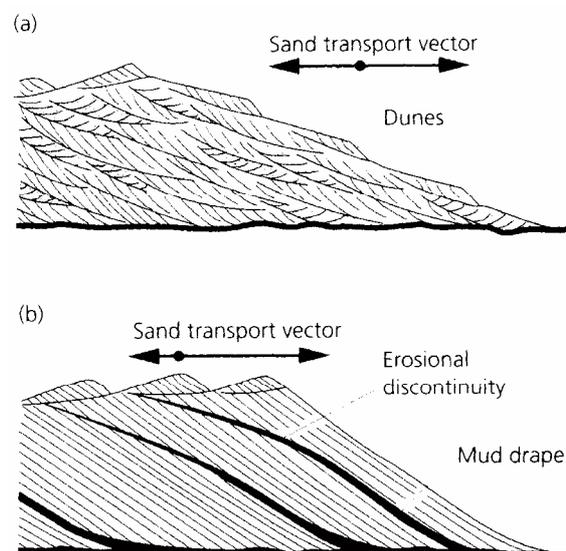


Figura 9.6. Las estructuras generadas por el accionar de las mareas pueden reflejar un comportamiento bidireccional simétrico(a), o más frecuentemente altamente asimétrico (b). En este último caso, la migración de las arenas se da durante la marea dominante, mientras que la marea subordinada se caracteriza por la decantación de pelitas.

Si bien este análisis parece bastante coherente, numerosos ejemplos de campo muestran que en la mayoría de los casos las mareas tienen fuerte asimetría, es decir, una de las mareas, ya sea bajante o subiente tiende a predominar. Esto se debe fundamentalmente a que las corrientes de mareas no suben y bajan por el mismo lugar (ej: los canales de marea generalmente están dominados por bajante, en tanto que las llanuras mareales por subiente).

Consideremos ahora el caso de una marea con fuerte asimetría (curva roja "b"). Para el caso de la bajante el razonamiento es análogo al anterior, en tanto que para la subiente vemos que la velocidad en el ejemplo dado no supera el umbral de la decantación de pelitas. Esto hace que las estructuras tractivas arenosas se encuentren dominadas por bajante, y los *sets* separados por mantos de pelitas (o *mud drapes*). El depósito generado por una marea se denomina paquete mareal o *tidal bundle*, en tanto que la estructura resultante (la que se esquematiza en la Fig. 9.6b) corresponde a la estratificación

entrecruzada sigmoidal. En la Fig. 9.7 (tomada de Mutti *et al.*, 1985) se muestra otro esquema de la estructura.

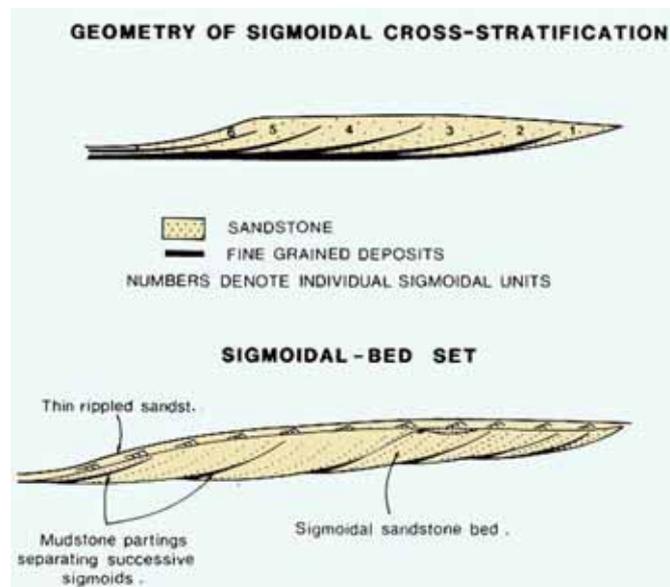


Figura 9.7. Estratificación entrecruzada sigmoidal vinculada a mareas con una fuerte asimetría. Los niveles de pelitas tienden a preservarse hacia la base de los sets, y a desaparecer gradualmente hacia la cresta. De Mutti *et al.* 1985.

Si el accionar de las mareas es de considerable magnitud y duración en el tiempo, el resultado puede ser que los depósitos relacionados a descargas hiperpícnicas sean totalmente modificados, dando como resultado secuencias de facies grano y estrato crecientes correspondientes a barras mareales de plataforma. En la Figura 9.8 (de Mutti *et al.*, 1985) se observa un esquema de la geometría de una barra mareal y su correspondiente secuencia vertical de facies.

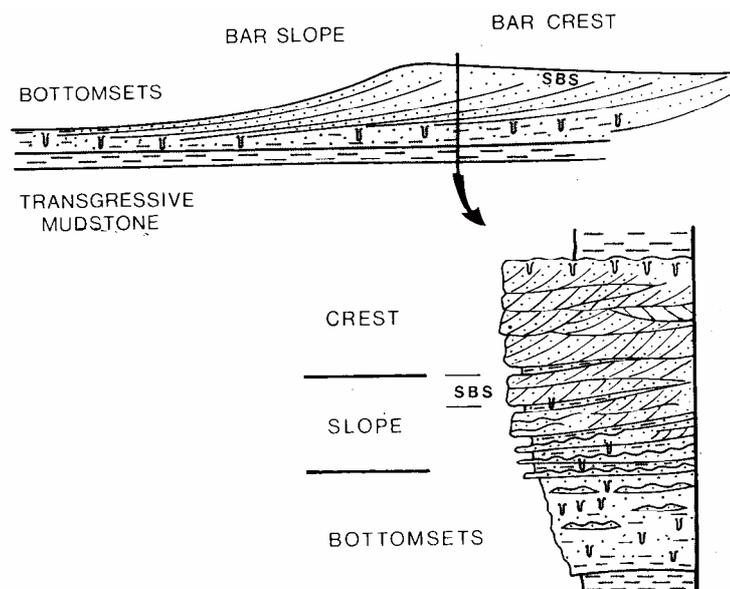


Figura 9.8. Secuencia vertical esquemática para una barra mareal de plataforma. De Mutti *et al.*, 1985.

Los dos ejemplos discutidos en gráfico de velocidad de las mareas (Fig. 9.5) corresponden en realidad a dos casos puntuales de una serie continua de

posibilidades. En la Fig 9.9 (de Allen, 1980) se esquematizan distintas curvas de velocidad de mareas y la estratificación resultante, desde una corriente unidireccional pulsante a una bidireccional

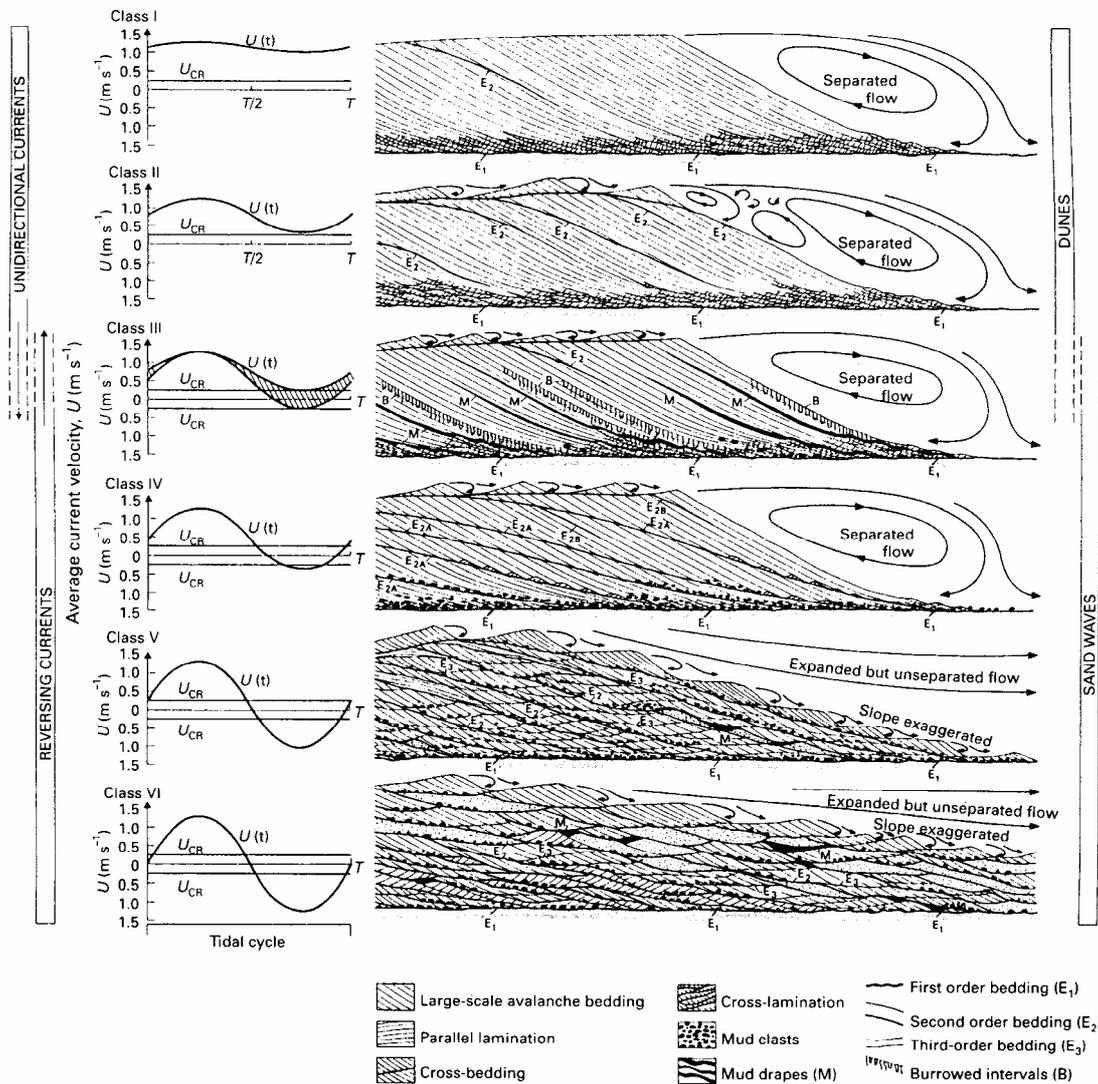


Figura 9.9. Modelo teórico para explicar los distintos tipos de configuraciones internas de los depósitos mareales y su relación con la asimetría en la velocidad de las mareas. De Allen 1980.

En sistemas macromareales los paquetes mareales (*tidal bundles*), generados por la acción de una marea, suelen mostrar internamente tres intervalos, relacionados a las etapas de aceleración, máxima velocidad y desaceleración de las corrientes de mareas (Fig. 9.10). La etapa de aceleración se caracteriza por la presencia de una laminación irregular a la base de la capa, seguida por una laminación cruzada de bajo ángulo ($\approx 10^\circ$). A medida que la intensidad de la corriente aumenta, la cara de avalancha de los megarriples se hace más inclinada, desarrollándose una separación de flujo y vórtices.

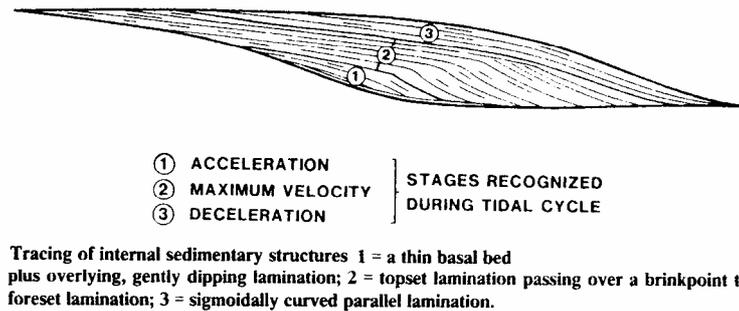


Figura 9.10. Configuración interna del depósito generado por la marea dominante (*single event*). Se indican las etapas de aceleración, máxima velocidad y desaceleración. De Kreisa & Moiola 1987.

Durante la etapa siguiente (estadio de *full vortex* de Boersma y Terwindt, 1981) los megarriples desarrollan *topset* y caras de avalancha fuertemente inclinadas, como consecuencia de la mayor velocidad de las corrientes. La última etapa (de desaceleración) se caracteriza por una rápida transición a capas sigmoidales agradantes, con una suave laminación. Si existen períodos de pausa entre las sucesivas mareas (mareas asimétricas) todo el conjunto sigmoidal es cubierto por una delgada capa de finos (*mud drape*) la que se preserva generalmente hacia el pie de los sigmoides.

Estructuras producidas a lo largo del día lunar (en el presente 29.5 días terrestres) :

Como se indicara al inicio del capítulo, las amplitudes y velocidades de las mareas son sensibles a las distintas fases de la luna. Las mareas de menor magnitud corresponderán a las fases de cuadratura (cuarto creciente - cuarto menguante) en tanto que las fases de conjunción - oposición (luna nueva - luna llena) serán las más energéticas.

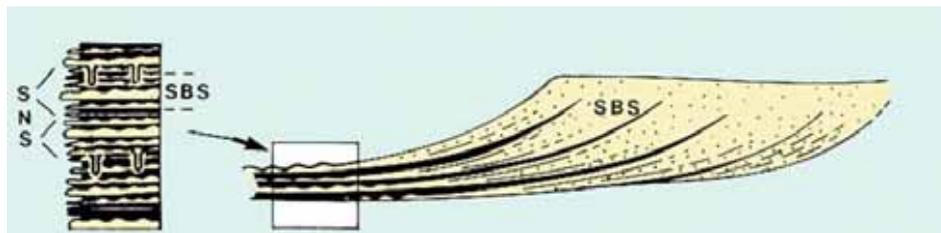


Figura 9.11. Ordenamiento cíclico de los depósitos de marea relacionados a ciclos de sisigia - cuadratura, a lo largo del día lunar. De Mutti *et al.* 1985.

En la Fig. 9.11 (de Mutti *et al.*, 1985) podemos observar que corrientemente los depósitos modificados por mareas tienden a presentar un ordenamiento cíclico donde se reconocen paquetes (*tidal bundles*) mareales amalgamados esencialmente arenosos separados por otros donde predominan las pelitas. Estos agrupamientos cíclicos se relacionan a ciclos de sicigia (*spring*) y cuadratura (*neap*). En sistemas con dos mareas diarias, estos conjuntos de paquetes se componen por agrupamientos de 14 capas más arenosas del *spring* separadas por igual número de capas más pelíticas del *neap*. Esta ciclicidad es a menudo más fácil de reconocer hacia el pie de las estructuras (representadas en la figura como N y S).

En las zonas intermareales, corrientemente los campos de dunas, de tipo progradante, están separadas por zonas de “interduna” caracterizadas por depositación más fina de tipo agradante. En la Fig. 9.12 (de Deynoux *et al.*, 1993) se esquematiza de que manera los ciclos de sicigia y cuadratura se expresan en cada una de las áreas consideradas.

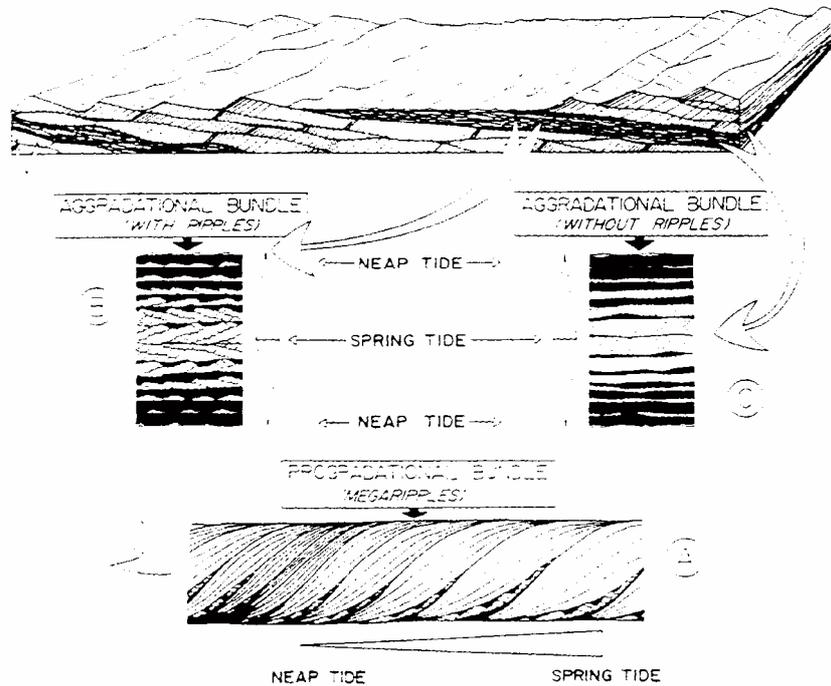


Figura 9.12. Organización interna de las barras mareales en relación a ciclos de sicigia y cuadratura. De Deynoux *et al.*, 1993.

En las fotos 16, 17 y 18 se observan ejemplos de las características de facies afectadas por procesos de difusión por mareas. Normalmente, el accionar de las mareas corresponde a procesos de difusión normales en las cuencas marinas, los cuales a menudo retrabajan depósitos relacionados a flujos hiperpícnicos (Fig. 9.13)

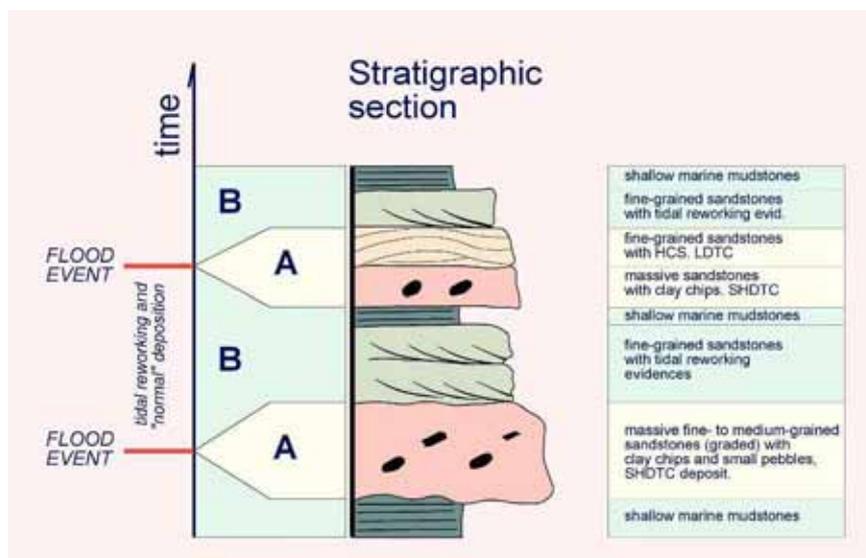


Figura 9.13. Interacción entre depósitos relacionados a flujos hiperpícnicos (*flood events*) y el accionar de las mareas. De Zavala, ms.

Procesos de difusión por olas

De acuerdo a lo expresado anteriormente, en este curso no consideraremos a la estratificación entrecruzada de tipo “hummocky” como diagnóstica de depósitos de tormenta en el *shoreface*. El accionar de procesos de difusión por ola lo reconocemos principalmente por la existencia generalizada de estructuras de *ripples* truncados de ola de distintos órdenes y magnitudes. La existencia localizada en el techo de algunos bancos arenosos de *ripples* de ola no es frecuentemente indicativa de este proceso de difusión, sino más bien consecuencia del retrabajo final de un depósito de corriente de densidad por la componente oscilatoria del flujo, la que en la mayoría de los casos puede ser inducida en la cuenca receptora por el volumen del flujo entrante. De acuerdo a la magnitud de la incidencia del oleaje, los ambientes sedimentarios caracterizados por procesos de difusión por olas muestran varios sectores característicos (Fig. 9.14).

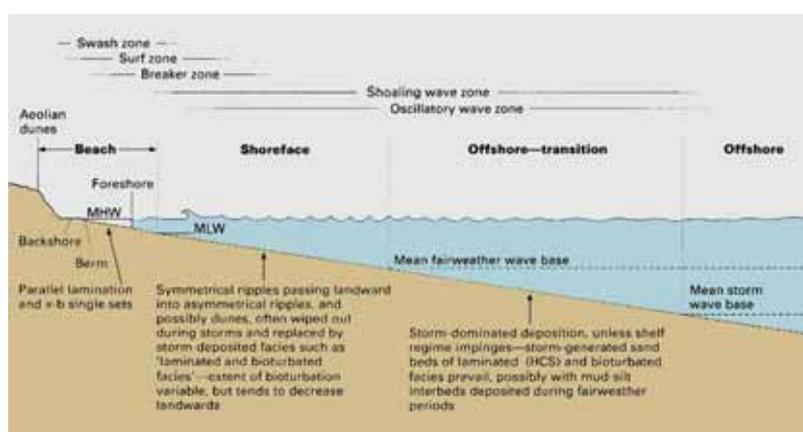


Figura 9.14. Principales zonas reconocidas a lo largo de un perfil de playa

El *foreshore*, corresponde a la zona de rompiente, ubicada entre la zona de acción de las mareas. El *shoreface*, o playa sumergida, se ubica entre la más baja marea y la base de acción de olas de buen tiempo. Esta zona se caracteriza por el accionar repetido de los procesos de difusión por olas (Fig. 9.15)

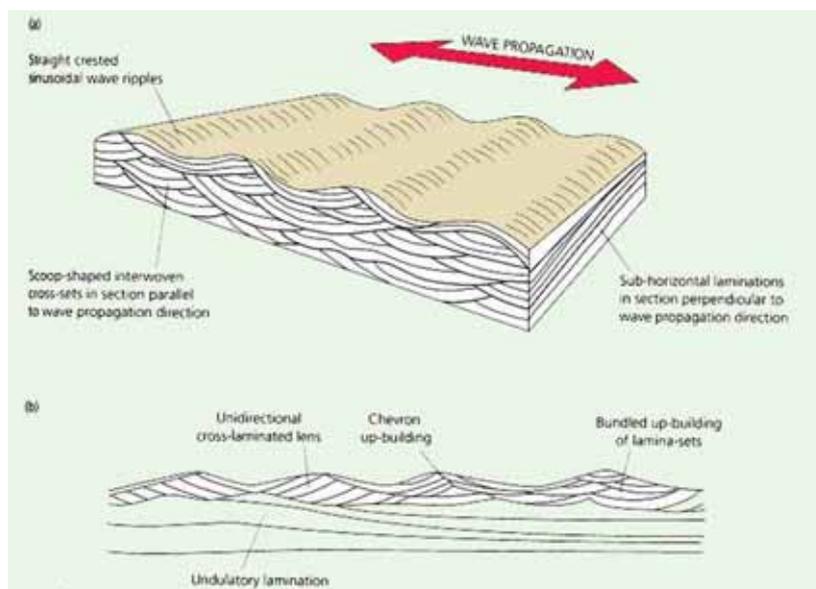


Figura 9.15. Características principales de los depósitos afectados por oleaje (de Allen 1997).

Los depósitos de *shoreface* incluyen niveles arenosos delgados con *flaser*, *lenticular* y *wave bedding*, en donde la proporción de finos depende de su posición a lo largo del perfil de playa del *shoreface*. Son asimismo comunes las estructuras de tipo *hummock* de reducidas dimensiones. En las fotos 19 y 20 pueden observarse las características del retrabajo por ola de depósitos de corrientes de densidad en la zona del *shoreface*. Las facies de rompiente (o *foreshore*) son muy poco comunes en el registro geológico, y se caracterizan por la presencia de estratificación diagonal de tipo *swash* (Fig. 9.16). El bajo potencial de preservación de esta estructura posiblemente se deba a que esta zona es frecuentemente canibalizada por las avenidas fluviales. La estratificación entrecruzada de tipo *swash* se compone por conjuntos de láminas arenosas paralelas separadas por superficies de truncación de bajo ángulo, las que corresponden a sucesivas rectificaciones del perfil de playa entre perfiles de verano e invierno. Las láminas paralelas inclinan generalmente hacia la cuenca con poco ángulo (corrientemente entre 2 y 10°).

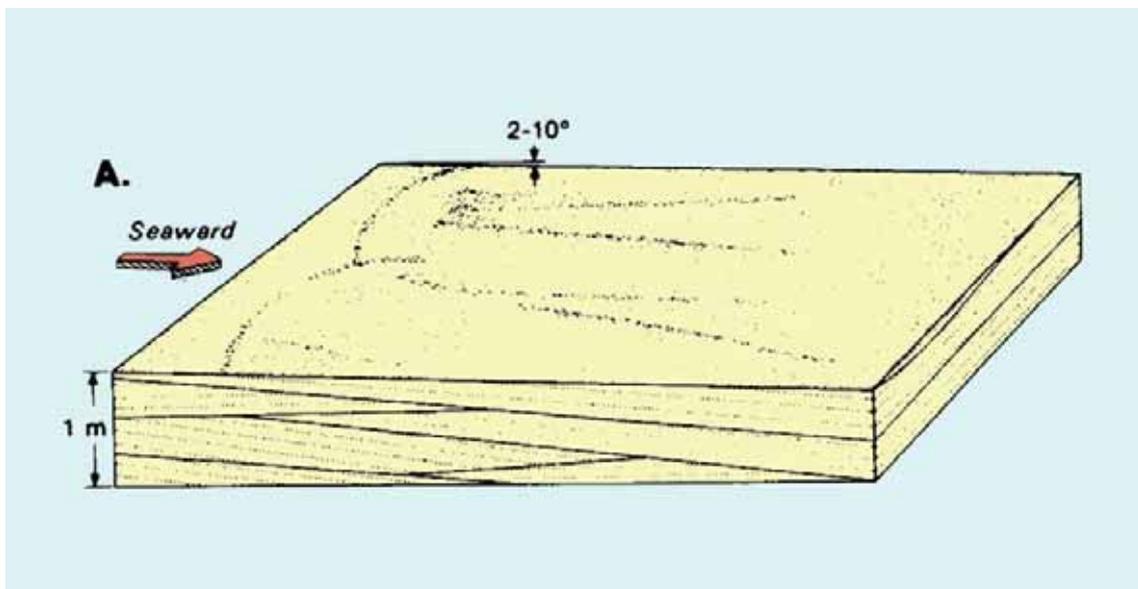


Figura 9.16 Principales características de la estratificación diagonal de tipo *swash*. Note el paralelismo entre las láminas, conformando paquetes truncados a bajo ángulo.

Lecturas sugeridas

- ALLEN, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26: 281-328.
- ALLEN, P.A. y P. HOMEWOOD, 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwaves. *Sedimentology*, 31: 63-81.
- BOERSMA, J.R., 1969. Internal structure of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde estuary, The Netherlands. Report of a preliminary investigation. *Geologie en Mijnbouw*, 48: 409-414.
- BOERSMA, J.R., y J.H.J. TERWINDT, 1981. Berms on an intertidal shoal: shape and internal structure. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 5: 39-49.
- BOERSMA, J.R., y J.H.J. TERWINDT, 1981. Neap-spring sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28: 151-170.

- HOMWOOD, P. y P. ALLEN, 1981. Wave-, Tide-, and Current- Controlled Sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. *The A.A.P.G. Bull.* 65 (12): 2534-2545.
- KLEIN, G. De V., 1970. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Jour. of Sed. Petrol.*, 40: 1095-1127.
- KOHSIEK, L.H.M. y J.H.J. TERWINDT, 1981. Characteristics of foreset and topset bedding in megaripples related to hydrodynamic conditions on an intertidal shoal. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 5: 27-37.
- KREISA, R. y R.J. MOIOLA, 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *G.S.A.B.*, 97: 381-387.
- MOWBRAY, T. de, y M.J. VISSER, 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, southwest Netherlands. *Jour. of Sed. Petrol.*, 54 (3): 811-824.
- NIO, S.D., J.H. VAN DEN VERG, M. GOESTEN y F. SMULDERS, 1980. Dynamics and sequential analysis of a mesotidal shoal and intershoal channel complex in the eastern Scheldt (southwestern Netherlands). *Sedimentary Geology*, 26: 263-279.
- TERWINDT, J.H.J., 1981. Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 5: 4-26.
- TEYSSSEN, T.A.L., 1984. Sedimentology of the Minette Oolitic Ironstone of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. *Sedimentology*, 31: 195-211.
- VISSER, M.J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large scale bedform deposits: A preliminary note. *Geology*, 8: 543-546.
- WILLIAMS, G.E., 1989. Tidal rhythmites: geochronometers for the ancient Earth-Moon system. *Episodes*, 12 (3): 162-171.

10. Criterios de diferenciación entre depósitos de flujos subaéreos y subácueos

Como se expresara precedentemente, los sistemas hiperpícnicos guardan marcadas similitudes en muchos aspectos con sus parientes más cercanos, los sistemas fluviales. No obstante, existen características que claramente permiten establecer una diferenciación entre ambos. Desde el punto de vista estricto del análisis de facies, estas diferencias se centran en la existencia o no de retrabajo por parte del movimiento de agua limpia. En la Fig. 10.1 se muestran dos gráficos de la evolución histórica de una descarga hiperpícnica comparada con una descarga fluvial (concentración vs. descarga). En ambos diagrama se indica con "A" la concentración de sedimentos mínima necesaria para producir un flujo hiperpícnico (en el caso de agua de mar 35/45 kg/m³). Podemos notar que para el caso de un flujo hiperpícnico el nivel de concentración tiene necesariamente que ser mantenido por encima de este umbral, por lo que los depósitos estarán dominados por facies de tracción decantación. En el caso de las descargas fluviales subaéreas (derecha), observamos que las mismas se inician con un flujo diluido, el cual va incrementando progresivamente su concentración. Hacia el final de la crecida, la descarga nuevamente evoluciona a un curso de agua limpia, el cual a menudo retrabaja los depósitos precedentes.

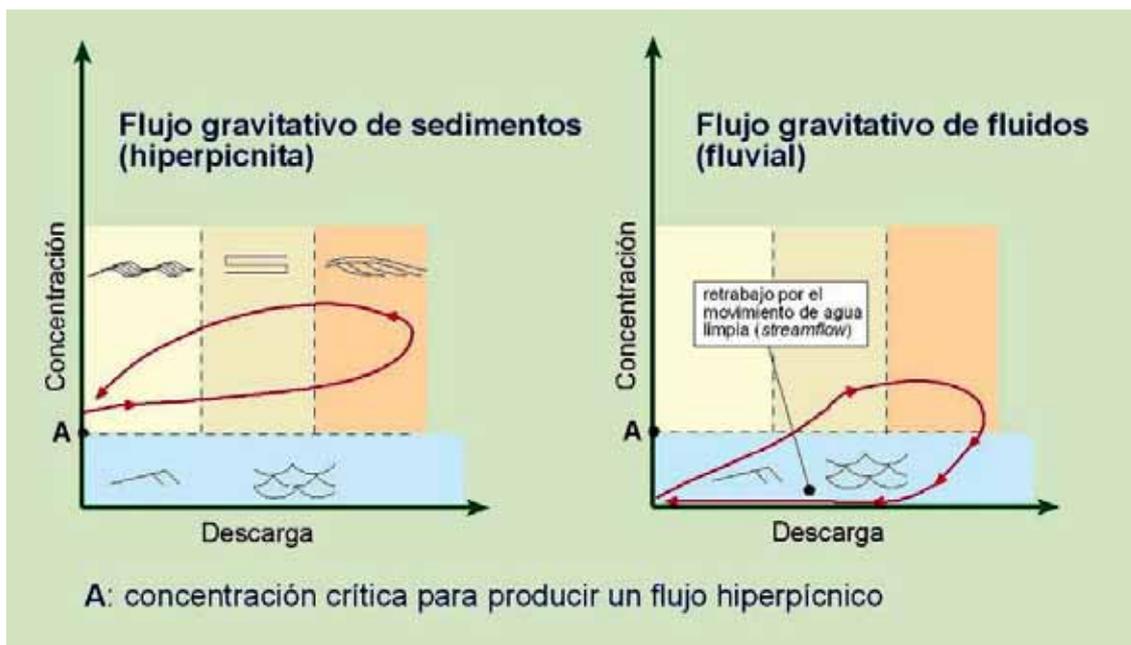


Figura 10.1: Gráficos de concentración vs. descarga para flujos hiperpícnicos y subaéreos. Note que las descargas hiperpícnicas (izquierda) se caracterizan por un exceso de concentración, el cual se traduce en una dominancia de facies de tracción/decantación. En el caso de los *streamflow* (derecha) la descarga final de agua limpia (*water flood*) retrabaja los depósitos.

Estas facies de retrabajo constituyen las evidencias más claras del origen subaéreo de los depósitos (A en Fig. 10.2, ver también Figs. 10.3 y 10.4), más que la existencia de canales rellenos de facies gruesas. Dado que este retrabajo es más característico de los sistemas fluviales permanentes o semipermanentes (con descargas frecuentes de agua limpia) algunos sistemas aluviales subaéreos (sistemas efímeros o abánicos aluviales) dominados por descargas densas episódicas pueden carecer de un sustancial retrabajo,

dificultando su diferenciación de los depósitos subácueos. En estos casos es conveniente acudir al análisis de evidencias adicionales, como grietas de desecación o paleosuelos.

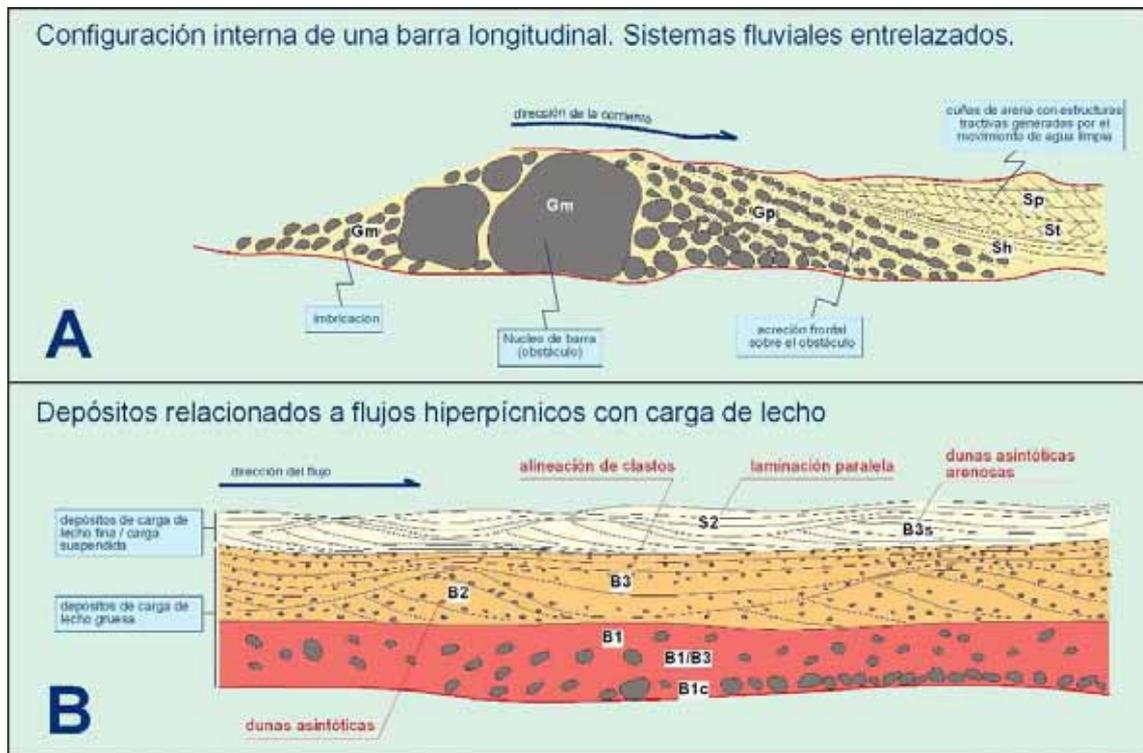


Figura 10.2: Comparación entre depósitos gruesos relacionados a sistemas fluviales (entrelazados gravosos o *braided*, A) y a flujos hiperpícnicos (B) con carga de lecho asociada.



Figura 10.3: Facies de conglomerados con gravas clasto sostén, libres de matriz (teñidas por manganeso, flechas). Esta fábrica abierta es atribuida al retrabajo ejercido por un flujo sobrepasante de agua limpia (*stream flow*) dentro de un sistema fluvial entrelazado. Pleistoceno de Buenos Aires.



Figura 10.4: Conglomerados clasto sostén depositados en barras longitudinales de sistemas fluviales de ríos entrelazados. Note la estratificación cruda de las facies de núcleo de barra, y el contacto neto erosivo con las facies de retrabajo por el agua sobrepasante. Pleistoceno de Buenos Aires.

11. Hacia un modelo de facies predictivo aplicable a sistemas hiperpícnicos

Otra de las similitudes entre los sistemas fluviales subaéreos y algunos sistemas hiperpícnicos es la presencia de carga de lecho. Esta carga de lecho es en gran medida heredada de la descarga subaérea, y se relaciona al efecto de arrastre sobre el fondo ejercido por el flujo turbulento sobrepasante. Las facies de carga de lecho son muy importantes por que nos brindan información acerca de la posición del sistema dentro del *tract* de facies, magnitud y duración del evento, y tipos de facies esperables tanto en posiciones proximales como distales. En la Fig. 11.1 observamos las principales estrategias del transporte por carga de lecho de distintas modas texturales. En este diagrama se indican asimismo dos zonas: la zona superior (S), caracterizada por el movimiento de materiales en suspensión y la zona inferior (B) sometida al arrastre por el flujo sobrepasante.

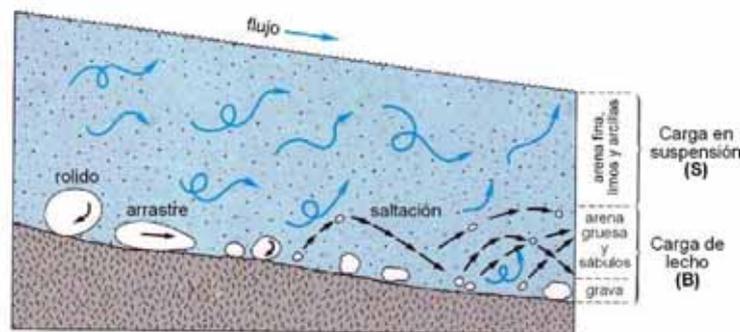


Figura 11.1: Estrategias para el transporte por carga de lecho de distintas modas texturales clásticas. Note que el arrastre es ejercido por el flujo turbulento sobrepasante.

Una de las diferencias fundamentales entre la carga de lecho relacionada al movimiento de agua limpia (fluvial) con aquella relacionada a flujos hiperpícnicos es que parte de los materiales transportados en suspensión en el flujo sobrepasante son comúnmente atrapados dentro de las facies de carga de lecho, por lo que los empaquetamientos abiertos son casi imposibles. En la Fig. 11.2 se muestra el esquema conceptual básico para el análisis de facies de sistemas hiperpícnicos con carga de lecho asociada.

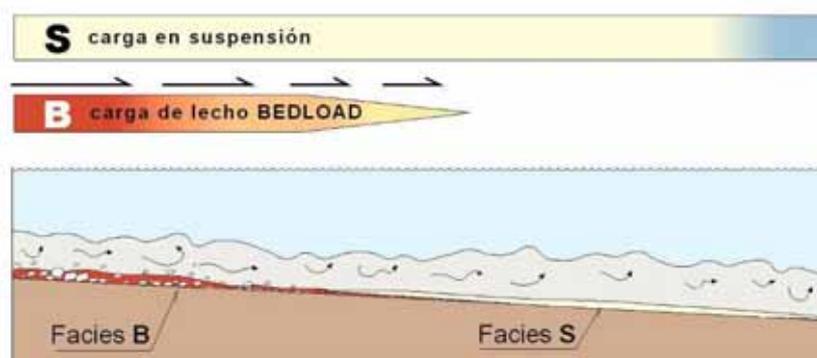


Figura 11.2: Diagrama conceptual básico para el análisis de facies de depósitos hiperpícnicos con carga de lecho asociada. Las facies B se refieren a aquellas relacionadas a la carga de lecho arrastrada a la base del flujo sobrepasante. Las facies S corresponden al colapso de los materiales transportados en suspensión dentro del flujo (facies arenosas).

El análisis de numerosas sucesiones fósiles de sistemas hiperpícnicos ha permitido destilar un esquema de facies de aplicación general, a los fines de poder prever los tipos de facies esperables en distintos puntos del sistema considerado.

El esquema básico se muestra en la Fig. 11.3, y comprende dos grandes grupos de facies B y S, relacionadas a carga de lecho y carga suspendida respectivamente.

Facies relacionadas a procesos de carga de lecho (facies B)

Comprende a distintos tipos de facies normalmente de grano grueso, originadas a consecuencia del arrastre ejercido por el flujo turbulento sobre el fondo del cauce fluvio-hiperpícnico. De modo característico se reconocen tres tipos principales, denominados como B1, B2 y B3.

Facies B1: Se compone por conglomerados masivos, con abundante matriz de arenas gruesas a finas. Los clastos pueden aparecer dispersos (**facies B1**, Fig 14A) u orientados siguiendo alineamientos subhorizontales groseros (**facies B1/B3**, Fig. 11.5A). Normalmente el arreglo es matriz sostén, aunque existen variedades en las cuales los clastos mayores conforman una textura clasto sostén (**facies B1c**, Figs. 11.4B y 11.5).

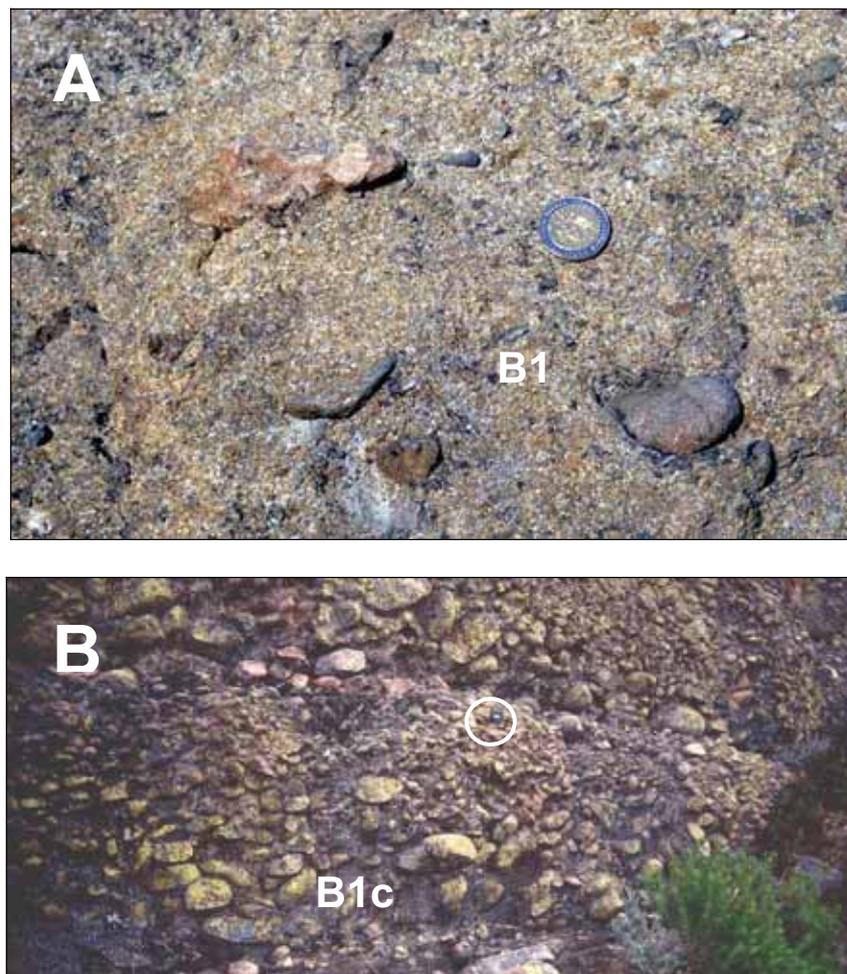


Figura 11.4. A) Facies B1 relacionada a carga de lecho gruesa. Note la abundante matriz de arena gruesa. B) Facies de conglomerados clasto sostén B1c. El lente de la cámara (círculo) de escala.

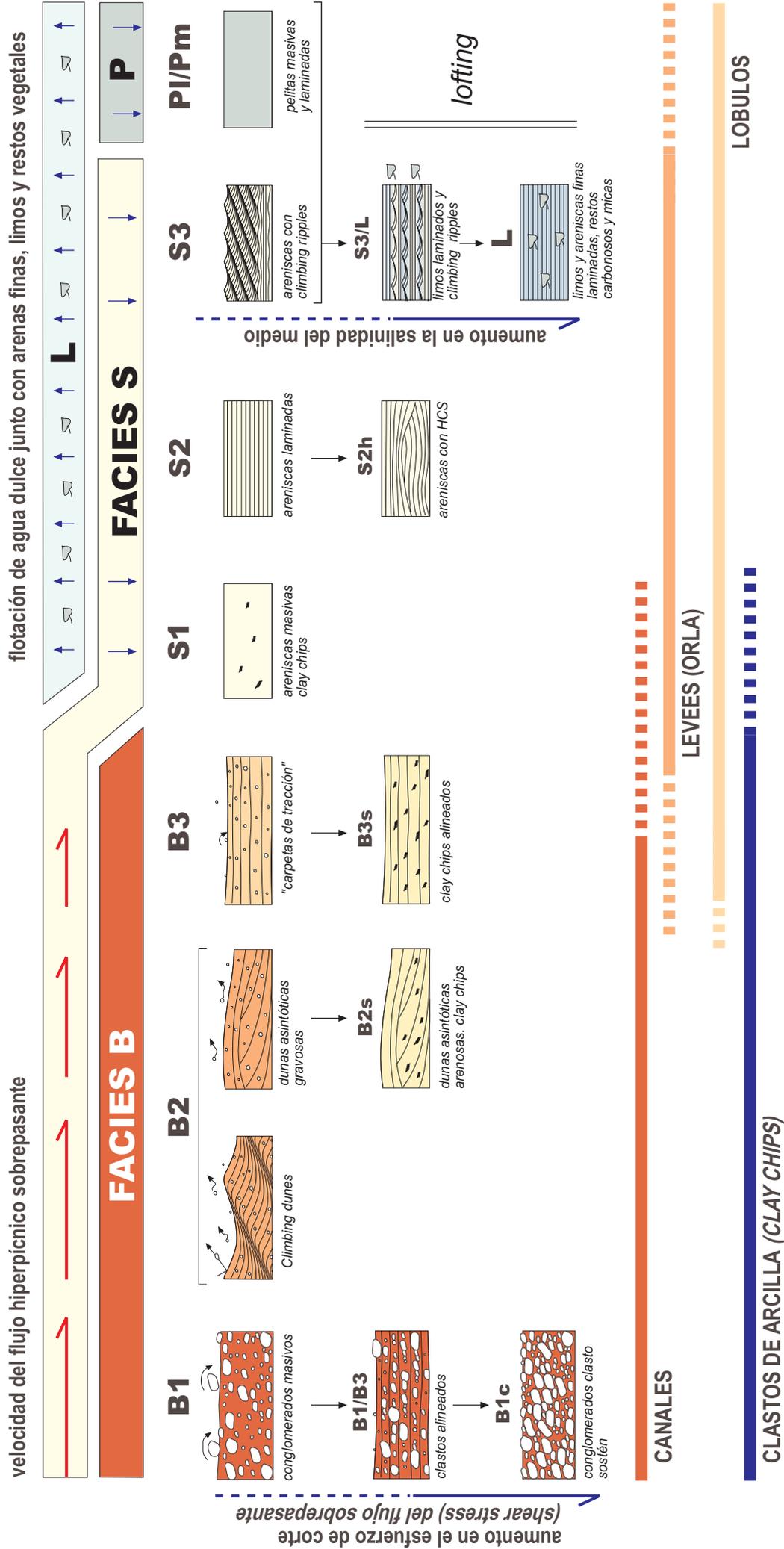


Fig. 11.3: Esquema conceptual para la interpretación genética de las facies clásticas relacionadas a sistemas hiperpicnicos. Las facies **tipo B** corresponden a carga de lecho relacionada a un flujo turbulento sobrepasante de larga duración. Las facies de **tipo S y P** corresponden a depósitos relacionados al colapso del material en suspensión en el flujo turbulento. Las facies **L**, corresponden a areniscas finas y limos laminados con abundantes restos vegetales, relacionados a la pluma de "lofting". Esta última facies es común en medios marinos, llegando en sectores a sustituir a la facies S3.

A diferencia de los depósitos relacionados a flujos densos (flujos hiperconcentrados), en estos conglomerados los clastos mayores se mueven libremente a la base del flujo sobrepasante, por lo cual comúnmente aparecen imbricados (Fig. 11.5A). Los clastos mayores se vincularían al arrastre, rolado y saltación, mientras que los materiales más finos de la matriz corresponderían a parte de la carga suspendida del flujo sobrepasante, atrapada en la zona basal de baja velocidad. Relaciones de campo sugieren que una evolución vertical entre facies B1c, B1/B3 y B1 podría vincularse a una disminución progresiva en el esfuerzo de corte ejercido por el flujo sobrepasante (Fig. 11.5A).

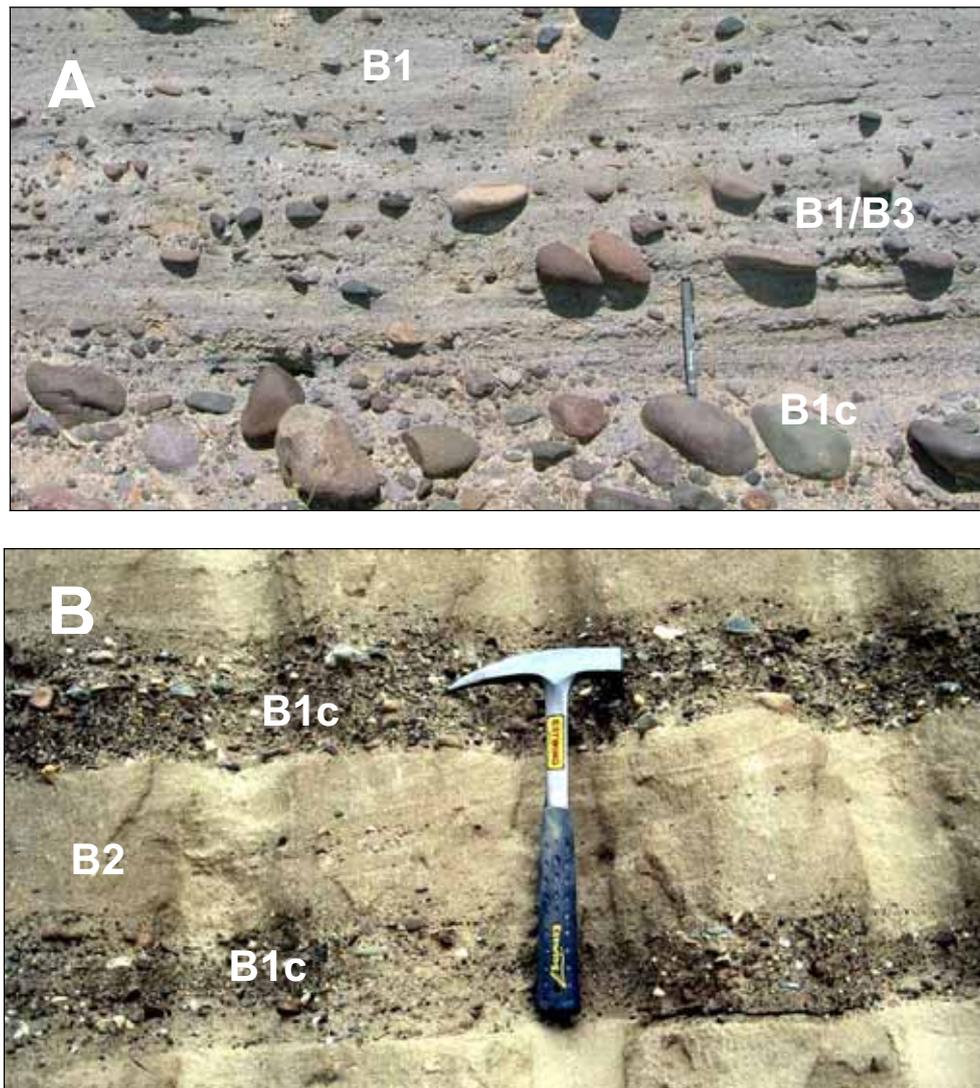


Figura 11.5. A) Facies B1c, relacionada a carga de lecho gruesa, sucedida por facies B1/B3 y finalmente B1, evidenciando una disminución en la energía del flujo sobrepasante. Note la imbricación de los clastos (hacia la izquierda). B) Conglomerados clasto sostén (facies B1c) relacionados a carga de lecho gruesa, sucedidos por areniscas conglomerádicas con estratificación diagonal asintótica (facies B2).

Facies B2: Se integra por conglomerados finos a medios y areniscas conglomerádicas con estratificación diagonal asintótica (Figs. 11.5B y 11.6). En esta facies los clastos mayores aparecen flotando en una matriz de arenas medias a gruesas. Los *sets* de estratificación diagonal muestran comúnmente potencias de entre 0,3 y 1 metro, y

suelen mostrar relaciones asintóticas hacia la base y hacia el techo. La inclinación de las láminas frontales en general es inferior a los 15-20°.

Dependiendo de la tasa de sedimentación desde el flujo turbulento sobrepasante, las superficies de superposición de sets pueden ser netas-erosivas (similares a un HCS anisotrópico), o mostrar un pasaje gradual vinculado a un alto ángulo de escalonamiento (conformando formas de tipo *climbing dunes*, Fig. 11.6).



Figura 11.6. Facies de conglomerados clasto sostenido (B1c) sucedidos por areniscas conglomerádicas con estratificación diagonal asintótica (facies B2). Note la disposición “escalante” de las dunas, la cual sugiere altas tasas de sedimentación desde el flujo turbulento sobrepasante

Observaciones de campo sugieren una estrecha asociación de esta facies con el relleno de zonas canalizadas. En algunos sistemas libres de gravas se reconocen facies con características similares, pero a diferencia de la anterior integrada por areniscas medias a gruesas (Fig. 11.7), con clastos de arcillas dispersos (**facies B2s**, Fig 11.8). Al igual que la anterior, esta facies se vincularía a la migración de formas de lecho de crestas rectas o sinuosas, localizadas a la base de un flujo turbulento de larga duración con elevada carga en suspensión.



Figura 11.7. Facies de areniscas medias a gruesas con estratificación diagonal asintótica (B2s), relacionada a la migración de formas de lecho a la base de un flujo turbulento.



Figura 11.8. Facies de areniscas medias a gruesas con estratificación diagonal asintótica (B2s), relacionada a la migración de formas de lecho a la base de un flujo turbulento. Note la presencia de abundantes clastos de arcilla (*clay chips* flecha). Paleocorriente hacia la izquierda.

Facies B3: Integran esta facies areniscas gruesas a conglomerádicas con laminación horizontal a subhorizontal difusa, las cuales presentan niveles de pequeñas gravas alineadas siguiendo la laminación principal (Figs 11.9 y 11.10). Las gravas en general no superan los 10 mm de diámetro, y se encuentran dispersas en una matriz de arenas gruesas. La variedad arenosa de esta facies (**facies B3s**) suele presentar clastos de arcillas y fragmentos vegetales alineados. Conforman cuerpos tabulares a lenticulares, los cuales pueden rellenar depresiones erosivas. Se interpreta que esta facies corresponde a una acumulación conjunta de materiales transportados por carga de lecho a la base de un flujo turbulento, y de materiales arenosos colapsados de la carga suspendida del propio flujo sobrepasante.



Figura 11.9. Areniscas medias a gruesas con estratificación subhorizontal grosera (B3), relacionada al accionar conjunto de la carga de lecho y el colapso de los materiales más gruesos transportados en suspensión por el flujo turbulento sobrepasante. Estas facies junto con las B2 son las que muestran las mejores propiedades petrofísicas.

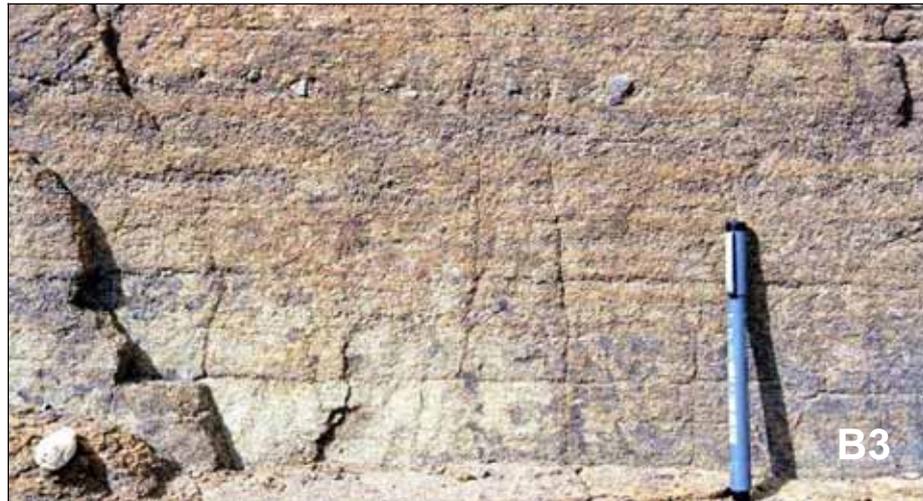


Figura 11.10. Facies de areniscas medias a gruesas con estratificación subhorizontal grosera (B3). Note la presencia de clastos alineados.

Facies relacionada a colapso de carga suspendida (facies S)

Se integran por facies de grano fino, las cuales corresponden a materiales transportados originalmente como carga suspendida dentro del flujo, y colapsados de modo gradual sobre el fondo, interactuando de modo diverso con la componente tractiva.

Facies S1: Esta facies es tal vez una de las más comunes dentro de los cortejos de facies de sistemas hiperpícnicos. Se compone típicamente por bancos tabulares de arenas finas a medias, más raramente arenas gruesas, de aspecto masivo. Las arenas suelen aparecer bastante monótonas y mostrando variaciones granulométricas graduales (Fig 11.12B), pudiendo contener clastos de arcilla (*clay chips*) flotantes. Estos clastos de arcilla pueden estar tanto dispersos dentro del cuerpo de la capa como agrupados hacia el techo de la misma (Figs 11.11 y 11.12A), en el contacto con facies relacionadas a flujos más diluidos (facies S2).

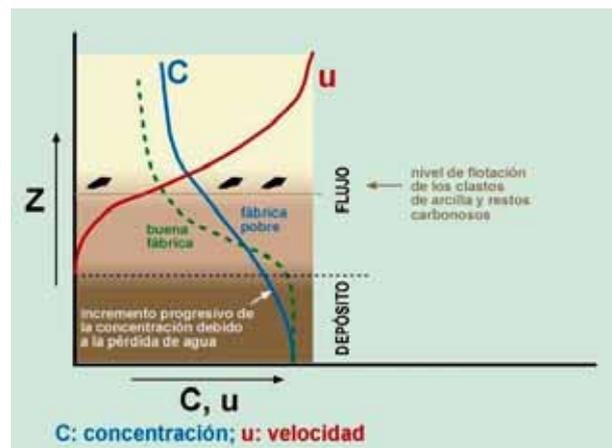


Figura 11.11: Diagrama mostrando los perfiles de concentración (C) y velocidad (u) durante la acumulación de arenas masivas. Note que entre el depósito y el flujo existe una zona transicional, la cual inhibe la formación de estructuras sedimentarias primarias. La equivalencia hidráulica de los *clay chips* hace que los mismos “floten” sobre esta zona de transición, y tiendan a concentrarse hacia el techo del intervalo masivo. Modificado de Kneller & Branney 1995.

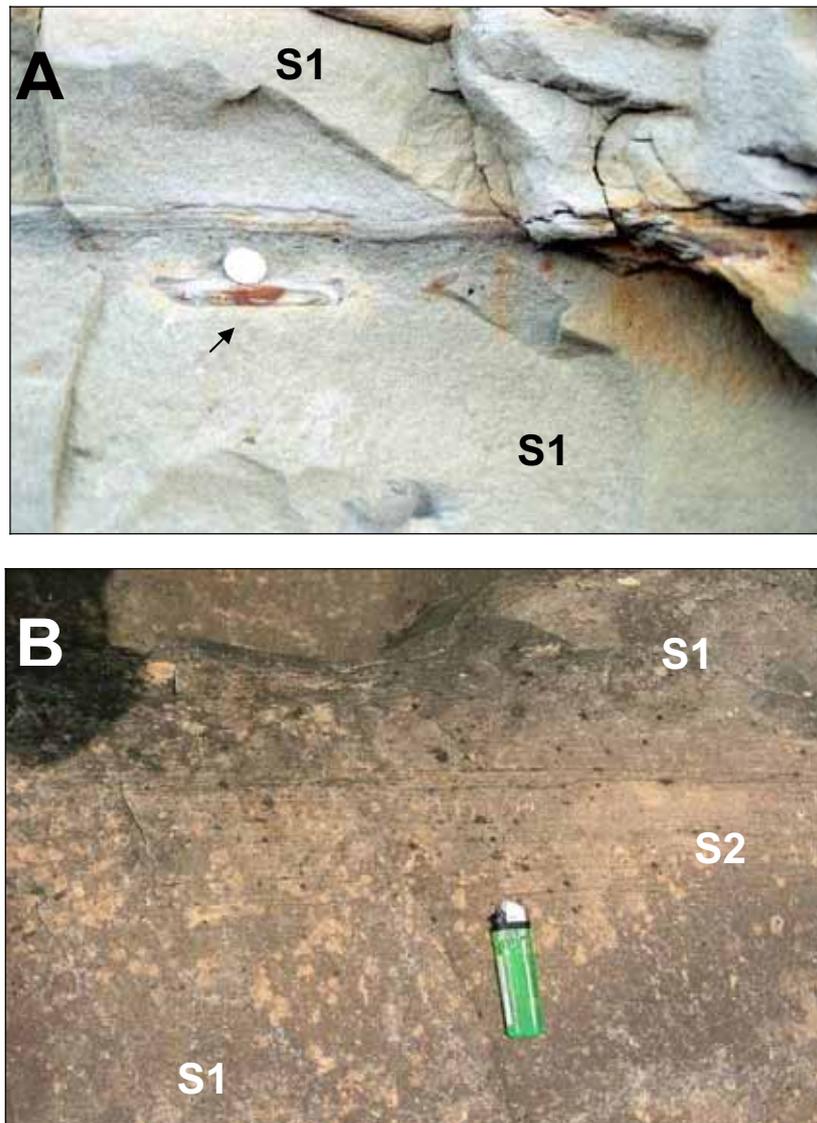


Figura 11.12. A) Vista de dos niveles amalgamados de areniscas finas a medias masivas (facies S1) Note la posición de los clastos de arcilla (flecha) cerca del techo de la capa inferior. Los puntos oscuros son restos carbonosos. B) Areniscas finas a medias masivas (facies S1) con recurrencia gradual de facies a areniscas laminadas (facies S2) indicando variaciones en la tasa de decantación de arenas.

Adicionalmente, son comunes en estas arenas los restos carbonosos (Fig. 22A), a menudo conteniendo fragmentos de hojas con excepcional preservación. El origen de esta facies se relacionaría a la agradación progresiva desde el fondo a partir de flujos de larga duración con alta carga suspendida (Sanders 1965, Kneller & Branney 1995, Camacho *et al.* 2002). Esta agradación progresiva ha sido propuesta como un mecanismo que inhibe la formación de estructuras sedimentarias, ya que no existiría un contraste definido entre el flujo y el depósito sino más bien una zona de transición agradante, caracterizada por una alta concentración de sedimentos asociado a escape de agua (Fig. 21). Estudios experimentales (Arnott & Hand 1989) indican que esta facies se originaría a partir de un flujo turbulento con una tasa de decantación arenosa superior a los 6 cm/min. A menores tasas de decantación con velocidades equivalentes, el resultado son arenas laminadas, similares a la facies S2 (Fig. 11.12). Los espesores de las capas individuales suelen ser importantes (Fig. 11.13)



Figura 11.13: Vista de una capa de areniscas masivas (facies S1) de espesor anómalo. En esta localidad del Jurásico de las cuenca Neuquina, las capas individuales alcanzan los 45 metros de espesor. Una persona (círculo) de escala.

Facies S2: Componen esta facies cuerpos tabulares de areniscas finas a medias con laminación paralela (**facies S2**, Figs. 11.12B, 11.14 y 11.15A) o de bajo ángulo (**facies S2h**, Fig. 11.7), las cuales se disponen sobre base neta o transicional. Las láminas muestran espesores de pocos milímetros, y se encuentran separadas a menudo por niveles con abundantes restos micáceos y carbonosos. A la fractura estas areniscas muestran frecuentemente en los planos lineación *parting* y de minerales pesados. De modo corriente, el origen de esta facies es relacionado a corrientes diluidas unidireccionales de alto régimen de flujo (Simons *et al.* 1961). No obstante, Sanders (1965) considera que la laminación paralela, a menudo asociadas a capas masivas (Fig. 11.12B), se relacionaría a procesos tracción decantación. Esta última aseveración es consistente con los resultados de Arnott & Hand (1989) y con el hecho de que esta facies a menudo intercala con areniscas masivas de la facies S1, constituyendo sucesiones rítmicas de considerable espesor. La variedad de bajo ángulo (**facies S2h**) es menos común en los sistemas hiperpícnicos, y a menudo presenta características similares a la estratificación entrecruzada de tipo hummocky isótopo, atribuida al accionar de flujos combinados (Harms 1975, Southard 1991).



Figura 11.14: Areniscas finas laminadas (facies S2) alternando con areniscas con *climbing ripples* (facies S3). La recurrencia gradual de facies es interpretada como una evidencia de fluctuaciones en la velocidad del flujo turbulento.

Facies S3: Esta facies se integra por cuerpos tabulares a irregulares de areniscas finas con ondulitas de corriente, con moderado a alto ángulo de escalonamiento, por lo que corresponderían a *climbing ripples* (Figs. 11.14 y 11.15). Esta facies se relacionaría a procesos de tracción-decantación a partir de flujos turbulentos con alta carga en suspensión (Jopling & Walker 1968; Mulder & Alexander 2001). Localmente esta facies alterna en pasaje gradual (vertical y horizontalmente) con la facies S2, evidenciando un origen similar para ambas (Figs. 11.14 y 11.15A) y controlado por fluctuaciones en la velocidad del flujo sobrepasante.

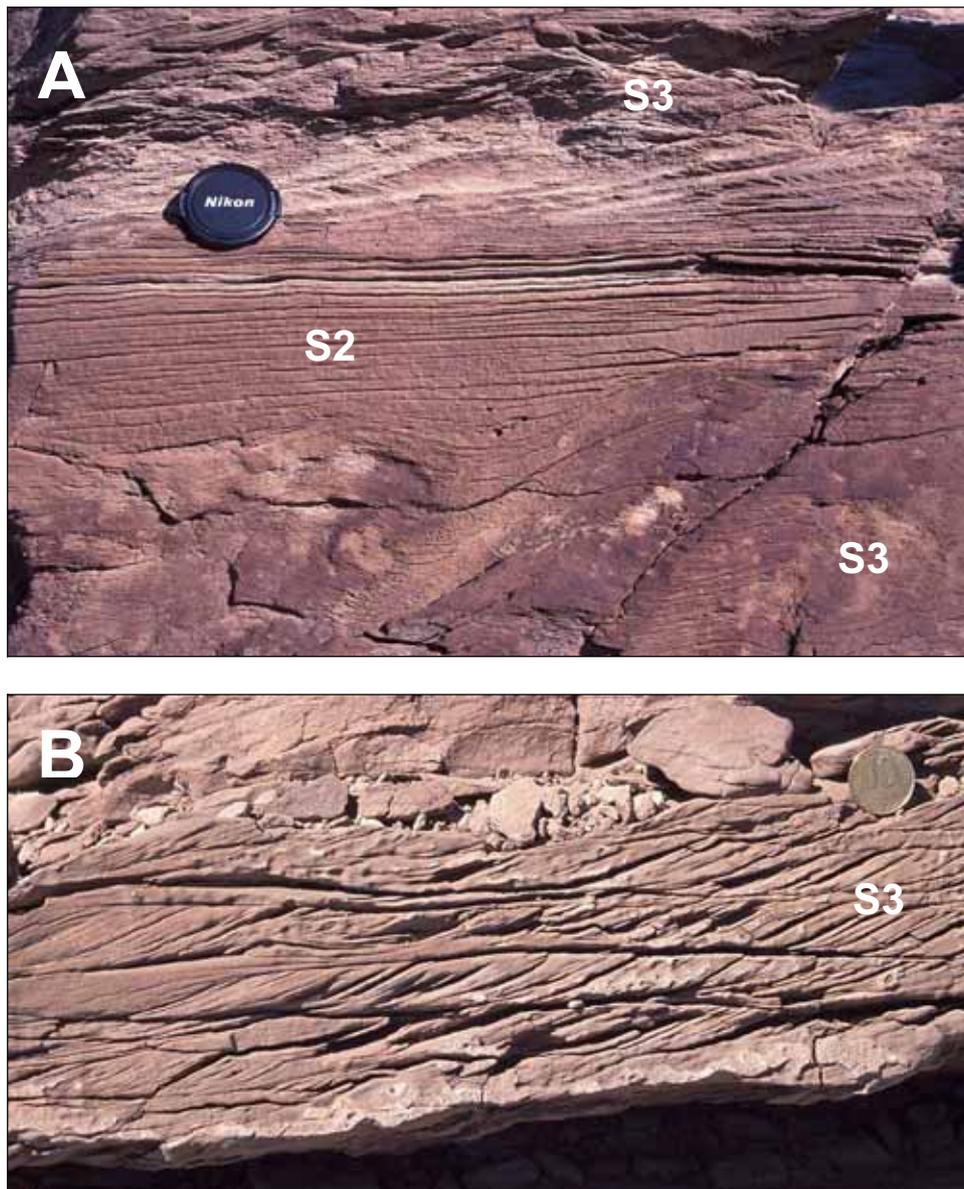


Figura 11.15: Facies de areniscas finas, relacionadas a procesos de tracción-decantación a partir del flujo turbulento. A) Facies de areniscas con *climbing ripples* (facies S3) alternando de modo recurrente con areniscas finas laminadas (facies S2) evidenciando fluctuaciones en la velocidad del flujo. B) Areniscas finas con *climbing ripples* (facies S3) una estructura diagnóstica de carga suspendida en el flujo originario.

Las fluctuaciones graduales en la velocidad del flujo (en este caso pasaje gradual entre facies S2 y S3) y en la tasa de decantación (pasaje entre facies S1 y S2) son elementos característicos de flujos de larga duración con energía fluctuante. La ubicación de estos elementos en un medio subácueo es diagnóstico de la existencia de sistemas hiperpícnicos Zavala *et al.* (2006). Como se muestra en la Fig. 11.3, las facies S3 solo encuentran un buen desarrollo en medios hiperpícnicos lacustres, ya que en el medio salobre a marino, el efecto de flotación ejercido por el agua dulce intersticial, hace que el flujo “despegue” del fondo al alcanzar bajas velocidades.

Facies L: Integran esta facies niveles laminados de areniscas y limos de gran extensión lateral (Fig. 11.16), con abundantes intercalaciones de restos vegetales (Fig. 11.17) y (eventualmente) micas. Estos niveles laminados pueden aparecer formando bancos compuestos individuales (Fig. 11.16) de hasta 2 metros de potencia, o localizarse alternando o hacia el techo de facies de tipo B o S, más comúnmente con facies de tipo S1 (Fig. 11.18). Las láminas individuales a menudo presentan un espesor variable de entre pocos milímetros hasta un centímetro, y se encuentran separadas por niveles con abundante detrito vegetal (Fig. 11.17). El detrito vegetal evidencia una conexión directa entre el sistema fluvial y el medio marino. La ausencia de ondulitas en las areniscas finas sugiere que esta facies se habría acumulado por procesos de decantación, a partir de un flujo elevado sobre la superficie depositacional. A partir de los trabajos de Sparks *et al.* (1993) y Hesse *et al.* (2004), se interpreta que estos materiales corresponderían a la decantación de los materiales más finos transportados por un flujo hiperpícnico, a partir de una pluma de *lofting*.

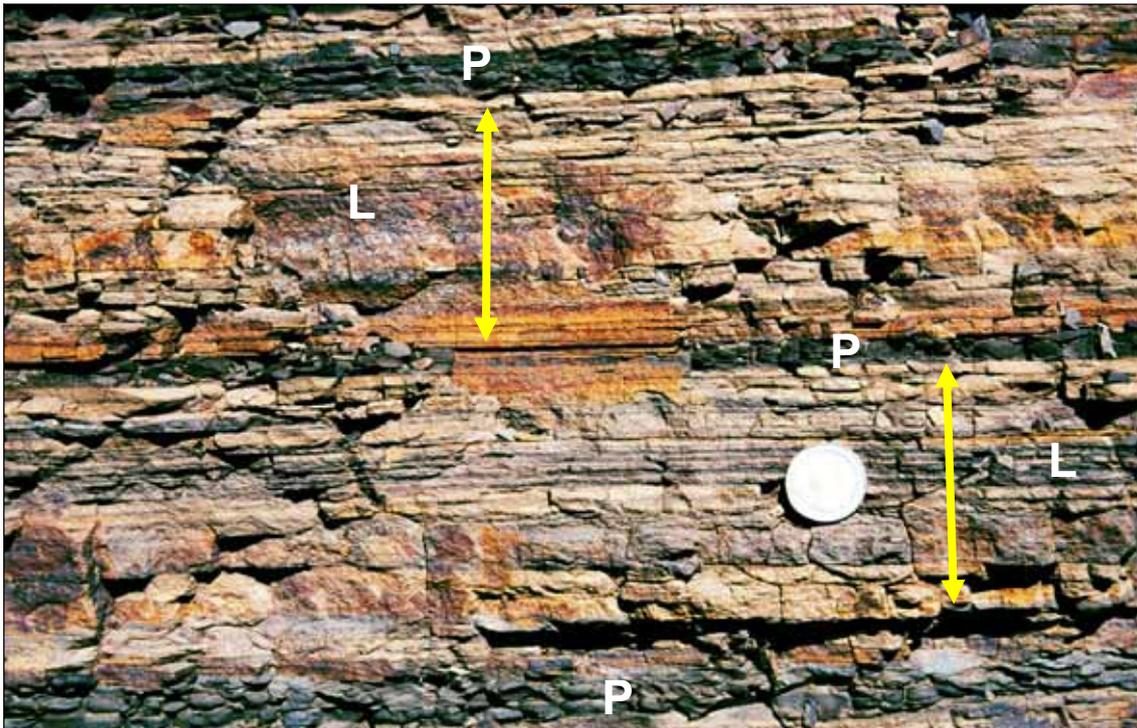


Figura 11.16: Facies de areniscas finas y limos laminados, con abundantes intercalaciones de niveles oscuros compuestos por restos vegetales, pertenecientes a la facies F, relacionada a procesos de decantación desde plumas de *lofting*. Note el espesor variable de las láminas. En este ejemplo, los intervalos de *lofting* están separados por niveles de arcilitas masivas (facies P) los cuales permiten distinguir distintos eventos (flechas). Estas facies gradan lateralmente a facies S1. Fm Los Molles, Jurásico de Neuquén.



Figura 11.17: Detalle de la superficie de las láminas oscuras mostradas en la Fig. 11.16. Note la abundancia de restos vegetales. Fm Los Molles, Jurásico de Neuquén.

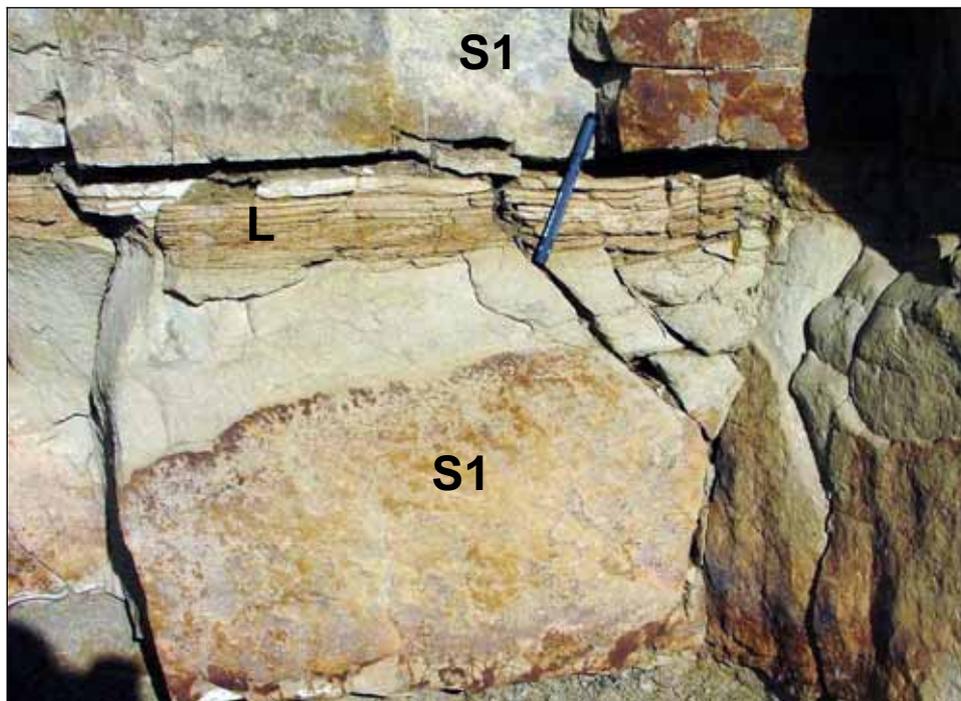


Figura 11.18: Areniscas finas y limos laminados (facies L), localizados hacia el techo de capas de arenas masivas (facies S1). La ausencia de ondulitas hacia el techo de las capas de arenas masivas, junto con la presencia de facies L constituye un elemento diagnóstico de depósitos hiperpícnicos en un medio marino.

Tal como se representa en la Fig. 11.3, la presencia de la facies L constituye un elemento diagnóstico y característico de la sedimentación hiperpícnica en un medio marino, ya que sugiere la existencia de un flujo turbulento con un fluido intersticial de

menor densidad (agua dulce) que aquel del medio hospedante (agua de mar), derivado de la descarga fluvial directa. Por otra parte, si a pesar de encontrarnos en un medio marino tenemos depósitos con un buen desarrollo de ondulitas de tipo *climbing ripples* en arenas finas, estas podrían sugerir posiblemente procesos de resedimentación (turbiditas convencionales episódicas) por inestabilidad de taludes. En este último caso, como el flujo se origina y deposita dentro del medio marino, el fluido intersticial sería similar, por lo cual el efecto del *lofting* estaría inhibido. Las secuencias de facies resultantes serían de esta manera similares a las de tipo Bouma (Ta-e).

Dado que las facies L son particularmente sensibles a la salinidad del medio hospedante, a menudo desarrollan formas transicionales entre la facies L y la S3 (facies S3/L) las cuales son más características de las cuencas salobres. Al igual que la facies L, la facies S3/L se caracteriza por muy una bioturbación muy baja o nula, ya que corresponden a medios estresados sujetos a una depositación casi continua. Estas facies se desarrollan más comúnmente en zonas laterales de canales hiperpícnicos, y corresponderían a típicas facies de *levee* u orla hiperpícnica. Las variaciones cíclicas entre las ondulitas y los niveles de decantación de arenas sugieren una “pulsación” en la magnitud de la descarga del flujo original.



Figura 11.19: Areniscas finas con *climbing ripples*, intercalando con areniscas finas y limos laminados (facies B3/L). A menudo esta facies es confundida con depósitos de mareas, a pesar de presentar muy baja bioturbación y una virtual ausencia de niveles pelíticos (*mud drapes*), ya que los niveles de decantación (flechas) corrsponde a areniscas finas. Fm Misoa, Eoceno de Venezuela.

Referencias

ARNOTT, R.W.C, AND HAND, B.M., 1989, Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 69, p. 1062-1069.

- CAMACHO, H., BUSBY, C. J. y KNELLER, B. 2002. A new depositional model for the classical turbidite locality at San Clemente State Beach, California. *A.A.P.G. Bulletin*. Vol. 86. No 9. p 1543-1560.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., & WALKER, R. G., 1982. Structures and Sequences in Clastic Rocks: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes 9, 249p.
- HESSE, R., RASHID, H. & KHODABAKHSH, S., 2004. Fine-grained sediment lofting from meltwater-generated turbidity currents during Heinrich events. *Geology* v. 32, no. 5, pp. 449-452.
- JOPLING, A. V., Y WALKER, R. G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples of Pleistocene of Massachusetts. *J. Sediment. Petrol.* 38, 971-984.
- KNELLER, B. y BRANNEY, M. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*. 42. p. 607-616.
- MULDER, T. & ALEXANDER J., 2001a. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *International Association of Sedimentologists, Sedimentology*, 48, 269-299.
- 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, 192-219.
- SIMONS, D. B., RICHARDSON, E.V., NORDIN, C.F., 1965, Sedimentary structures generated by flow on alluvial channels, in Middleton, G. V., ed., *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Society of Economic Paleontologists & Mineralogists Special Publications. v. 12, p. 34-52.
- SPARKS, R.S.J., BONNECAZE, R.T., HUPPERT, H.E., LISTER, J.R., HALLWORTH, M.A., MADER, H. & PHILLIPS, J.C. 1993, Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy. *Earth and Planet Sci. Lett.* 114, 243—257.
- ZAVALA, C., PONCE, J., DRITTANTI, D., ARCURI, M., FREIJE, H., & ASENSIO, M., 2006, Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 76, 41-59.

12. La sedimentación fluvio-deltaica. Deltas “normales” vs. Sistemas Hiperpícnicos

Los deltas constituyen cuerpos sedimentarios clásticos constructivos, desarrollados como consecuencia de una sedimentación generalizada originada por la entrada de una corriente fluvial en una zona no confinada de aguas calmas como puede ser un lago o el mar. El tipo de depósito resultante va a depender de la *inercia* de la corriente entrante, de la *fricción* en la desembocadura, y de la diferencia de densidades entre ambas corrientes (*flotación*). En general, un sistema deltaico es un ambiente de transición entre el medio fluvial y el medio marino. Los deltas actuales relacionados a ríos muestran tres zonas (Fig. 12.1)

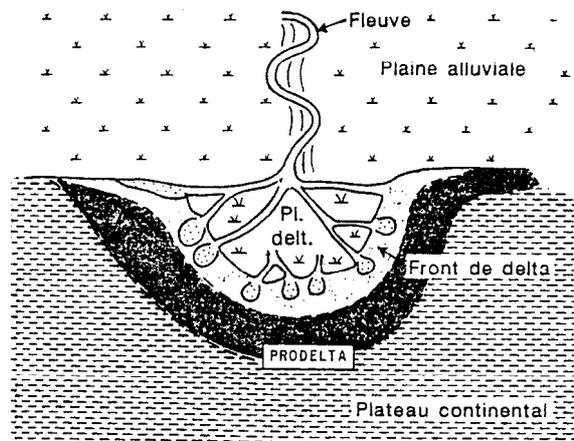


Figura 12.1. Elementos morfológicos del delta (de Allen & Mercier, 1987)

(1) La *planicie deltaica*, la que presenta características similares a una llanura aluvial (con depósitos de pantanos, desbordes, etc.) generalmente dividida en dos partes, *subaérea* y *subácuea*, cuyo límite se ubica en la más alta marea. (2) El *frente deltaico*, que es la zona en la cual se acumula el mayor volumen de clásticos gruesos (generalmente con clinofomas de progradación) formando barras de desembocadura. (3) El prodelta, dominado por la sedimentación pelítica. Como consecuencia de la progradación del sistema, estas tres áreas se superponen verticalmente (Fig. 12.2) dando secuencias negativas (granocrecientes).

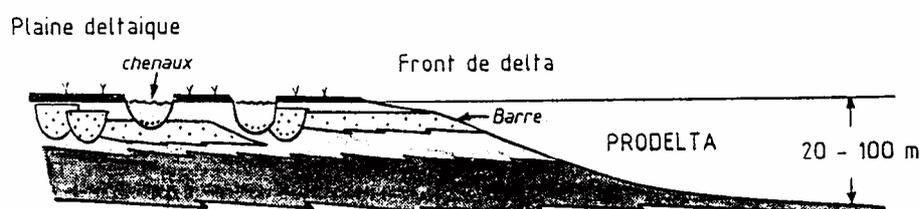


Figura 12.2. Corte longitudinal a lo largo de una barra de desembocadura deltaica (de Allen & Mercier, 1987)

En los libros de texto podemos encontrar varios modelos para la clasificación de los sistemas deltaicos, basados principalmente en el estudio de deltas actuales relacionados a sistemas fluviales de gran magnitud (ver por ejemplo las síntesis de Galloway, 1975 ; Coleman y Wright, 1975 ; Postma, 1990 ; Elliott, 1986 ; Reading y Collinson, 1996 ; etc.).

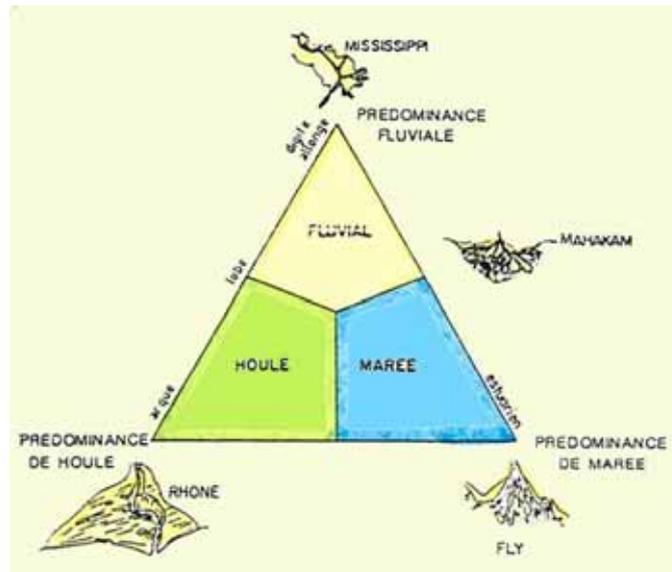


Figura 12.3. Clasificación ternaria de los tipos de delta de acuerdo a los tipos de procesos de difusión en la desembocadura (Galloway 1975)

Estas clasificaciones toman en cuenta principalmente los efectos de la interacción entre los depósitos de las corrientes fluviales y los procesos de difusión marina como olas y mareas (principalmente en el frente deltaico y la planicie deltaica, Fig. 12.3).

Para el caso del contraste de densidad entre las corrientes fluviales entrantes y la del agua en la cuenca receptora, existen al menos 4 situaciones posibles (Bates 1953; Mulder & Alexander 2001, Fig. 12.4). La primera situación corresponde al caso de que los sistemas fluviales aporten corrientes de densidad similar a la de la cuenca receptora, generando flujos homopícnicos (*homopycnal flow*).

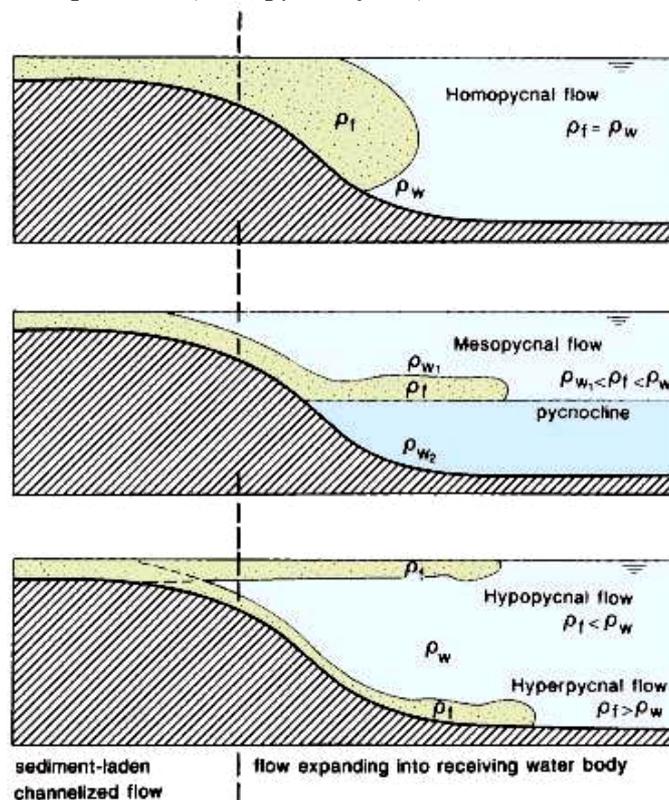


Figura 12.4. Situaciones posibles en el encuentro de fluidos de distinta densidad (descarga fluvial en un cuerpo de agua estacionario). De Mulder & Alexander 2001.

Este caso es común en algunos deltas lacustres conformando deltas de tipo “Gilbert”.

La segunda situación corresponde al caso en que en la cuenca receptora exista una estratificación entre aguas de distinta temperatura o salinidad (mediante una termoclina o pynoclina), Las corrientes entrantes que por su densidad se hunden por debajo de las aguas superficiales para desplazarse por encima de la interface de densidad se denominan como flujo mesopícnico (*Mesopycnal flow o interflow*)

La tercera situación se origina por sistemas fluviales que aportan agua y sedimentos con una densidad menor a la de la cuenca, correspondientes a flujos hipopícnicos (*hypopycnal flow o overflows*). En esta situación, característica de los grandes sistemas deltaicos donde el sistema fluvial aporta grandes volúmenes de agua dulce en cuencas marinas, los sedimentos gruesos tienden a ser acumulados en las zonas proximales formando barras de desembocadura, en tanto que los sedimentos finos “flotan” junto a una pluma de agua dulce más liviana construyendo un extenso prodelta que se puede extender muchos kilómetros mar adentro. Dependiendo de la energía de los procesos de difusión marina, las barra de desembocadura pueden conformar deltas dominados por ola, mareas, o fluvio dominados.

La cuarta situación corresponde a sistemas fluviales que aportan mezclas de agua y sedimento con una densidad mayor a la de la cuenca receptora, generando flujos hiperpícnicos (*hyperpycnal flows o underflows*). Debido a su mayor densidad, estas corrientes se hunden cerca de la desembocadura y se mueven en contacto físico con el fondo de la cuenca, produciendo en muchos casos erosión subácuea. Los sistemas deltaicos resultantes difieren notablemente de los modelos actualísticos, ya que el frente deltaico (zona donde se acumula el mayor volumen de sedimentos clásticos) se compone por capas tabulares gradadas (lóbulos) que pueden extenderse por gran distancia en la plataforma. En el caso de que estas corrientes contengan importantes volúmenes de agua dulce, al bajar la densidad del flujo por la depositación, se produce la flotación del agua más liviana junto con material fino, por lo que el flujo “despega” progresivamente del fondo en lo que se conoce experimentalmente como *lofting* (Fig 12.5).

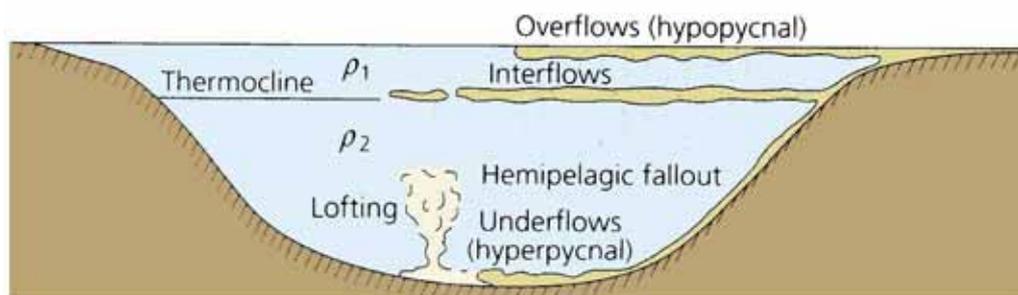


Figura 12.5. Tipos de descargas (densidad) y su comportamiento en la cuenca receptora. El lofting se produce por el efecto de flotación del agua intersticial más liviana. De Allen 1997.

Estudios recientes indican que en el caso de cuencas tectónicamente activas, los sistemas fluviales de pequeña escala localizados en zonas montañosas constituyen la principal fuente de material clástico. Estos sistemas fluviales tienen caudales altamente variables, ya que la mayoría se encuentran inactivos la mayor parte del tiempo. En los períodos de actividad (relacionados a lluvias torrenciales, deshielo, vulcanismo, o la rotura de diques naturales) el agua encuentra un gran volumen de sedimento disponible, por lo que las descargas de estos sistemas son mezclas de agua y sedimento de alta densidad (*dirty rivers*). En la tabla de la Fig. 12.6 se indican algunos de los tipos de flujos más comunes en la naturaleza y sus correspondientes densidades.

MAIN TYPES OF FLOW

Flow types (this paper)	CONCENTRATION		Average density (Kg/m ³)	Sediment concentration (Kg/m ³)	Flow velocity (m/s)
	% weight	% volume			
Debris flow	>90	>80	>2275	>2050	0,2
Hyperconcentrated flow ¹	80-90	60-80	1990-2275	1600-2050	8-40
Sediment-laden stream-flow	15-40	6,2-20	1100-1330	165-530	?
High-density turbidity current ²	15-80	6,2-60	1100-1990	530-1600	4-8
Low-density turbidity current ^{2,3}	<15	<6,2	<1100	<165	1-20

ASSUMPTIONS: (1) sediment density: 2,65 g/cm³; (2) water density: 1 g/cm³ at 20 °C; (3) silt and clay content <10%.

1: Partially equivalent to "debris flows" of Costa, 1988, and Beverage and Culbertson, 1964; to "slurry flows" of Pierson and Costa, 1987, and "lahar" of Pierson and Scott, 1985.

2: Based on "debris flow" data from Weirich, 1989; and on "hyperconcentrated stream-flow" data from Pierson and Costa, 1987; Beverage and Culbertson, 1964; Costa, 1988; Lowe and Smith, 1991; Smith, 1986; Pierson and Scott, 1985. Concentration limit between high and low density turbidity currents from Middleton, 1970.

3: Low-density turbidity current velocity data derived from Zeng et al., 1991; and Piper et al., 1988.

Figura 12.6. Principales tipos de flujos densos reconocibles en la naturaleza y sus densidades (de Mutti et al. 1996).

El exceso de densidad en la descarga fluvial, necesario para producir un flujo hiperpícnico, puede ser asimismo alcanzado por los grandes ríos en virtud de una alta concentración de materiales en suspensión durante una crecida (avenida). En la Fig. 12.7 podemos ver las concentraciones de sedimento necesarias para que una corriente de origen fluvial se comporte como un flujo hiperpícnico al entrar en un cuerpo de agua, ya sea lacustre como marino. Vemos que en medio marino, una corriente con una concentración de sedimento de más de 45 kg/m³ se comportará como un flujo hiperpícnico. De la comparación con la Fig. 12.6 vemos que inclusive los flujos turbidíticos de baja densidad superan ampliamente dicho umbral.

FLOW CHARACTERISTICS	CONCENTRATION		Average density (Kg/m ³)	Sediment concentration (Kg/m ³)
	% weight	% volume		
Critical concentration ² needed to produce a hyperpycnal plume	sea water	> 3,6-4,7	>1,3-1,7	> 1022-1027
	freshwater	> 0,1	>0,04	> 1000,4

Figura 12.7. Concentración de sedimentos requerida para producir un flujo hiperpícnico en el medio marino. Las diferencias de densidad se deben a variaciones latitudinales. De Mulder & Syvitski 1995.

La consecuencia directa de la generación de un flujo hiperpícnico durante las crecidas de los grandes ríos es que el mayor volumen de su carga sedimentaria (como carga de lecho y suspendida) no se encontrará acumulada en las zonas deltaicas convencionales, sino que conformará espesas sucesiones hiperpícnicas, localizadas cuenca adentro. Dado que estos sistemas pueden extender su canalización por debajo del cuerpo de agua, pueden potencialmente ser confundidos con sistemas fluviales subaéreos, a pesar de contar con facies y geometrías marcadamente distintas.

Es importante mencionar que corrientemente los grandes ríos son considerados como grandes transportadores de volúmenes de agua limpia, ya que los materiales finos serían secuestrados en las llanuras aluviales. No obstante, no existe una relación lineal entre la magnitud de la descarga (caudal) y el contenido de materiales en suspensión durante la crecida de un río. En la Fig. 12.8 observamos que la concentración de partículas tiene un comportamiento logarítmico en relación con la descarga, por lo que el mismo incremento de caudal tendrá consecuencias sumamente distintas dependiendo la magnitud de la crecida. En otras palabras, superado cierto límite de descarga, el sistema fluvial tiene la capacidad literalmente de arrasar sus llanuras aluviales, transportando los materiales hacia el interior de cuenca.

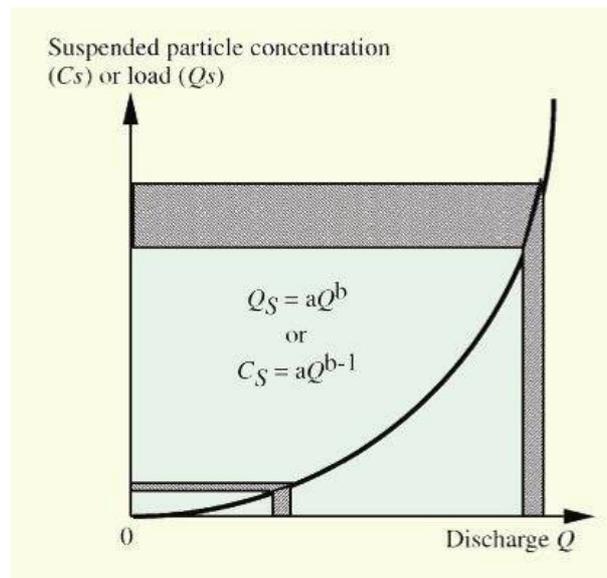


Figura 12.6 Relación entre el incremento de la descarga y el incremento en el contenido de materiales en suspensión en una descarga fluvial. Note que el mismo incremento de caudal tiene consecuencias marcadamente distintas en el incremento de los materiales en suspensión, dependiendo de la magnitud de la descarga. De Mulder et al., 2003

13. El rol de las lluvias “catastróficas” en el control de las secuencias deposicionales.

La incidencia de las precipitaciones “catastróficas” en el registro geológico no ha sido adecuadamente valorada hasta el presente, por lo que será seguramente uno de los temas sobre los que se centrarán las investigaciones en los próximos años. Sobre el control de las secuencias deposicionales, pareciera que existe consenso de que la distribución de los sedimentos y la generación de discontinuidades en la sedimentación depende de la interacción de cuatro factores, como lo son las variaciones eustáticas, la tectónica, el aporte sedimentario y el clima. A los fines de simplificar las variables y poder modelizar mas adecuadamente a las secuencias se ha relativizado el rol del clima, destacando solo su incidencia en el glacioeustatismo, y se ha considerado al aporte sedimentario como constante. De esta manera, los modelos resultantes (Jervey, 1988) derivan del juego entre dos variables : la subsidencia y las variaciones eustáticas. Lamentablemente los geólogos olvidamos a menudo la importancia de la disponibilidad del agua en la zona de aporte, y la influencia trascendental que puede tener en el registro geológico. Sabemos de la existencia en el pasado de períodos glaciarios difíciles de imaginar en nuestro tiempo gracias a un cúmulo de evidencias irrefutables, pero que sabemos de las lluvias en el registro geológico?. Que sucede en una pequeña cuenca receptora (digamos de unos 10 km²) con buena disponibilidad de sedimento cuando recibe en un lapso breve un volumen de agua importante?. Cuánto puede llover en la naturaleza?. Existen variaciones cíclicas a escala geológica en el tipo y volumen de las precipitaciones?. Son todas las capas gradadas espesas con HCS producidas por tormentas?. Para responder a algunas de estas preguntas debemos acudir principalmente a bibliografía de Hidrogeología y Geomorfología, ya que el tema no es tratado en los libros de sedimentología. Respecto a cuanto puede llover en la naturaleza, a continuación (Fig. 13.1) se citan algunos registros máximos puntuales en el mundo.

Duración	Profundidad		Localización	Fecha
	in.	mm		
1 min	1,50	38	Barot, Guadalupe	Nov. 26, 1970
8 min	4,96	126	Füssen, Bavaria	Mayo 25, 1920
15 min	7,80	198	Plumb Point, Jamaica	Mayo 12, 1916
20 min	8,10	206	Curtea-de-Arges, Rumania	Julio 7, 1889
42 min	12,00	305	Holt, Mo.	Junio 22, 1947
2 h 10 min	19,00	483	Rockport, W.Va.	Julio 18, 1889
2 h 45 min	22,00	559	D'Hanis, Tex. (17 mi NNW)	Mayo 31, 1935
4 h 30 min	30,8+	782+	Smethport, Pa.	Julio 18, 1942
9 h	42,79	1.087	Belouve, Réunion	Feb. 28, 1964
12 h	52,76	1.340	Belouve, Réunion	Feb. 28-29, 1964
18 h 30 min	66,49	1.689	Belouve, Réunion	Feb. 28-29, 1964
24 h	73,62	1.870	Cilaos, Réunion	Mar. 15-16, 1952
2 d	98,42	2.500	Cilaos, Réunion	Mar. 15-17, 1952
3 d	127,56	3.240	Cilaos, Réunion	Mar. 15-18, 1952
4 d	137,95	3.504	Cilaos, Réunion	Mar. 14-18, 1952
5 d	151,73	3.854	Cilaos, Réunion	Mar. 13-18, 1952
6 d	159,65	4.055	Cilaos, Réunion	Mar. 13-19, 1952
7 d	161,81	4.110	Cilaos, Réunion	Mar. 12-19, 1952
8 d	162,59	4.130	Cilaos, Réunion	Mar. 11-19, 1952
15 d	188,88	4.798	Cherrapunji, India	Junio 24-Julio 8, 1931
31 d	366,14	9.300	Cherrapunji, India	Julio 1861
2 meses	502,63	12.767	Cherrapunji, India	Junio-Julio 1861
3 meses	644,44	16.369	Cherrapunji, India	Mayo-Julio 1861
4 meses	737,70	18.738	Cherrapunji, India	Abr.-Julio 1861
5 meses	803,62	20.412	Cherrapunji, India	Abr.-Ag. 1861
6 meses	884,03	22.454	Cherrapunji, India	Abr.-Sept. 1861
11 meses	905,12	22.990	Cherrapunji, India	Ene.-Nov. 1861
1 año	1041,78	26.461	Cherrapunji, India	Ag. 1860-Julio 1861
2 años	1605,05	40.768	Cherrapunji, India	1860-1861

Fig. 13.1 Registro mundial de lluvias puntuales máximas.

Si estos registros máximos se grafican en una escala logarítmica (Fig. 13.2) se obtiene la siguiente tabla (en Petts and Foster, 1985).

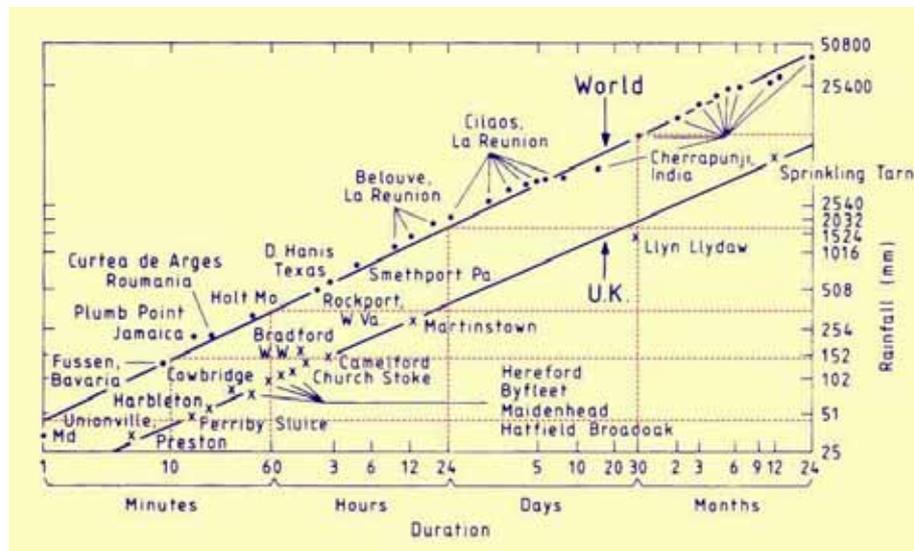


Figura 13.2. Curva de regresión para lluvias puntuales máximas

Observamos que registros de 40 mm por minuto no son raros (durante el Huracán Mitch, en octubre de 1998, se registraron precipitaciones puntuales máximas en Honduras de 90 mm por minuto). Las consecuencias de este tipo de precipitaciones pueden ser muy importantes para la transferencia de sedimentos hacia la cuenca, especialmente si las redes de drenaje son relativamente pequeñas y se encuentran en zona elevadas con gran disponibilidad de materiales. Algunos ejemplos que podemos encontrar en la bibliografía : en Lynmouth (Inglaterra), en 1952, como consecuencia de una lluvia de 300 mm durante una tormenta en una red de drenaje de 10,15 km², se produjo un pico de crecida de 500m³/seg. (esto es más de la mitad del caudal del río Negro, Argentina). El drenaje superficial se vio favorecido por que las capas superficiales estaban saturadas por una lluvia total de 90 mm registrada a lo largo de las dos semanas anteriores.



Fig. 13.3. La avenida de Lynmouth, en 1952

Otro de los tantos ejemplos lo encontramos en la crecida del río Bonea, en la costa de Amalfi, Italia, ocurrida en octubre de 1954 (Fig. 13.4). Este río drena un área de alto gradiente, con una superficie de captación de 25 km². A consecuencia de 504 mm de lluvias, registrados en menos de 16 hs, se produjo un pico de crecida que aumentó el nivel del río en más de 7 veces, causando la pérdida de 117 vidas. La descarga produjo una programación costera de unos 150 m, y la depositación de un banco de arena de espesor decimétrico reconocido a más de 8 km de la costa, a una profundidad de entre 30 y 90 metros (Budillon et al. 2004).

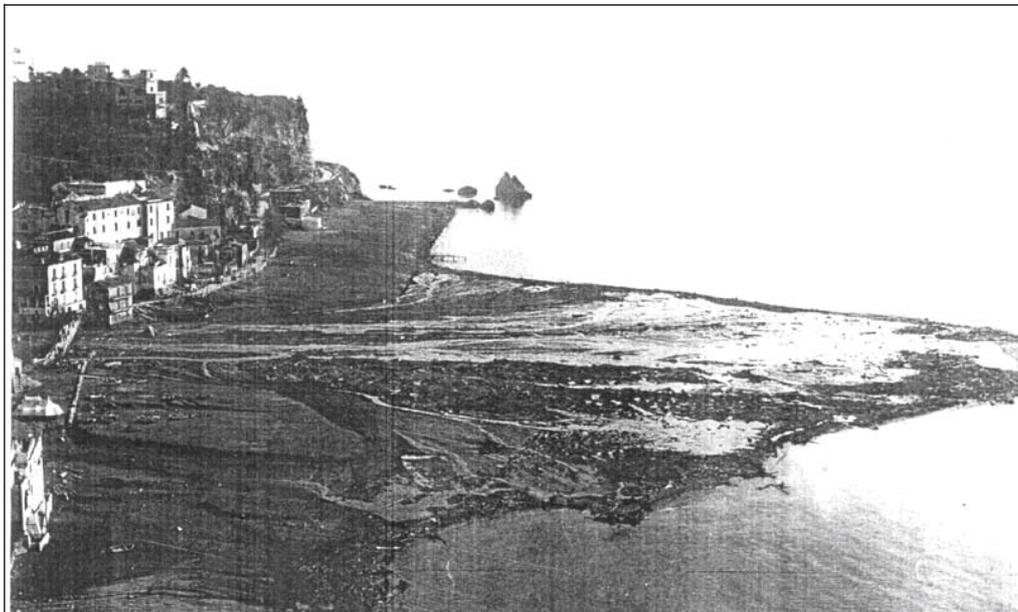


Figura 13.4. La desembocadura del río Bonea, en la costa amalfitana, luego de la crecida de 1954. de Budillon et al. 2004.

De la misma manera que las lluvias, la rotura de diques naturales (Costa & Schuster, 1988) puede provocar avenidas fluviales importantes, principalmente respecto al volumen de sedimentos que pueden movilizar. Entre estas, se destacan aquellas ocurridas hacia fin del Pleistoceno, en ocasión de la rotura esporádica de grandes lagos proglaciales. De estos eventos, uno de los más conocidos se refiere al drenaje del lago de Missoula, ocurrido entre los 16 y 12 ka BP (Baker & Bunker, 1985). Se estima que el volumen original del lago superaba los 2000 km³. La descarga como consecuencia de la rotura de un dique natural alcanzó picos de 20.000.000 m³/s (esto es 100 veces el caudal del Amazonas, 200.000 m³/s). Para imaginar de alguna manera las características de esta avenida fluvial debemos pensar en una ola de 200 metros de altura, en un valle de 7 km de ancho, viajando a más de 120 km/h. En la Fig. 13.5 se muestra un diagrama de la localización del paleolago y de la zona de encauzamiento de dicha corriente en su viaje hacia la cuenca pacífica.

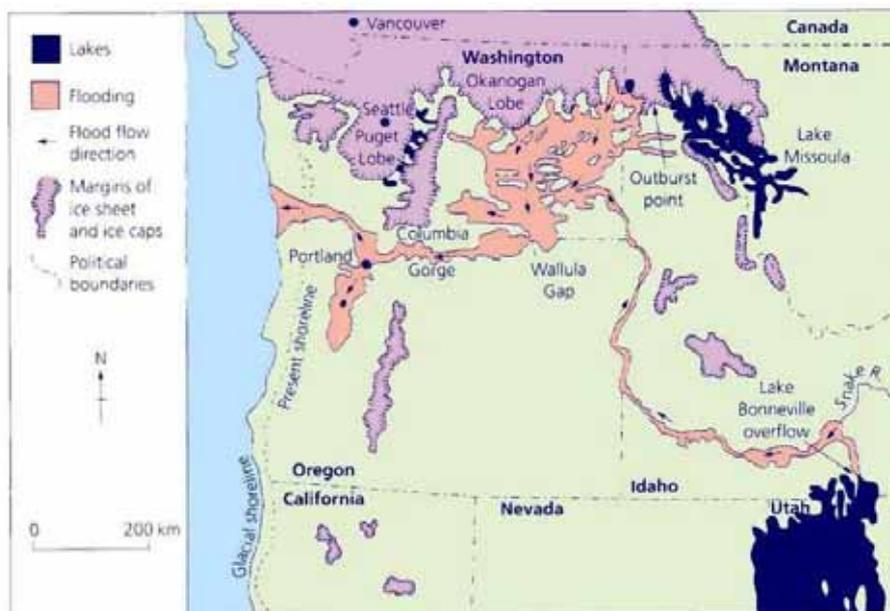


Figura 13.5. Trazado de la descarga catastrófica ocasionada por la rotura de la morena frontal del lago Missoula. De Baker & Bunker 1985.

Otro ejemplo lo encontramos en la rotura del dique natural del Lago Carri-Lauquén (Neuquén, Argentina), ocurrido en la primavera de 1914. Este lago se encuentra en la alta cordillera del norte de Neuquén - sur de Mendoza, en el curso del Río Barrancas, el cual junto con el Río Grande forman el Río Colorado. Groeber (1916) indica que el lago se habría vaciado casi por completo en una sola noche, liberando unos 2.000 millones de m^3 (2 km^3 de agua). Este volumen surge de que la superficie del lago descendió 95 m, reduciéndose en su extensión de 21,5 km a unos 5,6 km. Si esto es cierto, el caudal del Río Colorado podría haber superado en algunos sectores los $25.000 \text{ m}^3/\text{s}$, esto es casi 100 veces su caudal habitual.

La ciclicidad climática y el registro sedimentario

Si las características de las precipitaciones, y por lo tanto la escorrentía superficial, se encuentran ordenadas y jerarquizadas cíclicamente de acuerdo a los ciclos de Milankovich de excentricidad (100.000 años), oblicuidad (41.000 años) y precesión (19000-23000 años), luego no sería extraño que el aporte sedimentario a partir de estas corrientes, en cuencas con alta producción de sedimentos, se encuentre asimismo ordenado en secuencias deposicionales climáticas. Estas secuencias se pueden generar por variaciones cíclicas en el volumen de agua y sedimento aportado a la cuenca a lo largo del tiempo, el que quedaría reflejado como cambios en la eficiencia de las corrientes. El siguiente esquema, propuesto por Mutti *et al.* (1996) para los ciclos Davisianos (ciclos de levantamiento y denudación parcial) puede funcionar asimismo para secuencias climáticas (note que en dicho esquema el nivel del mar no muestra grandes variaciones). En la etapa inicial, la existencia de avenidas fluviales importantes provoca corrientes hiperpícnicas altamente eficientes, las que dan lugar a lóbulos fluvio-turbidíticos (hiperpícnicos) en la parte más profunda de la cuenca. Posteriormente, la

gradual disminución en el volumen de los aportes provoca la progresiva regresión del sistema hacia condiciones de tipo “normales”. De esta manera se puede producir una migración hacia la costa del *onlap*, en condiciones similares a las propuestas por los modelos clásicos de la estratigrafía secuencial.

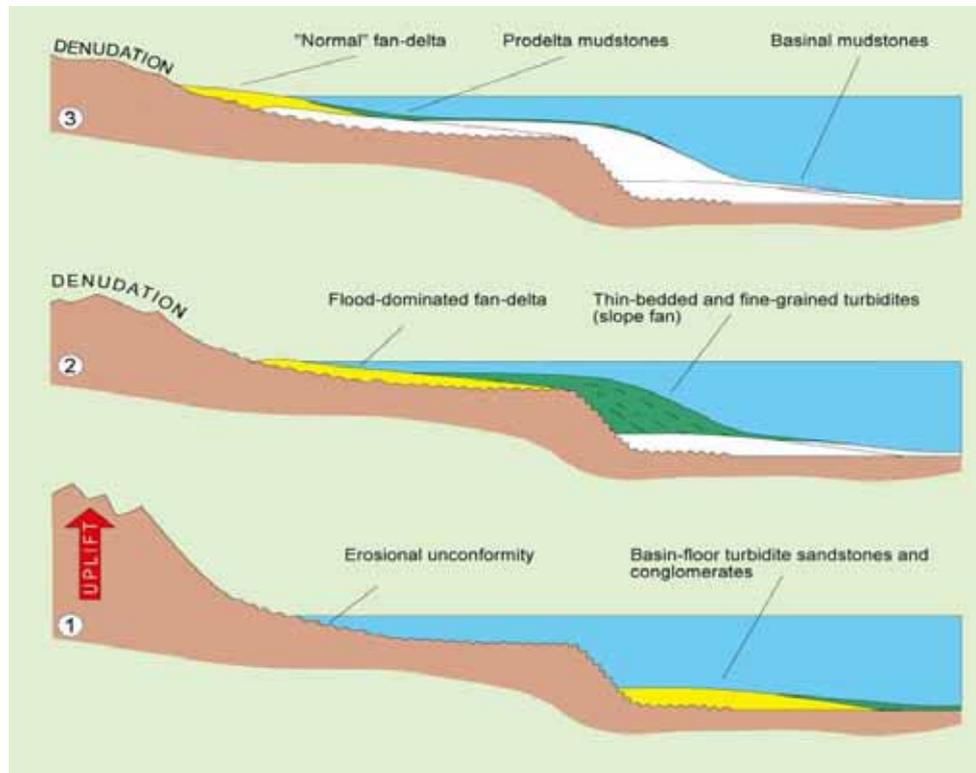


Figura 13.6. Ciclos de levantamiento y denudación y sus consecuencias en la generación de secuencias deposicionales. De Mutti et al. 1996.

Si observamos algún ejemplo de la bibliografía probablemente el concepto pueda ser clarificado de alguna manera. Uno de ellos se refiere al delta del Mississippi, el que ha influenciado a generaciones de geólogos en la interpretación de facies deltaicas. El delta actual es en realidad mucho más pequeño que el delta fósil, que se desarrollara hacia fines del Pleistoceno (durante la transgresión del inicio del interglacial). En la Fig. 13.7 se reproduce la ubicación relativa de ambos sistemas. Perlmutter (1985) y Kolla & Perlmutter (1993) estimaron que la descarga del Mississippi entre los 15 y 12 ka BP alcanzó valores promedio de aprox. 100.000 m³/s, esto es, más de 5 veces el caudal actual. Esto habría resultado en una capacidad de transporte de sedimentos de más de 5 veces la actual (Fig. 13.8).

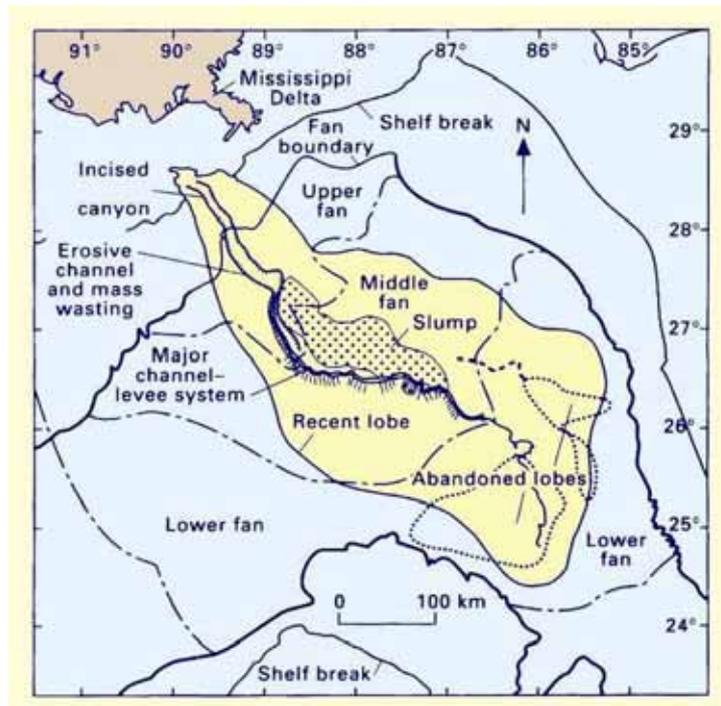


Figura 13.7. Comparación entre las dimensiones del delta actual y el abanico submarino del Mississippi. De Kolla & Perlmutter 1993.

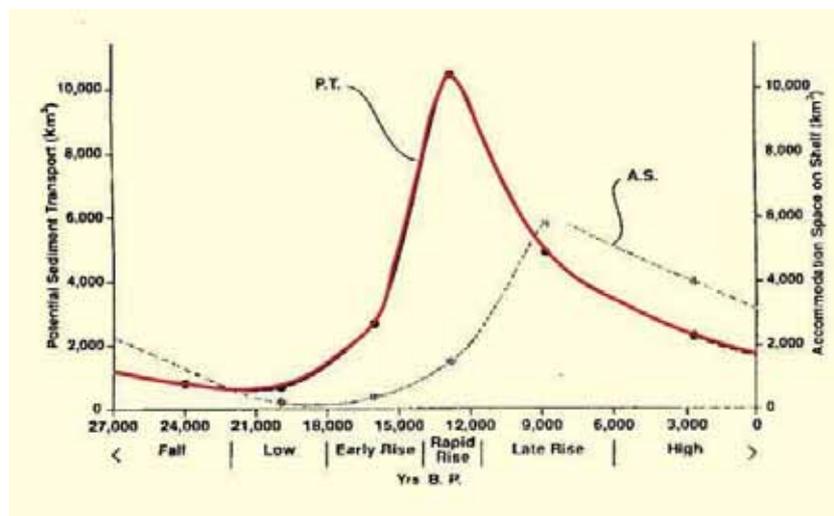


Figura 13.8. Capacidad de transporte de sedimentos (PT) y espacio de acomodación (AS) para la cuenca del Mississippi durante los últimos 27.000 años. De Perlmutter 1985.

14. Algunos conceptos sobre ignición, uniformidad y estacionaridad de las corrientes

Como se explicara brevemente en secciones anteriores, la ignición se refiere a un estado del flujo en el cual la corriente de fondo incorpora por erosión más energía que la que pierde por la fricción. El termino ignición ha sido propuesto por la analogía con la combustión en la necesidad de superar ciertos valores críticos (en el último caso oxígeno, concentración de combustible y temperatura). El caso de la ignición nos sugiere que las corrientes turbidíticas pueden ser no-uniformes, o sea cambiar su velocidad con el tiempo. Las corrientes no-uniformes que desaceleran se denominan *depletive* (término que podría traducirse como “moribundas”), en tanto que aquellas que aceleran con el tiempo acumulativas (o *accumulative*). El paradigma de las turbiditas ha sido siempre el de considerar una corriente altamente discontinua (prácticamente instantánea) con un volumen original limitado que desacelera en el tiempo y espacio, dando lugar al “colapso” de la corriente sobre el fondo, generando secuencias de tipo Bouma (1962) o Lowe (1982).

A diferencia de la uniformidad, la estacionaridad de las corrientes se refiere a los cambios que tienen lugar con el tiempo en un punto dado Fig. 14.1. Una corriente no estacionaria es aquella que en un punto dado experimenta una aceleración (*waxing flow*) seguida por una desaceleración (*waning flow*) (a). Muchas veces la etapa de aceleración no deja registro, por lo que solo tendremos una capa con gradación normal dispuesta sobre base erosiva. Estudios recientes (Kneller y Branney, 1995) indican que las corrientes de turbidez pueden ser alimentadas por corrientes que perduran en el tiempo (*quasi-steady flow*) o casi estacionarias (b) generando capas masivas de gran espesor que no tienen relación alguna con el espesor del flujo hiperpícnico relacionado. En el esquema (c) vemos la trayectoria de una partícula en un flujo no-uniforme (moribundo) y casi-estacionario.

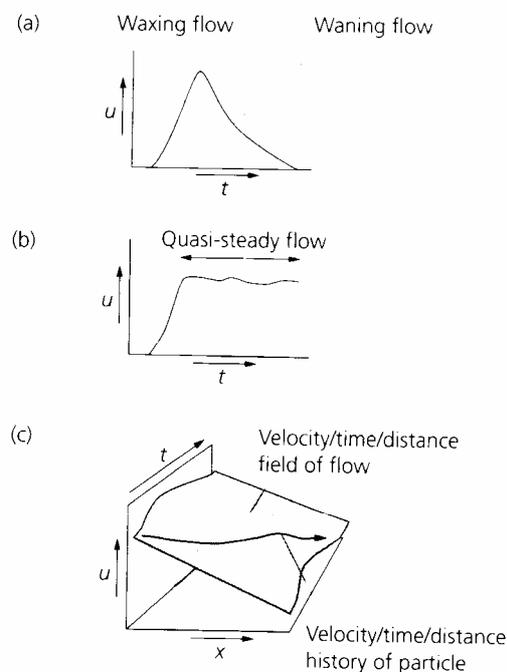


Figura 14.1. Diagramas velocidad/ tiempo para flujos no estacionarios o episódicos (a) y casi estacionarios (b). En c se grafica la trayectoria de una partícula en un flujo no estacionario y moribundo (*depletive*). De Kneller y Branney, 1995

Un ejemplo de flujo estacionario sería el movimiento del aire contra el cuerpo de un observador que se desplace en una motocicleta a velocidad constante. A diferencia de los flujos estacionarios, los flujos casi-estacionarios reflejan pequeñas variaciones en la descarga, las cuales se traducen en cambios en la velocidad o en la tasa de decantación de los sedimentos. Consecuentemente, los flujos casi-estacionarios o pulsantes producen cuerpos sedimentarios bastante complejos (Fig. 14.2).



Figura 14.2. Depósitos de areniscas y areniscas conglomerádicas con variaciones texturales graduales, interpretadas como originadas por flujos hiperpícnicos casi estacionarios (pulsantes). Formación Tordillo, Jurásico de la Cuenca Neuquina, Argentina.

A menudo puede observarse que el depósito relacionado a una única avenida fluvial se compone por capas múltiples, las que al interno pueden registrar aceleraciones y desaceleraciones del flujo (Fig. 14.3, de Zavala et al., en prensa), así como también pasajes graduales entre arenas masivas y laminadas, evidenciando variaciones en la velocidad de decantación de las arenas desde el flujo turbulento.

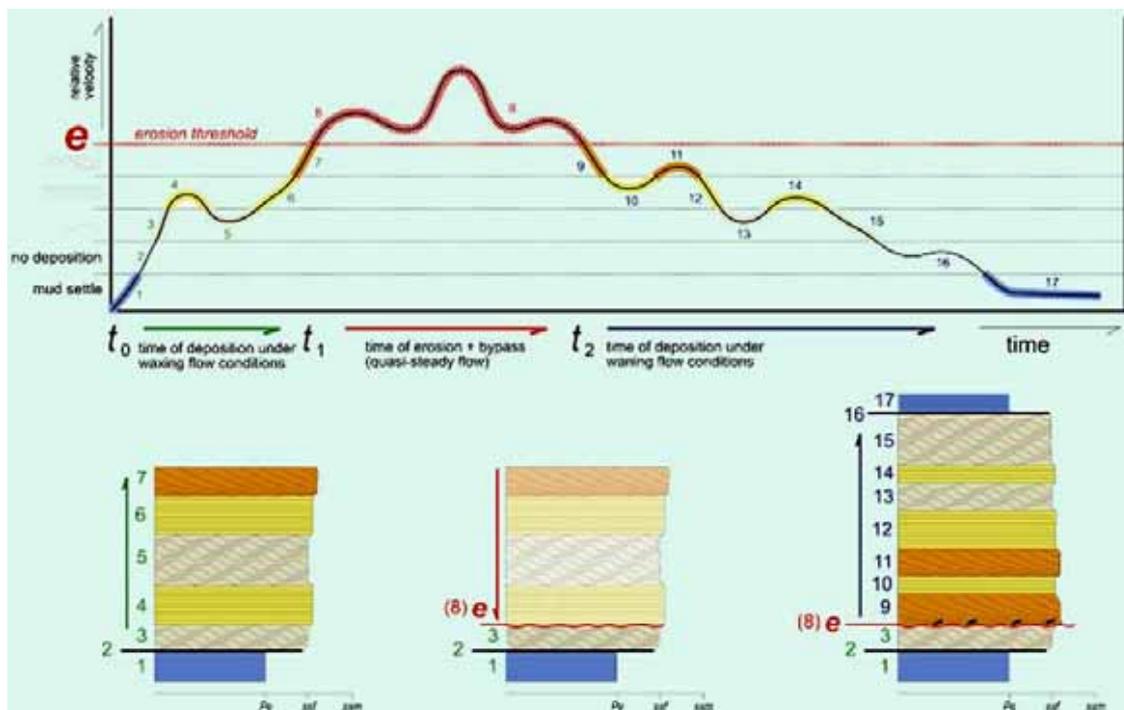


Figura 14.3. Modelo conceptual para la acumulación de areniscas relacionadas a flujos casi estacionarios. De Zavala et al., en prensa.

Volviendo a la ignición, recientemente se han publicado algunos ejemplos que ilustran bastante bien lo antedicho. Uno de ellos se refiere a la turbidita originada en los alrededores de Niza, el 16 de octubre de 1979 (Fig. 14.4, Mulder *et al.*, 1997). Este evento se produjo como consecuencia del colapso de parte del prodelta del río Var, a raíz de las labores de ampliación del aeropuerto. El material inicial que originó la turbidita provino de un “slide” o falla lístrica sedimentaria originada a unos 20 o 30 metros de profundidad afectando principalmente a depósitos flivioglaciarios pleistocenos. De acuerdo al tamaño de las cicatrices resultantes se ha calculado que el volumen original de esta corriente fue de unos 8 millones de m^3 , con una densidad original de unos $1900 \text{ kg}/m^3$. La corriente de turbidez resultante, debido a la ignición, alcanzó un volumen final de depósito de 150 millones de m^3 , con una erosión submarina estimada en más de 140 millones de m^3 , la que sucedió principalmente en los primeros 50 km. Respecto a las velocidades, estas han podido ser estimadas gracias a que la corriente de turbidez durante su viaje cortó dos cables de comunicaciones, resultando en valores máximos de entre 40 y 60 m/s (esto es entre 144 y 216 km/h). Luego de la ignición, el mecanismo de autosuspensión permitió a esta corriente de fondo viajar más de 200 kilómetros.

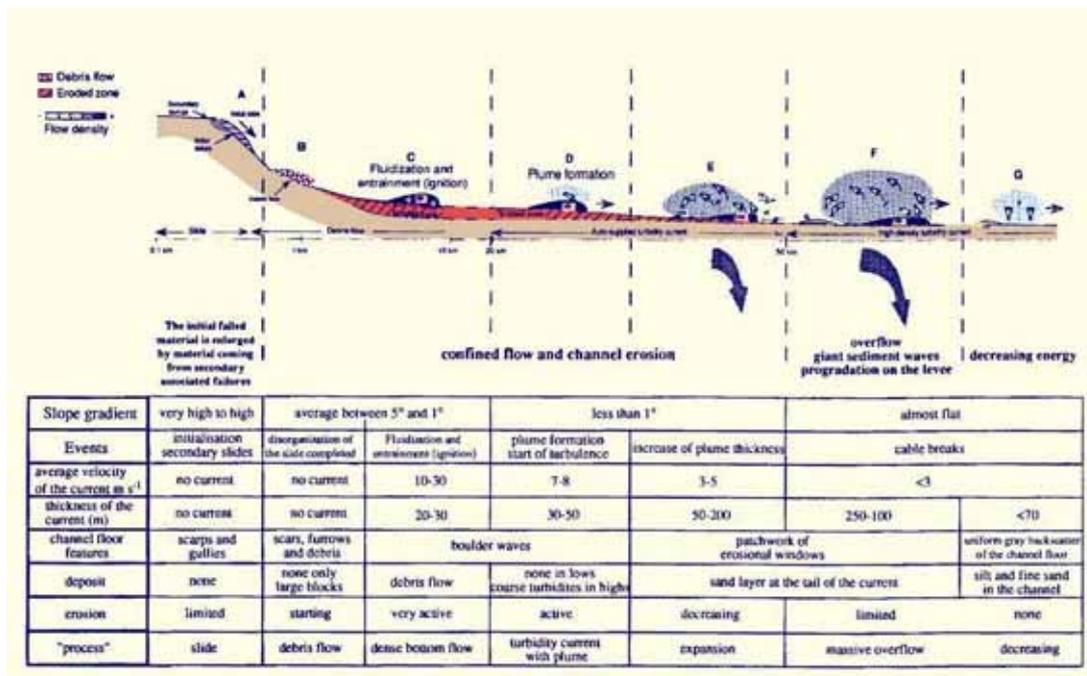


Figura 14.4. Esquema de la evolución de la turbidita de Niza. De Mulder *et al.*, 1997.

Otro ejemplo se refiere a la turbidita de Grand Banks, en Terranova, ocurrida el 18 de noviembre de 1929 (Fig. 14.5, de Piper *et al.*, 1999). Esta turbidita se originó por un *slide* regresivo en el talud debido a un terremoto. De acuerdo a los cálculos efectuados se estima que el volumen original fue mucho menor que el volumen final, estimado en 150 km^3 . La turbidita originada alcanzó velocidades máximas de 19 m/s (aprox. 70 km/h) calculada por la rotura de un cable de comunicaciones. Se estima que la autosuspensión posibilitó que la misma viajara más de 400 km.

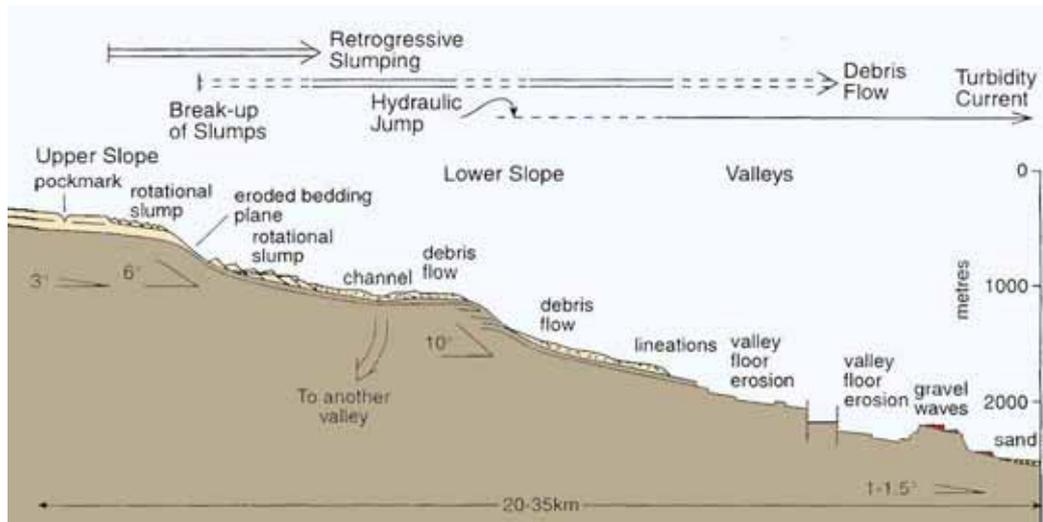


Figura 14.5. Esquema de las transformaciones de flujo ocurridas en los primeros 35 km de la trayectoria de la turbidita del *Canal Bank*, ocurrida en 1929. De Piper *et al.*, 1999.

Lecturas sugeridas

- BRUHN C.H.L. and WALKER, R.G., 1997. Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, Early Eocene Regencia Canyon, Espírito Santo Basin, Brazil. *Sedimentology*, 44 : 17-46.
- COSTA J. E. and SCHUSTER R. L., 1988 - The formation and failure of natural dams. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 100, pp.1054-1068, Boulder.
- FISHER R.V., 1983 - Flow transformation in sediment gravity flows. *Geology*, 11, 273-274.
- GROEBER, P., 1916. Informe sobre las causas que han producido las crecientes del Río Colorado en 1914 (Territorios del Neuquén y La Pampa). Dirección General de Minas y Geología, Boletín 11, Serie B (Geología), pp. 5-29.
- JERVEY, M.T, 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expressions. in C.K. Wilgus *et al.*, eds., *Sea level changes: an integrated approach: SEPM Spec. Publ.* 42: 47-69.
- KOLLA, V. and PERLMUTTER, M.A., 1993. Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi Fan. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77 : 1129-1141.
- MILLIMAN J.D. and SYVITSKI J.P.M., 1992 - Geomorphic/Tectonic control of sediment discharges to the ocean: the importance of small mountain rivers. *Jour. Geol.*, v. 100, pp. 525-544, Chicago.
- MITCHUM, R.M., and J.C. VAN WAGONER, 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70: 131-160.
- MULDER T and SYVITSKI J.P.M. (1995) - Turbidity current generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103, 285-299.
- MULDER, T., SAVOYE, B. and SYVITSKI, J.P.M., 1997. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow : the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact. *Sedimentology*, 44 : 305-326.
- MULDER, T., SYVITSKI, J.P.M. and SKENE, K.I, 1998. Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths. *Journal of Sedimentary Research*, 68 : 124-137.
- MUTTI E. (1992) - Facies con hummocky cross-stratification prodotte da flussi gravitativi in sistemi confinati di fan delta di acque basse (Shelf-type fan deltas). *Società Geologica Italiana*, 76a Riunione Estiva, L'Appennino Settentrionale, 102-105.
- MUTTI E., DAVOLI G. and TINTERRI R. (1994a) - Flood-Related Gravity-Flow Deposits in Fluvial and Fluvio-Deltaic Depositional Systems and their Sequence-Stratigraphic Implications. *Atti della Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference*, Tresp, Spagna, 20-26 giugno 1994, Abs., 131-136.
- MUTTI E., DAVOLI G., MORA S. and PAPANI L. (1994b) - Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. *G.C.S.S.E.P.M. Foundation, 15th Research Conference, Submarine Fans and Turbidite Systems*, 257-268, December 4-7, 1994.

- MUTTI, E., 1990. Relaciones tra stratigrafía secuencial e tetónica. Mem. Soc. Geol. It. 45: 1-29.
- MUTTI, E., G. DAVOLI, R. TINTERRI and C. ZAVALA., 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. Memorie di Scienze Geologiche, Università di Padova, v. 48: 233-291.
- NORMARK W. R. and PIPER D. J., 1991 - Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. SEPM Spec. Publ., n° 46, pp. 207-230, Tulsa.
- NORMARK, W.R., PIPER, D.J.W. and HISCOTT, R.N., 1998. Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the Hueneme and associated submarine fan systems, Santa Monica Basin California. Sedimentology, 45 : 53-70.
- PARKER G., 1982 - Condition for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. Mar. Geol., v. 46, pp. 307-327, Amsterdam.
- PETTS, G. and FOSTER I., 1985. Rivers and landscape. Edward Arnold Publishers Ltd. 274 pp.
- PIERSON T.C. and COSTA J.E. (1987) - A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: COSTA J.E. and WIECZOREK G.F. (Eds.), Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, VII, 1-12.
- PIERSON T.C. and SCOTT K.M. (1985) - Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. Water Resources Research, 21, 1511-1524.
- PIPER, D.J.W., COCHONAT, P. and MORRISON, M.L., 1999. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake : initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. Sedimentology, 46 : 79-97.
- PIPER, D.J.W., HISCOTT, R.N. and NORMARK, W.R., 1999. Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. Sedimentology, 46 : 47-78.
- SCHUMM S.A. (1977) - The fluvial system. John Wiley & Sons, New York, 338 pp.
- SCHUMM S.A. (1981) - Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. In: ETHRIDGE F.G. and FLORES R.M. (Eds.), Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration, S.E.P.M. Spec. Publ., 31, 19-29.
- SCHUMM S.A. and REA D.K., 1995 - Sediment yield from disturbed earth systems. Geology, v. 23, pp. 391-394, Boulder.
- SMITH G.A. (1986) - Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. Geological Society of America Bulletin, 97, 1-10.
- SMITH G.A. and LOWE D.R. (1991) - Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated continuum. In: FISHER R.V. and SMITH G.A. (Eds.), Sedimentation in volcanic settings, S.E.P.M. Special Publication, 45, 59-70.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. and RAHMANIAN V.D. (1990) - Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. A.A.P.G. Methods in Exploration Series 7, 55 pp.
- VERA TORRES, J.A., 1994. Estratigrafía, principios y métodos. Editorial Rueda (Madrid), 806 pp.
- WEIRICH F. (1989) - The generation of turbidity currents by subaerial debris flows, California. Geol. Soc. of Am. Bulletin, 101, 278-291.
- ZAVALA, C., PONCE, J., DRITTANTI, D., ARCURI, M., FREIJE, H., & ASENSIO, M., (2006). Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. Journal of Sedimentary Research. 76, 41-59.

15. Sobre el origen de los sistemas hiperpícnicos “la frontera”

Estudios realizados en numerosos ríos a lo largo de todo el mundo indican que la mayoría de ellos producen periódicamente descargas hiperpícnicas (Milliman & Syvitski 1992; Mulder & Syvitski 1995, Mulder *et al.* 1998). A pesar que hasta el presente importancia de la carga de lecho no ha sido considerada en estos flujos, datos experimentales y estudios de campo revelan la necesidad de nuevos estudios. En el punto 11 se ha propuesto un modelo predictivo de facies, el cual es consistente con numerosas unidades fósiles en estudio (Fig. 15.1).

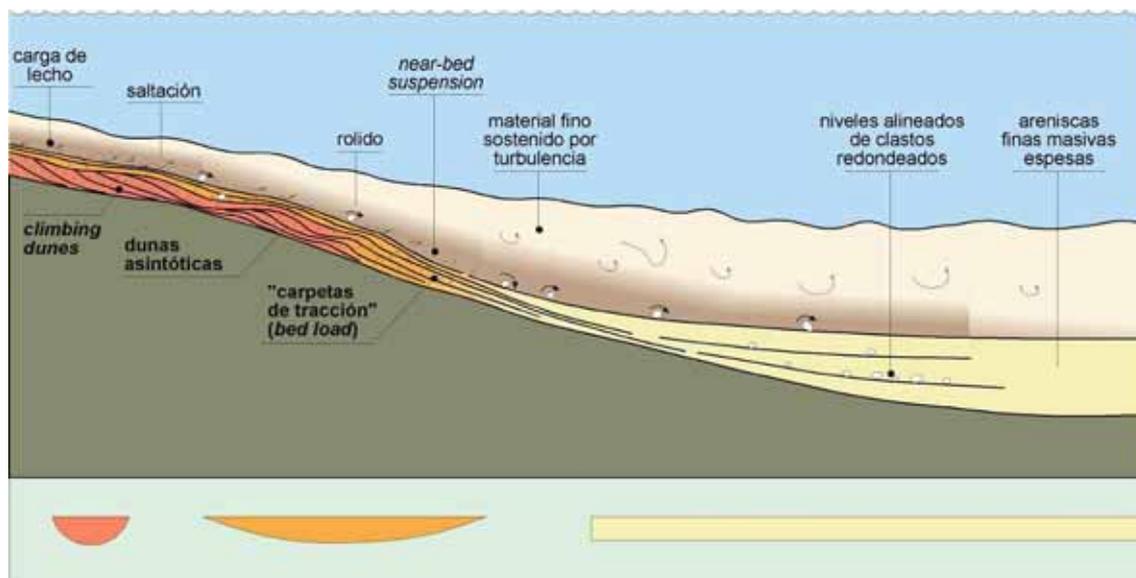


Figura 15.1. Esquema conceptual del arreglo de facies clásticas relacionadas a flujos hiperpícnicos, con carga de lecho asociada. De Zavala, *en preparación*.

Un aspecto sumamente interesante que ocupará seguramente la atención en los próximos años se refiere a la iniciación de los sistemas hiperpícnicos, fundamentalmente a aquellos originados cuando la descarga fluvial en un sistema hipopícnico (o delta “normal”) comienza a superar el umbral para la generación de un flujo de fondo casi estacionario. En el último año, a raíz de observaciones de campo efectuadas en sistemas hiperpícnicos marinos de la Cuenca Neuquina (formaciones Los Molles y Lotena, Jurásico) y en los andes fueguinos (Eoceno), se ha elaborado un modelo evolutivo, el cual surge fundamentalmente de observaciones de depósitos fósiles. Los depósitos en cuestión tienen como característica la presencia fundamentalmente de capas masivas, con clastos de arcilla, las que hacia el techo pasan a niveles con limos laminados (con materiales carbonosos) y pelitas. Uno de los aspectos más llamativos de estas capas es la virtual ausencia de ondulitas de corriente al techo de las capas, más si recordamos que de acuerdo a la secuencia de Bouma, un flujo turbidítico afectado por una desaceleración normal culminaría con estas ondulitas.

El modelo evolutivo en cuestión se sustenta asimismo en datos experimentales (Rimoldi *et al.* 1996) y en observaciones de depósitos recientes (Hesse 2003, Hesse *et al.* 2003).

Consideremos para el mismo una descarga fluvial con un contenido variable en materiales en suspensión (Fig. 15.2)

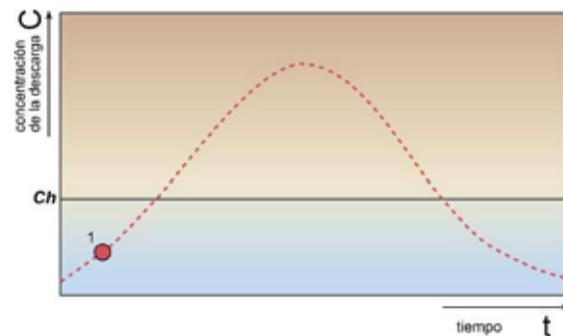


Figura 15.2. Diagrama hipotético de concentración versus tiempo para una descarga fluvial. El valor de C_h se refiere a la concentración de sedimentos requerida para producir un flujo hiperpícnico. En 1, la baja concentración de la descarga produce un flujo hipopícnico.

Al inicio de la descarga, el bajo contenido en materiales en suspensión en el efluente provoca que el mismo se comporte como un sistema hipopícnico (1 en Fig. 15.3). Al aumentar progresivamente la descarga, la densidad del flujo entrante iguala a aquella del agua de mar, por lo cual se transita a condiciones homopícnicas (2 en Fig. 15.3).

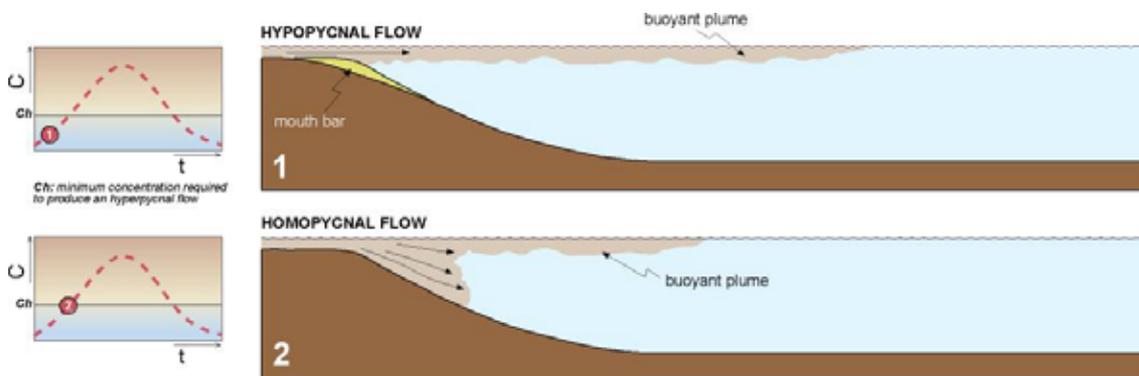


Figura 15.3. La baja densidad de la descarga provoca un flujo hipopícnico (1), con una pluma flotante asociada. En 2, la densidad del flujo entrante iguala a la del agua de mar, generando consecuentemente un flujo homopícnico. De Zavala, *en preparación*.

Con la densidad del flujo entrante en constante aumento (Fig. 15.4), esta ha superado el umbral para producir un flujo hiperpícnico, por lo cual el flujo de fondo comienza su camino cuenca adentro. El hundimiento del flujo entrante tiene dos consecuencias importantes. La primera de ellas es el efecto de succión y supresión de la pluma hipopícnica precedente, por lo cual los materiales finos anteriormente en suspensión (incluyendo materiales carbonosos) son succionados y arrastrados hacia el interior de cuenca, formando parte del flujo hiperpícnico. Una vez succionada la pluma, el efecto de arrastre continua con las aguas superficiales, provocando un efecto de “upwelling” inverso, por lo cual se genera un marcado contraste superficial entre el flujo sucio, cargado de sedimentos, que se hunde, y las aguas limpias, arrastradas por el efecto de la succión (Fig. 15.5). La segunda consecuencia es que el flujo hiperpícnico, con un contenido de agua intersticial más liviana que el agua ambiente (marina) tiene una tendencia a flotar sobre el fondo, una vez que la sedimentación desde el flujo turbulento hace bajar la densidad del flujo por debajo de aquella del agua salada. Este punto, denominado aquí como punto de *lofting* (o *lofting point*), marca el punto de despegue y desaceleración brusca del flujo, por lo cual el flujo denso en avance tiende a ubicarse por debajo de esta nube de menor densidad. La pluma de *lofting*, consecuentemente,

incluye las fracciones granulométricas más finas, y los restos carbonosos y micas si los hubiere, los cuales se expanden de modo mucho más regional y llueven sobre el fondo de modo similar al que lo haría una pluma de prodelta.

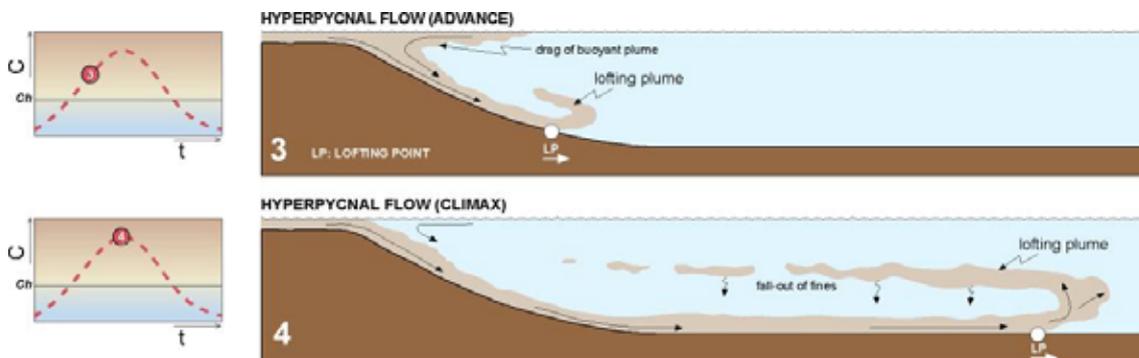


Figura 15.4. La densidad del flujo entrante ha superado a la del agua de mar, consecuentemente el flujo entrante se hunde, arrastrando por succión a la pluma hipopícnica y las aguas superficiales del reservorio. De Zavala, *en preparación*.



Figure 9. The Ruzizi River delta at the northern end of Lake Tanganyika. Note the sharp demarcation between open lake water and the descending Ruzizi underflow.

Figura 15.5. Dos vistas de la desembocadura del río Ruzizi, en el norte del lago Tanganyka. El hundimiento del flujo hiperpícnico y la consecuente succión de las aguas superficiales produce un marcado contraste con una demarcación neta. De Mulder et al. 2003.

Una vez que la densidad del flujo entrante comienza a decaer, el punto de *lofting* comienza a retraerse hacia el continente Figura 15.6. Esta retracción puede ser simple, o presentar recurrencias de avance-retroceso dentro de un flujo de larga duración, generando en consecuencia capas amalgamadas complejas (Fig. 15.7). Estas capas carecen de estructuras tractivas en el techo (como es el caso de los *ripples* o rizaduras)

debido a que el flujo literalmente “despega” del fondo antes de alcanzar la velocidad crítica para la formación de las mismas.

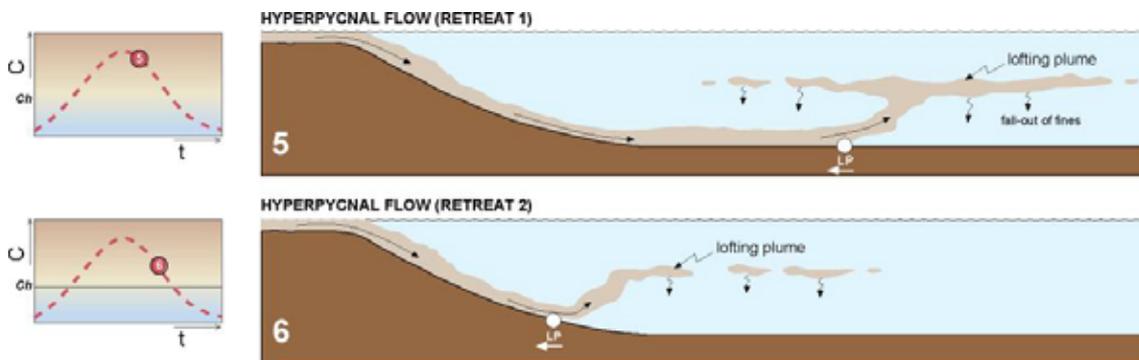


Figura 15.6. La densidad del flujo entrante comienza a descender, por lo cual el punto de *lofting* (LP) comienza a retraerse progresivamente. De Zavala, *en preparación*.

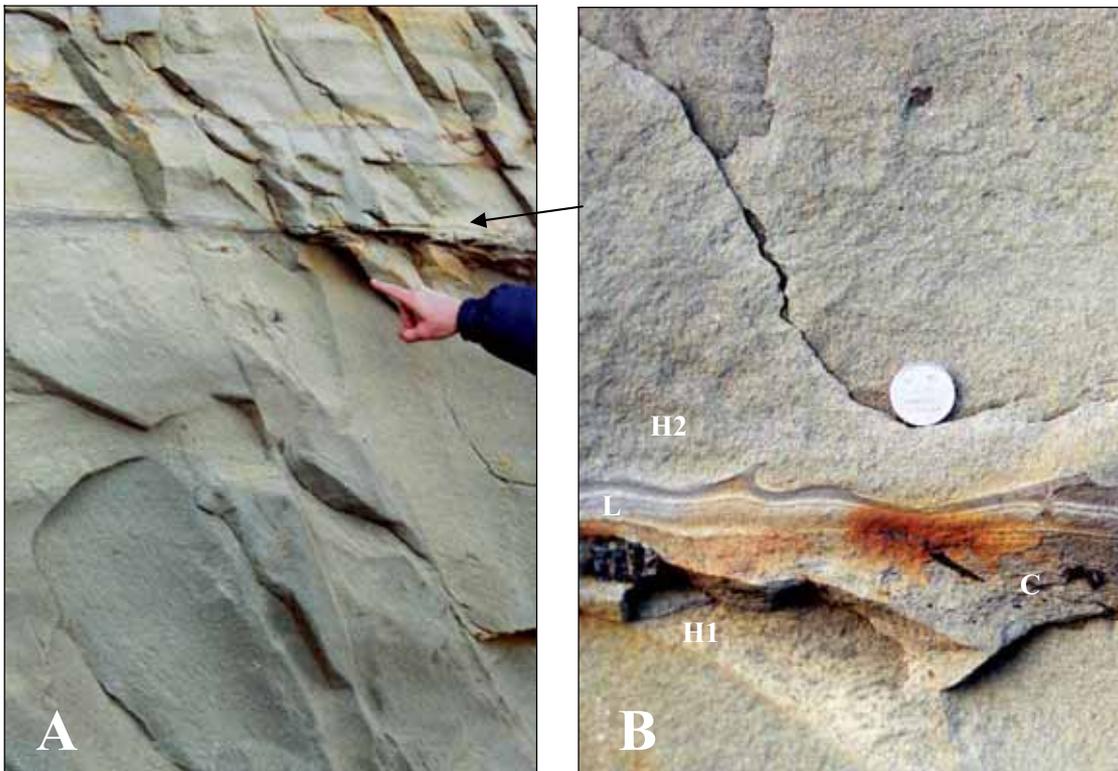


Figura 15.7. A) Vista de capas arenosas masivas, depositadas a partir de flujos hiperpícnicos en un medio marino profundo B) Detalle del contacto entre dos capas masivas (H1 y H2). Note al techo de la capa H1, la presencia de restos carbonosos (C) y laminación de limos (L), acumulados a partir de la pluma de *lofting* en retracción. La base de H2 muestra estructuras de carga, lo cual sugiere que el sistema avanzó nuevamente poco tiempo después, antes de la pérdida del agua intersticial. Este avance se interpreta como una nueva migración cuenca adentro del punto de *lofting*, relacionado a fluctuaciones en la descarga del flujo hiperpícnico. Consecuentemente, ambas capas pertenecerían al mismo evento. Terciario de los Andes Australes. Tierra del Fuego, Argentina. De Zavala, *en preparación*.

En la Figura 15.8 se muestra un esquema de las capas arenosas masivas comunes en varios sistemas hiperpícnicos de la Argentina. La presencia de plumas de *lofting* explicaría la ausencia de estructuras tractivas al techo de las capas gradadas, a la vez que sería característico de sistemas hiperpícnicos en medios marinos.

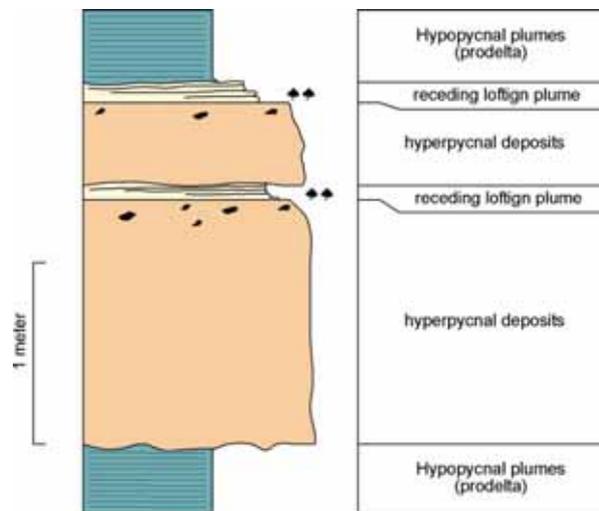


Figura 15.8. Capas arenosas masivas gradadas. De modo característico estas capas carecen de estructuras tractivas en el techo (como rizaduras o ripples) y muestran de modo característico limos y areniscas finas laminadas con restos carbonosos y micáceos. De Zavala, *en preparación*.

Finalmente, cuando la densidad del flujo entrante regresa a los valores (“normales”) el sistema fluvial vuelve a conformar un flujo homopícnico (7) y finalmente, hipopícnico (8) (Fig. 15.9).

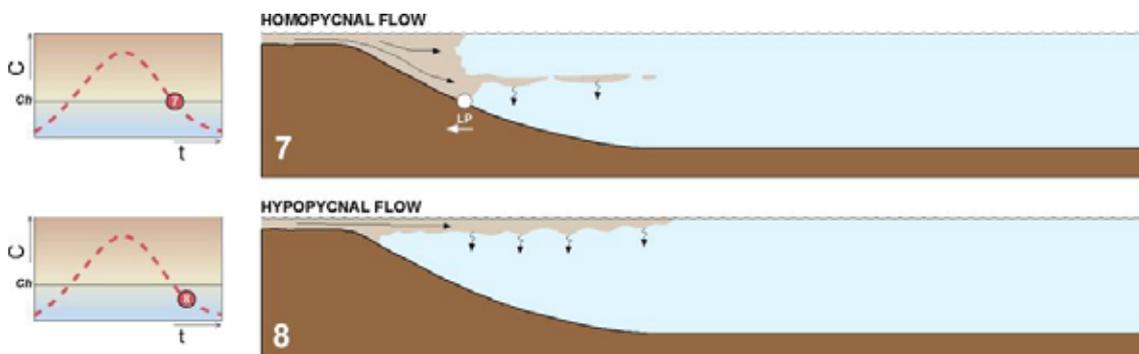


Figura 15.9. La densidad del flujo entrante desciende por debajo de la del agua del reservorio, por lo que la descarga evoluciona a un flujo homopícnico y finalmente hipopícnico. De Zavala, *en preparación*.

Finalmente, en la figura 15.10 se presenta un cuadro de comparación entre depósitos relacionados a flujos episódicos (turbiditas clásicas) y casi estacionarios (hiperpícnitas), adonde se marcan las principales similitudes y diferencias.

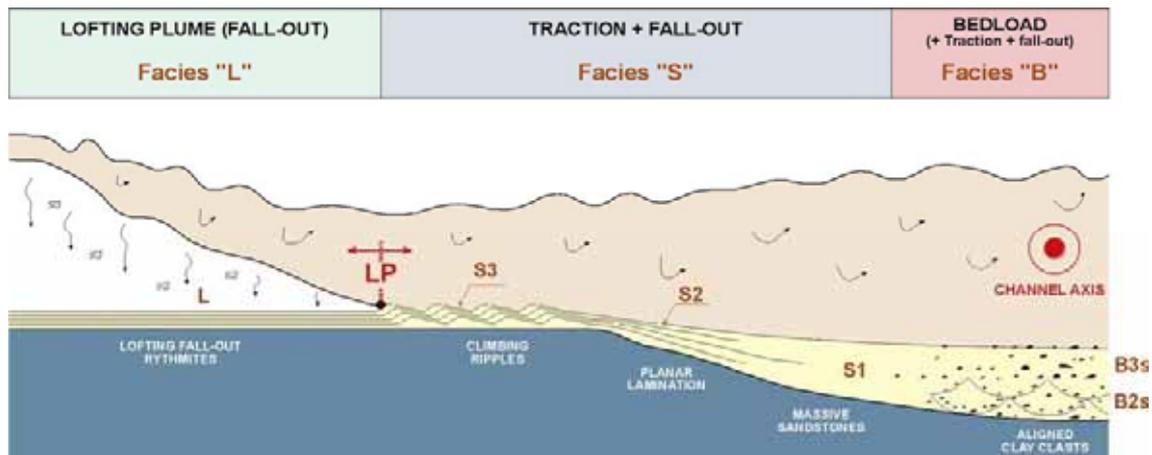


Figura 15.10. Diagrama ejemplificando las relaciones laterales entre depósitos de canal y de orla o *levee*. Note como a consecuencia de los cambios en la velocidad existentes entre el eje y los bordes del canal, los cambios de facies tienden a mostrar en una corta distancia toda la familia de facies esperable en el sistema a lo largo de distancias considerables. Una descripción más detallada de estas facies se brinda en el capítulo 11. LP: punto de *lofting*.

Consecuentemente, el análisis de facies entre el eje y los laterales de depósitos relacionados a canales hiperpícnicos es sumamente importante, ya que permite reconocer y controlar toda la familia de facies clásticas esperables dentro del sistema a lo largo de su extensión longitudinal (Fig. 15.11). Asimismo, el reconocimiento en núcleos de niveles de orla, con facies de tipo L o B3/L permite predecir la existencia de cueros arenosos canalizados en las vecindades, a menudo conectados hidráulicamente.



Figura 15.11. Ejemplo de los cambios laterales de facies entre el eje y los laterales de un canal hiperpícnico. Los cambios graduales de facies son una consecuencia del gradiente de velocidad. Terciario de Tierra del Fuego. Patagonia Argentina.

A modo de corolario, en la figura 15.10 se presenta un cuadro de comparación entre depósitos relacionados a flujos episódicos (turbiditas clásicas) y casi estacionarios (hiperpícnitas), adonde se marcan las principales similitudes y diferencias.

	Turbidita (clásica)	Hiperpicnita
duración del evento	corta (minutos a horas)	larga (horas a días)
reología	flujos supercríticos y subcríticos	flujos subcríticos
	flujos laminares y turbulentos	flujos turbulentos
erosión	principalmente cabeza (cuerpo sub.)	cuerpo (cabeza no erosiva)
depositación	principalmente en la cabeza	principalmente en el cuerpo
carga de lecho	incipiente (F3 y F6)	importante (climbing dunes, HCS anisot. y "CT")
niveles de erosión	separan eventos distintos	no siempre separan eventos distintos
depósito	grano y estrato decreciente	recurrencia de facies (fluctuaciones de flujo)
gradación de facies	normal	normal a uniforme
espesor de capa	relacionado al espesor del flujo	relacionado a la duración del evento
canales	corte y relleno	entrelazados y meandriiformes

Figura 15.10. Cuadro comparativo de las principales características de los depósitos turbidíticos episódicos y casi estacionarios (hiperpicnitas). Zavala en prep.



Foto 1 : Depósito producido por un flujo gravitativo cohesivo. Note la presencia de clastos de grandes dimensiones “flotando” hacia el techo de la capa. Se observa asimismo una base neta, no erosiva. Pleistoceno de Neuquén. Fm Huarenchenque.



Foto 2 : Depósito relacionado a un flujo gravitativo cohesivo. Note la base neta no erosiva y la presencia de clastos dispersos en una matrix de grano fino. Pleistoceno de Neuquén.



Foto3



Foto 4

Fotos 3 y 4 : Depósitos de flujos hiperconcentrados. Note las características masivas y la presencia de clastos “flotando” en una matrix de arena gruesa. Fm. Lajas en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina.



Foto 5 : Depósito de flujos hiperconcentrados. Note la mala selección y la presencia de una matriz de grano grueso.



Foto 6 : Como consecuencia de la dilución de un flujo hiperconcentrado y su transformación en un flujo de menor densidad, las fracciones más gruesas son segregadas a la base como un depósito residual clasto-sostén. Jurásico de Neuquén.



Foto 7 : Conglomerados clasto sostén (facies B1c) transportados como carga de lecho a la base de un flujo turbulento de larga duración Fm Mulichinco, Cretácico de la Cuenca Neuquina.



Foto 8 : Areniscas conglomerádicas con estratificación diagonal de bajo ángulo (facies B2) relacionadas a carga de lecho en flujos hiperpícnicos canalizados. Formación Tordillo.



Foto 9



Foto 10

Fotos 9 y 10: Areniscas finas masivas con clastos de arcilla (*“clay chips”*) dispuestos “flotando” dentro del depósito (facies S1). Estas facies se relacionan a flujos hiperpícnicos casi estacionarios, acumulados mediante una agradación progresiva del fondo. Formaciones Los Molles y Lotena, Cuenca Neuquina, Argentina.



Foto 11 : Estratificación entrecruzada “*hummocky*” isotrópica de gran escala. Aunque algunos autores asocian esta estructura a depósitos de tormenta en el “*shoreface*”, resulta asimismo común a otros ambientes sedimentarios. Depósitos continentales de la Fm Tordillo, Cuenca Neuquina, Argentina.



Foto 12 : Areniscas gruesas con estratificación diagonal vinculada a la migración de dunas asintóticas (facies B2s), relacionada a carga de lecho a la base de un flujo turbulento sobrepasante. Note los abundantes *clay chips* en las láminas frontales. Cretácico de Neuquén.



Foto 13 : Areniscas conglomerádicas con climbing dunes (facies B2) relacionadas a carga de lecho a la base de un flujo turbulento cargado de sedimentos en suspensión. Pleistoceno de Neuquén.

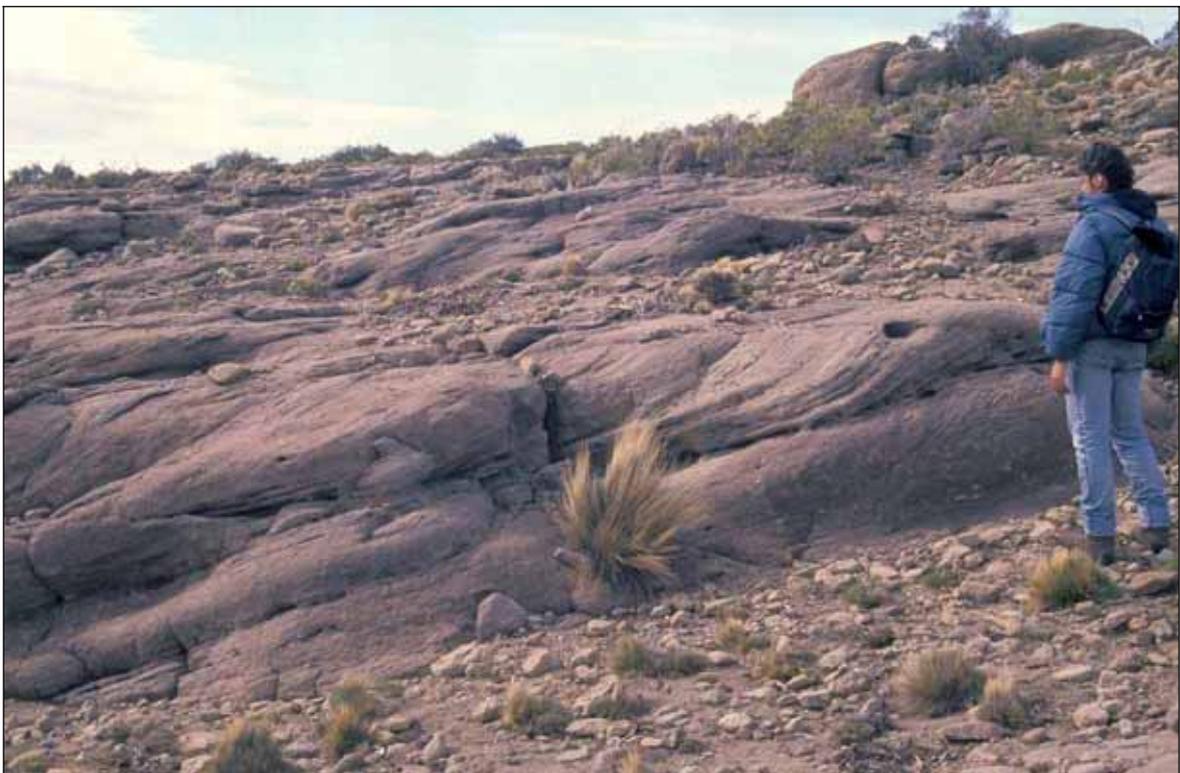


Foto 14 : “climbing dunes” (facies B2) generadas por carga de lecho a la base de un flujo turbulento canalizado. Fm Tordillo. Neuquén..

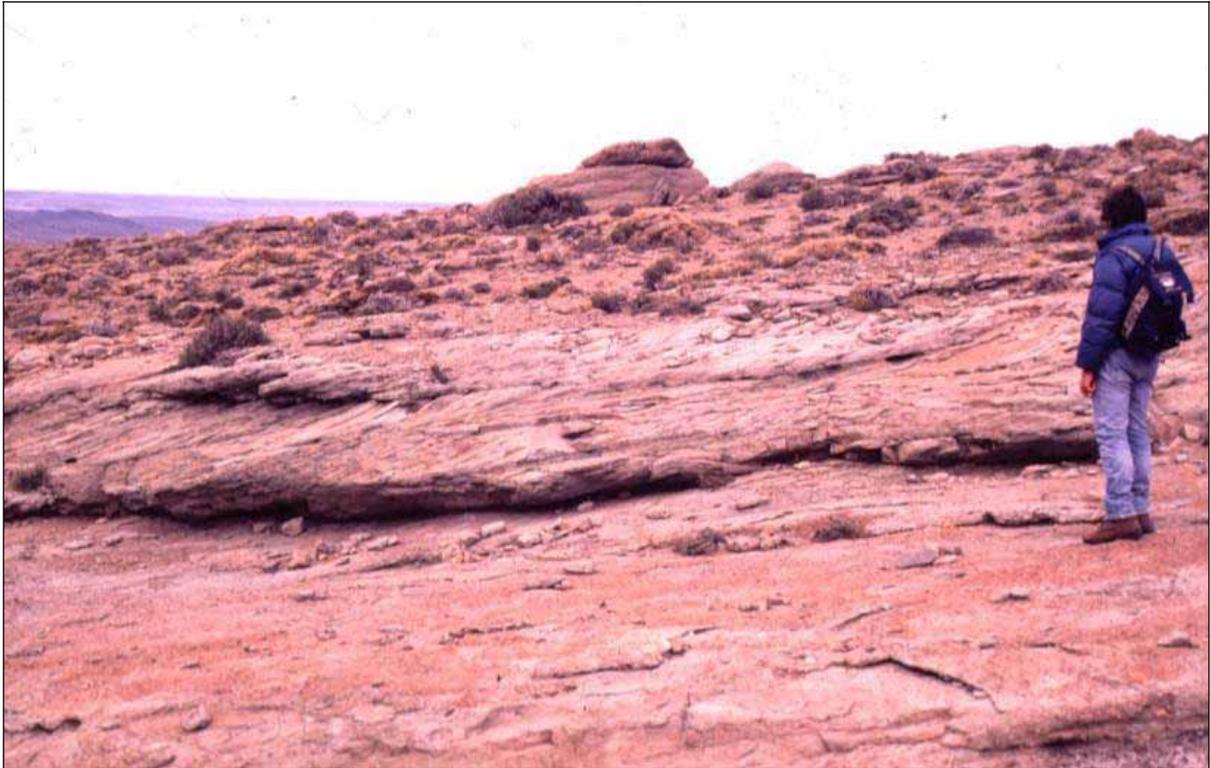


Foto 15 : “*Climbing dunes*” en un contexto similar al mostrada en la foto 14. Probablemente muchas de estas estructuras, comunes en zonas canalizadas de ambientes fluviales fósiles, han sido erróneamente interpretadas como estratificación entrecruzada en artesa.



Foto 16 : Procesos de difusión marina por mareas. La capa inferior se compone por arenas gruesas gradadas con clastos de arcilla interpretadas como depositadas por flujos hiperpínicos (facies S1). Hacia la parte media de la foto se reconoce con base erosiva areniscas con estratificación entrecruzada sigmoidal, diagnósticas de la actividad de las mareas. Formación Mulichinco, Cretácico de Neuquén.



Foto 17



Foto 18

Fotos 17 y 18 : Al igual que en la foto 16, estas fotografías muestran capas arenosas donde intercalan depósitos relacionados a flujos hiperpícnicos con niveles que evidencian actividad de mareas. Estos depósitos se interpretan como lóbulos arenosos de plataforma modificados por procesos de difusión de mareas, durante períodos de baja actividad del sistema fluvial. Formaciones Mulichinco (17) y Lajas (18).

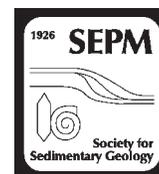


Foto 19



Foto 20

Fotos 19 y 20 : En las mismas se observan depósitos hiperpícnicos modificados por procesos de difusión por olas. Las capas depositadas por flujos hiperpícnicos (facies S1) se reconocen por la presencia de clastos de arcilla y de pequeños clastos flotando en un depósito masivo predominantemente arenoso. Formaciones Mulichinco (19) y Agrio (20).



ANCIENT LACUSTRINE HYPERPYCNITES: A DEPOSITIONAL MODEL FROM A CASE STUDY IN THE RAYOSO FORMATION (CRETACEOUS) OF WEST-CENTRAL ARGENTINA

CARLOS ZAVALA,^{1,2} JUAN JOSÉ PONCE,² MARIANO ARCURI,² DANIEL DRITTANTI,¹ HUGO FREIJE,²
AND MARCOS ASENSIO²

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina

²Instituto Argentino de Oceanografía, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Camino de La Carrindanga 7.5 km, 8000 Bahía Blanca, Argentina
e-mail: czavala@criba.edu.ar

ABSTRACT: Hyperpycnal flows originate when sediment-laden fluvial discharges enter standing, lower-density water. Because of their excess density, the flows plunge near the river mouth and continue to travel basinward as a quasi-steady and fully turbulent underflow. The related deposits are hyperpycnites, and constitute a particular type of turbidite with poorly known facies and facies tracts. Although hyperpycnal flows seem to be quite common in present times, their occurrence in fossil strata is poorly documented. This paper addresses the characteristics and depositional processes of shallow lacustrine sandy hyperpycnites, on the basis of the field analysis of well-exposed Lower Cretaceous strata (Rayoso Formation) in the Neuquén Basin of west-central Argentina. The Rayoso Formation is composed of clastic (and minor evaporitic) red beds up to 1200 m thick, deposited in a shallow perennial lake of variable salinity affected by long-lived hyperpycnal flows. Main clastic facies are composed of fine-grained sandstones with climbing ripples and plane beds. Other common sandstone facies include massive beds and low-angle cross stratification. Most sandstone facies are related to traction plus fallout processes, and often show a vertical fluctuation between sedimentary facies originated under different traction-plus-fallout conditions within single beds. These fluctuations are interpreted to be evidence of deposition from flow fluctuations in sustained hyperpycnal flows. Most beds internally show the existence of three depositional phases, *acceleration (AP)*, *erosion plus bypass (EP)*, and *deceleration (DP)*, which record the complete evolution of a single long-lived hyperpycnal flow at a fixed point. Additionally, the depositional evolution of a single long-lived hyperpycnal flow with distance records initially the progressive basinward migration of the AP and EP phases, and finally an overall deposition under the DP phase both in proximal and distal areas. This evolution provides an adequate explanation for the basinward extension of channelized features, and for the occurrence of fine-grained sandstones with climbing ripples both in proximal and distal positions within the same hyperpycnal system. Consequently, facies analysis derived from application of the Bouma sequence is not valid for deposits of quasi-steady hyperpycnal flows.

INTRODUCTION

First recognized by Forel (1892) in Lake Geneva, sedimentation related to hyperpycnal flows in lacustrine and shallow marine environments has recently received increasing attention (Mulder and Syvitski 1995; Mutti et al. 1996; Mulder et al. 1998; Mutti et al. 2000; Mulder and Alexander 2001a, 2001 b; Alexander and Mulder 2002; Mellere et al. 2002; Mulder et al. 2003; Gani 2004; Plink-Björklund and Steel 2004). Hyperpycnal flows are formed when a sediment-laden fluvial discharge enters a standing body of water, mainly during a flood (Mulder and Syvitski 1995). If the excess density provided by the suspended load results in a flow with a bulk density greater than that of the reservoir, the flow will plunge (Bates 1953; Mutti et al. 1996) generating a subaqueous extension of the fluvial channel, and basinward delivery of a huge volume of sediment. Although direct fluvial discharge has been proposed as a valid triggering mechanism for surging (episodic) turbidity flows (Normark and Piper 1991; Mutti et al. 1996; Mutti et al. 1999; Stow and Mayall 2000), hyperpycnal flows are often characterized by long-lived and sustained discharges, with facies and facies associations which depart significantly from classical models (Alexander and Mulder 2002). Even if hyperpycnal flows seem to be quite common at the mouths of most contemporaneous

ivers (cf. Forel 1892; Mulder and Syvitski 1995; Kineke et al. 2000; Johnson et al. 2001; Mulder et al. 2001), their occurrence in ancient deposits has been poorly documented in literature (Alexander and Mulder 2002; Mellere et al. 2002; Mutti et al. 2003; Plink-Björklund and Steel 2004).

Hyperpycnal flows are fully turbulent flows, and their deposits are a special kind of turbidite called hyperpycnites (Mulder et al. 2003). In the present paper the term “turbidity bed” refers to a specific depositional process, not always related to deep-marine turbidite systems.

A hyperpycnal system could be defined as the subaqueous extension of the fluvial system originated by hyperpycnal fluvial discharges. Consequently, their deposits and depositional features could resemble some common characteristics of both fluvial and turbidite deposits.

Because the generation of a hyperpycnal flow is related to the density contrast between the incoming flow and the receiving water body, lacustrine systems seem to be the most susceptible to receive periodic fluvial-derived underflows because of the relative lower density of fresh water bodies (Bates 1953; Mulder and Alexander 2001a; Alexander and Mulder 2002). For most geologists, the existence of deposits displaying channelized clastic bodies (often filled with sandstone and conglomerate)

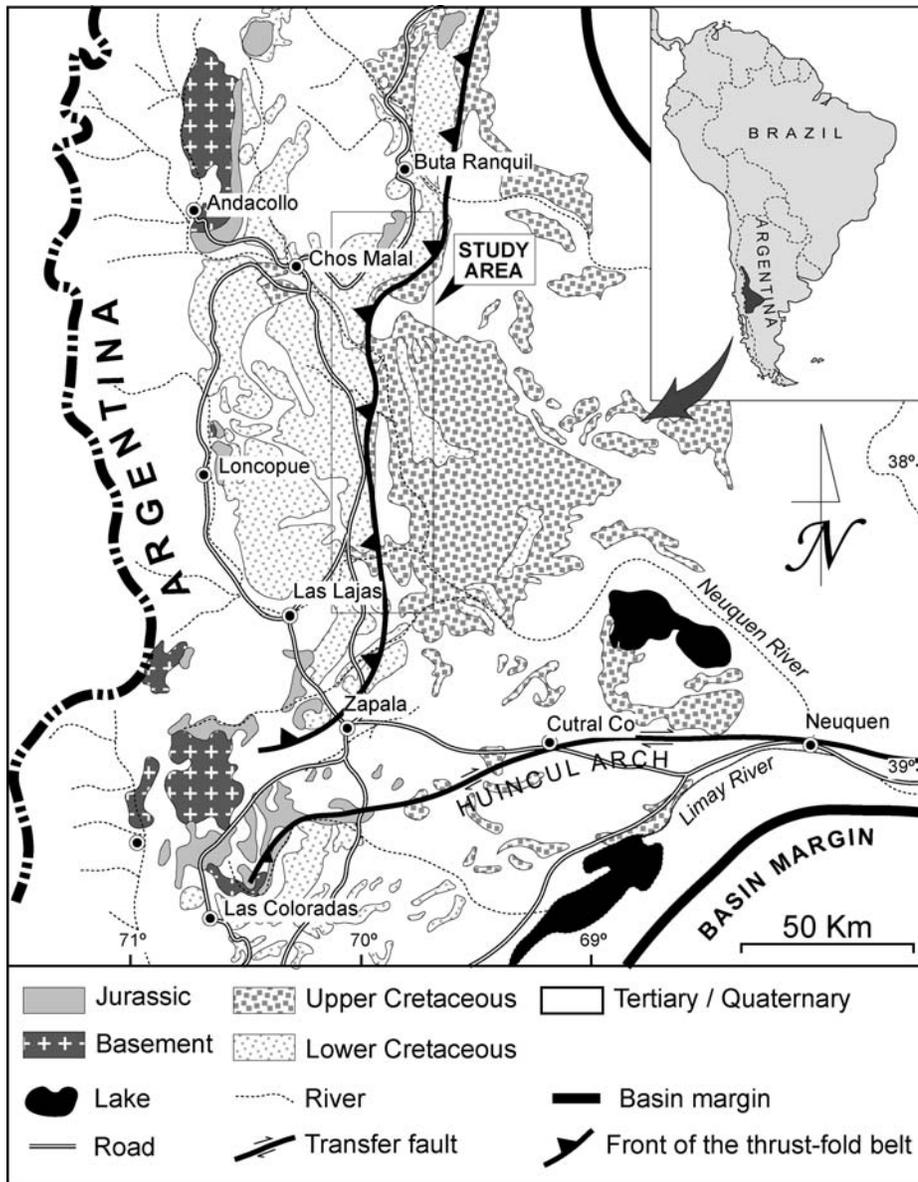


FIG. 1.—Simplified geologic map of the Neuquén Basin in west-central Argentina. The studied area is located close to the buried frontal thrust belt, where the best exposures of the Rayoso Formation are located. Modified after Gulisano and Gutierrez Pleimling (1995).

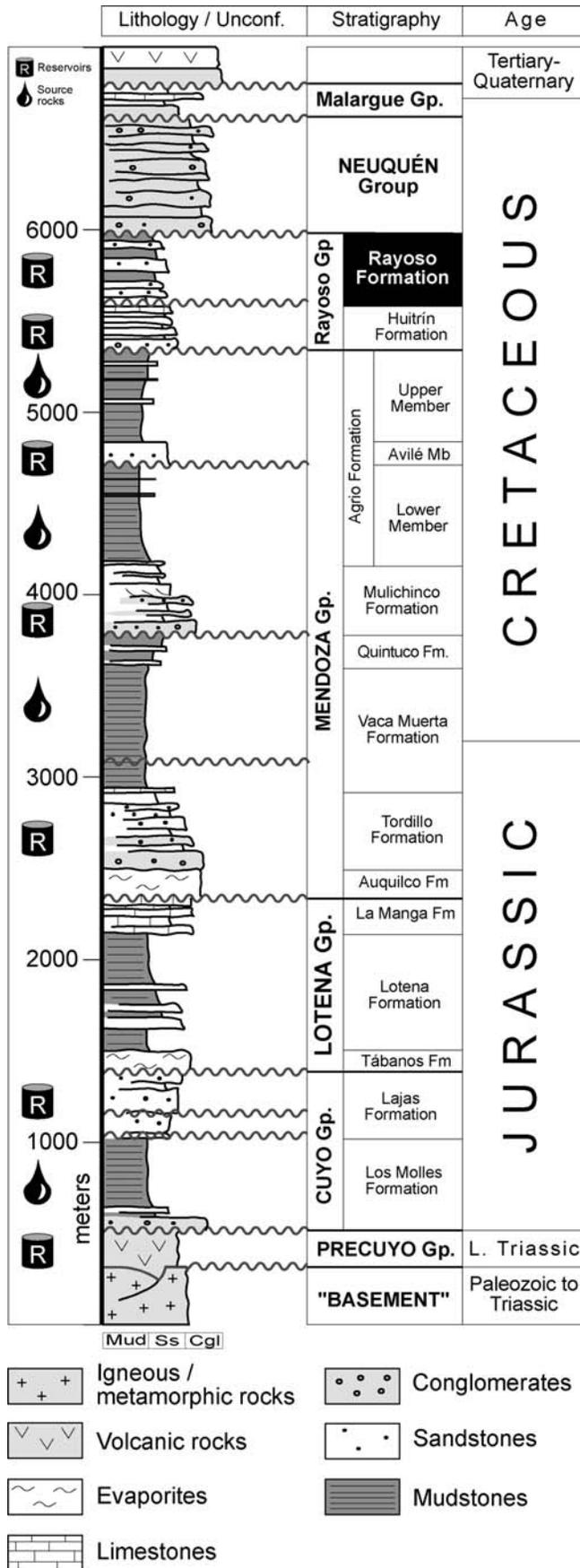
associated with reddish mudstone suggests a subaerial fluvial origin. Controversially, although both experimental studies and observations from modern environments (Dott 1963; Giovanoli 1990; Twichell et al. 2005) support the common occurrence of channels in subaqueous lacustrine systems, the related deposits have been poorly documented in literature for ancient successions. It is possible that many ancient hyperpycnites have been misinterpreted in the past as fluvial deposits (Mutti et al. 1996; Mutti et al. 2000), thus requiring further studies.

This paper focuses on the analysis and discussion of sedimentary structures, facies, and depositional features which are typical of hyperpycnal deposits, with special reference to the Cretaceous Rayoso Formation that crops out in west-central Argentina (Neuquén Basin). The Rayoso Formation is composed of a mainly clastic succession up to 1200 m thick with an areal distribution that exceeds $6 \times 10^4 \text{ km}^2$. These strata are characterized mainly by fine- to medium-grained sandstones, mudstones, and minor carbonates and evaporites deposited in a shallow perennial lake. To the best of our knowledge, this paper describes for the first time ancient lacustrine hyperpycnites from an outcrop perspective.

In recent years, the increasing petroleum production from clastic bodies of the Rayoso Formation provided new frontiers for hydrocarbon exploration and development in the Neuquén Basin, because of the relatively shallow occurrence of the reservoirs and overall good petrophysical properties. Nevertheless, commercial production from these strata requires the application of sophisticated production strategies, which necessitate a comprehensive and precise understanding of the three-dimensional characteristics of clastic bodies. This has recently encouraged new efforts to develop geological models of the unit (Zavala et al. 2001; Ponce et al. 2002), accompanied by a general revision of its stratigraphy. The recent advances in the understanding of depositional processes of clastic units affected by relatively long-lived hyperpycnal flows provide new tools for the stratigraphic analysis and understanding of facies changes and internal geometry of related depositional bodies.

GEOLOGICAL SETTING

Located in the Southern Andes, the Neuquén Basin is the main oil-bearing basin of Argentina (Fig. 1). The Neuquén basin is a triangular-



shaped basin covering more than 160,000 km², and it corresponds to the southern end of a series of marine sedimentary basins developed close to the western margin of Gondwana during the Mesozoic (Fig. 1). The origin of the Neuquén Basin is related to the convergence of the South American lithospheric plate with the southern segment of the Nazca-Pacific Plate (Hogg 1993). This basin has been interpreted as a back-arc basin, with an origin related to the thermal-tectonic collapse of the continental crust behind a stationary magmatic arc during the Late Triassic (Mpodozis and Ramos 1989; Vergani et al. 1995). The basin fill records at least 220 Ma of basin subsidence, and consists of an Upper Triassic-Cenozoic siliciclastic (and minor carbonatic) succession that is at least 7000 m thick (Fig. 2). Deposits are mostly shallow marine in origin, and related to a prolonged connection with the Paleo-pacific Ocean. Nevertheless, the marine influence was interrupted several times by short periods according to sea-level variations (Mutti et al. 1994). These periods of marine disconnection are usually characterized by regional unconformities that display in places some angularity evidencing also a tectonic overprint. Accommodation space increased progressively above the basal unconformity, resulting in the accumulation of a transgressive succession consisting of continental and marine deposits. During the accumulation of this succession, three main depositional stages can be recognized (Zavala and González 2001): The first stage (Late Triassic-Early Jurassic) is syn-rift, characterized by deposition of volcanic and volcanoclastic materials (Precuyo Group) along with half-graben depocenters (Gulisan 1981). The second stage (Early-Late Jurassic) is represented by a mainly clastic prograding marine to continental succession (Cuyo and Lotena groups), deposited over a tectonically induced irregular relief. The third stage (Late Jurassic-Late Cretaceous) is a marine to continental succession up to 6 km thick (Mendoza, Rayoso, and Neuquén groups). These deposits have the most extensive geographical occurrence in the basin, and their thickness changes regularly. Additional information on the Neuquén Basin can be found in Hogg (1993) and Vergani et al. (1995).

The marine influence from the Pacific Ocean started in the Early Jurassic, and extended more or less continuously until the late Early Cretaceous, when the basin was definitively disconnected. As a consequence, a thick succession of continental deposits accumulated, starting with fine-grained red beds of the Rayoso Formation (Groeber 1946, 1953; Herrero Ducloux 1946). This unit is composed of a succession, up to 1200 m thick, of fine sandstones, red mudstones, and minor evaporites, distributed over 6×10^4 km² (Zollner and Amos 1973; Uliana et al. 1975a, 1975b; Legarreta 1985; Ramos 1981).

The Rayoso Formation sharply overlies the calcareous strata of the Huitrín Formation, and it is unconformably covered by coarse-grained continental red beds of the Neuquén Group (Fig. 2). Earlier works suggested for the unit an origin related to ephemeral fluvial systems with large associated floodplains (Uliana et al. 1975b), while others (Legarreta 1985) recognized high-sinuosity channels within tidally influenced mudflats. More recently Zavala et al. (2001) and Ponce et al. (2002) discussed the stratigraphy and depositional model of the Rayoso Formation, and concluded that the unit most likely accumulated in a shallow perennial lake of variable salinity affected by long-lived hyperpycnal flows. Recent studies on paleontology and biostratigraphy strongly support a lacustrine origin of the Rayoso Formation. The succession displays an association of charophytes, nonmarine ostracods, small dinoflagellates, and hypohaline foraminifers, which are indicative of a lacustrine environment (Musacchio and Vallati 2000). In addition, the widespread occurrence of stromatolites suggests shallow-water conditions, with almost the entire water body being in the photic zone.

FIG. 2.—Schematic stratigraphic column of the Neuquén Basin with indication of the main hydrocarbon source and reservoir rocks. The stratigraphic position of the Lower Cretaceous Rayoso Formation is indicated.

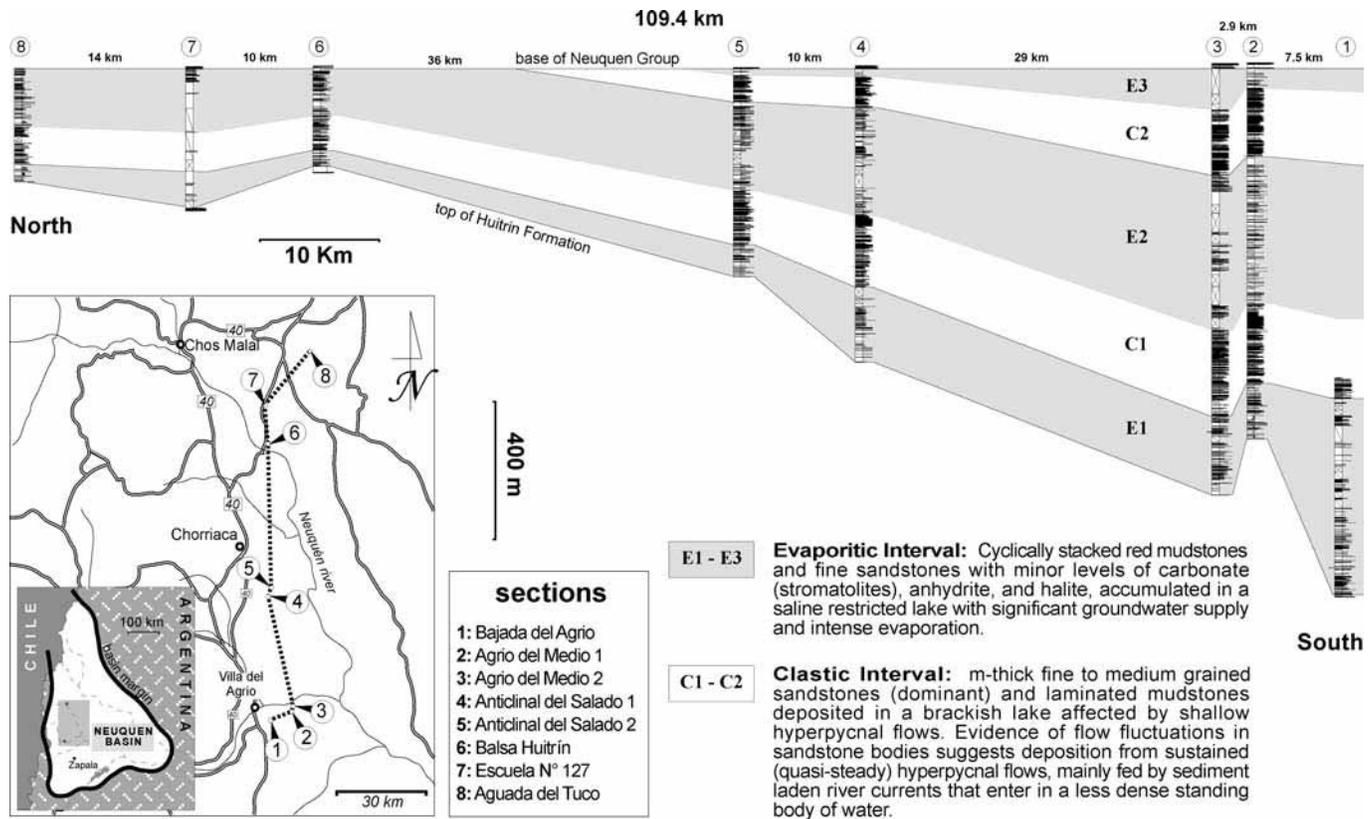


FIG. 3.—Regional cross section of the Rayoso Formation across 109.4 km, referenced to the base of the Neuquén Group. Three evaporitic and two clastic intervals can be observed. Note also the large scale truncation of upper intervals towards the north.

FACIES ANALYSIS AND DEPOSITIONAL MODEL

The existence of excellent and laterally continuous exposures of the Rayoso Formation allowed a detailed and extensive field investigation aimed at the understanding of facies and stratigraphy. Nine detailed stratigraphic sections of the whole succession were measured and correlated (Fig. 3) using conventional and photostratigraphic tools. A complete simplified section of the unit is shown in Figure 4A. Detailed description of field exposures permitted the discrimination of 14 clastic and evaporitic facies (outlined in Table 1). Clastic facies are dominantly fine-grained (mostly finer than medium sandstone), with little variation through the whole studied area. No coeval coarse-grained sandstone or conglomerate facies have been identified. The main clastic facies is fine-grained sandstone with climbing ripples (facies Scr, Figs. 5E, 6B, C), which is widely distributed as tabular and channelized bodies. Other common facies include laminated (facies Sl, 5D, E, 6C) and massive sandstone beds (facies Sm, Figs. 5A, D). Laminated sandstones are common in tabular and irregular bodies, while massive sandstones are more frequent filling erosional depressions. Strata with low angle cross-stratification (facies Scs, Fig. 5A, B) are common in channel fills often displaying abundant mud clasts at the lower lee side. Isotropic hummocky cross-stratification (HCS) facies (facies Shi, Fig. 5C) have a minor significance and generally appear in tabular bodies.

Climbing ripples are depositional structures commonly developed in subaqueous environments, and they are related to traction-plus-fallout processes (Jopling and Walker 1968) generated by a turbulent flow with high suspended load (Mulder and Alexander 2001a). Recently, this structure has been considered as a major sedimentary feature in hyperpycnal turbidites, because it represents the steady migration of sedimentary bedforms while sediment supply is maintained and sedimen-

tation rate is significant (Mulder and Alexander 2001a; Mulder et al. 2003). As noted by Sanders (1965), climbing ripples often pass laterally into laminated sandstones. Theoretical and experimental studies support the existence of plane-bed conditions also related to traction-plus-fallout processes (Banerjee 1977; Arnott and Hand 1989; Allen 1991; Baas 2004), at flow velocities greater than those required for development of climbing ripples. Additionally, these studies indicate that lamination can be suppressed with high rates of sediment fallout, resulting in the deposition of a massive interval analogous to the Bouma Ta division.

Sandstones with low-angle cross-stratification (facies Scs) compose laminasets ranging from 0.5 to 2 m thick, and display tangentially downlapping foresets. This facies occur filling shallow erosional scours located proximal to the main channel axis, often having abundant clay clasts in the lower foresets. Field relationships show that these facies grade basinward into laminated to massive sandstones, thus suggesting conditions of higher shear stress required for its origin. Facies Scs is interpreted as deposited by the migration of low-relief dunes at the base of an overpassing turbulent flow. The low-angle foreset dipping less than 15° and its almost convex-up shape suggest deposition from a quasi-steady flow with high suspended load (Midgaard 1996). These dunes and the resulting stratification resemble those generated by Leclair (2002) in a series of flume experiments with an aggradation rate up to 0.014 mm s^{-1} . Leclair (2002) states that flow conditions and sand content used during the experiments allowed both bedload and suspended-load sediment transport. The presence of rounded clay clasts in facies Scs is here related to bedload transport at the base of a long-lived hyperpycnal flow.

Another group of clastic facies includes sandstones related to eolian environments. Eolian facies constitute a minor component in the succession, and generally occur at marginal paleogeographic positions in

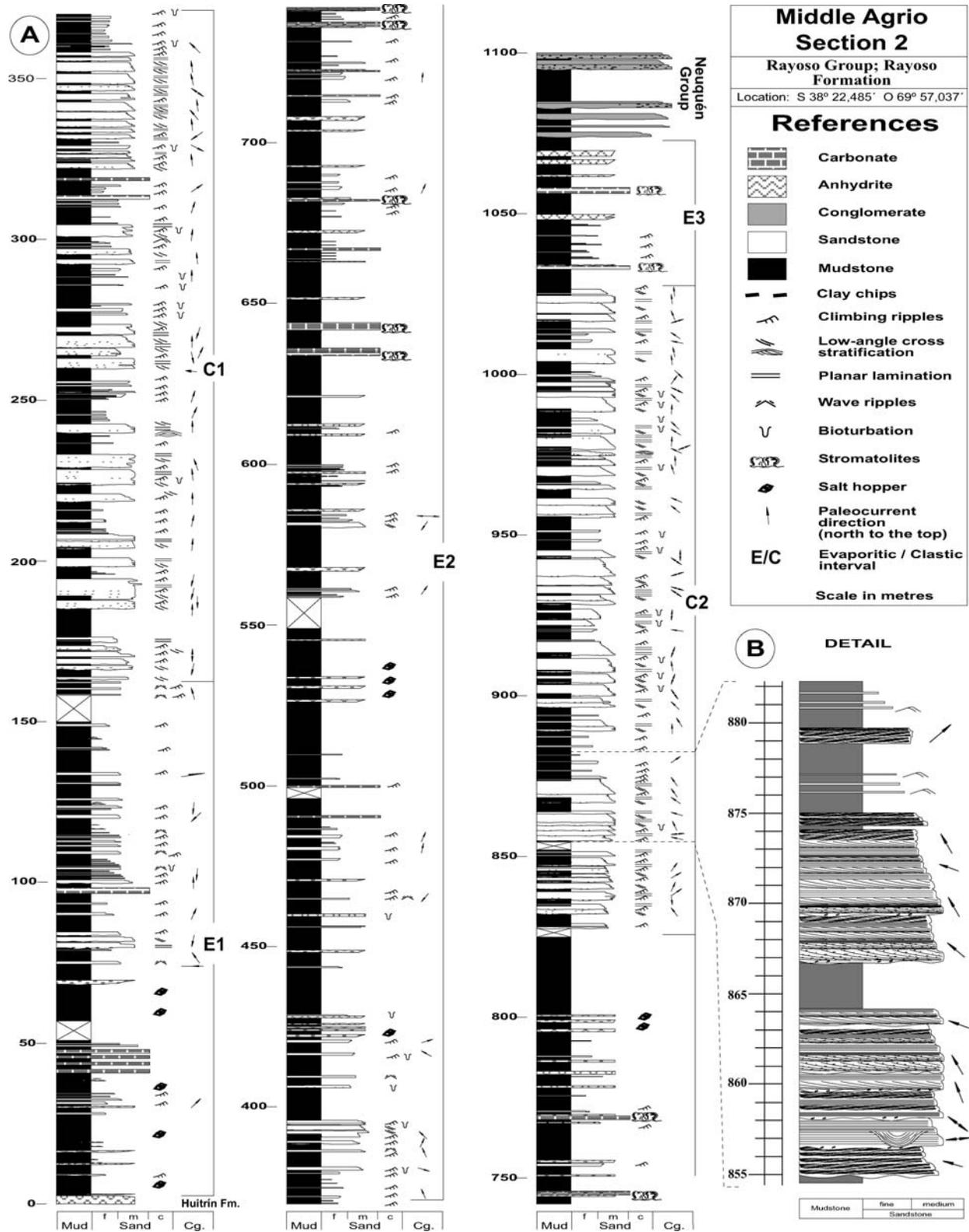


FIG. 4.—A) Measured section of the Rayoso Formation at the Agrio del Medio locality (section 2 in Figure 3) showing three evaporitic and two clastic intervals. B) Detail of two sandstone bodies of the second clastic interval showing facies recurrence due to flow fluctuations.

TABLE 1.—Main characteristics of clastic, carbonate, and evaporitic facies recognized in the Rayoso Formation. The relative abundance of each facies in clastic and evaporitic intervals is indicated with C (common), R (rare), and A (absent).

Facies	Lithology	Sedimentary Structures	Geometry	Origin	Thickness range (m)	Clastic interval	Evaporitic interval
Sm	Fine to medium grained sandstones with clay chips.	Massive.	Tabular to lenticular bodies.	Traction plus fallout from quasi-steady turbulent flows.	0.6–4	C	A
Scs	Fine to medium grained sandstones with clay chips.	Low-angle cross stratification.	Tabular to lenticular bodies.	Unidirectional confined flow with high suspended load.	0.5–2	C	A
Shi	Fine to medium grained sandstones.	Isotropic hummocky cross stratification.	Tabular to lenticular bodies.	Unidirectional current with a sub-ordinate oscillatory component.	0.3–1	R	A
Sl	Fine to medium grained sandstones.	Planar lamination with parting lineation.	Tabular to lenticular bodies.	Traction plus fallout from quasi-steady turbulent flows.	0.4–0.8	C	R
Scr	Fine to medium grained sandstones.	Critical to subcritical climbing ripples.	Tabular to lenticular bodies.	Traction plus fallout from quasi-steady turbulent flows.	0.3–1.5	C	R
Sei	Well sorted fine to medium grained sandstones.	Subcritically climbing translantent strata.	Tabular bodies.	Traction in dry interdunes.	0.7–1	A	R
Sed	Well sorted fine to medium grained sandstones.	Large-scale cross-bedding.	Tabular bodies.	Migration of eolian dunes.	0.6–1	A	R
Sem	Fine grained sandstones.	Massive.	Tabular bodies.	Subaqueous grainfall during eolian duststorms.	0.8–1	A	R
Pl	Mudstones.	Lamination.	Tabular bodies.	Precipitation from prodelta plumes.		C	C
Pm	Mudstones.	Massive.	Tabular bodies.	Decantation.		R	C
Cm	Carbonate mudstone (micritic).	Massive.	Tabular bodies.	Photosynthesis.	< 0.3	A	C
Ce	Carbonates.	Rhythmic laminae.	Tabular bodies.	Algal metabolic activity.	< 0.6	A	C
Eh	Evaporite deposits (halite).	Pseudomorphs, skeletal crystals.	Tabular bodies, individual aggregates.	Precipitation from saturated water bodies.	< 0.6–1.2	A	C
Ey	Evaporite deposits (gypsum).	Laminar, nodular.	Tabular bodies.	Precipitation from saturated water bodies.	< 0.3	A	C

a well-defined situation within the succession (Table 1). These facies are interpreted as follows: (1) laminated sandstones with subcritically climbing translantent strata (facies Sei, Fig. 6A), related to migrating eolian ripples (Hunter 1977); (2) asymptotic large-scale cross bedding (facies Sed) associated with migrating eolian dunes; and (3) massive sandstone beds (facies Sem) with transitional boundaries (Fig. 5F) probably formed by subaqueous grainfall during eolian dust storms in adjacent areas.

The finest-grained facies are composed of laminated mudstones (facies Pl, Fig. 5G) deposited by the fallout of silt, mica, and organic debris from prodelta plumes, and massive mudstones (facies Pm, Fig. 6E).

Carbonates and evaporites also have a definite position within the succession (Table 1 and Fig. 7). Carbonate facies are composed of decimeter-thick highly continuous massive micritic limestone beds (facies Cm), and stromatolitic limestone beds (facies Ce) related to algal and microbial activity (Fig. 8).

Evaporitic facies include laminated and nodular gypsum (anhydrite) (facies Ey) and halite (facies Eh), the last composed of both individual aggregates (crust) and intra-sediment-grown skeletal crystals. These evaporitic facies record precipitation from brines in a supersaturated water body.

Regionally, facies and stratigraphic analysis show the existence of cyclically stacked evaporitic and clastic intervals (Zavala et al. 2001; Ponce et al. 2002), each one hundreds of meters thick (Figs. 3, 4, 7). Field and subsurface studies (Marteau 2002) indicate that these evaporitic and clastic intervals have a regional significance, thus suggesting an allocyclic

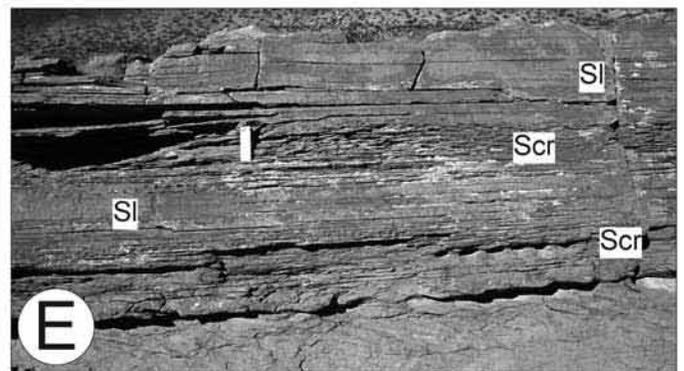
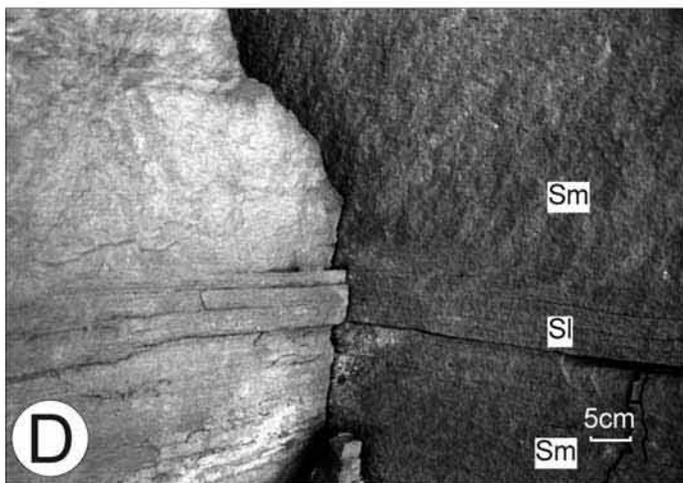
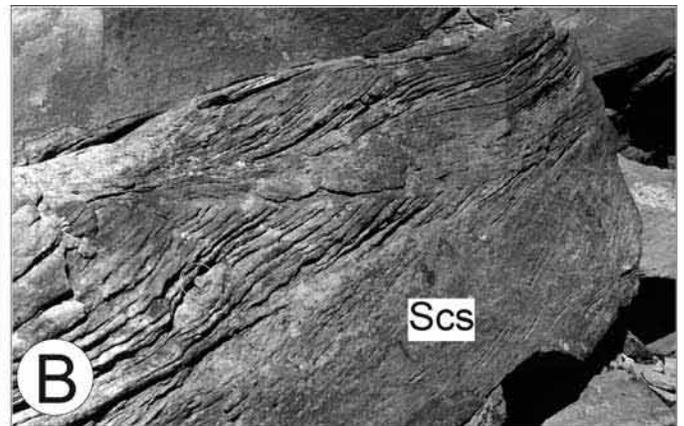
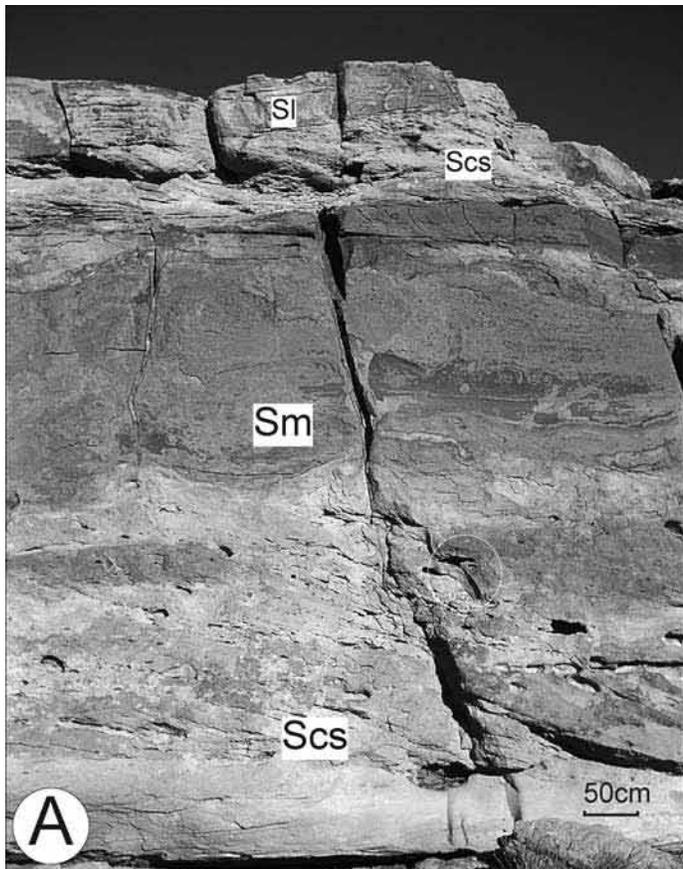
control on their origin and internal cyclicity. Consequently, these intervals could correspond to specific (paleoclimatic or paleoenvironmental) conditions during the evolution of the Rayoso Formation (Zavala et al. 2001; Ponce et al. 2002). Figure 7 summarizes the characteristics of both clastic and evaporitic intervals.

Clastic intervals are characterized by a thick succession of siliciclastic deposits composed of fine- to medium-grained sandstone beds, interbedded with grayish to reddish mudstone of variable thickness. Sandstone bodies have tabular to lenticular (channelized) geometries, and internally display clay chips and a complete suite of traction-plus-fallout sedimentary structures (facies Scr, Sl, Sm, Scs, and Shi, Table 1). Mudstone intercalations are usually thin, and typically appear deeply truncated by major sandstone bodies. These mudstones could be massive or laminated. No paleosols or rooted horizons were recognized along the entire study area.

Evaporitic intervals, on the other hand, are characterized by a thick succession of cyclically stacked fine-grained deposits, both clastic and evaporitic, with subordinate sandstone beds. Evaporitic intervals probably accumulated in a standing and closed shallow water body, developed under overall arid climatic conditions, with minor peripheral and localized fluvial discharges supplying a small volume of muds and sands (also composing small Gilbert-type deltaic bodies).

Salts were probably incorporated into the water body by groundwater supply (mainly from the dissolution of evaporites from the underlying Huitrín Formation) and then concentrated by intense evaporation. The

FIG. 5.—Examples of main clastic facies of the Rayoso Formation. **A**) Fine- to medium-grained sandstone facies with low-angle cross-stratification (Scs) and abundant clay chips grading upward into massive sandstone facies (Sm). In circle a rock pick for scale. **B**) Scs facies. Note the overall climbing and the convex-upward features near the top. 1.8 cm coin in circle stands for scale. **C**) Isotropic hummocky cross-stratification facies (Shi). **D**) Massive sandstones alternating with laminated facies suggesting fluctuations in the fallout rate from the parent flow. **E**) Facies Scr alternating with laminated sandstone facies (Sl) suggesting a fluctuating parent flow. Lighter for scale (7 cm). **F**) Massive sandstone facies of eolian origin (Sem) accumulated by grainfall in a lacustrine body of water. Note that sandstone levels have transitional lower and upper boundaries. A 1.7 cm coin for scale. **G**) Laminated mudstone facies (Pl) deposited by prodelta plumes, 1.7 cm coin for scale.



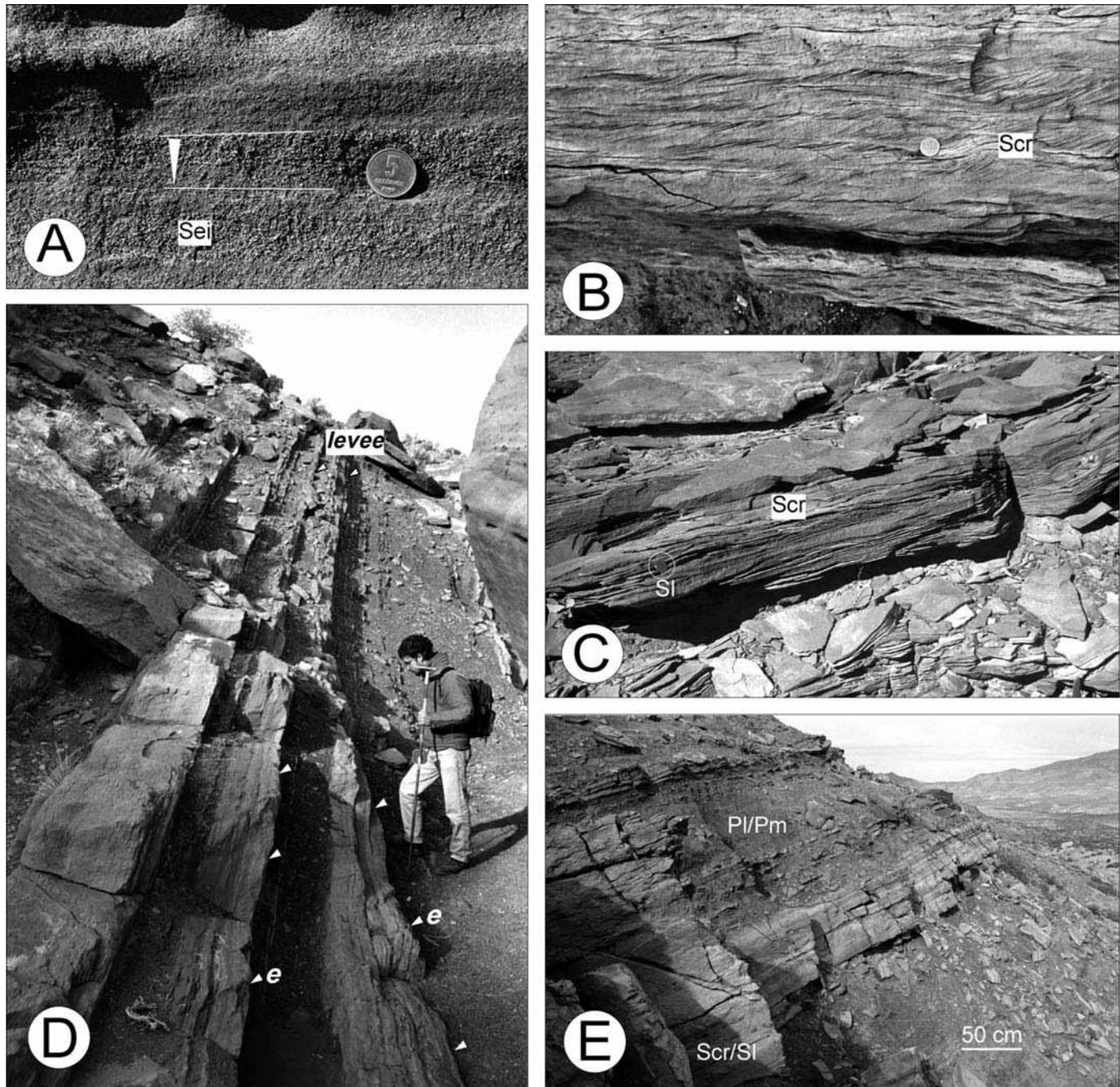


FIG. 6.—Examples of main clastic facies and facies associations of the Rayoso Formation (cont.). **A**) Laminated sandstones of eolian origin (Sei). Note the inverse grading, which is typical of climbing translant strata; 1.7 cm coin for scale. **B**) Fine-grained sandstones with climbing ripples (facies Scr); 1.7 cm coin for scale. **C**) Alternation of Scr and SI facies suggesting a progressive deposition from a quasi-steady low-density flow, of fluctuating velocity; 1.7 cm coin for scale. **D**) Detail of the lateral evolution of shallow channelized sandstone bodies. Note how the basal erosional surfaces (e) in the channel axis pass laterally into a concordance in the zone of the subaqueous levee. **E**) Particular view of lacustrine sandstone lobes in more distal positions. Note the overall tabular geometry.

common and cyclical occurrence of stromatolites (Fig. 8) suggests periods of clear waters (with minor content of suspended sediments) of moderate salinity. These organisms probably developed during times characterized by limited clastic supply, and they tend to be absent when minor fluvial systems introduce limited volumes of mudstones to the lacustrine body. Regional distribution of stromatolites also suggests shallow-water conditions for the entire basin, because modern lacustrine stromatolites

were reported at a water depth of 15–50 m in lake Tanganyika (Cohen and Thouin 1987) and could extend up to 100 m in lake Van, Turkey (Kempe et al. 1991).

Mudstones in evaporitic intervals contain an association of charophytes, ostracods, small dinoflagellates, palynomorphs, and hypohaline foraminifers characteristic of a lacustrine continental environment (Musacchio and Vallati 2000). These mudstones are often massive or laminated, occasionally

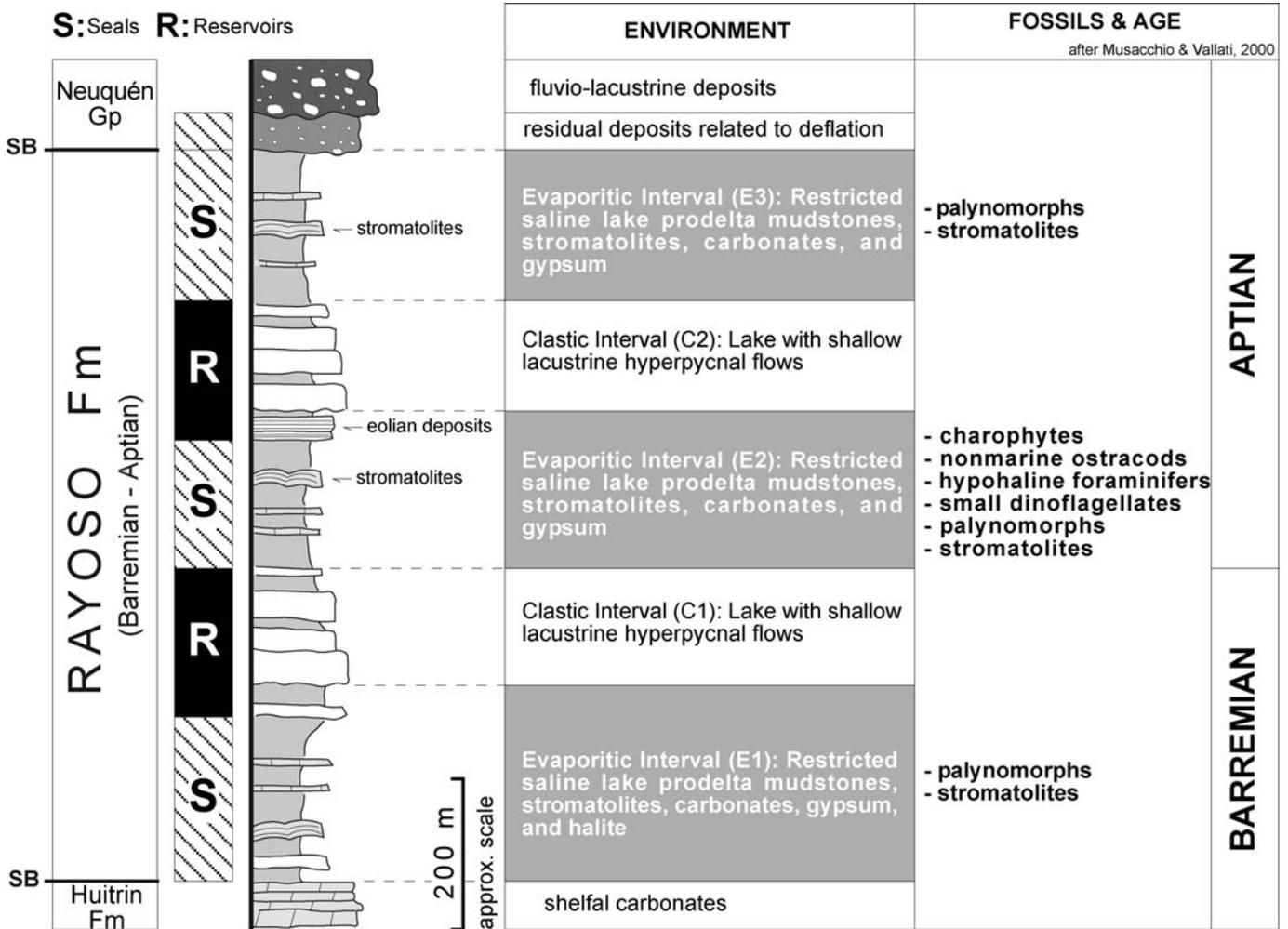


FIG. 7.—Idealized column of the Rayoso Formation (modified after Zavala et al. 2001; Ponce et al. 2002). Note the recurrence of evaporitic and clastic intervals. Paleontologic content and dating inferences are based on biostratigraphic studies by Musacchio and Vallati (2000).

with mudcracks. Mudcracks were recognized only at marginal positions located close to the margin of the paleo-lake, and they were often associated with thin sandstone levels with wave ripples and eolian deposits.

The water body was probably surrounded by large and extended eolian systems, with dunes and associated interdunes of limited preservation

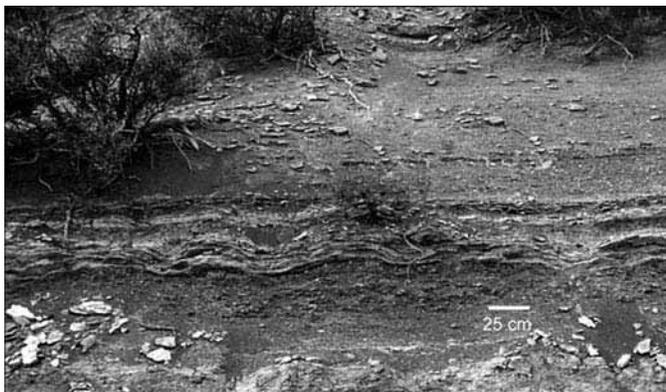


FIG. 8.—Stromatolitic limestone bed interbedded in red mudstones within the third evaporitic interval at the Agrío del Medio section (Fig. 4).

(Fig. 9). The existence of these coeval eolian systems are of fundamental importance to justify the nature of the main clastic supply, because they can store a huge volume of fine- to medium-grained sand to be transferred to the basin during the next clastic interval. Consequently, extremely arid periods during evaporitic intervals, with their associated eolian systems, were probably the main “factory” of well-sorted sand constituting present sandstone reservoirs.

Clastic intervals involved more humid periods, where a great volume of sands previously matured in eolian systems during evaporitic intervals were eroded and progressively transferred to the adjacent lacustrine basin by low-gradient fluvial systems. Once reaching the coast, these sediment-laden fluvial discharges would not have produced “normal”-type deltaic systems. According to the relatively high density of these discharges, the flows sank below the lake surface, generating long-lived hyperpycnal flows capable of transporting sand basinward. Additionally, the associated volume of freshwater supply during clastic intervals resulted in a dilution and relative rise of the water body. This dilution and the ensuing transition to a brackish to freshwater lake are also supported by the absence of carbonates and evaporite levels in clastic intervals. The resulting lower density of the receiving water body could favor the generation of hyperpycnal flows also during fluvial discharges having low sediment concentration, and possibly partially suppress the effect of lofting. Flow fluctuations recognized from the analysis of many

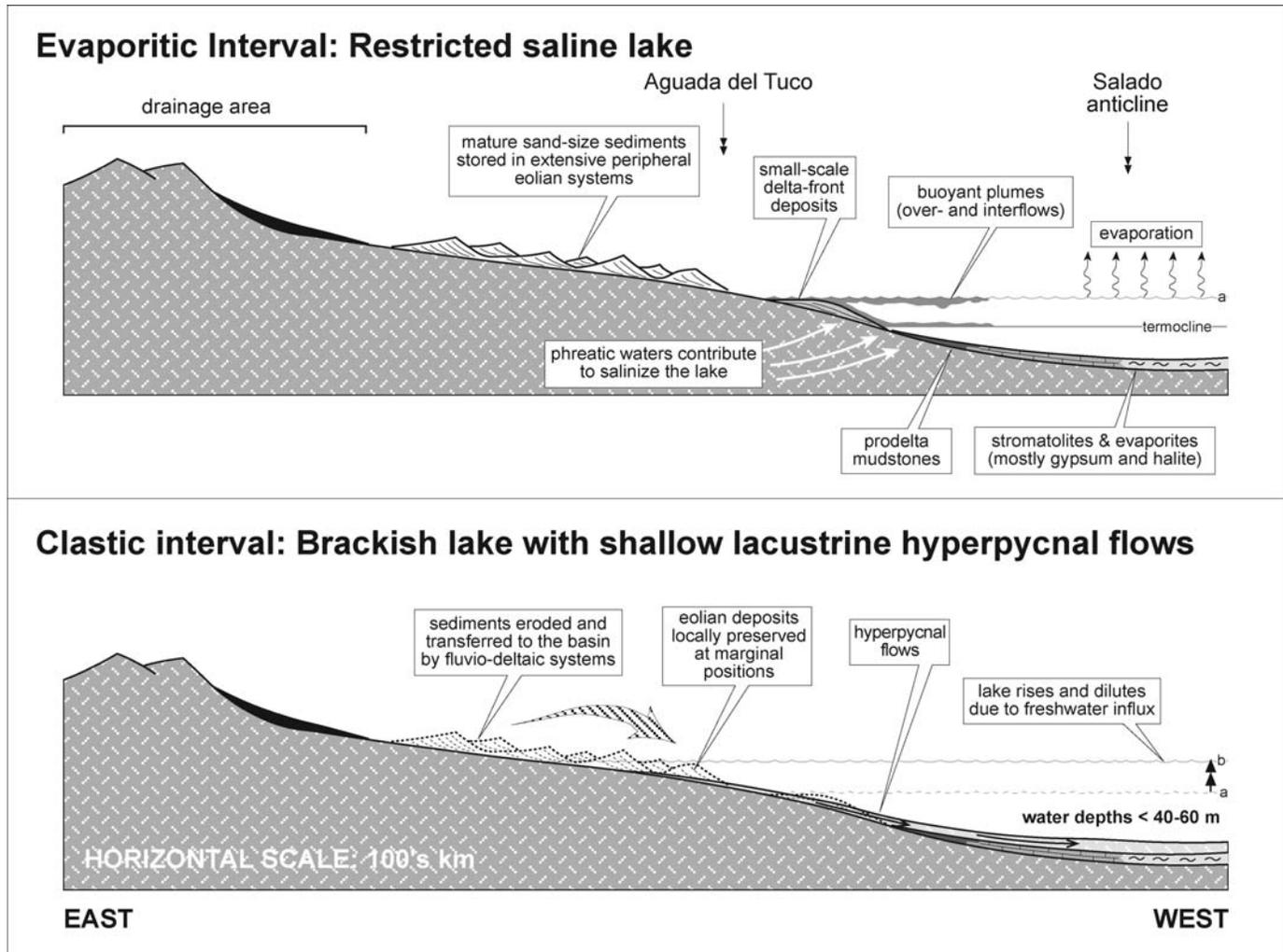


FIG. 9.—Scheme showing main facies associations during both clastic (shallow lake affected by hyperpycnal flows) and evaporitic (shallow and restricted saline lake) intervals. Modified after Zavala et al. (2001) and Ponce et al. (2002).

sedimentary structures within major sandstone beds strongly suggest long-duration flows originated by nearly continuous sustained discharges. These long-sustained discharges (resulting in quasi-steady hyperpycnal flows) allowed these currents to travel tens of kilometers basinward also with very low gradients (i.e., less than 1 m/5 km; Dott 1963). Field and subsurface data support that hyperpycnal flows in the Rayoso Formation have traveled more than 150 km along the bottom of a shallow lake, with no significant textural changes in their associated deposits. Although high velocities can be achieved locally in the body of a hyperpycnal flow, a single hyperpycnal discharge could not travel faster than its related leading head. Because the leading head is characterized by accumulation under traction-plus-fallout conditions (mostly sandy-silty deposits with lamination and climbing ripples), flow velocities are in the order of few centimeters per second. Consequently, to reach a distance of about 150 km, a hyperpycnal flow advancing at an averaged speed of 20 cm s^{-1} requires a discharge maintained during at least 8.7 days. Although these values are highly speculative, they suggest the existence of hyperpycnal discharges lasting for days or weeks for the Rayoso Formation.

River-derived hyperpycnal flows are thought to be the main mechanism responsible for the sand transfer into the basin. Because these deposits often contain large hydrocarbon accumulations (Marteanu 2002), the

analysis and understanding of the main characteristics of these sandstone bodies (textural and facies changes, extension, geometry, and continuity) are of fundamental importance for the development of present and future petroleum reservoirs on this and other similar depositional units.

Although the hydrodynamic evolution of these long-duration hyperpycnal flows are at present poorly understood (Mulder and Alexander 2001a; Gani 2004), the excellent field exposures of the Rayoso Formation allow us to explore some new concepts based on the analysis of facies relationships observed in the field. The theoretical framework discussed below proposes a mechanism to explain how poorly channelized sandstone bodies could extend tens of kilometers basinward without displaying significant textural changes in their associated deposits.

TRACTION AND TRACTION-PLUS-FALLOUT STRUCTURES

Numerous flume experiments carried out during the past four decades (e.g., Simons et al. 1965; Southard 1991) have documented the direct association between tractional sedimentary structures and sediment-free water flows in alluvial channels. Results show that a water stream, moving over an unconsolidated sand substrate, generates different kinds of bedforms on the lower interface, which are stable forms that mainly depend on the grain size, depth, and velocity of the water flow (among

other parameters such as fluid density, temperature, etc.). As an example, water moving over fine-grained sand generates ripples, dunes, plane bed, and finally antidunes as velocity increases (Simons et al. 1965; Southard 1991). Although these papers clearly stated that the bedform succession generated during these flume experiments apply only for open channels, their related succession of sedimentary structures were often used to analyze turbidites. Arnott and Hand (1989) and Shanmugam (2000) noted that the succession of sedimentary structures generated by a waning clear-water flow moving above fine-grained sand in flume experiments (open channels) differs from those of the Bouma sequence, and concluded that they may not accurately represent conditions beneath turbidity currents characterized by abundant rain of sand-size sediment from suspension.

To analyze the deposition from sediment-laden hyperpycnal flows it is necessary to discuss the accumulation under traction-plus-fallout conditions. Water flows in open channels are fluid gravity flows, and the bedforms generated over a sandy substrate are mainly a consequence of drag and frictional forces. In contrast, hyperpycnal flows are sediment gravity flows composed of different mixtures of water and sediments, and deposition occurs mostly under traction-plus-fallout conditions. These traction-plus-fallout conditions generate a complete suite of sedimentary structures, which are often confused with those produced by sediment-free water flows. A particular case of this confusion has been noted early by Sanders (1965), who compared the origin of parallel laminae originated in a flume experiment with clear water, with that related to traction-plus-fallout processes in natural turbidity currents.

In recent years, flume studies were conducted to deeply analyze deposition and sedimentary structures generated in aggrading beds with different amounts of sediment fallout (Banerjee 1977; Arnott and Hand 1989; Storms et al. 1999; Alexander et al. 2001; Leclair 2002), complemented also by numerical approaches (Baas 2004). These studies indicate that most facies originated under traction-plus-fallout conditions are structureless, or display low-angle cross-stratification, parallel lamination, and/or climbing ripples. Nevertheless, flume studies must be applied with caution to the analysis of natural environments, where water depth and outer flow thickness are very much greater. Additionally, flume runs have by now technical limitations in maintaining high aggradation rates for time periods greater than several minutes (Arnott and Hand 1989; Leclair 2002).

Field studies carried out on sandstone bodies of the Rayoso Formation, mostly analyzing lateral (downcurrent) facies evolution along certain levels, indicate that a decelerating hyperpycnal flow under conditions of traction-plus-fallout generated a sequence of sedimentary structures starting with low-angle cross-stratification, followed by massive and/or laminated sandstones, and ending with climbing ripples. This succession seems to apply to an idealized simple waning flow. More commonly, individual sandstone beds in the Rayoso Formation display some departures in the vertical succession of structures. For example, many beds start with transitional or sharp (non-erosional) bases, and internally show a cyclical recurrence of different sedimentary structures (Fig. 4B), suggesting fluctuations in the velocity and/or fallout rates from the parent flow during deposition. Figure 10 shows an example of a single bed thought to be deposited from a fluctuating turbulent and long-duration hyperpycnal flow. In the figure, transitional and repeated passages between sandstones with climbing ripples (facies Scr) and parallel lamination (facies Sl) are related to the progressive growth of the deposit surface during the passage of a relatively long-lived fluctuating flow (for additional examples see also Figs. 5E, 6C).

Deposition under traction-plus-fallout conditions is limited by an erosional velocity threshold, because velocity increase stimulates erosion and higher capacity of the flow to transport suspended sediments (van den Berg and van Gelder 1993). Consequently, once this threshold is achieved, the flow is capable of incorporating previously accumulated



FIG. 10.—Close-up of a sandstone bed interpreted to have been deposited by a fluctuating hyperpycnal flow. The gradual passages between Scr and Sl facies is related to velocity fluctuations affecting the overpassing turbulent flow.

material through substantial erosion of its substrate. The value of this erosional threshold is highly variable and depends on the volume of suspended sediment and the type and consolidation of the substrate (among other variables).

AN ACCUMULATION MODEL FOR HYPERPYCNAL FLOWS

Recent experimental studies coupled with some outcrop examples have allowed an outline of some characteristics of deposition by long-lived quasi-steady underflows (or hyperpycnal flows), which in turn provides useful tools to differentiate these deposits from those accumulated by surge-like (or episodic) flows. On slopes of less than 1°, episodic turbidity flows such as those generated from slumps have a tendency to come to rest rapidly, because the short-lived source inhibits the continuous sediment supply of the head, thus enhancing the frictional effect (Kersey and Hsu 1976; Britter and Linden 1980). On the other hand, sustained turbidity flows, generated by hyperpycnal flows at river mouths, tend to be maintained as long as the high-density fluvial discharge continues (Prior et al. 1987). Consequently, the distance reached by hyperpycnal flows is dependent more on the duration of the flood event than on the slope of the system considered. The last explains how river-related hyperpycnal flows could travel across the entire length of Lake Mead (more than 150 km) with a regional slope of less than 20 cm/km (Dott 1963). Other substantial differences can be recognized in the way and position where each flow deposited its load. In surge-like flows deposition is dominated by the head, whereas in hyperpycnal flows deposition is dominated by the body (de Rooij and Dalziel 2001; Peakall et al. 2001). This allows the preservation in the hyperpycnal deposit of evidence of flow fluctuations that occurred during discharge. Finally, flume studies show that episodic flows display a reduced depositional area located immediately downstream of the source area. Conversely, long lived hyperpycnal flows tend to develop a more extensive deposit, with more subtle textural changes (de Rooij and Dalziel 2001).

As expressed above, many sandstone beds of the Rayoso Formation show internal evidence of fluctuations in the velocity and fallout rates from the parent flow indicated by gradual facies changes, which suggest the existence of quasi-steady currents. Figure 11 illustrates a hypothetical velocity curve for a quasi-steady hyperpycnal flow, which is introduced with the purpose of discussing sedimentation from a long-lived underflow at a fixed point. In Figure 11, the upper curve shows the evolution of flow velocity (vertical) with time (horizontal). On the left, a series of critical velocities are indicated. From bottom to top, these velocities are: (1) the interruption of clay settling and passage into the nondepositional field

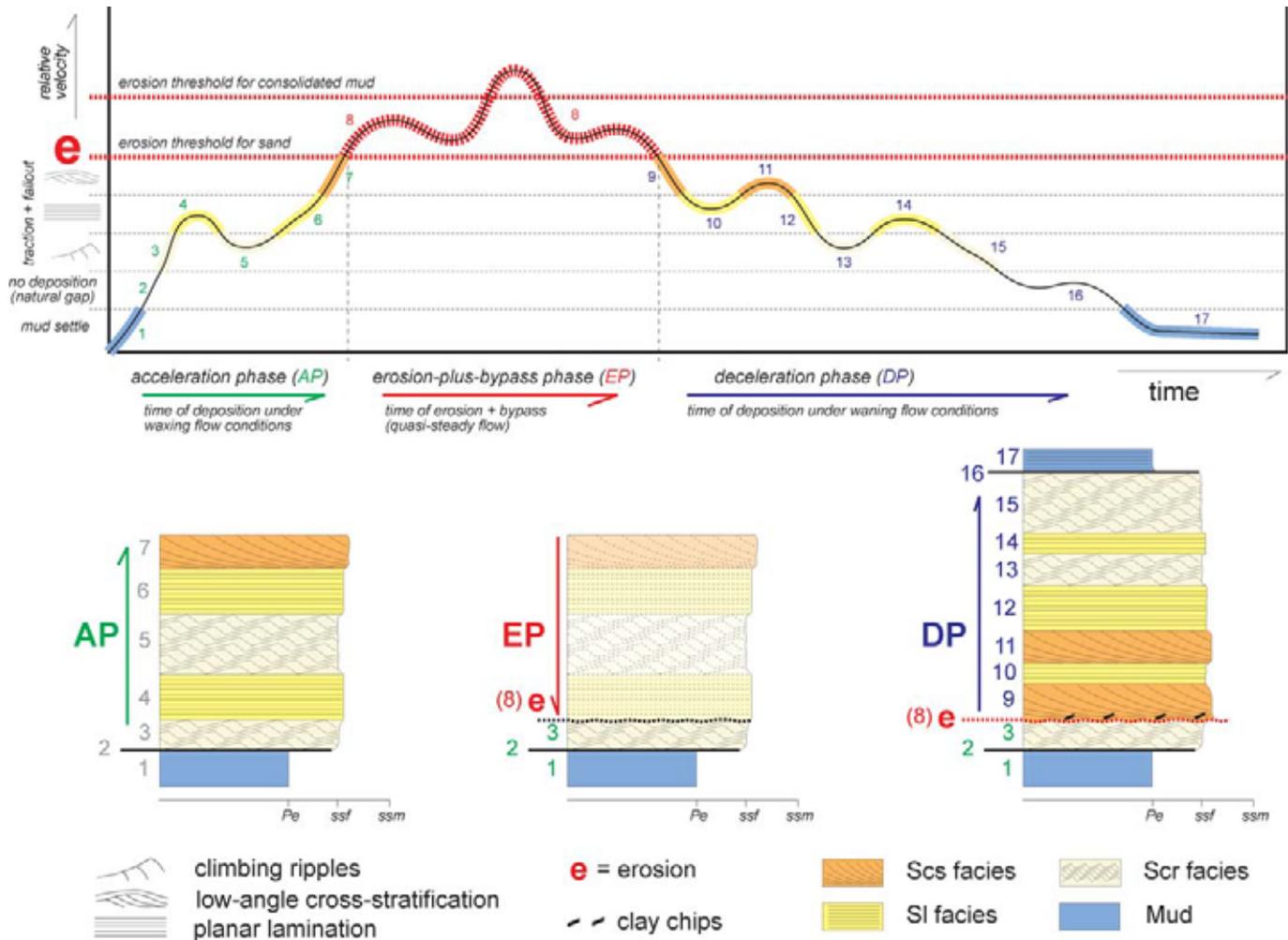


FIG. 11.—Hypothetical diagram showing a curve of fluctuating velocity related to a quasi-steady underflow and its consequences for sedimentation at a fixed point in the basin. Three main phases are recognized: Acceleration phase (AP): accumulation of intervals 1 to 7 by an accelerating and fluctuating flow. Erosion-plus-bypass phase (EP): erosion of some of the preceding deposits. Deceleration phase (DP): accumulation of intervals 9 to 15 from a decelerating and fluctuating flow.

(natural gap), (2) the beginning of deposition under traction-plus-fallout conditions with their corresponding sedimentary structures, and (3) the erosional thresholds (e) for unconsolidated sand and consolidated mud, from which erosion plus transport started. From the analysis of this hypothetical curve for quasi-steady underflows, three main phases can be recognized: *acceleration*, *erosion plus bypass*, and *deceleration*, each one characterized by a distinctive facies succession. For the following discussion of the internal evolution of these phases, refer to the intervals indicated with numbers (1 to 17) both on the hypothetical curve and on the schematic sections (Fig. 11).

Acceleration Phase (AP)

The acceleration phase (AP) starts over basal mud deposits accumulated during previous events (1). As a consequence of the arrival of a hyperpycnal flow (leading head), velocity progressively increases. Once the natural gap is exceeded (2), this flow in constant acceleration starts to generate traction-plus-fallout bedforms and related sedimentary structures. Under these conditions, a vertical facies succession is generated and composed of climbing ripples (3) followed by planar lamination (4) as the bed shear stress rises. If the underflow velocity fluctuates (flow pulsing), deposition could alternate between climbing ripples and planar lamination

(5–6), ending with low-angle cross-stratification (7), thus characterizing currents with velocities located close to the erosional threshold for sands (e).

Erosion-Plus-Bypass Phase (EP)

Once the underflow velocity achieves the threshold for sand erosion, the flow starts to entrain the sand deposits (8) accumulated during the preceding AP phase. The magnitude of this erosion depends on the time that the flow remains in the erosion-plus-bypass phase (EP). If the duration of the EP phase is brief, then the deposits accumulated during the AP phase is partially preserved (as indicated in Fig. 11). On the other hand, if the velocity of the flow is maintained above the erosional threshold for a long time, then the preceding deposits could be totally eroded and redeposited at more distal locations. Finally, if the velocity of the hyperpycnal flow exceeds the threshold for the erosion of consolidated mud, the flow is capable of incorporating clay chips from the pre-event bed. According to its erosive characteristics, the existence of this phase is fundamental for the generation of channelized bodies. Although in the example shown in Figure 11 a simple EP phase is illustrated (with a single erosional surface), in field examples the existence of multiple erosional surfaces within individual event deposits is very common, suggesting velocity fluctuations above and below the erosional threshold.

Deceleration Phase (DP)

The deceleration phase (DP) is caused by a decrease (or fluctuating waning) of flow velocity within the traction-plus-fallout deposition zone, until it is completely deactivated (zero velocity). Sedimentary structures during the DP often record minor fluctuation in the decelerating flow (9 to 15). These deposits often include clay chips, which are indicative that flow velocities in the upcurrent direction have exceeded the erosional threshold of consolidated mud (especially during EP phase). In the final stages of deceleration, the flow velocity falls into the natural gap area (16) characterized by no sand deposition, and finally ends with the accumulation of mud, suggesting the complete deactivation of the flow.

BASINWARD EVOLUTION OF HYPERPYCNAL SYSTEMS

The model discussed above applies to a hypothetical hyperpycnal flow evolution at a fixed position within the basin. The analysis of contemporaneous flow evolution at different basin locations provides a further understanding of some distinctive characteristics of hyperpycnal-flow sedimentation. Figure 12 depicts this relationship from a hypothetical example, relating velocity with time. The three curves shown in Figure 12A represent the variation of one flow with time at different basin positions. The black curve corresponds to proximal positions (I), the gray curve to intermediate ones (II), and the dashed curve to distal sites (III). The case discussed here involves the downslope temporal evolution of a fluctuating hyperpycnal flow and the consequences for sedimentation, not only in the nature and geometry of the related deposits but also in the generation of erosional surfaces. The plan scheme in Figure 12B shows the relative position of the river mouth (heavy lines on the left) and the location of zones I, II, and III. In this scheme the relative velocities vary with distance from the flow axis, e.g., flow velocity reaches its maximum at the axial zone and diminishes progressively towards the flanks. Both the velocity curves in Figure 12A and the longitudinal sections (Fig. 12C) represent velocity changes and erosional or depositional processes that apply to the axial zone. In order to discuss the basinward evolution of a fluctuating hyperpycnal flow with time, several situations will be considered.

The first longitudinal section shown in Fig. 12C (belonging to time t_1 – t_2) illustrates the initial sedimentation (overall waxing; black and gray curves), once the critical threshold of nondeposition is exceeded. Under these conditions, sedimentation starts on proximal (I) and intermediate (II) zones with sand deposits having climbing ripples, parallel lamination, and low-angle cross-stratification, respectively, which are characteristics of an AP phase. During this first considered span of time the hyperpycnal flow has not reached the distal zone (III). The maximum velocities developed during this first stage in zones I and II do not exceed the erosional threshold (ϵ), thus resulting in the accumulation of tabular graded beds with transitional or sharp bases (lobes) without erosional features.

At time t_3 the flow velocity, affected by a progressive and continuous acceleration, is above the erosional threshold at proximal zones (I) producing channelization (EP phase). Flow velocities at intermediate zones of the basin (II) are still below the erosional threshold, that is, within the transport-plus-fallout deposition area, and thus characterized by the deposition of climbing ripples, parallel lamination, low-angle cross-stratification, and all the variations produced by flow fluctuation during an AP phase. At the same time, more distal positions (III) are still dominated by normal mud settling. This situation is characterized by the construction of vertical facies sequences starting with erosional bases at proximal positions, and transitional to sharp bases at more distal zones.

During time t_4 , at both proximal (I) and intermediate (II) zones, the flow has velocities that exceed the erosional threshold. Under these conditions, erosion continues at proximal zones (I) while intermediate zones (II) start to be affected by the erosion of previously accumulated

sediments (EP phase). Towards more distal positions (III) flow velocity has reached the range of traction-plus-fallout deposition, thus resulting in the deposition in AP phase of sandstone levels with climbing ripples and parallel lamination.

The span of time t_1 – t_4 is then characterized by a basinward shift in facies produced by a progressive and constant system advance. Consequently, flows gradually pass from AP to EP phases, resulting in a progressive advance of channelized areas towards the basin center. This results in a poor preservation of deposits formed during the advance stage, especially in the axial flow zone.

During the span of time t_5 – t_7 the three velocity curves are within the transport-plus-deposition zone, with a continuous decrease in velocity. Consequently, this situation is characterized by sand deposits with traction-plus-fallout structures within a DP phase, which often passively infill the erosional topography previously generated at proximal areas. As a consequence, in distal areas sedimentation occurs over a relatively flat topography and deposits acquire a lobate geometry. At proximal positions, sandstones with similar grain size and sedimentary structures infill channelized features. If the DP phase is relatively long, channels may be filled completely with simple or complex (with lateral accretion) sandstone bodies. On the other hand, if the DP phase is brief, proximal channels may be either partially filled by sand, or be mud-draped (Fig. 13).

The preceding discussion concerning depositional phases at different positions in the basin for quasi-steady sand-rich hyperpycnal flows is fundamental to justify the great lateral extent of sandstone bodies without significant textural changes as observed in the Rayoso Formation, and the coexistence of erosion and depositional processes at the same time along with the extension of an individual flow. In most hyperpycnal flows the coexistence of erosional and depositional processes can be recognized between the center and the lateral parts of the flow at channelized proximal areas, with important consequences concerning geometry and lateral extent of sandstone bodies.

Figure 14 shows a series of schemes (on the right) for the evolution of a hyperpycnal flow and the consequence for sedimentation (right) by means of a series of transversal sections at certain zone indicated as A–A'.

Diagrams (1) correspond to the AP phase. The flow displays maximum velocities in the axial zone, which progressively decreases both laterally and distally. As a consequence of having achieved the erosional threshold, flow velocity in the axial zone produces an incipient and elongated erosional depression in proximal areas (indicated in the figure by light gray). At this moment, in the zone of the transverse section A–A', flow velocities are relatively low, resulting in the deposition of relatively tabular beds (lobes) containing traction-plus-fallout sedimentary structures deposited under the AP phase.

During EP phase (2) the system experienced the maximum advance of subaqueous channels. As a consequence in the zone of the section A–A' the flow has produced some erosion on the previously deposited frontal lobe at the axial zone, while towards the lateral parts the existence of lower velocities results in the deposition of thin levels of subaqueous levee.

Finally, during the DP phase (3) the overall waning flow results in the deposition of its suspended load (in the case of the Rayoso Formation up to medium-grained sands) with similar grain size in both proximal (here infilling erosional depressions) and distal areas. Consequently, in the section A–A' the final channel fill has some typical and diagnostic characteristics that differentiate it clearly from subaerial channels. One of these characteristics is that erosional surfaces tend to predominate towards the channel axis, and progressively disappear towards the lateral areas, where they become sharp or transitional boundaries. One example of these lateral changes could be observed at the detailed section of Figure 15 and in Figure 6D. Another difference resides in the fact that levee deposits associated with hyperpycnal flows show paleocurrents oriented up to 45° to those of the axial flow direction (Remacha et al. 1994; Dutton et al. 2003), while levees associated with subaerial channels (because of their origin



FIG. 12.—Hypothetical diagram showing the temporal evolution of a quasi-steady flow and related deposition at different positions within the basin with time. A) The three curves indicate flow variations for the three different locations. Black curve: proximal zone or “I.” Gray curve: intermediate zone or “II.” Dashed curve shows distal zone or “III.” B) The two former longitudinal sections (time t_1 – t_3) illustrate the initial sedimentation. Sedimentation starts on proximal (I) and intermediate (II) zones, while the distal zone (III) has not yet been reached for the flow. C) (time t_4) illustrates the conditions with erosion at the proximal location and deposition in the distal (III) one. The last longitudinal section shows the conditions during final stage characterized by deposition over the entire area.

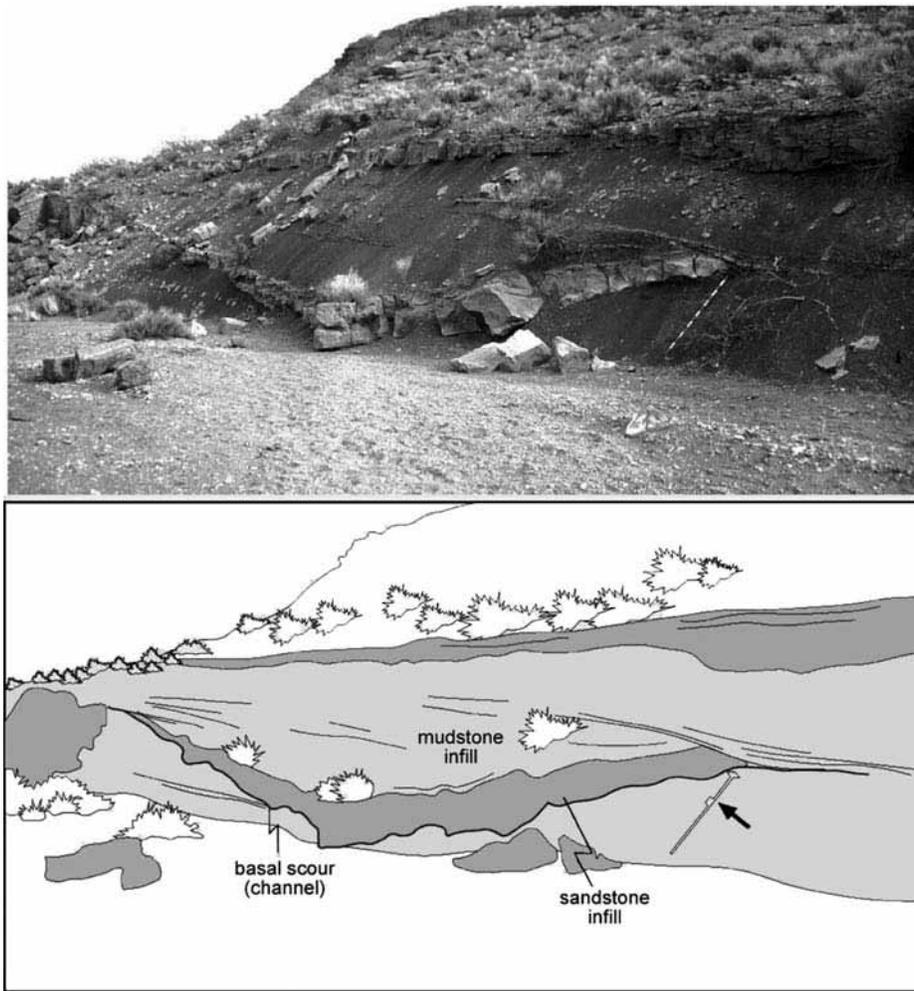


FIG. 13.—View (top) and line drawing (bottom) of a partially filled small channel produced during the EP phase. This partial infill could be related to a rapidly decaying velocity associated with a relatively brief DP phase. Black arrow indicates the scale (Jacob's staff).

related to overflow) often display paleocurrents oriented at higher angles. Additionally, levee deposits in hyperpycnal system often disposed over the frontal lobe accumulated during the early AP phase. The incision of the frontal lobe caused by the advancing related channel was recently documented in flume studies (Métivier et al. 2005).

Because velocity changes in hyperpycnal flows occur not only along the flow axis but also towards the flanks, facies changes do so as well (Figure 16). Consequently, detailed facies analysis in the transition between channel axis and levees is fundamental to document and predict the main facies family expected to occur in the hyperpycnal system along kilometers in a longitudinal section.

DISCUSSION

Because hyperpycnal systems are the subaqueous extension of subaerial fluvial systems, they keep some characteristics typical of fluvial deposits (e.g., channels, flow fluctuations, meandering, bedload, etc.). Consequently, distinguishing between subaerial fluvial deposits and lacustrine hyperpycnites is not always a simple task, because their differences can be very subtle.

The main characteristics that allow the recognition of ancient lacustrine hyperpycnites can be summarized as follows: (1) the dominance of sedimentary structures related to traction-plus-fallout processes in sandstone bodies, which indicate a flow with a high suspended load; (2)

the vertical recurrence within a single sandstone bed of facies related to different hydrodynamic conditions, which suggests fluctuations in the flow energy related to a long-lived fluvial discharge; (3) the occurrence of discontinuous erosional surfaces within single sandstone beds, because the existence of coeval erosional and non-erosional surfaces is a distinctive feature of hyperpycnal deposits; (4) the presence of very thick sandstone bodies (more than 4 m thick) related to gradual deposition from a single sustained flow, thus suggesting an excess of accommodation space during deposition, which is more common in subaqueous environments; (5) the existence of regionally extensive clastic successions hundreds of meters thick (coarse-grained channel fills, tabular sandstone bodies and mudstones) not confined in valleys, indicating a widespread accumulation in the depositional zone rather than in the transfer zone (Schumm 1981); (6) the lack of evidence of reworking by sediment-free water flows within sandstone bodies, because hyperpycnal flow are typically sediment gravity flows without a final clear-water stage. Additionally, the absence of paleosols and mudcracks supports the interpretation at a subaqueous environment, and definitive evidence is provided by the presence (if any) of associated lacustrine microfossils and stromatolites.

Because hyperpycnal turbidity currents may have a longer duration and greater steadiness than surge-like turbidity flows, their deposits are likely to be significantly different (Alexander and Mulder 2002). Although deposits related to surge-like flows have received great attention during the last decades, the understanding of facies and

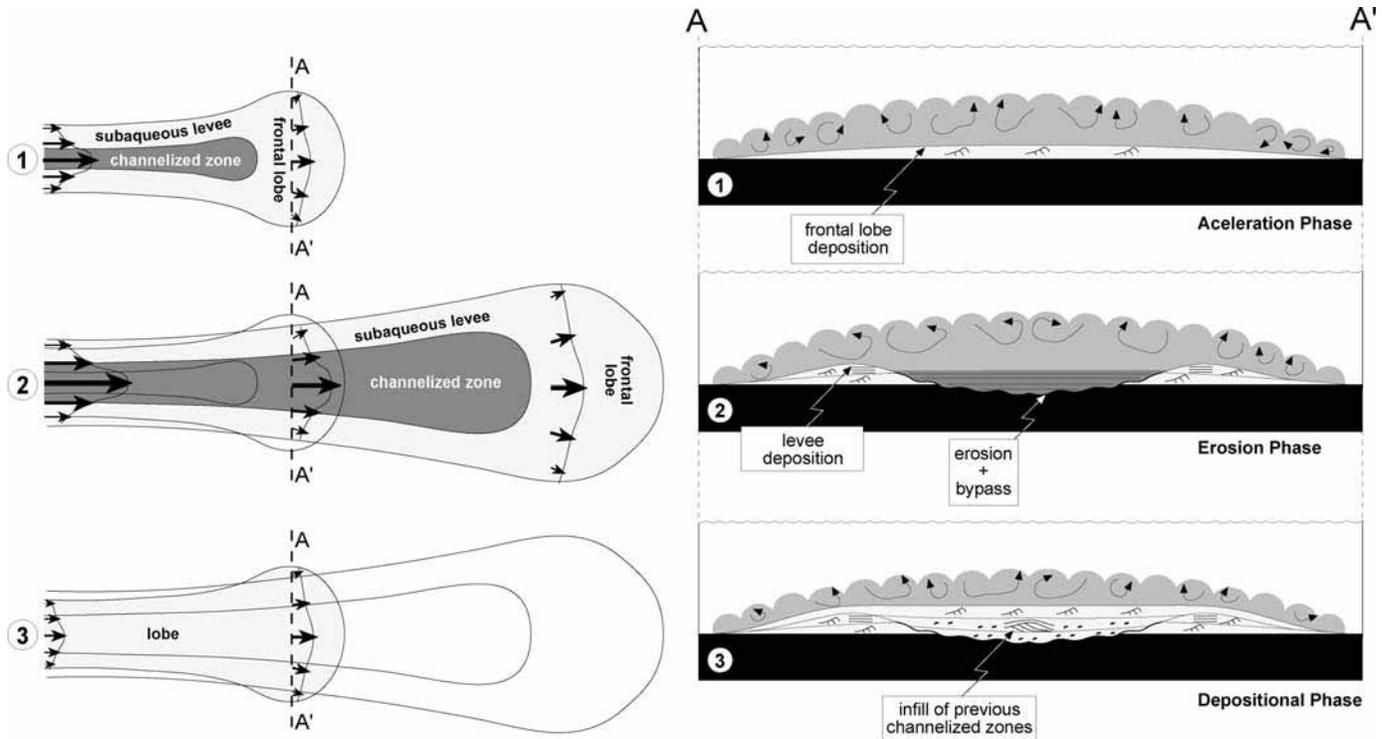


FIG. 14.—Plan view (on the left) of the evolution of a quasi-steady hyperpycnal flow and their consequences in the lateral geometry of the deposits (right). Note in 2 the coexistence at the same time of erosion at the channel axis and deposition in the laterals (levees).

facies relationships related to sustained hyperpycnal flows is still in its infancy. According to the current paradigm, especially after the excellent contribution of Bouma (1962), it is generally thought that sandstone facies having climbing ripples (Bouma division Tc) are characteristic of medium to distal depositional areas, and that no substantial sandstone deposits are expected to exist basinward of this point. This paradigm probably applies mostly to surge-like and consequently highly discontinuous turbidity flows. The depositional model for sustained hyperpycnal flows induces a substantial modification to the last paradigm, because it can adequately explain how fine-grained sandstones (for example, having climbing ripples) could exist at the same time in both proximal and distal areas, along distances of tens of kilometers. Consequently, the determination of the relative position of sandstone deposits within the basin cannot be made only according to the types of sandstone facies, but also considering the existence of internal erosional surfaces.

Even though the depositional model here discussed was built from the analysis of lacustrine strata, we consider that the main concepts could also be applied for the understanding of shallow and deep marine hyperpycnites. Although sandy hyperpycnites and classical (surge-like) fine-grained turbidites (Bouma 2000) could potentially be confused according to some similarities (specially if there is a lack of data), they have differences, and it could be impossible to separate them without careful studies (A. Bouma, personal communication).

CONCLUSIONS

The Cretaceous Rayoso Formation in western Argentina comprises a sedimentary unit up to 1200 meters thick that is widely distributed in the

Neuquén Basin. The analysis of major sandstone bodies reveals deposition from sustained hyperpycnal flows in a shallow perennial lake.

Deposits related to hyperpycnal flows are composed of sandstone beds having tabular to lenticular geometries and internally show a dominance of traction-plus-fallout structures. Facies within single sandstone beds display a gradual recurrence of sedimentary structures related to different flow conditions, thus suggesting deposition from a fluctuating flow. Although retrogressive slumping could sustain turbidity currents over a period of many hours (Piper et al. 1999), the existence of long-lasting (days or weeks) fluctuating flow is here considered a diagnostic feature that indicates a fluvial connection.

The analysis of single hyperpycnites at a fixed point reveals the existence of three depositional phases, here called *acceleration (AP)*, *erosion-plus-bypass (EP)*, and *deceleration (DP)*, which record the complete evolution of a single sustained hyperpycnal flow, and is characterized by the deposition of traction-plus-fallout sedimentary structures that can record flow fluctuations during an overall acceleration. Once the velocity exceeds the erosional threshold, during the *erosion-plus-bypass* phase, the flow starts to erode and transport the sandstone deposits accumulated during the preceding phase. The *deceleration* phase is related to a fluctuating decrease in flow velocity until its complete termination, and is characterized by the deposition of traction-plus-fallout sedimentary structures filling the erosional surfaces produced during the previous phase.

The depositional evolution of a single long-lived hyperpycnal flow with distance records initially the progressive basinward migration of the AP and EP phases, and finally an overall deposition under the DP phase both in proximal and distal areas. This evolution provides an adequate explanation for the basinward extension of channelized

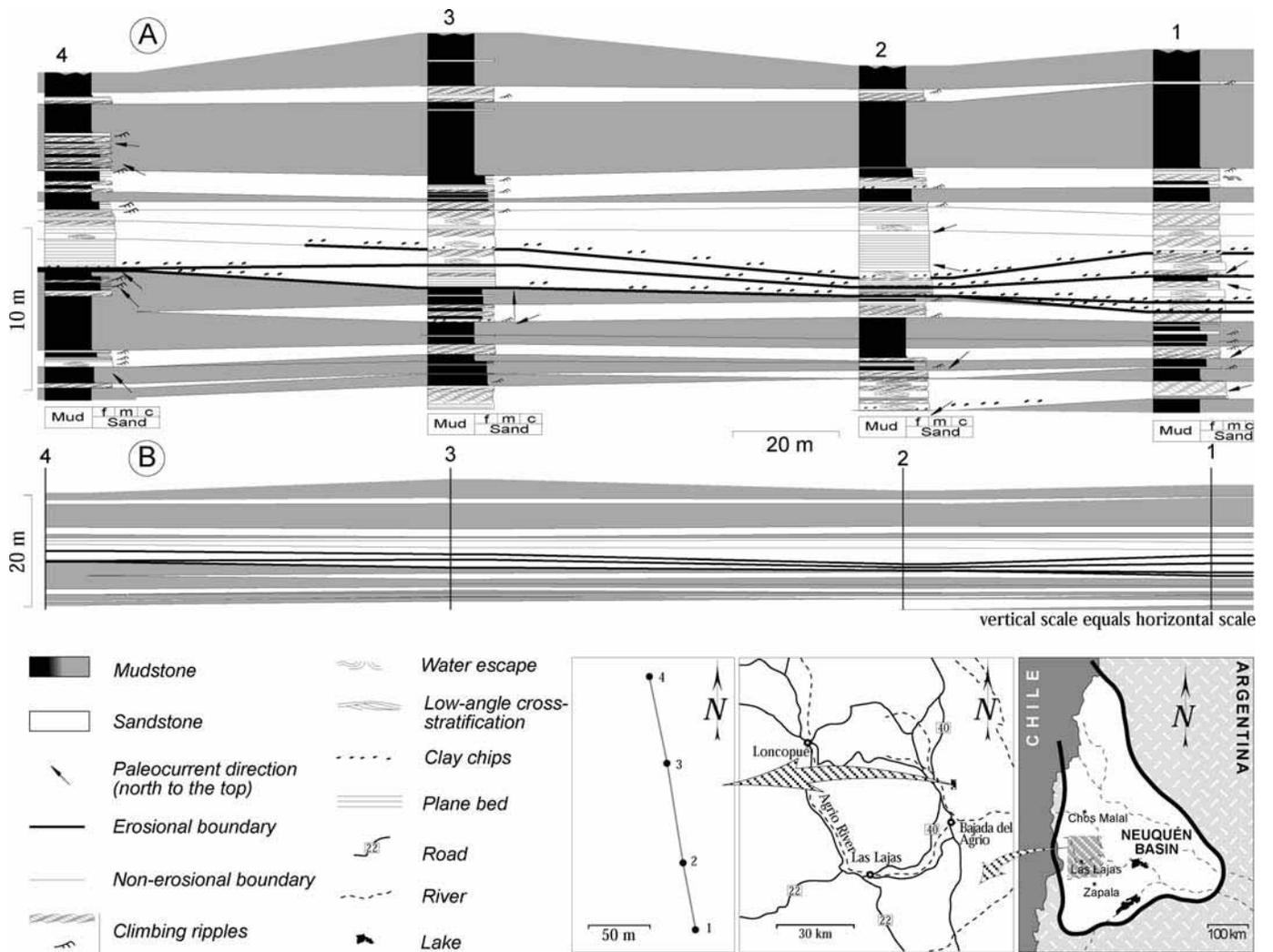


FIG. 15.— **A, B** Detailed cross section on a subaqueous channel in a direction roughly perpendicular to the paleoflow. Note the existence of numerous erosional surfaces draped by clay chips near the channel axis (section 2) and how these erosional surfaces change laterally into sharp or transitional facies boundaries (section 4).

features, and for the occurrence of fine-grained sandstones with climbing ripples both in proximal and distal positions within the same hyperpycnal system. Consequently, facies analyses derived from applica-

tion of the Bouma sequence do not apply to quasi-steady hyperpycnal flows.

ACKNOWLEDGMENTS

The writers deeply acknowledge the unselfish backing of Jan Alexander (University of East Anglia) who read an earlier version of this paper. Field discussions with Stephen Molyneux, Chris Forster (EnCana UK Ltd) and Augusto Silva Telles (Petrobras) have really helped to improve this work. The present work would not have been possible without the field collaboration of Gustavo Azúa. Marcelo Marteau (Petrobras) has also aided in the research by carefully studying the subsurface. We are grateful to the CONICET and the Geology Department of the Universidad Nacional del Sur for their continuous support. Extensive review and constructive comments from Richard Yuretich, Peter Drzewiecki, Jan Alexander, and Colin P. North, together with suggestions from Arnold Bouma and John B. Southard, have helped to greatly improve this manuscript. Emilano Mutti is always present inspiring our research group.

REFERENCES

ALEXANDER, J., AND MULDER, T., 2002, Experimental quasi-steady density currents: *Marine Geology*, v. 186, p. 195–210.

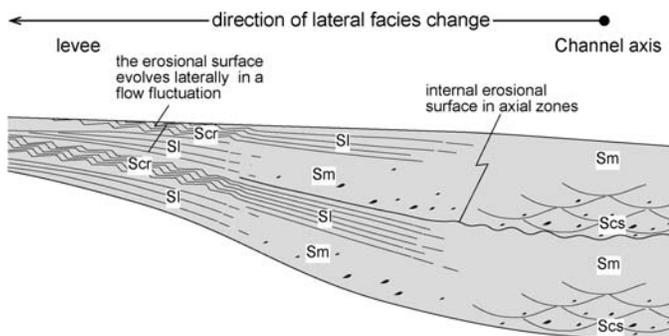
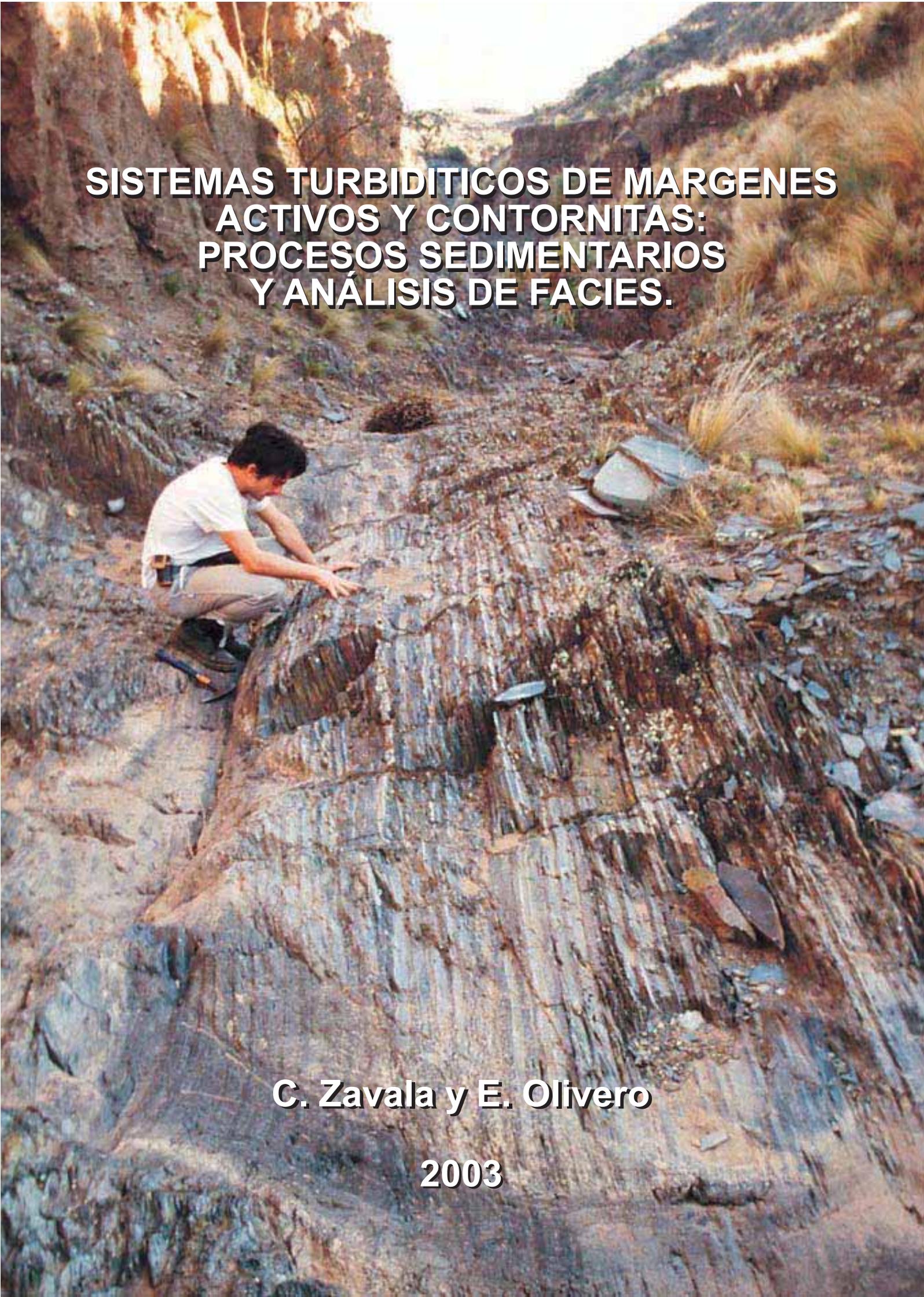


FIG. 16.— Diagram showing facies changes between channel axis and levees. Consequently, detailed facies analysis in the transition between channel axis and levees is fundamental to document and predict the main facies family expected to occur in the hyperpycnal system along several kilometers in a longitudinal section.

- ALEXANDER, J., BRIDGE, J.S., CHEEL, R.J., AND LECLAIR, S.F., 2001, Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds: *Sedimentology*, v. 48, p. 133–152.
- ALLEN, J.R.L., 1991, The Bouma division A and the possible duration of turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61, p. 291–295.
- ARNOTT, R.W.C., AND HAND, B.M., 1989, Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 69, p. 1062–1069.
- BANERJEE, I., 1977, Experimental study on the effect of deceleration on the vertical sequence of sedimentary structures in silty sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 47, p. 771–783.
- BAAS, J.H., 2004, Conditions for formation of massive turbiditic sandstones by primary depositional processes: *Sedimentary Geology*, v. 166, p. 293–310.
- BATES, C., 1953, Rational theory of delta formation: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 37, p. 2119–2162.
- BOUMA, A.H., 1962, *Sedimentology of Some Flysch Deposits; A Basic Approach to Facies Interpretations*: Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- BOUMA, A.H., 2000, Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 137–143.
- BRITTER, R.E., AND LINDEN, P.F., 1980, The motion of the front of a gravity current travelling down an incline: *Journal of Fluid Mechanics*, v. 99, p. 531–543.
- COHEN, A.S., AND THOUIN, C., 1987, Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika: *Geology*, v. 15, p. 414–418.
- DE ROOIJ, F., AND DALZIEL, S.B., 2001, Time and space resolved measurements of deposition under turbidity currents, in McCaffrey, B., Kneller, B., and Peakall, J., eds., *Particulate Gravity Currents*: International Association of Sedimentologists, Special Publication 31, p. 207–215.
- DOTT, R.H., JR., 1963, Dynamics of subaqueous gravity depositional processes: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 47, p. 104–128.
- DUTTON, S.P., FLANDERS, W.A., AND BARTON, M.D., 2003, Reservoir characterization of a Permian deep-water sandstone, East Ford field, Delaware basin, Texas: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 87, p. 609–627.
- FOREL, F.A., 1892, *Le Léman: Monographie Limnologique*, v. 1, Géographie, Hydrographie, Géologie, Climatologie, Hydrologie: Lausanne, Rouge, 543 p.
- GANI, M.R., 2004, From turbid to lucid: A straightforward approach to sediment gravity flows and their deposits: *SEPM, The Sedimentary Record*, v. 23, p. 4–8.
- GIOVANELLI, F., 1990, Horizontal transport and sedimentation by interflow and turbidity currents in Lake Geneva, in Tilzer, M.M., and Serruya, C., eds., *Large Lakes: Ecological Structure and Function*, p. 175–195.
- GROEBER, P., 1946, Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal: *Asociación Geológica Argentina, Revista*, v. 1–3, p. 177–208.
- GROEBER, P., 1953, *Jurásico: Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, v. 2, 347 p.
- GULISANO, C.A., 1981, El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza: VIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Argentina, *Actas*, v. 3, p. 579–592.
- GULISANO, C.A., AND GUTIERREZ PLEIMLING, A.R., 1995, The Jurassic of the Neuquén Basin, Neuquén Province: Buenos Aires, Secretaría de Minería de la Nación, *Publicación no. 158*, 111 p.
- HERRERO DUCLOUX, A., 1946, Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino: *Boletín de Información Petrolera*, v. 266, p. 245–280.
- HOGG, S.L., 1993, Geology and Hydrocarbon potential of the Neuquén Basin: *Journal of Petroleum Geology*, v. 16, p. 383–396.
- HUNTER, R.E., 1977, Basic types of stratification in small aeolian dunes: *Sedimentology*, v. 24, p. 361–387.
- JOHNSON, K.S., PAULL, C.K., BARRY, J.P., AND CHAVEZ, F.P., 2001, A decadal record of underflows from a coastal river into the deep sea: *Geology*, v. 29, p. 1019–1022.
- JOPLING, A.V., AND WALKER, R.G., 1968, Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples of Pleistocene of Massachusetts: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 38, p. 971–984.
- KEMPE, S., KAZMIERCZAK, J., LANDMANN, G., KONUK, T., REIMER, A., AND LIPP, A., 1991, Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey: *Nature*, v. 349, p. 605–608.
- KERSEY, D.G., AND HSU, K.J., 1976, Energy relations and density current flows: an experimental investigation: *Sedimentology*, v. 23, p. 761–790.
- KINEKE, G.C., WOOLFE, K.J., KUEHL, S.A., MILLIMAN, J., DELLAPENNA, T.M., AND PURDON, R.G., 2000, Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: evidence for a divergent sediment plume: *Continental Shelf Research*, v. 20, p. 2239–2266.
- LECLAIR, S.F., 2002, Preservation of cross-strata due to the migration of subaqueous dunes: an experimental investigation: *Sedimentology*, v. 49, p. 1157–1180.
- LEGARRETA, L., 1985, *Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior)*, Provincia de Neuquén [Unpublished Ph.D. Thesis]: Universidad de Buenos Aires, 247 p.
- MARTEAU, V., 2002, Los reservorios de la Formación Rayoso, in Schiuma, M., Hinterwimmer, G., and Vergani, G., eds., *Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina: Simposio del V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*: Buenos Aires, Instituto Argentino del Petróleo y Gas, p. 511–528.
- MELLERE, M., PLINK-BJÖRKLUND, P., AND STEEL, R.J., 2002, Anatomy of shelf deltas at the edge of a prograding Eocene shelf margin, Spitsbergen: *Sedimentology*, v. 49, p. 1181–1206.
- MÉTIVIER, F., LAJEUNESSE, E., AND CACAS, M.C., 2005, Submarine canyons in the bathtub: *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 6–11.
- MIDTGAARD, H.H., 1996, Inner-shelf to lower-shelf hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic influenced combined flow, Lower Cretaceous, west Greenland: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 343–353.
- MPODOZIS, C., AND RAMOS, V., 1989, The Andes of Chile and Argentina, in Erickson, G.E., Cañas Pinochet, M.T., and Reinemud, J.A., eds., *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*: Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Earth Sciences Series, v. 11, p. 59–90.
- MULDER, T., AND ALEXANDER, J., 2001a, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 48, p. 269–299.
- MULDER, T., AND ALEXANDER, J., 2001b, Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents: *Marine Geology*, v. 175, p. 221–235.
- MULDER, T., AND SYVITSKI, J.P.M., 1995, Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans: *Journal of Geology*, v. 103, p. 285–299.
- MULDER, T., SYVITSKI, J.P.M., AND SKENE, K.I., 1998, Modeling of erosion and deposition of turbidity currents generated at river mouths: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 124–137.
- MULDER, T., MIGEON, S., SAVOYE, B., AND JOUANNEAU, J.M., 2001, Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments: *Geology*, v. 29, p. 1011–1014.
- MULDER, T., SYVITSKI, J.P.M., MIGEON, S., FAUGERES, J.C., AND SAVOYE, B., 2003, Marine hyperpycnal flows: initiation, behaviour and related deposits. A review: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 861–882.
- MUSACCHIO, E., AND VALLATI, P., 2000, La regresión del Barremiano–Aptiano en Bajada del Agrio, Neuquén (Argentina): Puerto Varas, IX Congreso Geológico Chileno, v. 2, p. 230–234.
- MUTTI, E., GULISANO, C.A., AND LEGARRETA, L., 1994, Anomalous systems tracts stacking patterns within third order depositional sequences (Jurassic–Cretaceous Back Arc Neuquén Basin, Argentine Andes), in Posamentier, H.W., and Mutti, E., eds., *Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference*, Tremp, Abstract Book, p. 137–143.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R., AND ZAVALA, C., 1996, The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins: *Memorie di Scienze Geologiche, Università di Padova*, v. 48, p. 233–291.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMACHA, E., MAVILLA, N., ANGELLA, S., AND FAVA, L., 1999, An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective: *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series*, v. 39, 96 p.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., DI BIASE, D., FAVA, L., MAVILLA, N., ANGELLA, S., AND CALABRESE, L., 2000, Delta-front faces associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems: *Sociedad Geológica de España, Revista*, v. 13, p. 165–190.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DI BIASE, D., AND CAVANNA, G., 2003, Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 733–755.
- NORMARK, W.R., AND PIPER, D.J.W., 1991, Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record, in Osborne, R.H., ed., *From Shoreline to Abyss*: SEPM, Special Publication 46, p. 207–230.
- PEAKALL, J., FELIX, M., MCCAFFREY, B., AND KNELLER, B., 2001, Particulate gravity currents: Perspectives, in McCaffrey, B., Kneller, B., and Peakall, J., eds., *Particulate Gravity Currents*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 31, p. 1–8.
- PIPER, D.J., COCHONAT, P., AND MORRISON, M.L., 1999, The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar: *Sedimentology*, v. 46, p. 79–97.
- PLINK-BJÖRKLUND, P., AND STEEL, R.J., 2004, Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites: *Sedimentary Geology*, v. 165, p. 29–52.
- PONCE, J.J., ZAVALA, C., MARTEAU, M., AND DRITTANTI, D., 2002, Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, in Cabaleri, N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A., and Panarello, H.O., eds., *XV Congreso Geológico Argentino, Actas*, v. 1, p. 716–721.
- PRIOR, D.B., BORNHOLD, B.D., WISEMAN, W.J., AND LOWE, D.R., 1987, Turbidity current activity in a British Columbia fjord: *Science*, v. 237, p. 1330–1333.
- RAMOS, V.A., 1981, Descripción geológica de la hoja 33c, Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén: Argentina, Servicio Geológico Nacional, *Boletín*, v. 182, p. 1–103.
- REMACHA, E., OMS, O., AND COELLO, J., 1994, The Rapitán turbidite channel and its related eastern levee-overbank deposits, in Pickering, K., Ricci Lucchi, F., Smith, R., Hiscott, R., and Kenyon, N., eds., *An Atlas of Deep-Water Systems: Turbidite System Architectural Style*: London, Chapman & Hall, p. 21.1–21.4.
- 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*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 12, p. 192–219.
- SCHUMM, S.A., 1981, Evolution and response of the fluvial system; sedimentologic implications, in Ethridge, F.G., and Flores, R.M., eds., *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31, p. 19–29.
- SHANMUGAM, G., 2000, 50 years of turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 285–342.

- SIMONS, D.B., RICHARDSON, E.V., AND NORDIN, C.F., 1965, Sedimentary structures generated by flow on alluvial channels, *in* Middleton, G.V., ed., *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 12, p. 34–52.
- SOUTHARD, J.B., 1991, Experimental determination of bedform stability: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 19, p. 423–455.
- STORMS, J.E.A., VAN DAM, R.L., AND LECLAIR, S., 1999, Preservation of cross-sets due to migration of current ripples over aggrading and non-aggrading beds: comparison of experimental data with theory: *Sedimentology*, v. 46, p. 189–200.
- STOW, D.A.V., AND MAYALL, M., 2000, Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 125–135.
- TWICHELL, D.C., CROSS, V.A., HANSON, A.D., BUCK, B.J., ZYBALA, J.G., AND RUDIN, M.J., 2005, Seismic architecture and lithofacies of turbidites in Lake Mead (Arizona and Nevada, U.S.A.), an analogue for topographically complex basins: *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 134–148.
- ULIANA, M., DELLAPE, D., AND PANDO, G., 1975a, Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico Inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina): II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, v. 1, p. 177–196.
- ULIANA, M., DELLAPE, D., AND PANDO, G., 1975b, Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas (Cretácico Inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina): II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, v. 1, p. 151–176.
- VAN DEN BERG, J.H., AND VAN GELDER, A., 1993, A new bedform stability diagram, with emphasis on the transition of ripples to plane bed in flows over fine sands and silt, *in* Marzo, M., and Puigdefábregas, C., eds., *Alluvial Sedimentation*: International Association of Sedimentologists, Special Publication 17, p. 11–21.
- VERGANI, G.D., TANKARD, A.J., BELOTTI, H.J., AND WELSINK, H.J., 1995, Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina, *in* Tankard, A.J., Suárez, S.R., and Welsink, H.J., eds., *Petroleum Basins of South America*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, p. 383–402.
- ZAVALA, C., AND 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, v. 65, p. 40–54.
- ZAVALA, C., PONCE, J., AND MARTEAU, M., 2001, Origin, sequence stratigraphy and hydrocarbon potential of the Rayoso Formation (Aptian–Albian) in the central Neuquén Basin (Argentina)(abstract); American Association of Petroleum Geologists, Hedberg Conference “New Technologies and New Play Concepts in Latin America,” November 5–9, 2001, Mendoza, Argentina, Abstracts, p. 35–36.
- ZOLLNER, W., AND AMOS, A., 1973, Descripción geológica de la hoja 32-b, Chos Malal, Provincia de Neuquén: Argentina, Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín, 143 p.

Received 23 September 2004; accepted 18 April 2005.



**SISTEMAS TURBIDITICOS DE MARGENES
ACTIVOS Y CONTORNITAS:
PROCESOS SEDIMENTARIOS
Y ANÁLISIS DE FACIES.**

C. Zavala y E. Olivero

2003

My strong conviction, after many years, is that turbidites are still basically poorly understood and we cannot offer, at present, more than our honest ignorance or little knowledge in this respect. This ignorance is increasingly enhanced by papers which base themselves on terminology problems and disputes, while studies based on basin wide stratigraphic analysis --the only approach by which a geologist can significantly frame facies and facies associations and attempt to develop an understanding of their formative processes—are becoming increasingly rare. E. Mutti, 1999.

SISTEMAS TURBIDITICOS DE MARGENES ACTIVOS Y CONTORNITAS: PROCESOS SEDIMENTARIOS Y ANÁLISIS DE FACIES.

C. Zavala (Departamento de Geología, Universidad nacional del Sur, CONICET, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Buenos Aires) y

E.B. Olivero (Centro Austral de Investigaciones Científicas, CADIC-CONICET, B. Houssay 200; CC 92; 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego)

INTRODUCCION

El concepto de barrera de energía costera implica un gradiente decreciente de energía de olas, mareas y corrientes fluidas hacia el mar y explica adecuadamente la segregación textural en dirección costa afuera de sucesivas fajas de gravas, arenas y fangos. Hasta 1950 la aplicación de este concepto, sumado a escasos, pero consistentes, datos de testigos superficiales distinguía a los fondos oceánicos como ambientes tranquilos, dominados por decantación suspensiva de arcillas y conchillas de microorganismos plantónicos. En esta concepción, las gravas y arenas con estructuras de corriente caracterizaban ambientes marinos someros y los sedimentos finos, pelágicos y hemipelágicos, caracterizaban ambientes oceánicos profundos. El trabajo revolucionario de Kuenen y Migliorini (1950) cambia radicalmente esta concepción, reconociendo a las corrientes de densidad, y en particular a las corrientes de turbidez, como un medio eficaz de erosión y transporte que explica el escape de gravas y arenas a la barrera de energía costera y su posterior depositación en los fondos oceánicos. Walker (1973) analizó en detalle este cambio radical de paradigma y aquí sólo se mencionan los antecedentes relevantes.

Los flujos gravitatorios de sedimentos subácueos son un caso especial de corriente de densidad, en el cual una masa de agua y sedimentos es movida por la gravedad como una corriente de fondo, o “río subácueo” (Hsü, 1989), en virtud de su mayor densidad respecto de la masa de agua que la contiene. Este concepto, ya aplicado por Forel a fines de 1800 para explicar la brusca desaparición de la carga de sedimentos fluviales en las claras aguas superficiales del lago Génova, fue popularizado por Daly (1936) en su interpretación del origen erosivo de los cañones submarinos por corrientes de densidad que atravesaban el talud continental, y comprobado en forma experimental por Kuenen (1937). Por otra parte, Bailey (1930) reconoció dos facies contrastantes de areniscas, caracterizadas respectivamente por estratificación de corriente y por estratificación gradada. Estudios de foraminíferos en estas areniscas gradadas resultaron en anomalías y contradicciones en la interpretación de ambientes someros para estos depósitos. Natland (1933) concluyó que los conglomerados y areniscas gradadas del Plioceno de California tenían foraminíferos que en la actualidad caracterizan ambientes profundos y Migliorini (1946) explicó la mezcla de foraminíferos de arenas gradadas del Terciario de Italia en función de procesos de resedimentación por deslizamientos submarinos. La unificación de datos experimentales, geológicos y micropaleontológicos en una nueva teoría que explicaba coherentemente a las corrientes de turbidez como causa de la estratificación gradada (Kuenen y Migliorini, 1950) y como un adecuado mecanismo de transporte de arenas y fangos a los ambientes oceánicos (Natland y Kuenen, 1951) tuvo inmediata aceptación, especialmente luego de que nuevos datos demostraron la presencia generalizada de areniscas gradadas y gravas en los fondos oceánicos actuales (Ericson et al., 1951).

En forma contraria a la interpretación clásica de que en ambientes marinos someros la dispersión sedimentaria es transversal a la fuente de origen, los análisis de paleocorrientes iniciado por estudiantes de

Kuenen, entre 1950 y 1960 (cf. Walker, 1973), demostraron la particularidad de que la dispersión sedimentaria en la mayoría de las sucesiones de capas gradadas antiguas (turbiditas) era predominantemente paralela a la fuente de origen. Este hecho tuvo confirmación independiente cuando Bouma (1962) estableció sus clásicas divisiones de la estratificación gradada en turbiditas y estas fueron interpretadas en términos de regímenes hidráulicos y de proximalidad (Walker, 1967), demostrando que la distribución espacial de las divisiones de Bouma conforma un cono depositacional (Mutti et al., 1999) que preserva el total de las divisiones en su ápice, i.e. corriente arriba, y que las divisiones basales progresivamente desaparecen corriente abajo (Figs 1 y 2).

Durante los últimos 50 años un cúmulo creciente de evidencias provenientes del estudio de sucesiones sedimentarias antiguas (Mutti y Ricci Luchi, 1972; Walker, 1978; Mutti y Normak, 1991; Mutti, 1992; Mutti et al., 1999; Stow, 1986; Stow et al., 1996, y la bibliografía allí citada), sumadas a observaciones oceanográficas y experimentación de laboratorio y modelado teórico de la dinámica de flujos gravitatorios de partículas (e.g., Middleton y Hampton, 1973, Middleton, 1993; Kneller y Buckee, 2000) ha resultado en una amplia aceptación de esta nueva concepción de procesos sedimentarios en ambientes marinos profundos, la cual, sin embargo, no está exenta de diferencias de interpretación, como se verá más adelante.

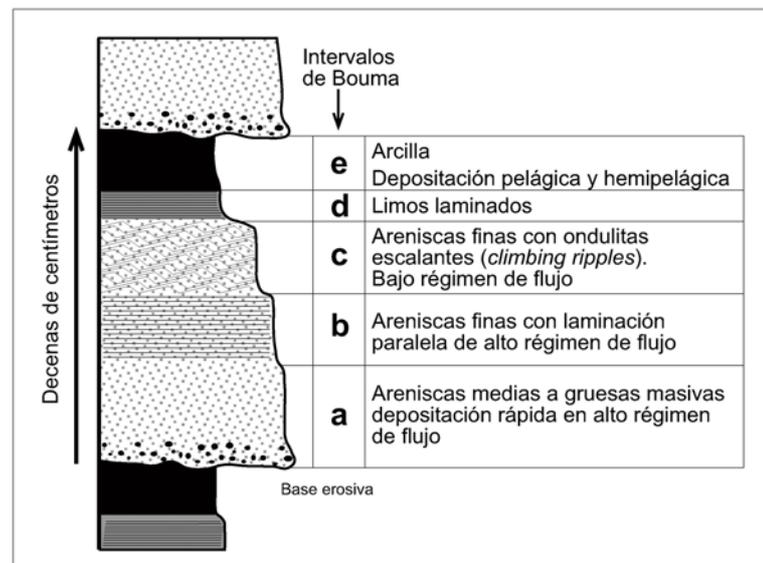


Fig. 1: Esquema de la secuencia de Bouma y sus intervalos característicos (Redibujado de Bouma, 1962). La interpretación hidrodinámica a partir de Walker (1967) y Middleton & Hampton (1973)

PROCESOS SEDIMENTARIOS

En ambientes marinos profundos el movimiento de las masas de agua de fondo por oleaje y marea es nulo o insignificante y los procesos de erosión, transporte y deposición de partículas sedimentarias están dominados por la acción directa de la gravedad. Esta acción es obvia en el caso de deslizamientos gravitatorios subácueos, p. ej. cuando la componente paralela a la pendiente del peso de un cuerpo sedimentario supera su resistencia interna a la ruptura, el cuerpo se desliza pendiente abajo sobre un plano de falla basal. Pero la acción directa de la gravedad es un poco más compleja en el caso de flujos gravitatorios de partículas sedimentarias. En un sistema de canal abierto, como en un canal fluvial, la acción de la gravedad sobre el movimiento de las partículas es indirecta. En este sistema, la acción directa de la gravedad se ejerce sobre la masa de agua y es fundamentalmente el empuje o esfuerzo ejercido por el agua en movimiento el que moviliza a las partículas sedimentarias.

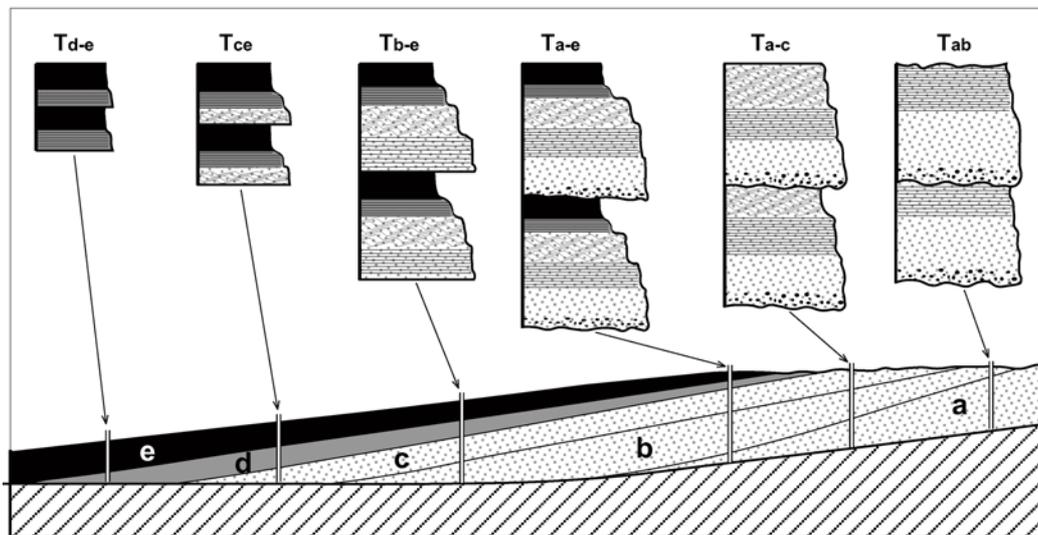


Fig. 2: Variaciones laterales de la secuencia elemental de Bouma sobre un corte longitudinal ideal. Note como en zonas proximales (derecha) existe la obliteración de los intervalos superiores, mientras hacia zonas distales (izquierda) están ausentes los intervalos inferiores. Redibujado a partir del concepto de Bouma (1962). La escala horizontal es de varios kilómetros.

Por el contrario, en un flujo gravitatorio submarino son las partículas aceleradas por el campo gravitatorio pendiente abajo las que movilizan al agua. En un flujo gravitatorio de sedimentos el cambio de energía potencial a energía cinética le otorga momento físico a las partículas y es el aumento de momento, dado por la aceleración gravitatoria en el sentido del flujo, el que moviliza al conjunto de partículas. Si la densidad del conjunto de partículas y agua en movimiento es mayor que la densidad del fluido que lo contiene y si las partículas continúan acelerándose por acción directa de la gravedad e incorporando momento en proporción a su masa, el conjunto conforma una corriente de densidad que se moviliza en el fondo con límites más o menos definidos. De tal manera, en depósitos de canales fluviales la velocidad del flujo se puede estimar utilizando el clásico diagrama de Hjulstrom pero esta estimación no es válida para flujos gravitatorios de sedimentos donde la competencia del flujo, i.e. el tamaño máximo de partícula que éste puede transportar, depende de una multiplicidad de factores entre los que se cuentan la reología, la concentración de partículas, la diferencia de densidad con el medio y la pendiente, entre otros (cf. Allen, 1970; Middleton y Hampton, 1973; Hsü, 1989). De igual manera, en condiciones puramente tractivas la desaceleración de un flujo en un canal fluvial se puede inferir por la típica secuencia ordenada de formas de lecho; e.g. laminación plana, megaóndula, óndula. Sin embargo esta inferencia no es totalmente válida para flujos gravitatorios en condiciones de tracción - decantación, donde las estructuras resultantes están fuertemente controladas por la tasa de decantación de partículas (Middleton, 1993; Allen y Leeder, 1980; Lowe, 1988).

En ambientes marinos profundos, los procesos sedimentarios debidos a la acción directa de la gravedad incluyen a las siguientes categorías: reptaje; deslizamientos y asentamientos; flujos gravitatorios cohesivos y flujos gravitatorios friccionales. Los procesos controlados en forma indirecta por la gravedad incluyen básicamente a corrientes de contorno y a la sedimentación pelágica y hemipelágica.

Reptaje. Deslizamientos y asentamientos.

Por reptaje (Fig. 3A) se entiende al lento, imperceptible, movimiento de partículas pendiente abajo ocasionado por la pérdida momentánea de coherencia intergranular cuando la fuerza de la gravedad supera transitoriamente a fuerzas electrostáticas en arcillas o friccionales en arenas y gravas (Nemec, 1990; Mulder y Cochonat, 1996). En forma análoga al desequilibrio momentáneo entre estas fuerzas inducido por el congelamiento y fusión del agua intersticial en ambientes subaéreos, la bioturbación puede cumplir un papel importante como generador de desequilibrio en ambientes submarinos (Stow, 1986).

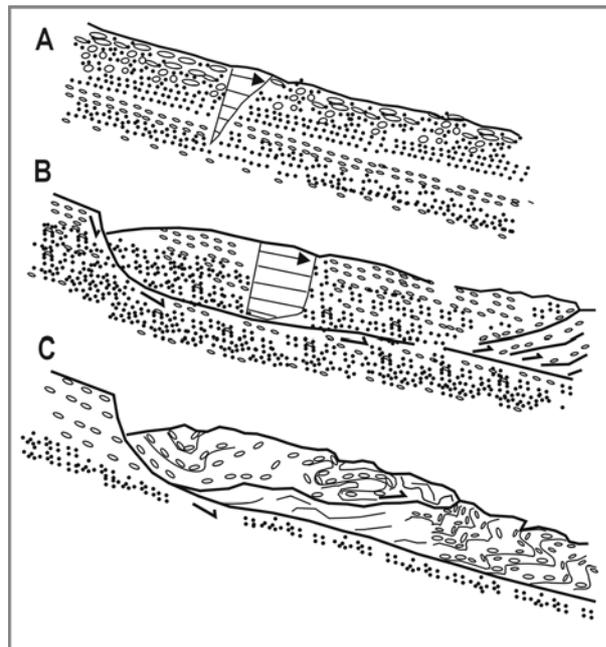


Fig. 3: Movimientos gravitatorios en masa en pendientes inestables. Adaptado de Nemeč (1990). **A:** Reptaje, movimiento imperceptible de partículas, restringido a las proximidades de la interfase agua sedimento. **B:** Deslizamiento, rotación de un bloque coherente limitado por una falla basal, con deformación interna nula o escasa. **C:** Asentamiento, desplazamiento rotacional de un bloque incoherente, con importante deformación interna (Véase Figura 4).

Los deslizamientos y asentamientos, frecuentemente asociados con altas tasas de sedimentación en pendientes inestables, producen rasgos erosivos y depositacionales más importantes que el reptaje. En los deslizamientos (Fig. 3B) el desplazamiento de un bloque de sedimentos, suficientemente consolidados de manera que permita la transmisión de esfuerzos sin sufrir deformación interna notable, pendiente abajo se produce a lo largo de un plano de despegue basal. Por el contrario, en los asentamientos (Fig. 3C) el material es lo suficientemente inconsolidado como para que los esfuerzos involucrados produzcan, además del despegue basal, deformación interna importante durante el desplazamiento, generalmente traducida en fallas inversas de bajo ángulo asociadas a pliegues volcados que caracterizan el extremo distal del bloque asentado (Fig. 4).

En pendientes deltaicas y en el talud continental, especialmente en sectores con alta tasa de sedimentación y sismicidad activa, los deslizamientos y asentamientos pueden movilizar grandes volúmenes de sedimentos -hasta cientos de kilómetros cúbicos- a las cuencas oceánicas. El volumen de sedimentos afectados puede multiplicarse significativamente cuando un deslizamiento o asentamiento simple provoca inestabilidades gravitatorias que a su vez generan múltiples desplazamientos gravitatorios complejos, adyacentes o retrogradacionales (Mulder y Cochonat, 1996). Frecuentemente, el material involucrado en asentamientos pierde la coherencia interna y se transforma pendiente abajo en una variada gama de flujos gravitatorios (descritos más abajo), en cuyo caso la cicatriz de despegue inicial es el único rasgo indicativo de la existencia del asentamiento. En estos casos, la amplificación del volumen inicial por asentamientos retrogradacionales puede tener importancia en la generación de flujos gravitatorios de larga duración o sostenidos, como en el clásico ejemplo de los asentamientos asociados al terremoto de 1929 del Grand Banks, en Canadá (Kuenen, 1952; Mulder y Cochonat, 1996)



Fig. 4: Gran bloque asentado, con replegamientos y fallas internas, limitado por un plano de falla basal (flecha inferior) y por bancos subhorizontales en el techo (flecha superior). Note como la deformación interna aumenta hacia la derecha, i.e. en el sentido del movimiento del bloque asentado. Mioceno inferior, Tierra del Fuego.

Flujos gravitatorios de sedimentos

Componen una amplia gama de mecanismos de erosión, transporte y deposición de partículas sedimentarias que básicamente están controlados, en forma parcialmente dependiente, por la reología del material (plástica o fluida); el estado del flujo (laminar, turbulento, subcrítico, supercrítico); la composición dominante de partículas (cohesivas o no-cohesivas); la concentración de partículas (alta o baja densidad); los procesos de transporte de partículas (flotación por exceso de matriz, colisión intergranular, decantación retardada, turbulencia); los procesos de deposición (deposición en masa por congelamiento cohesivo o friccional y decantación individual de partículas); las variaciones temporales (esteadiness) y espaciales (uniformidad) de la velocidad del flujo y la duración temporal del flujo (casi instantánea o casi sostenida). En conjunto, estas propiedades definen las principales características de la estructura, estratificación y estado del flujo y también de sus depósitos (Mulder y Alexander, 2001).

En uno de los extremos de esta gama de procesos se encuentran los flujos más densos y cohesivos, que resultan en depósitos denominados flujos de fango (mud flows) y flujos de detritos (debris flows). En el otro extremo se encuentran flujos más diluidos y turbulentos, cuyos depósitos constituyen turbiditas, areniscas-fangolitas gradadas y con divisiones de Bouma, o turbiditas clásicas. Entre estos extremos, existen problemas de terminología y disputas en la nomenclatura e interpretación de los depósitos de flujos gravitatorios, especialmente en lo que respecta a los depósitos espesos de areniscas masivas, interpretadas alternativamente como fluxoturbiditas (Dzulynski y Kuenen, en Hsü, 1989); turbiditas de alta densidad (Kuenen en Sanders, 1965), Lowe, 1982); avalanchas de arena (Hsü, 1989); flujos de detritos arenosos (Shanmugan, 1996); o flujos hiperconcentrados y concentrados (Mulder y Alexander, 2001). En esta revisión, este conjunto de flujos friccionales (Fig. 5) se interpreta en forma amplia como depósitos de corrientes de turbidez, siguiendo los conceptos de Kneller y Branney (1995); Kneller y Buckee (2000); Mutti et al. (1996, 1999).

Flujos cohesivos.

Estos flujos (Fig.5) contienen una alta proporción de matriz cohesiva (fango) y por lo tanto reología plástica o pseudoplástica. La alta concentración de partículas cohesivas aumenta la viscosidad y disminuye la relación entre fuerzas inerciales y viscosas, de manera que la turbulencia generalmente es inhibida y el flujo es de tipo laminar (número de Reynold muy inferior a 2000). La alta concentración de partículas de granometría fina aumenta la densidad del flujo y le otorga resistencia a la matriz, de manera que las partículas mayores -arena gruesa, gravas y bloques- pueden ser mantenidas en suspensión con relativa facilidad. La alta coherencia de la matriz impide la penetración y escape de agua desde y hacia el medio fluido en el cual se desplaza el flujo. Eventualmente el desarrollo de una alta presión de agua poral puede ayudar a mantener en suspensión a los clastos mayores.

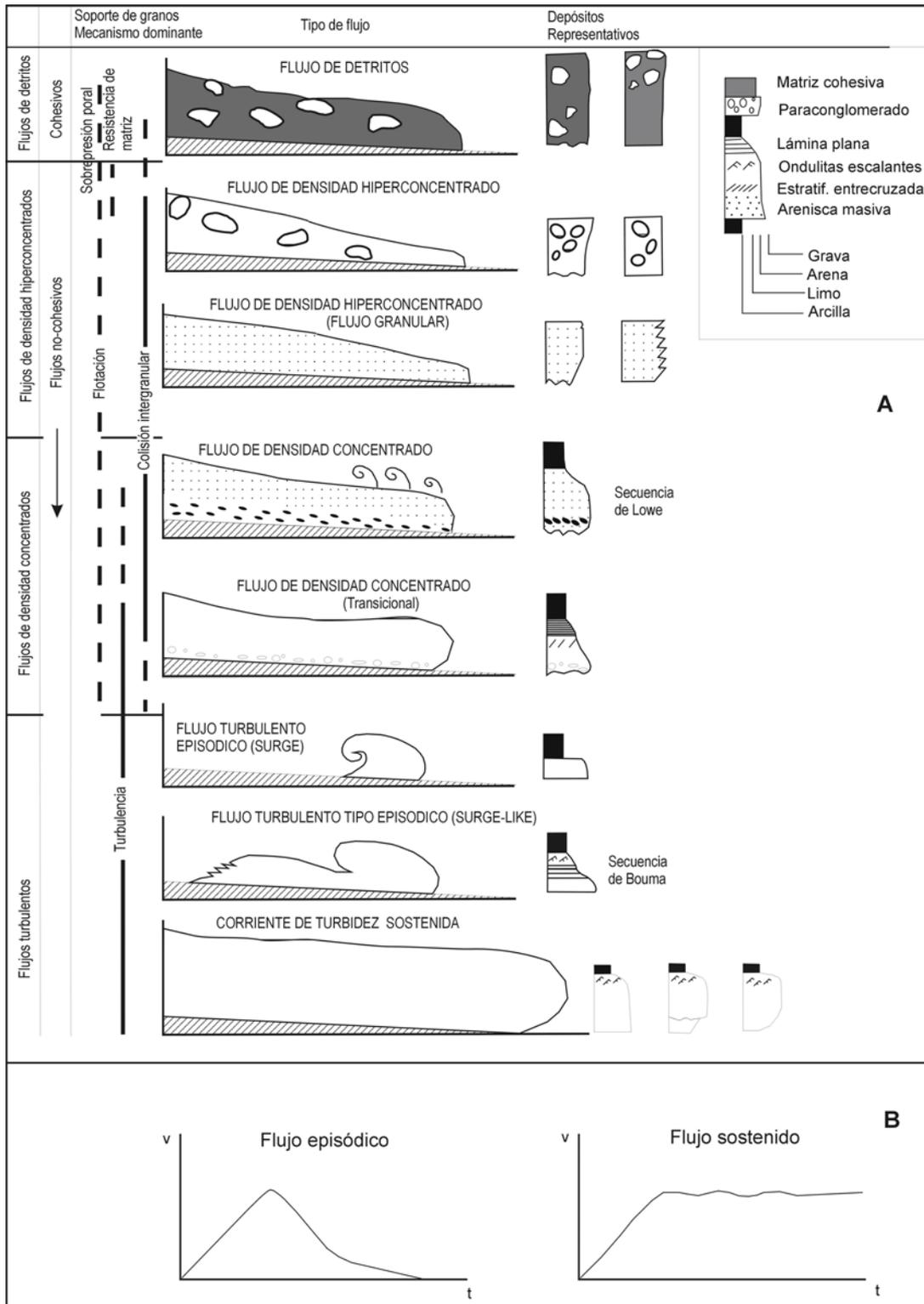


Fig. 5: **A:** Principales características de flujos cohesivos y friccionales y de los depósitos asociados. Sin escala. Adaptado de Mulder y Alexander (2001). **B:** Variación de la velocidad del flujo con el tiempo para un punto geográfico fijo en flujos episódicos de corta duración y en flujos sostenidos, de larga duración.

Los flujos cohesivos subácueos generalmente no presentan rasgos erosivos basales importantes, a pesar de que pueden alcanzar velocidades considerables y distancias de transporte de cientos de kilómetros (Gee et al., 1999). La ausencia de rasgos erosivos en flujos densos que se desplazan a alta velocidad ha sido explicada por el mecanismo de hidroplaneo, por el cual la cabeza del flujo se mantiene por encima de una capa de agua que reduce la resistencia y arrastre en el fondo (Mohrig et al., 1998).

El principal proceso de depositación de partículas es por congelamiento cohesivo o depositación en masa. Cuando la componente de la fuerza de gravedad que mantiene al flujo en movimiento es igual o inferior a las fuerzas de resistencia al flujo, el flujo se “congela en masa” formando un tapón rígido (Lowe, 1982). Los depósitos de flujos cohesivos, tienen como característica una mezcla muy mal seleccionada de abundante matriz fina y clastos mayores de distintos tamaños, flotantes o en contacto entre sí, con arreglo de aspecto caótico y sin estratificación interna. En forma descriptiva, estos depósitos se han denominado como fangolitas gravosas, diamictitas y tilloides. Se clasifican como flujos de fango o barro, cuando la relación fango-arena es superior a 1 y las gravas constituyen menos del 5% del total de partículas (Fig. 15A) o flujo de detritos cuando la proporción de gravas es superior al 5%. Dado que estos flujos cohesivos no pierden ni incorporan cantidades importantes de agua, se considera que el espesor del depósito no compactado es semejante al espesor del flujo (Mulder y Alexander, 2001).

Flujos friccionales.

En estos flujos la componente de la fuerza de gravedad pendiente abajo debe vencer la resistencia friccional al movimiento de partículas dada por su contacto mutuo, o trabado intergranular. En sedimentos no consolidados dispuestos en una pendiente y sujetos a la acción de la gravedad, la pérdida momentánea de la coherencia intergranular puede ser iniciada por **licuefacción** o **fluidización**, por la transformación pendiente debajo de flujos cohesivos, o por la desintegración de deslizamientos y asentamientos y su transformación en flujos gravitatorios friccionales (Mulder y Alexander, 2001 y la bibliografía allí citada). Más recientemente, datos provenientes del estudio de ríos con alta carga de sedimentos (“ríos sucios”) en áreas de fuertes pendientes, indican que la carga fluvial puede ser suficientemente acelerada por la gravedad originando **flujos hiperpícnicos**, capaces de transportar sedimentos hacia ambientes marinos profundos (Mulder y Syvitski, 1995). Estos datos, sumado al análisis de depósitos antiguos (Mutti et al., 1996; 1999), sugieren una estrecha relación genética entre flujos hiperpícnicos y sistemas de depositación fluvio-deltaicos de plataforma y sistemas turbidíticos (Véase más adelante)

Independientemente de su origen, el movimiento gravitatorio de partículas puede disiparse completamente pendiente abajo si la densidad del flujo disminuye paulatinamente por incorporación de agua del medio y por depositación parcial de partículas. Por el contrario, si la cantidad de momento inicial del flujo supera cierto valor crítico, o estado de explosión (Pantin, 1979) o ignición (Parker, 1982), el flujo continúa acelerándose e incorporando partículas por erosión del lecho hasta alcanzar un estado de equilibrio, en el cual tanto el volumen como la concentración de sedimentos del flujo son casi invariables para un valor constante de la pendiente (Middleton, 1993). En un flujo gravitatorio en estado de ignición, los mecanismos de transporte y depositación de partículas y el estado del flujo dependen de la concentración de partículas y de la variación vertical de la concentración, o estratificación dentro del flujo (Kneller y Buckee, 2000).

En flujos diluidos y totalmente turbulentos, o en la porción superior diluida y turbulenta de flujos densos, las partículas se conservan en suspensión cuando la componente hacia arriba de remolinos locales supera la velocidad de decantación de partículas. Como esta velocidad es proporcional a la diferencia de densidad entre las partículas y el medio en el cual estas caen, es evidente que la velocidad de decantación de partículas en flujos gravitatorios de sedimentos será de por sí inferior a la que caracterizaría a partículas de igual diámetro y densidad en agua clara. A este efecto de mayor flotación (buoyancy) se suma el efecto de decantación retardada (hindered settling), inducido por la mutua interferencia de múltiples partículas y la consecuente generación de inestabilidades en el fluido, el cual, al ser desplazado hacia arriba por las partículas que caen, disminuye la velocidad de decantación.

La desaceleración temporal o espacial de un flujo diluido y totalmente turbulento, con competencia suficiente como para transportar arena y fango en suspensión, produce una depositación

relativamente ordenada de su carga sedimentaria, que incluye a la típica asociación de areniscas y fangos gradados con divisiones de Bouma (1962), denominadas turbiditas “clásicas” (Walker, 1978) e “ideales” o “distales” (Middleton, 1993). En una sucesión ideal (Fig. 1), la base del depósito puede tener rasgos erosivos característicos, como **turboglifos**, **surcos** y otras **marcas de base**, seguidas sucesivamente por areniscas masivas, gradadas (Ta); areniscas con laminación plana (Tb); areniscas-limolitas con laminación ondulítica (Tc); fangolitas con laminación paralela (Td) y fangos gradados y **hemipelagitas** y **pelagitas** (Te). En flujos muy diluidos, cuya competencia sólo permite el transporte de limo y arcilla, los depósitos resultantes incluyen básicamente a las divisiones Td y Te, y se denominan turbidita finas (Stow et. al., 1996; Fig. 6).

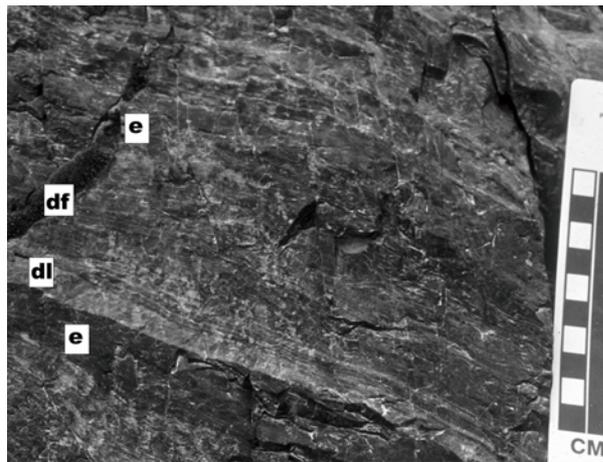


Fig. 6: Turbiditas finas. Bancos alternantes compuestos de limolita arenosa con laminación plana (dl), fangolitas laminadas (df) y hemipelagita con radiolarios (e) en el techo. La gradación normal y la distinción entre las divisiones d y e, sólo se pueden reconocer al microscopio. Cretácico inferior, Formación Yahgan, Tierra del Fuego. Olivero y Martinioni (1996).

Las marcas erosivas basales se interpretan como originadas en la cabeza del flujo y la sucesión ordenadas de texturas y estructuras sedimentarias involucradas en las divisiones de Bouma, se interpretan como originadas durante la depositación en el cuerpo del flujo a medida que este desacelera. Las divisiones de Bouma se han interpretado en términos hidráulicos como el reflejo del cambio de condiciones iniciales de alto régimen de flujo a condiciones finales de decantación pasiva y directa del material más fino en suspensión (Fig. 1; Bouma, 1962; Walker, 1967). Sin embargo, la estimación de la intensidad de flujos gravitatorios utilizando criterios independientes, como la velocidad crítica para mantener partículas de determinado tamaño en suspensión y la velocidad crítica de transición entre laminación plana y laminación ondulítica, presenta serias discrepancias en turbiditas (Komar, 1985). Observaciones experimentales indican que, para un flujo de velocidad constante y para un mismo tamaño de partícula, la laminación paralela es suprimida como forma de lecho en condiciones de alta tasa de sedimentación (Arnott y Hand, 1989). En consecuencia, los límites entre las divisiones de Bouma Ta-Tb y Tb-Tc parece estar controlada tanto por la desaceleración del flujo como por la tasa de sedimentación (Lowe, 1988; Allen, 1991). En forma distinta a la interpretación de un régimen alto de flujo tractivo supercrítico (condiciones de antiduna, cf. Allen, 1991), la depositación de arenas gradadas (Ta) reflejaría entonces condiciones de rápida y alta tasa de decantación de material en suspensión, condiciones en las cuales la formación de estructuras tractivas no sería posible. La sucesión de estructuras tractivas de fondo, caracterizadas por laminación plana (Tb), seguida de laminación ondulítica (Tc), sólo sería posible luego de la decantación de la mayor parte del material en suspensión. Este es el principal criterio por el cual la división Ta no se considera dentro de la sucesión normal de estructuras tractivas producidas por flujos turbulentos diluidos (Lowe, 1982).

En los flujos más densos, la alta concentración de partículas en la base del flujo puede inhibir la generación de turbulencia y favorecer un estado laminar, dando lugar a un flujo granular o capa inercial (Sanders, 1965), en el cual las partículas se mantienen en suspensión por el fenómeno conocido como presión dispersiva. En este fenómeno, las partículas en continua aceleración se transfieren momento físico por colisión intergranular y las partículas mayores, de mayor momento, tienden a disponerse hacia arriba y hacia el frente y laterales del flujo. De tal manera, la presión dispersiva genera una mayor concentración de partículas más gruesas hacia el techo y la percolación de partículas menores entre los intersticios de las mayores, fenómeno conocido como “colador cinemático”, también contribuye a la concentración relativa de partículas de menor tamaño hacia la base del flujo granular. De manera distinta al “congelamiento en masa” de flujos cohesivos, cuando un flujo friccional se desacelera y la energía cinética de partículas disminuye hasta el punto en el cual su velocidad es insuficiente para mantener la presión dispersiva, o en otros términos cuando la energía gravitatoria del flujo es consumida de manera que no puede vencer la resistencia friccional entre partículas, las partículas se detienen. El súbito congelamiento friccional de partículas puede resultar en gradación inversa.



Fig. 7A

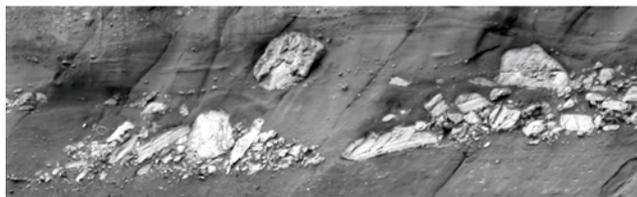


Fig. 7B

Fig. 7: Depósitos de flujos friccionales hiperconcentrados. **A:** Conglomerado clasto sostén, con gradación inversa. Bloques mayores, ca. 60 cm de diámetro. Oligoceno, Tierra del Fuego. **B:** Flujo granular en brechas clasto sostén, en parte con abundante matriz de arena gruesa-grava fina y gradación predominantemente inversa. Note el súbito congelamiento friccional de bloques imbricados y subverticales en sucesivas oleadas, que generan formas semejantes a dunas. El bloque superior, flotante en arena gruesa, tiene ca. 3 m de diámetro. Mioceno, Tierra del Fuego.

Formas semejantes a “dunas o barras”, compuestas de conglomerados y brechas, clasto-sostén y con gradación inversa, han sido atribuidas a la súbita inmovilización por congelamiento friccional de oleadas de partículas (Hsü, 1989; Mulder y Alexander, 2001; Fig. 7). Capas con gradación inversa, o carpetas tractivas, se observan en forma repetitiva en depósitos espesos de areniscas o conglomerados (Lowe, 1982); especialmente en depósitos atribuidos a turbiditas proximales (cf. Middleton, 1993). Estos espesos bancos de areniscas, se han atribuidos a corrientes de turbidez de alta densidad (Lowe, 1982), flujos de detritos arenosos (Shanmugan, 1996) o flujos concentrados (Mulder y Alexander, 2001). Lowe (1982), reconoce una estructuración de estos depósitos, conocidas como divisiones de Lowe (Fig. 5), que incluye una división basal (S1), con estructuras tractivas poco desarrolladas; una división intermedia (S2), con carpetas tractivas y gradación inversa y una división superior, más espesa (S3) caracterizada por arenas masivas o gradadas, con abundante estructuras de escape de agua (pilares y estructuras en plato).

Lowe (1982) interpreta a estas divisiones como originadas en un flujo en desaceleración en el cual la tasa de decantación es el principal mecanismo regulador. S1 representaría condiciones de baja tasa de sedimentación cuando el flujo todavía está en condiciones estables; a medida que comienza la desaceleración, la tasa de decantación aumenta, se suprimen las formas de lecho tractivas y el flujo granular basal se congela en sucesivas carpetas tractivas; finalmente la mayor desaceleración aumenta la decantación, eliminando paulatinamente los efectos de flotación y decantación retardada, y el flujo colapsa, depositando rápidamente su carga suspensiva y originando la división S3. Un proceso similar se interpreta para conglomerados espesos, y en este caso las divisiones toman el nombre de R1, R2 y R3.

La interpretación anterior supone un flujo concentrado altamente inestable y de corta duración (Fig. 5B), semejante a los producidos experimentalmente por la súbita liberación pendiente abajo de sedimentos alojados en un tanque (lock-gate). En este caso, y en la parte de la curva en rápida desaceleración, durante la etapa de colapso hay una pérdida neta de partículas y por lo tanto una disminución de la concentración de partículas en el flujo; la depositación es rápida y el espesor del depósito está controlado por, y es mucho menor que, el espesor total del flujo. Recientemente, Kneller y Branney (1995) interpretan a los depósitos espesos de areniscas, como originados por flujos gravitatorios concentrados sostenidos, o casi sostenidos, y de larga duración (Fig. 5B), semejantes a los que se pueden esperar en flujos hiperpícnicos. En este caso el transporte y la depositación ocurren simultáneamente; la pérdida de partículas en el cuerpo del flujo, durante la depositación en un punto determinado a lo largo del flujo, es compensada por el aporte lateral de partículas en un flujo de larga duración; la superficie de depositación agrada continuamente; el espesor del depósito no tiene relación con el espesor del flujo, sino con la longitud acumulada durante toda la duración del flujo; e inclusive el espesor del depósito puede ser superior al espesor del flujo que lo originó. En estos flujos sostenidos y de larga duración, la concentración vertical de partículas en el flujo se mantiene por aporte lateral, y compensa la pérdida por rápida depositación de partículas; no existe una superficie reológica neta entre las partículas en transporte y partículas depositadas y por lo tanto no existen formas tractivas estables de lecho. La rápida depositación de partículas en una superficie que agrada progresivamente promueve la licuefacción y la generación de estructuras de escape de agua, las cuales pueden disponerse en capas truncadas durante la agradación del lecho (Fig. 8). La generación de estructuras tractivas o de capas con gradación inversa (carpetas tractivas) podrían originarse durante variaciones temporales menores de la velocidad del flujo cuando la depositación masiva es temporalmente disminuida. De igual manera, la presencia de clastos mayores aislados o de ristras de clastos mayores en determinados niveles indicarían la posición transitoria de la base de un flujo en continua gradación vertical. De tal manera, en areniscas masivas originadas por flujos sostenidos, no se debe esperar una sucesión ordenada de divisiones de Lowe, las cuales serían más bien características de flujos inestables y de corta duración.



Fig. 8: Flujos friccionales concentrados. Arenisca masiva, con horizontes alternantes de límites netos, que incluyen abundantes estructuras de escape de agua (pilares). Se interpreta como el depósito de un flujo sostenido, de larga duración, en el cual no hay una superficie reológica neta en la base del flujo y el transporte y la depositación ocurren simultáneamente. Cubre lente fotográfica de escala (5 cm). El espesor total del banco supera los 3 m, Paleoceno superior, Tierra del Fuego.

Una cuestión básica a tener en cuenta en la clasificación propuesta en la Fig. 5 es el grado en el cual el depósito resultante refleja el total de las características hidrodinámicas del flujo originario. En un extremo, una posibilidad de interpretación sería que cada tipo de depósito refleje un tipo de flujo en particular. La otra posibilidad extrema sería que los distintos depósitos reflejen distintos estadios en la evolución de un mismo flujo. En general se coincide en que la primera posibilidad es incorrecta; respecto a la segunda, no hay todavía suficiente experimentación de laboratorio que arroje resultados conclusivos (cf. Kneller y Buckee, 2000). No obstante, la metodología de análisis propuesta por Mutti (Mutti, 1992; Mutti *et al.*, 1996; Mutti *et al.*, 1999), basada en la determinación empírica de cortejos de facies segregadas espacialmente en un mismo banco, o conjunto de bancos temporalmente equivalentes, durante la movilización de un flujo pendiente abajo, ofrece evidencias conclusivas que distintos depósitos pueden representar distintos estadios de un mismo flujo gravitatorio (Véase Análisis de Facies).

Contornitas

Aunque la existencia de corrientes oceánicas profundas era ya conocida a principios del siglo XX, estas eran pensadas como corrientes sumamente débiles, incapaces de producir modificaciones en un fondo oceánico dominado por la acumulación hemipelágica. El oceanógrafo alemán George Wust (1936) fue el primero en indicar la posible importancia de las corrientes oceánicas profundas en el transporte de sedimentos abisales, aunque su trabajo, publicado en alemán, pasó casi inadvertido por la comunidad científica de la época. No fue sino hasta la década del 60 cuando un estudiante de Wust, C.D. Hollister, (Heezen & Hollister 1963; Hollister 1967) documentó por primera vez la existencia de ondulitas de corriente a profundidades de entre 4 y 5 km, en el sector noreste del océano Atlántico. A diferencia de las ondulitas relacionadas a corrientes de turbidez, estas contenían gran cantidad de minerales pesados y presentaban muy poca matriz, sugiriendo una remobilización y acumulación a partir de corrientes de agua libres de sedimento. Asimismo, estas corrientes oceánicas profundas parecían moverse en sentido paralelo a las curvas de nivel (o *contour lines*) por lo que fueron denominadas como corrientes de contorno. El descubrimiento de Hollister suscitó una gran polémica con los oceanógrafos de la época, lo que impulsó la realización de numerosos y detallados estudios del fondo oceánico con el objetivo de evaluar adecuadamente las características de dichas corrientes. Esto llevó al descubrimiento, en años subsiguientes, que las corrientes de contorno son sumamente dinámicas y capaces de modelar los fondos oceánicos produciendo una importante erosión, transporte y redepositación de sedimentos. Las corrientes de contorno son muy importantes asimismo para el control de la temperatura en el planeta, ya que actúan como un gigantesco circuito de refrigeración moderando temperaturas máximas y mínimas.

Algunas características de la circulación termohalina profunda

Las corrientes oceánicas profundas se originan a partir del enfriamiento y posterior hundimiento de aguas marinas superficiales en altas latitudes (Gill 1973; Killworth 1973). Una vez en profundidad, estas masas de aguas polares se mueven por el fondo de los océanos como corrientes termohalinas (Neuman 1968). Las aguas polares de origen antártico son las más densas y profundas de los océanos, y se originan predominantemente en la zona de los mares de Weddell y Ross (Fig. 9). Estas aguas fluyen hacia abajo del talud, circulando hacia el Este alrededor del continente antártico, desde donde se dirigen posteriormente hacia el norte a los océanos Atlántico, Índico y Pacífico. En el hemisferio norte, los principales puntos de captación se ubican en los mares de Noruega y Groenlandia, aunque el movimiento hacia el sur de estas aguas es dificultado parcialmente por la presencia de un alto fondo marino conocido como la dorsal de Escocia-Islandia-Groenlandia.

En la mayoría de los fondos oceánicos las corrientes termohalinas son relativamente débiles, con velocidades que a menudo no superan los 2 cm/s. No obstante, al igual que las corrientes superficiales, estas corrientes profundas sufren asimismo el efecto de *Coriolis* relacionado a la rotación terrestre. Como consecuencia, las corrientes tienden a ser más intensas contra los márgenes continentales en el sector oeste de las cuencas oceánicas (Fig 9) donde pueden alcanzar velocidades de hasta 10 o 20 cm/s. La intensificación de las corrientes ocurre asimismo a lo largo de zonas estrechas de los fondos oceánicos,

donde se han registrado corrientes de más de 100 cm/s (Stow & Lovell, 1979; McCave & Tucholke, 1986). A modo de ejemplo, en el sector superior del talud de Cádiz, cerca del Estrecho de Gibraltar, se han medido corrientes máximas de hasta 250 cm/s (Viana *et al.*, 1998).

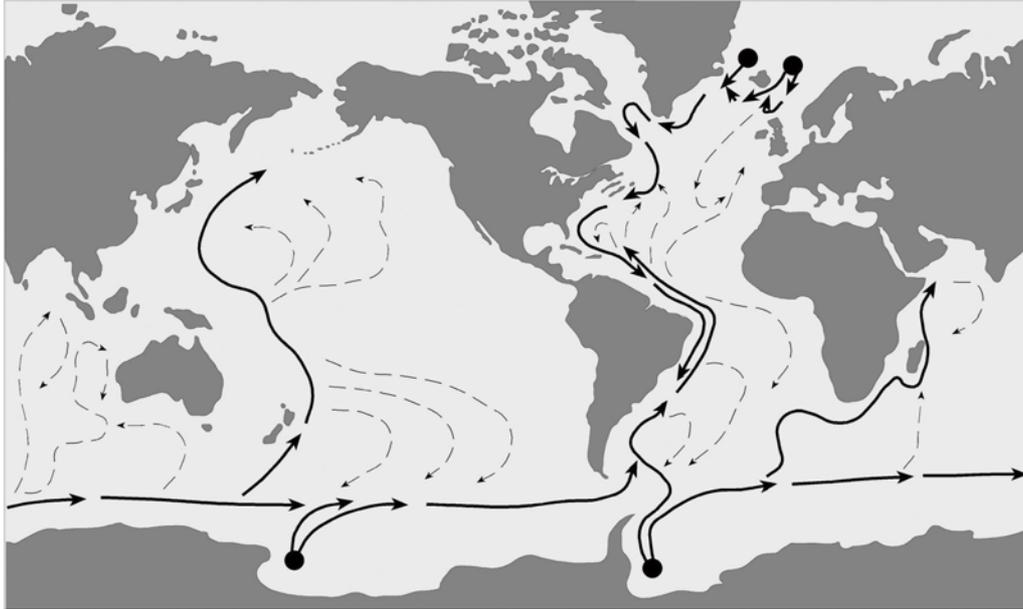


Fig. 9: Principales vías de circulación de las corrientes oceánicas profundas (modificado de Stow & Lovell 1979). Note la ubicación de los puntos de captación de aguas superficiales localizados cerca de los polos y la intensificación de las corrientes hacia el oeste de las cuencas oceánicas.

Localmente, estas corrientes son sumamente variables en su intensidad a lo largo del tiempo, reconociéndose períodos de mayor actividad denominados como tormentas abisales (Gardner & Sullivan 1981). Durante estas “tormentas”, grandes volúmenes de sedimentos finos son erosionados del fondo oceánico y transportados en suspensión por niveles nefeloides hacia zonas de acumulación, a menudo muy distantes.

Depósitos de corrientes de contorno recientes.

De lo anteriormente expuesto resulta evidente que las corrientes oceánicas profundas tienen la capacidad de erosionar, transportar y depositar enormes volúmenes de sedimentos en los fondos oceánicos. Paralelamente al descubrimiento de las potencialidades de estas corrientes, los sedimentólogos se dedicaron a tratar de discernir las características de los depósitos actuales relacionados a estos fenómenos, y de que manera los mismos aparecerían en el registro fósil. Los sedimentos acumulados o modificados por estas corrientes se denominaron como contornitas (o *contourites*, Hollister & Hessen 1972). Las contornitas comprenden depósitos de grano fino (arcilitas hasta arenas finas) a menudo altamente bioturbados. En un principio las contornitas fueron clasificadas de acuerdo a su textura en contornitas fangosas y contornitas arenosas (Stow & Lovell 1979). Las contornitas fangosas se componen por pelitas terrígenas y biogénicas, con mala selección y hasta 15% de arenas finas. Son generalmente homogéneas por la intensa bioturbación, o pueden presentar una laminación difusa. Las contornitas arenosas comprenden niveles irregulares de hasta 25 cm de areniscas finas, los cuales aparecen masivos o con lámina paralela u ondulitas de corriente. Los contactos entre las capas pueden ser netos o transicionales. A menudo los dos tipos de contornitas coexisten dentro de la misma sucesión. Estudios más recientes (Viana *et al.*, 1998) han propuesto una clasificación relacionada directamente a la profundidad de agua, independientemente del contexto tectónico y/o morfológico. Estos autores reconocen depósitos

en aguas profundas (> 2000 m), profundidades medias (300-2000 m) y relativamente someros de plataforma externa o talud superior (50-300 m). De estas categorías, solamente las dos primeras corresponderían a contornitas “normales” (en el sentido de Hollister & Hessen, 1972) mientras que las corrientes más someras (producidas por una combinación entre corrientes de contorno, corrientes inducidas por vientos superficiales, mareas etc) son denominadas como areniscas depositadas por corrientes de fondo someras (*shallow-water bottom-current sands*).

Las contornitas arenosas de aguas profundas parecen ser relativamente raras, presentando una fina laminación a menudo altamente disturbada por la bioturbación. Estas intercalan con contornitas fangosas, hemipelagitas y turbiditas, y presentan una composición eminentemente bioclástica.

Las contornitas arenosas de profundidades medias son más comunes, conformando bancos de hasta un metro con gran extensión lateral, a menudo intercalados con contornitas fangosas y turbiditas. La composición de las mismas es silicoclástica/bioclástica y presentan abundante bioturbación. A menudo las corrientes de turbidez constituyen el mecanismo primario de acumulación de las arenas, las cuales son removilizadas por las corrientes de fondo (Fig. 10).

Los depósitos relativamente someros son aquellos que aparentemente presentan mayor potencial de preservación y una mayor importancia petrolera. Se integran por bancos de areniscas finas de hasta 20 metros de espesor, y con gran continuidad lateral a menudo tapizados por megaóndulas. Su composición puede ser desde silicoclástica a bioclástica, y a menudo intercalan con facies de plataforma interna a hemipelágicas de talud.

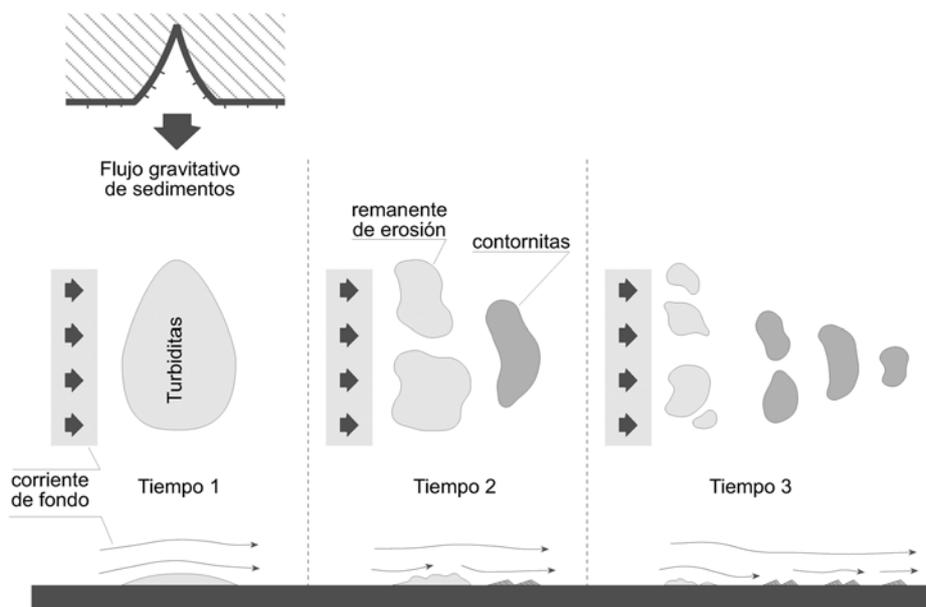


Fig. 10: Relación entre depósitos turbidíticos y contorníticos (modificado de Mutti 1992)

Contornitas fósiles.

A pesar de lo mucho que se ha avanzado en los últimos años en el conocimiento de estos depósitos, la identificación de depósitos fósiles de contornitas sigue siendo sumamente compleja y a menudo controvertida. Las controversias muchas veces se originan a raíz de que normalmente es sumamente difícil estimar de modo preciso las paleopropiedades, y diferenciar depósitos de contornitas de aquellos de turbiditas distales. A la fecha existen unos pocos ejemplos en el mundo atribuidos a contornitas, algunos de los cuales se presentan en la siguiente tabla (Fig. 11).

Dado que las corrientes de fondo reelaboran a menudo depósitos turbidíticos, los depósitos contorníticos arenosos generalmente presentan una mejor selección y mejores propiedades petrofísicas respecto de los depósitos turbidíticos originales. El interés económico despertado por el hallazgo de

enormes reservas de hidrocarburos en cuencas de *off shore* impulsó en los últimos años una importante revisión de las características de los depósitos actuales y fósiles asociados a estas corrientes (Stow *et al.* 1998; Viana *et al.* 1998).

UNIDAD	LOCALIDAD	EDAD	REFERENCIAS
Lachlan Fold Belt	Australia	Ordovico	Jones <i>et al.</i> , 1993
Jiuxi Drift	China	Ordovico	Duan <i>et al.</i> , 1993
Bushy Canyon Member	USA	Pérmico	Mutti <i>et al.</i> , 1992
Talme Yafe Formation	Australia	Cretácico	Bein y Weiler, 1976
Sainte Croix	U.S. Virgin Islands	Cretácico	Stanley 1987, 1988
Niesenflysh	Suiza	Cretácico	Stanley, 1993
Annot Sandstone	Francia	Eoceno	Stanley, 1993
Lefkara Formation	Chipre	Paleógeno	Kahler, 1994
Numidian Flysh	Italia	Oligoceno - Mioceno	Wezel, 1969, 1970 Faugères <i>et al.</i> , 1992
Kasuzo Group	Japón	Plioceno - Pleistoceno	Ito, 1996
Paleogene Sandstones	Mar del Norte (Reino Unido)	Paleógeno	Heritier <i>et al.</i> , 1979 Enjolras <i>et al.</i> , 1986
Paleogene Sandstones	Cuenca de Campos (Brasil)	Paleógeno	Mutti <i>et al.</i> , 1980
Ewing Bank Block 826 Oilfield	Golfo de Mexico (USA)	Plioceno - Pleistoceno	Shanmugam <i>et al.</i> , 1993

AFLORAMIENTOS

SUBSUELO

Fig. 11: Cuadro de síntesis de los principales depósitos de contornitas fósiles reconocidos en el mundo (basado en datos de Stow *et al.* 1998)

La identificación de contornitas fósiles no puede ser hecha utilizando uno o unos pocos criterios de análisis, ya que las diferencias de estos depósitos con depósitos de turbiditas distales y otros ambientes marinos son a menudo muy sutiles (Stow *et al.*, 1998). Numerosos autores (Stow & Lovell 1979; Lovell & Stow 1981; Stow *et al.* 1998) han resaltado algunas características que deben ser tenidas en cuenta a fin de descartar un origen alternativo para una sucesión fósil dada.

1. El contexto tectónico de la sucesión. Las corrientes de contorno y sus depósitos se encuentran generalmente relacionados a los márgenes de cuencas oceánicas abiertas. Por esto no serían esperables en cuencas marinas "satélite" parcialmente conectadas con el mar, como cuencas de antepaís, retroarco, *wedge-top* etc.
2. El contexto paleogeográfico de la sucesión. Las sucesiones de contornitas fósiles serían esperables a lo largo de los márgenes orientales de los paleocontinentes.
3. Espesor de la sucesión. A menudo los depósitos de contornitas muestran en conjunto espesores de centenas a miles de metros, alternando con intervalos caracterizados por depósitos hemipelágicos y/o turbidíticos.
4. Textura y selección de los depósitos. Las contornitas actuales se componen mayormente por depósitos de materiales finos (arena fina-pelitas). Los niveles arenosos presentan buena selección y muestran internamente laminación y estructuras tractivas como ondulitas de corriente. Estos niveles arenosos a menudo presentan elevada bioturbación e intercalan con depósitos hemipelágicos y/o turbidíticos.

5. Ausencia de cambios de facies por grandes distancias. Si bien las turbiditas distales a menudo presentan características similares a las contornitas, las primeras cambian facies en pocos kilómetros a lo largo del paleoflujo. Las contornitas presentan un aspecto más homogéneo a lo largo de decenas a centenares de kilómetros.

6. Presencia de superficies de erosión tapizadas por pelitas. Las tormentas abisales erosionan grandes volúmenes de sedimentos, lo que produce normalmente cicatrices erosivas de gran escala, a menudo tapizadas por pelitas.

7. Evidencias de paleocorrientes y paleontológicas. En aquellos lugares donde las contornitas aparecen en estrecha relación con depósitos turbidíticos, estas tienden a presentar direcciones de paleocorrientes orientadas ortogonalmente respecto de los flujos turbidíticos. Las asociaciones faunísticas y de trazas fósiles deben ser coherentes con un ambiente relativamente profundo.

Ejemplos argentinos: En la literatura argentina prácticamente no existen menciones de contornitas fósiles. En años recientes Zavala *et al.* (2000) mencionan brevemente la existencia de depósitos contorníticos en la faja metamórfica de bajo grado de las Sierras Pampeanas (Proterozoico tardío- Paleozoico temprano) aflorante en la Sierra de San Luis, Sierra de Pocho y Sierra de Ambargasta (estas dos últimas en la provincia de Córdoba), a lo largo de unos 450 km. En la Fig. 12 se muestra un mapa de ubicación de los afloramientos.

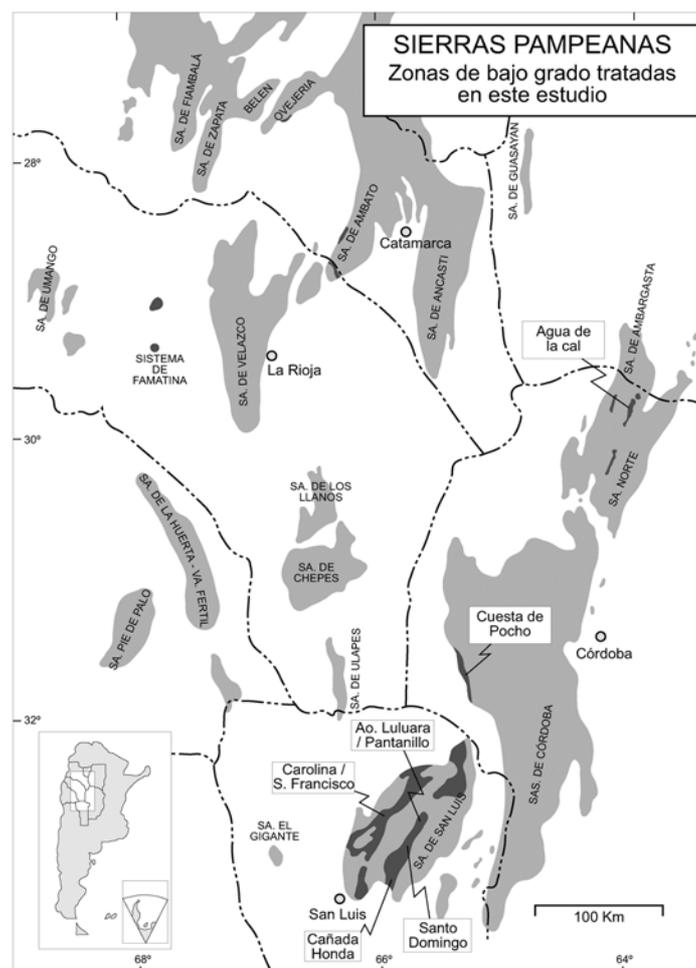


Fig. 12: Mapa de ubicación de los depósitos contorníticos ubicados en las metamorfitas de bajo grado de las Sierras Pampeanas.

Estas metamorfitas de bajo grado muestran rasgos sedimentarios primarios que permiten aplicar en el estudio de estas rocas criterios de análisis estratigráfico propios de las sucesiones sedimentarias. De esta manera, se ha identificado una sucesión sedimentaria con un espesor superior a los 2000 metros, integrada por niveles pelíticos, ritmitas, y bancos conglomerádicos y arenosos (Prozzi y Suarez 1994, Ramos *et al.* 1996). Esta sucesión sedimentaria formaría parte de una antigua cuenca sedimentaria localizada en el margen occidental (actualmente) de Gondwana durante el Proterozoico tardío - Paleozoico temprano, la que podría vincularse lateralmente con los depósitos reconocidos en el norte del país y asignados a la Formación Puncoviscana (Prozzi y Suarez 1994).

Recientes estudios de análisis de facies y análisis estratigráfico secuencial permiten reconocer depósitos turbidíticos con facies de lóbulos proximales a distales, los que en amplios sectores muestran evidencias de procesos de modificación por corrientes diluidas interpretadas como corrientes de fondo (*bottom currents*). Las facies turbidíticas proximales se reconocen en el sur de la Sierra de San Luis (zona de Cañada Honda, Figs 12 y 13) donde se componen por unos 200 metros de conglomerados amalgamados con facies F2, F3 y F5 (*sensu* Mutti 1992) relacionadas a flujos hiperconcentrados y flujos granulares de alta densidad. Hacia el noroeste (zona de Paso del Rey y Santo Domingo, Figs. 12 y 13) esta sucesión grada a facies de lóbulos turbidíticos, integrados por bancos tabulares de areniscas gruesas a medias (facies F5 y F9). Sobre estos depósitos turbidíticos se reconoce una monótona sucesión de ritmitas compuesta por una alternancia de bancos de arena fina y pelitas, con un espesor individual a menudo inferior a los dos centímetros, interpretado como depósitos de contornitas. Los niveles arenosos aparecen masivos, con lámina paralela u ondulitas de corriente, los que se disponen con base neta o transicional. En algunos sectores (Ruta prov. 9, 7 km al NO de La Carolina) se observan evidencias de procesos erosivos al techo de capas de turbiditas arenosas. En esta zona, la presencia de estratificación entrecruzada de tipo hummocky en algunos bancos arenosos sugiere profundidades posiblemente inferiores a los 300 metros, por lo que corresponderían posiblemente a areniscas depositadas por corrientes de fondo someras. En la Sierra de Pocho, las facies contorníticas adquieren su máxima expresión, con un espesor superior a los 400 metros.

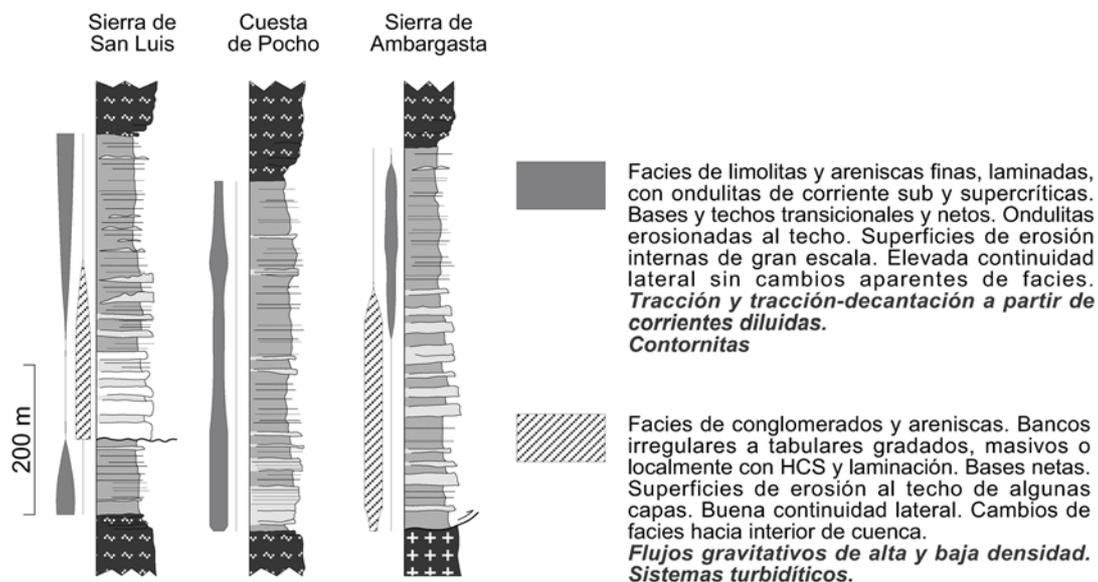


Fig. 13: Síntesis de las principales características de las secciones aflorantes en la zona de bajo grado de las Sierras Pampeanas.

ANÁLISIS DE FACIES EN SISTEMAS TURBIDITICOS

Por muchos años el análisis de facies de sistemas turbidíticos estuvo dominado por el paradigma de la secuencia de Bouma. El trabajo de Arnold Bouma (Bouma, 1962) fue tan influyente que aun hoy muchos geólogos piensan a la secuencia de Bouma como el ejemplo de la turbidita típica. Bouma estableció una secuencia de facies ideal conformada por 5 intervalos (Fig. 1), denominados como *a*, *b*, *c*, *d* y *e*. El intervalo basal (o “*a*”) se integra por areniscas masivas a menudo con *clay chips*. Este es seguido por areniscas finas con lámina paralela (intervalo *b*) sobre las que se disponen areniscas con ondulitas escalantes (*climbing ripples*, intervalo *c*). La secuencia culmina con limos laminados (intervalo *d*) y pelitas hemipelágicas. Es interesante notar que el intervalo “*d*” corresponde a las facciones más finas transportadas por el flujo turbidítico, en tanto que el “*e*” se relaciona a decantación normal en la cuenca, no relacionada a la turbidita. La distinción entre estos dos intervalos no es sencilla, por lo que comúnmente se los agrupa (intervalo *d+e*). A menudo una secuencia de Bouma completa como la de la figura 1 se denota como Ta-e.

Bouma estableció asimismo que esta secuencia presentaba variaciones de acuerdo a su posición relativa dentro de la cuenca. De esta manera, a medida que nos alejamos de la zona de aporte, la secuencia de facies ideal va perdiendo progresivamente sus intervalos basales (Ta-e, Tb-e, Tce) hasta quedar constituida mayormente por pelitas de los intervalos *d* y *e*, lo cual caracterizaría a la zona distal (Fig. 2). Asimismo, en zonas proximales a menudo existe la obliteración por erosión / no depositación de los términos superiores, resultando en secuencias de tipo Tab o Ta-c (Fig. 2). En años subsiguientes se ha avanzado notablemente en el análisis de facies de estos depósitos. Entre las contribuciones más relevantes podemos citar a Mutti y Ricci Lucchi (1972), Walker (1978), Mutti (1992), Pickering *et al.*, (1986; 1989) y Mutti *et al.* (1999).

En razón de su claridad y aplicabilidad, en la presente síntesis se seguirá la metodología de análisis propuesta por Mutti (1992) modificada en parte en Mutti *et al.* (1999). Esta metodología plantea, más que una mera clasificación de facies, un método de razonamiento por el cual las distintas facies turbidíticas ocupan posiciones predecibles dentro de un cortejo de facies. Este cortejo de facies no es fijo para todos los sistemas turbidíticos, sino que va a depender en gran manera de la fisiografía de la cuenca, el tipo de sedimentos disponibles y del volumen y duración de los flujos turbidíticos involucrados. Cabe destacar que en el análisis de facies moderno se ha abandonado parcialmente el concepto de canales y lóbulos de sistemas turbidíticos, reemplazándolo por el concepto de que la posición de una sucesión dada dentro del sistema deposicional (proximal, medio o distal) está dada por la ubicación de las capas constituyentes dentro de zonas de erosión, *bypass* sedimentario (transporte sin una erosión significativa) o depositación. De modo general, el método de análisis contempla la discriminación de 9 facies sedimentarias (Fig. 14), las cuales están ordenadas de acuerdo a su granulometría y a la concentración del flujo turbidítico originario.

Facies muy gruesas

Facies F1

Descripción: Se integra por areniscas gruesas y conglomerados matriz sostén (Fig. 15A). La matriz se compone por materiales finos (arcillas y pelitas). Las capas se disponen sobre base neta no erosiva, pudiendo presentar gradación normal, inversa, o sin gradación. En el caso de existir clastos mayores, estos se ubican en cualquier posición dentro del depósito, inclusive con el eje mayor en posición vertical. La existencia de clastos mayores proyectados fuera del depósito es asimismo frecuente. Esta facies a menudo contiene grandes bloques de materiales sedimentarios redepositados, comúnmente replegados.

Origen: Esta facies se vincula a flujos de detritos cohesivos (o flujos de barro). En razón de su alta densidad (por la alta concentración de sedimentos) los materiales se mueven con una reología plástica. Este hecho hace que estos flujos tengan un coeficiente de fricción interna el cual provoca que sólo puedan iniciarse en zonas de altas pendientes, depositándose en masa (congelamiento cohesivo) una vez que disminuye la pendiente, a menudo sin posibilidades de organización interna. Los clastos están sostenidos por la cohesión interna de la matriz. La baja permeabilidad en el frente de avance de estos flujos a menudo dificulta su dilución si no se mueven por distancias prolongadas.

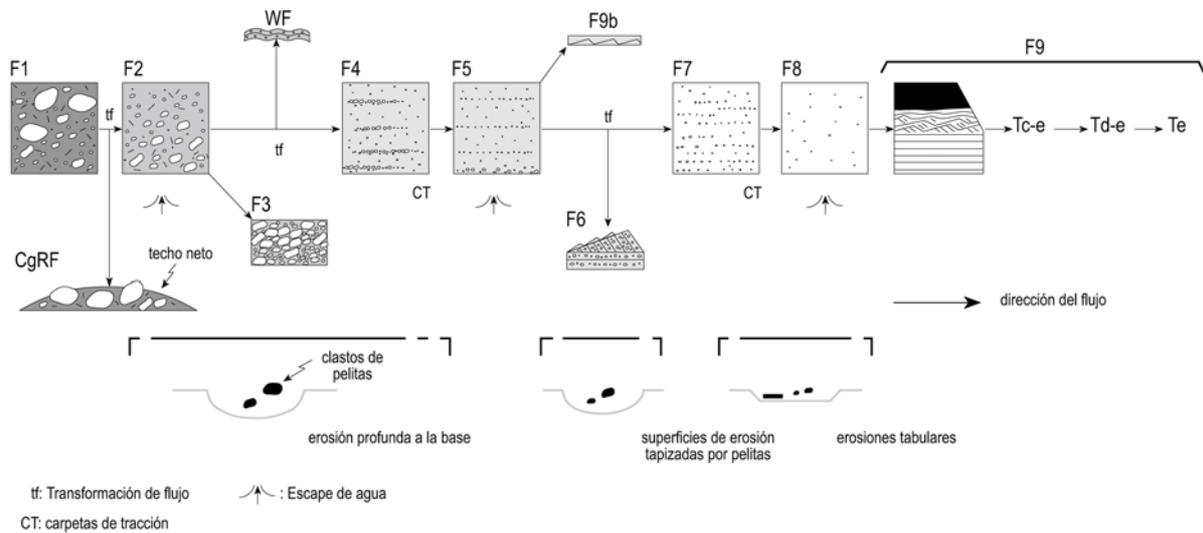


Fig. 14: Esquema conceptual de los tipos de facies reconocidos para sistemas turbidíticos y su posición dentro de un cortejo de facies ideal. Note que para que las facies más finas tengan buen desarrollo, el flujo originario debe ser capaz de sufrir numerosas transformaciones, segregando las fracciones más gruesas en sucesivos depósitos residuales.

Facies F2

Descripción: Se compone de conglomerados y areniscas conglomerádicas matriz sostén, donde la matriz se compone de areniscas gruesas a menudo sucias de arcillas (Fig. 15B). Las capas presentan bases fuertemente erosivas, e internamente pueden presentar gradación normal o inversa. Los clastos más grandes se ubican con su eje mayor aproximadamente horizontal.

Origen: La facies F2 se relaciona a depósitos de flujos hiperconcentrados, los cuales se mueven con una reología transicional entre la plástica y la fluida. A menudo se originan a partir de la dilución de flujos de detritos cohesivos (Facies F1). La pérdida de la cohesión de la matriz como mecanismo de sustentación hace que los bloques más grandes sean segregados formando un depósito residual (CgRF, Fig. 14). La frecuente existencia en la facies F2 de una alineación horizontal de los clastos mayores sugiere flujos laminares. El movimiento diferencial entre las distintas láminas dentro del flujo mantiene atrapada en sobrepresión a parte del agua intersticial, la cual en su tendencia a escapar provee parte del mecanismo de sustentación de los clastos. Las altas velocidades requeridas para atrapar fluidos hace que estos flujos estén dominados por la inercia (flujos supercríticos). La depositación de la facies F2 ocurre cuando la pérdida de velocidad hace que el fluido intersticial no pueda ser retenido por las láminas del flujo, y el mismo escape mediante un proceso llamado elutriación. El escape del fluido intersticial hace que aumente considerablemente la pérdida de energía por fricción interna, forzando la depositación. A menudo parte del fluido intersticial ensucia las arenas gruesas de la matriz.

Facies F3

Descripción: Corresponde a conglomerados clasto sostén, con abundante matriz de arena gruesa (Fig. 15C). El depósito presenta base erosiva, e internamente puede aparecer masivo o presentar gradación normal e inversa y/o imbricación de los clastos mayores.

Origen: Esta facies se produce a consecuencia de una segregación gradual a la base de los clastos mayores, por dilución de un flujo hiperconcentrado. La dilución (disminución de la densidad del flujo) provoca la pérdida de algunos mecanismos de sustentación, haciendo que los clastos mayores no puedan ser transportados.

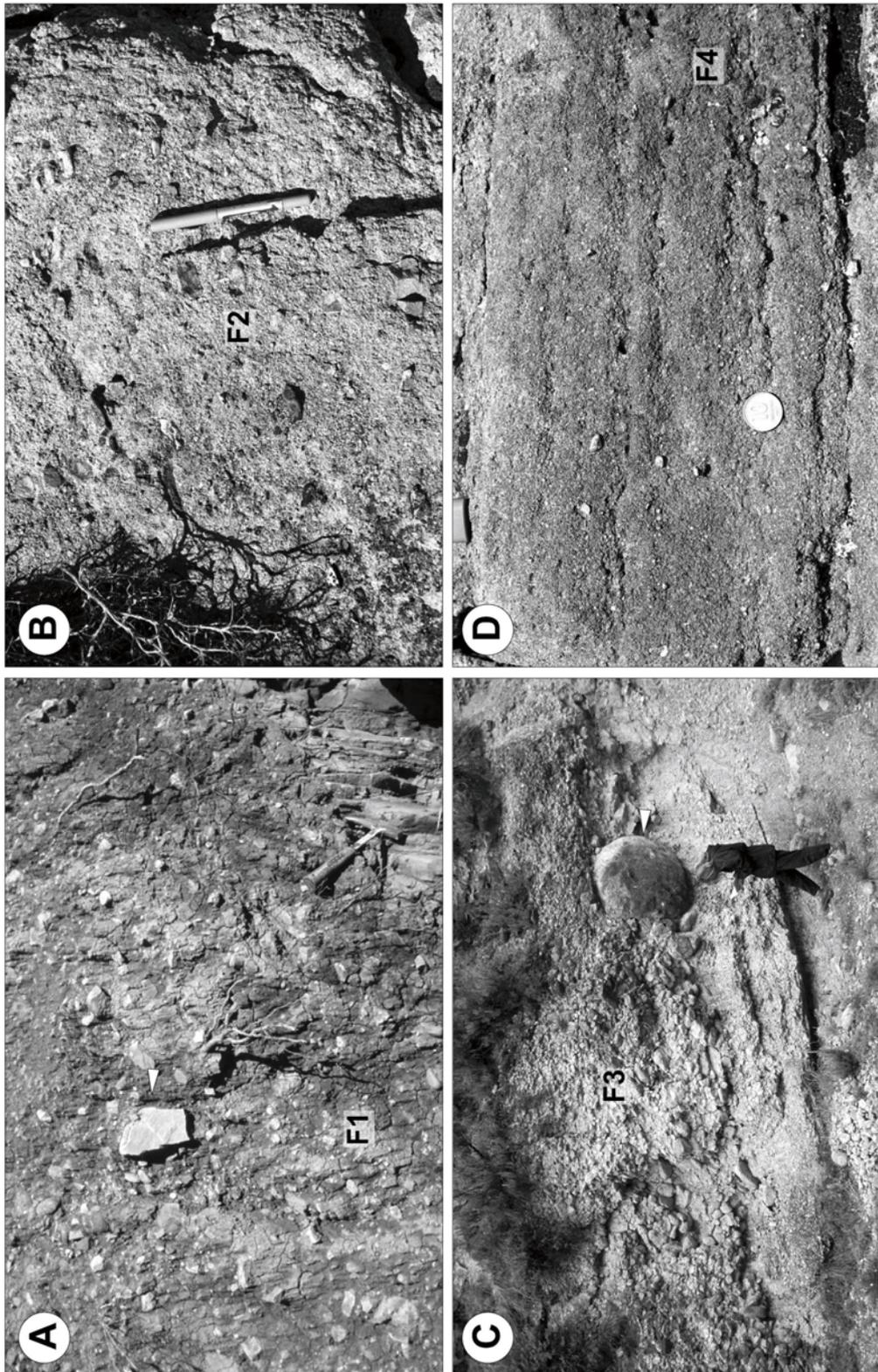


Figura 15: Ejemplos de facies gruesas a muy gruesas. **A:** Facies F1, relacionadas a flujos de detritos cohesivos. Note la presencia de clastos mayores en posición vertical (flecha). Mioceno del sur de los Apeninos, Italia. **B:** Conglomerados matriz sostén, depositados por flujos hiperconcentrados (Facies F2, Jurásico medio de la Cuenca Neuquina). **C:** Conglomerados clasto sostén (Facies F3), originados por la dilución de flujos hiperconcentrados. Note el clasto de grandes dimensiones (flecha). Eoceno de los Pirineos, España. **D:** Areniscas conglomerádicas con carpetas de tracción, características de la facies F4 (Jurásico medio de la Cuenca Neuquina).

Facies Gruesas

Facies F4

Descripción: Se integra por areniscas gruesas y areniscas conglomerádicas, con laminación horizontal difusa correspondiente a carpetas de tracción (Fig. 15D).

Origen: La facies F4 se originaría por la segregación, a la base de un flujo turbidítico gravoso de alta densidad (o flujo concentrado, de tipo supercrítico), de sucesivas láminas las cuales se mueven a menor velocidad. La colisión intergranular hace que los clastos más grandes se ubiquen hacia la parte superior de cada lámina, resultando en una gradación inversa.

Facies F5

Descripción: Se compone de areniscas gruesas, masivas, conformando bancos espesos dispuestos sobre base erosiva. Internamente presenta estructuras de escape de agua de tipo platillo (“dish”, Fig 16A) o pilares (“pillars”; Fig. 8).

Origen: La facies F5 corresponde a una depositación relativamente rápida a partir de un flujo turbidítico gravoso de alta densidad (supercrítico). La presencia de estructuras de escape de fluidos se relacionaría a la elutriación del fluido intersticial.

Facies F6

Descripción: La facies F6 corresponde a areniscas medias a gruesas, de geometría lensoidal y techo erosivo, tomando la forma en algunos casos de dunas bajas (Fig. 16B). Internamente puede aparecer masiva, laminada o presentar estratificación diagonal.

Origen: Esta facies se habría producido a consecuencia de un salto hidráulico en el flujo turbidítico, entre un flujo supercrítico (dominado por la inercia) y un flujo subcrítico (dominado por la gravedad). La forma de duna de esta facies se relaciona al retrabajo ejercido por el flujo turbulento sobrepasante (subcrítico) sobre depósitos de flujos supercríticos (Facies F4 o F5). De esta manera, la presencia de facies F6 es muy importante ya que permite predecir la existencia de lóbulos arenosos (facies F7, F8 y F9) en dirección cuenca adentro.

Facies finas

Facies F7

Descripción: Se integra por areniscas medias a gruesas, con laminación horizontal correspondiente a carpetas de tracción (Fig. 16C).

Origen: Esta facies se originaría a consecuencia de una segregación progresiva de las fracciones más gruesas a la base de un flujo turbidítico de alta densidad arenoso (subcrítico).

Facies F8

Descripción: Corresponde a areniscas finas a medias masivas, dispuestas en cuerpos tabulares con base levemente erosiva. Internamente es común la presencia de clastos de pelitas (clay chips) de grandes dimensiones, los cuales pueden aparecer tanto cerca de la base, como flotando dentro o hacia el techo de las capas (Fig. 16D). Conceptualmente esta facies corresponde al intervalo “a” de Bouma.

Origen: Esta facies se habría acumulado por la depositación relativamente rápida de un volumen de arena transportado por un flujo turbidítico de alta densidad arenoso. La rápida acumulación haría que no exista una interfase definida entre lo que es depósito y flujo, lo cual inhibiría la formación de estructuras sedimentarias.

Facies F9

Descripción: La facies F9 se integra por areniscas finas a muy finas, con lámina paralela u ondulitas de corriente de tipo escalante (*climbing ripples*), las cuales gradan a limos con laminación difusa y pelitas (Fig. 17A). Las capas presentan comúnmente espesores de pocos centímetros y elevada continuidad lateral. Corresponde a los intervalos *b*, *c*, *d* y *e* de la secuencia de Bouma.

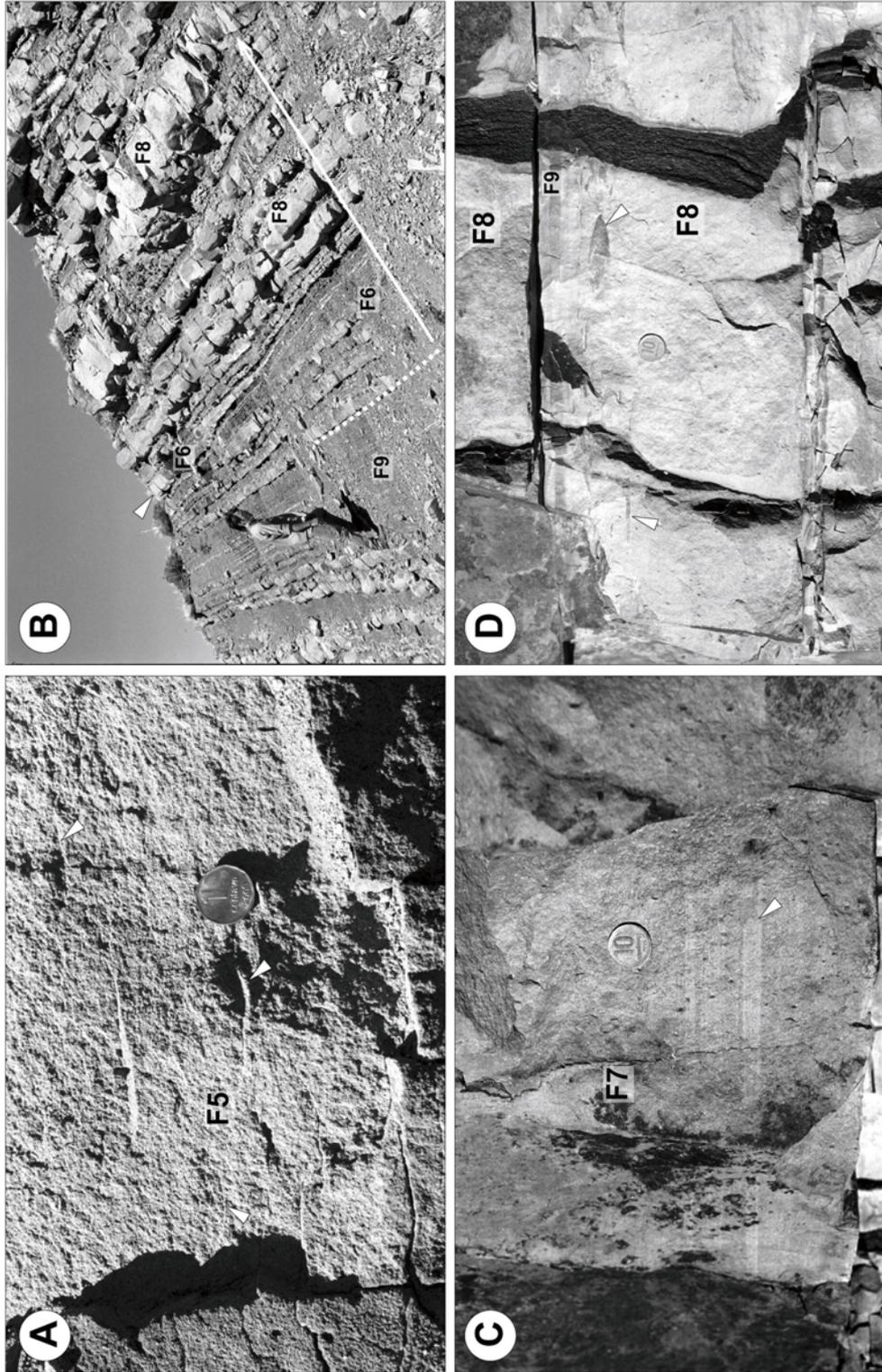


Figura 16: Ejemplos de facies gruesas a finas. **A:** Facies F5, depositadas por flujos turbidíticos de alta densidad gravosos. Note las estructuras de escape de agua (*dish*) producidas por la elutriación. **B:** Facies F6, indicativas de un salto hidrocaulico entre flujos supercríticos y subcríticos. Note la geometría lenticular de las capas (flecha) la cual es diagnóstica. Las facies F6 se disponen en contacto neto sobre facies F9 (línea punteada) y son sucedidas por facies de tipo F8, conformando parte de un ciclo de avance-retroceso del sistema turbidítico. Jurásico inferior de la Cuenca Neuquina. **C:** Areniscas medias a gruesas con carpetas de tracción, características de la facies F7. Ordovícico de la Puna. **D:** Areniscas finas masivas (facies F8) con clastos de arcillas flotando cerca del techo (flechas). Hacia arriba grada a areniscas laminadas de la facies F9. Paleozoico inferior de las Sierras Pampeanas.

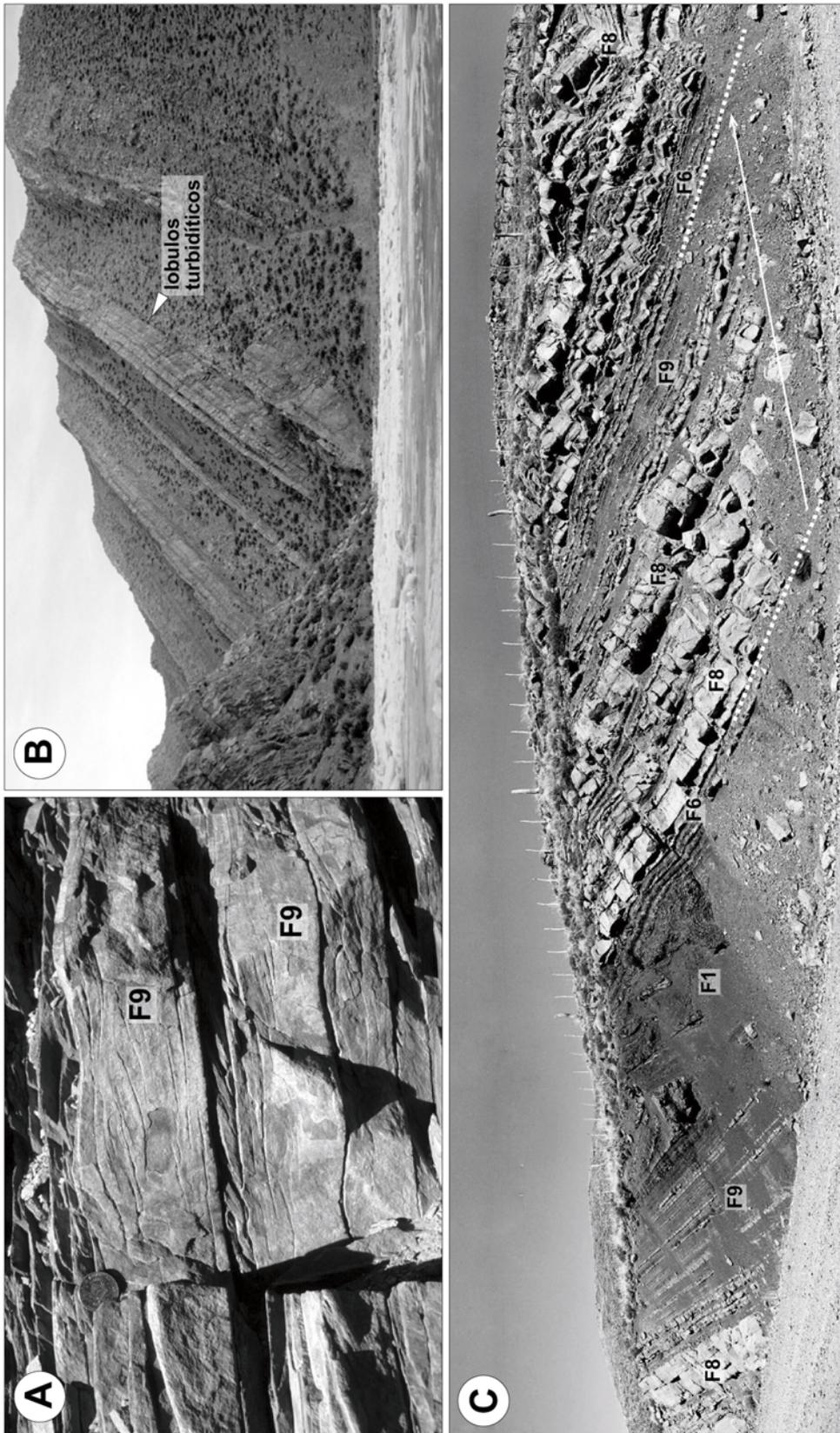


Figura 17. A: Arenisca fina con laminación paralela y ondulitas escalantes (*climbing ripples*) característicos de la facies F9, relacionada a corrientes de turbidez diluidas (distales). Las paleocorrientes hacia la izquierda. **B:** Depósitos de lóbulos turbidíticos (mayormente facies F8). Note la tabularidad y continuidad lateral de las capas. **C:** Panorámica de tres ciclos de avance - retroceso del sistema turbidítico. Note que en esta posición el sistema avanza generando facies de tipo F6 (sobre la línea blanca punteada), las que son sucedidas por facies F8 y finalmente F9, evidenciando un retroceso del sistema (flecha blanca). La facies F1 corresponde a un evento fuera de secuencia. Jurásico inferior de la Cuenca Neuquina.

Origen: Esta facies correspondería a la acumulación de arenas a partir de flujos turbidíticos de baja densidad, mediante procesos de tracción - decantación. Constituyen la facies volumétricamente más importante en numerosos sistemas turbidíticos.

CORTEJO DE FACIES Y EFICIENCIA DE LOS SISTEMAS TURBIDÍTICOS

Las facies sedimentarias anteriormente descritas se encuentran ordenadas siguiendo un esquema racional entre zonas proximales y distales dentro del sistemas turbidítico. Esto quiere decir que es improbable que un sistema turbidítico dado presente todas las facies anteriormente descritas, sino que cada sistema presentará características propias, por lo que es necesario analizar cada caso en particular para tratar de aproximar a una comprensión del significado de sus facies. En la Figura 15 (modificada de Mutti *et al.*, 1994) se muestra un esquema entre la eficiencia de un flujo turbidítico y el cortejo de facies resultante. Actualmente, el concepto de eficiencia (Mutti *et al.*, 1999) se refiere a la capacidad que tiene un flujo de segregar progresivamente todas sus fracciones granulométricas a medida que se deposita, y por ende la capacidad de transportar arenas cuenca adentro. En la Fig. 18 observamos tres casos extremos de flujos con distinta eficiencia y sus depósitos. Para todos los casos se considera un flujo inicial de alta densidad (flujo de detritos cohesivo) conteniendo un amplio rango de fracciones granulométricas. Observamos que en el caso 1, a consecuencia de una baja eficiencia, el flujo originario se “congela”, resultando en facies de tipo F1. Debido a que este depósito no diferenciado contiene todas las fracciones granulométricas, no sería esperable encontrar capas de arena equivalentes en dirección cuenca adentro. En el caso 2, el aumento de la eficiencia del flujo ha permitido la diferenciación parcial del flujo originario. No obstante, las fracciones arenosas contenidas en las facies F5 no han podido ser totalmente segregadas, por lo que solo esperaríamos un limitado desarrollo de capas de arena fina hacia las zonas distales. En el caso 3, la elevada eficiencia del flujo ha provocado la segregación de todas las fracciones granulométricas. En consecuencia, el cortejo de facies se integrará por facies F3 y F6 en zonas de transferencia de sedimentos, y facies F7 a F9 en la zona de depositación, con un buen desarrollo de capas arenosas tabulares (o lóbulos turbidíticos).

Aparentemente la eficiencia de un flujo turbidítico depende de varios factores, entre los que se destacan el volumen, concentración, composición y duración de los eventos de flujo, y el gradiente, forma y dimensiones de la cuenca receptora.

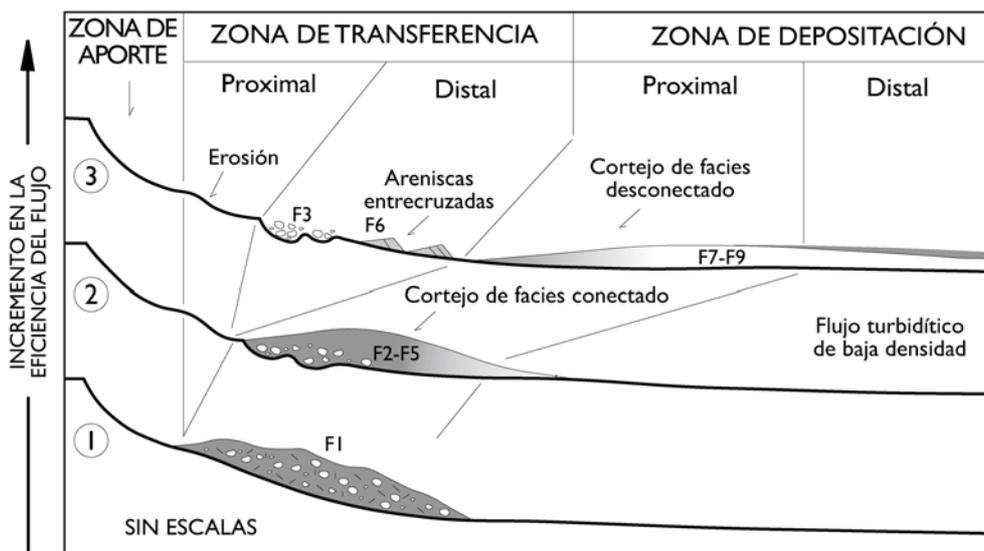


Fig. 18: Diagrama mostrando la relación entre la eficiencia del flujo y el cortejo de facies resultante. Modificado de Mutti *et al.*, 1994.

CICLICIDAD DE LOS DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS

Numerosos autores han notado la existencia de un marcado ordenamiento cíclico en la disposición de los niveles de arenas y pelitas operando en varias escalas (de unos pocos hasta miles de metros) dentro de las sucesiones turbidíticas. Dicho ordenamiento cíclico ha sido atribuido a fenómenos autocíclicos (Mutti y Ricchi Lucchi, 1972; Walker 1978), cambios en el nivel del mar (Mutti, 1985; Pickering *et al.*, 1989), inestabilidad en los márgenes de cuenca inducida por el tectonismo (Mutti, 1992) o cambios climáticos afectando la descarga de sistemas fluviales adyacentes (Mutti *et al.*, 1999). Mencionaremos en esta síntesis sólo aquellas variaciones cíclicas fácilmente reconocibles a la escala del afloramiento, y las cuales pueden analizarse desde un punto de vista predictivo.

De modo característico, las sucesiones turbidíticas presentan internamente arreglos cíclicos en el ordenamiento de sus facies, con escalas que van de algunos metros a pocas decenas de metros. La Fig. 17C muestra un ejemplo de campo de tres de estos ciclos en depósitos de la Formación Los Molles (Jurásico inferior, Cuenca Neuquina) en la localidad de Arroyo La Jardinera, los cuales fueron indicados en Mutti (1992) y analizados por C. Gulisano (y otros ex-geólogos de YPF) en varios textos inéditos. En este ejemplo observamos un pasaje abrupto entre facies distales (F9) y facies de la zona de transferencia (F6), seguido por una retracción gradual de las facies, pasando progresivamente a facies de tipo F8, culminando con facies de tipo F9 y pelitas de la zona distal. Estos ciclos parecen reflejar períodos de avance – retroceso del sistema turbidítico, relacionados posiblemente a cambios en el volumen y duración de los eventos individuales. La metodología de análisis de facies enunciada precedentemente (Mutti 1992) permite utilizar estos ciclos con un sentido predictivo. En A (Fig. 19) se esquematiza una sección columnar como la mostrada en el ejemplo. Utilizando criterios de análisis de facies podemos predecir la existencia de lóbulos arenosos (facies F8 y F9) cuenca adentro (B en Fig. 19) dada la existencia en A de facies de tipo F6. La sucesión mostrada en B, si carece de elementos de la zona de transferencia (como formas erosivas o facies de tipo F3 o F6) nos sugeriría zonas deposicionales medias a distales, por lo que esperaríamos un afinamiento progresivo de las facies hacia el interior de cuenca.

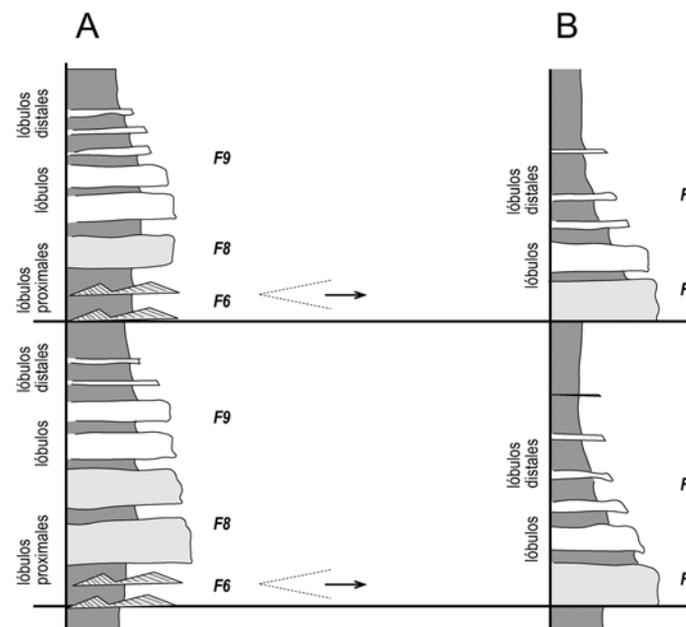


Fig. 19 Esquema (A) de los ciclos de alta frecuencia mostrados en la Fig.17C y su significado predictivo. Las flechas indican el pasaje de flujos turbidíticos diluidos, evidenciado por la facies F6. La escala vertical es de decenas de metros.

DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS VS. LÓBULOS DE PLATAFORMA

En años recientes se ha avanzado notablemente en el conocimiento de los depósitos lacustres y marinos relacionados a descargas fluviales de alta concentración (Mutti *et al.*, 1996, Mutti *et al.*, 2000; Mulder y Alexander 2001). Los sistemas deltaicos más convencionales se originan cuando una corriente de agua dulce (fluvial) que arrastra sedimentos en el fondo desemboca en el mar (aguas más densas). En estas condiciones los sedimentos más gruesos son acumulados cerca de la desembocadura, conformando barras deltaicas (o barras de desembocadura), mientras que los sedimentos más finos son transportados por flotación (o plumas) hacia zonas algo más distales donde conforman el prodelta (Fig. 20A). Estos sistemas, originados cuando el flujo entrante es más liviano que el agua de la cuenca se denominan hipopícnicos (Bates 1953). Por el contrario, los sistemas caracterizados por un flujo fluvial entrante de mayor densidad que el agua de la cuenca se denominan hiperpícnicos (Fig. 20B). En estas situaciones, cuando los ríos transportan aguas sucias con gran cantidad de sedimentos en suspensión, el flujo se hunde en la desembocadura por debajo de las aguas más livianas (lacustres o marinas) originando una corriente de fondo que se mueve cuenca adentro buscando las zonas topográficamente más bajas de la cuenca.

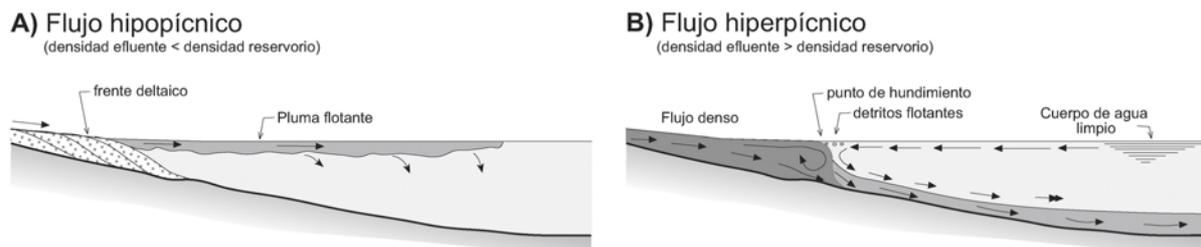


Fig. 20: Esquemas comparativo entre tipos de sistemas deltaicos asociados a flujos hipopícnicos (A) e hiperpícnicos (B) (este último modificado de Knapp 1943). De Zavala *et al.*, 2002.

Estos flujos pueden continuar la erosión por debajo del cuerpo de agua generando canales, los cuales hacia las zonas más distales evolucionan en lóbulos arenosos (capas tabulares) con facies similares a las descritas precedentemente para sistemas turbidíticos. Si estos lóbulos se originan a poca profundidad o en la plataforma se denominan como lóbulos arenosos de plataforma (Mutti *et al.*, 1996), los cuales han sido en muchos casos erróneamente interpretados como depósitos de tormentas o tempestitas.

La Fig. 21 muestra un ejemplo de lóbulos arenosos de plataforma en la Formación Lotena (Jurásico medio de la Cuenca Neuquina). Si las zonas canalizadas subáneas están rellenas por sedimentos gruesos e inmersas en pelitas rojas lacustres, existe el riesgo de interpretar erróneamente estos depósitos como canales fluviales inmersos en una llanura de inundación. Posiblemente en los próximos años numerosos depósitos actualmente interpretados como fluviales sean reinterpretados como lacustres, sobre todo en aquellos casos en que no existen paleosuelos o evidencias de exposición subaérea en las pelitas asociadas (Zavala *et al.*, 2002).

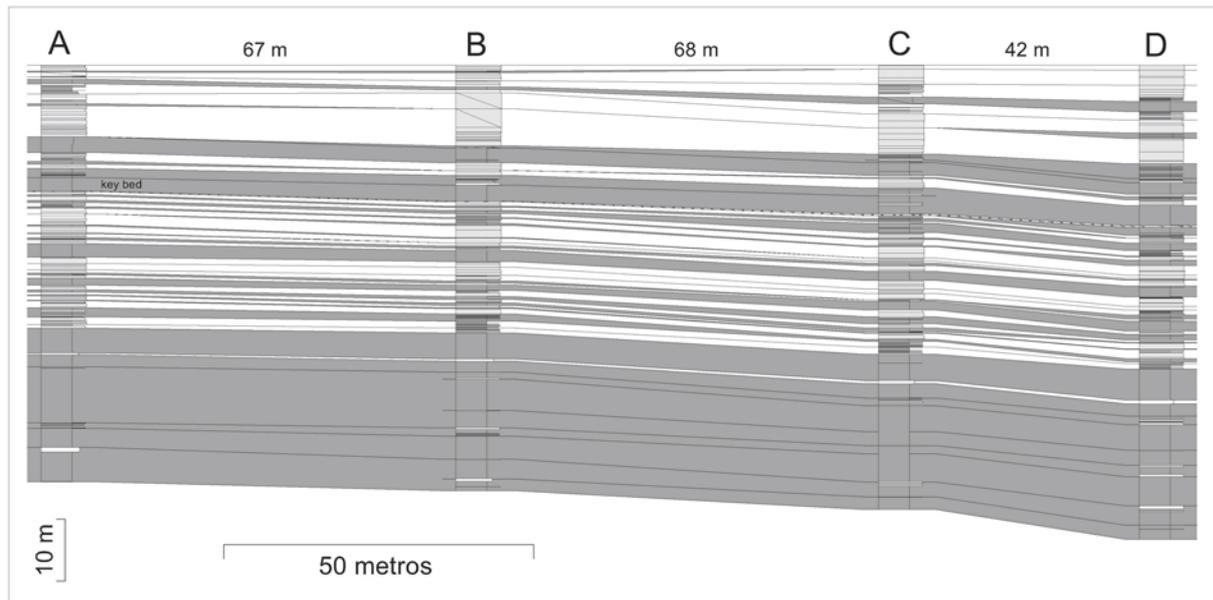


Fig. 21: Correlación detallada de lóbulos arenosos de plataforma de la Formación Lotena (Jurásico medio de la Cuenca Neuquina). Note la tabularidad de las capas, las cuales recuerdan a los lóbulos turbidíticos. Las escalas vertical y horizontal son iguales. La dirección de las paleocorrientes es aproximadamente perpendicular al corte. De Zavala, en prensa.

REFERENCIAS

- Allen, J.R.L.** (1970) *Physical Processes of Sedimentation*, 248 pp. Allen y Unwin, Londres.
- Allen, J.R.L.** (1991) The Bouma division A and the possible duration of turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, **61**, 291-295.
- Allen, J.R.L.** y **Leeder, M.R.** (1980) Criteria for the instability of upper-stage plane beds. *Sedimentology*, **27**, 209-217.
- Arnott, R.W.C.** y **Hand, B.M.** (1989) Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of sedimentary rain. *J. Sed. Petrol.*, **59**, 1062-1069.
- Bagnold, R.A.** (1962) Auto-suspension of transported sediments: turbidity currents. *Proc. Roy. Soc. London*, **A265**, 315-319.
- Bailey, E.B.** (1930) New light on sedimentation and tectonic. *Geol. Mag.* **67**, 77-92.
- Bates, C.** (1953) Rational theory of delta formation. *AAPG. Bull.*, **37**: 2119-2162.
- Bein, A., & Weiler, Y.**, (1976) The Cretaceous Talme Yafe Formation, a contour current shaped sedimentary prism of carbonate debris at the continental margin of the Arabian Craton. *Sedimentology*, **23**: 511-532.
- Bouma, A. H.** (1962) *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Co., Amsterdam, 168 pp.
- Daly, R.A.** (1936) The origin of submarine "canyons". *Am. J. Sci.*, **31**, 401-420.
- Duan, T., Gao, T., Zeng, Y., & Stow, D.A.V.** (1993) A fossil carbonate contourite drift on the Lower Ordovician paleocontinental margin of the middle Yangtze Terrane, Jiuxi, northern Hunan, Southern China. In: *Contourites and bottom currents*. (Eds D.A.V Stow, J.C Faugères), *Sed. Geol.*, **82**: 271-284.

- Enjoiras, J.M., Gouadain, J., Mutti, E., & Pizon, J.** (1986) New turbidite model for the Lower Tertiary sands in the South Viking Graben. In: *Habitat of Hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf*. Norwegian Petroleum Society, Graham and Trotman, London, pp. 171-178.
- Ericson., D.B., Ewing, M. y Heezen, B.C.** (1951) Deep sea sands and submarine canyons. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **62**, 961-965.
- Faugères, J.C., Broquet, P., Duce, G., & Imbert, P.** (1992) Épisodes volcano-sédimentaires et paléocourants dans le Numidien externe de Sicile: les touffites et contourites de Karsa. *C.R. Acad. Sci. Paris*, Ser. II 315, 479-486.
- Gardner W.D., & Sullivan, L.G.** (1981) Benthic storms: temporal variability in a deep ocean nepheloid layer. *Science*, 213: 329-331.
- Gee M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B. y Allen, P.A.** (1999) The Saharan debris flow: an insight into the mechanics of long runout submarine debris flows. *Sedimentology*, **46**, 317-335.
- Gill, A.E.** (1973) Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.* **20**:111-140.
- Heezen, B.C., & Hollister, C.D.** (1963) Evidence of deep-sea bottom currents from abyssal sediments. Abstract of papers, *International Association of Physical Oceanography, 13th General Assembly, International Union Geodesy and Geophysics*, **6**: 111.
- Heritier F.E., Lossel, P., & Wathne, E.** (1979) Frigg Field – large submarine fan trap in Lower Eocene rocks of North Sea Viking Graben. *AAPG Bull.*, **63**: 1999-2020.
- Hollister, C.D. & Heezen, B.C.** (1972) Geologic effects of ocean bottom currents. In: *Studies in Physical Oceanography – A Tribute to George Wüst on his 80th Birthday*. (Ed A.L. Gordon.) Gordon and Breach, New York, 2: 37-66.
- Hollister, C.D.** (1967) Sediment distribution and deep circulation in the Western North Atlantic. Unpubl. Ph.D. dissertation, Columbia University, New York.
- Hsü, K.J.** (1989) *Physical principles of sedimentology. A readable textbook for beginners and experts*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 233 pp.
- Ito, M.** (1996) Sandy contourites of the Lower Kasuza Group in the Boso Peninsula, Japan: Kuroshio current-influenced deep-sea sedimentation in a Plio-Pleistocene forearc basin. *J. Sed. Res.*, **66**: 587-598.
- Jones, B.G., Fergusson, C.L., & Zambelli, P.F.** (1993) Ordovician contourites in the Lachlan Fold Belt, eastern Australia. In: *Contourites and bottom currents*. (Eds D.A.V Stow, J.C Faugères). *Sed. Geol.*, **82**: 257-270.
- Kahler, G.** (1994) Stratigraphy and sedimentation of the Lefkara Formation, Cyprus (Paleogene to Early Neogene). PhD Thesis, University of Southampton, 319p.
- Killworth, P.D.** (1973). A two dimensional model for the formation of Antarctic bottom water. *Deep-sea Res.*, **20**: 941-971.
- Kneller, B.C y Branney, M.J.** (1995) Sustained high density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, **42**, 607-616.
- Kneller, B. y Buckee, C.** (2000) The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, **47** (Suppl.1), 62-94.
- Komar, P.D.** (1985) The hydraulic interpretation of turbidites from their grain sizes and sedimentary structures. *Sedimentology*, **32**, 395-407.
- Kuenen, P.H.** (1937) Experiments in connection with Dalys's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidse Geol. Meded.*, **8**, 327-335.
- Kuenen, P.H.** (1952) Estimated size of the Grand Banks turbidity current. *Am. J. Sci.*, **250**, 849-873.
- Kuenen P.H. y Migliorini, C.I.** (1950) Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, **58**, 91-127.
- Lovell, J.P.B., & Stow, D.A.V.** (1981) Identification of ancient sandy contourites. *Geology*, **9**, 347-349.
- Lowe, D.R.** (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, **52**, 279-297.

- Lowe, D.R.** (1988) Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, **35**, 765-776.
- McCave, I.N., & Tucholke, B.E.** (1986) Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. In: *The Geology of North America. Vol. M. The Western North Atlantic Region, Decade of North America Geology* (Ed. P.R. Vogt and B.E. Tucholke), pp. 4451-468. Geol. Soc. Am., Boulder, CO.
- Middleton, G.V.** (1993) Sediment deposition from turbidity currents. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **21**, 89-114.
- Middleton, G.V. & Hampton, M.A.**, 1973. Sediment gravity flow: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidites and deep-water sedimentation* (Eds G.V Middleton. & A.H. Bouma.) Pacific section, S.E.P.M. Short Course Notes n°1, pp. 1-38, Tulsa.
- Migliorini, C.I.** (1946).L'eta del macigno dell'Appenino sulla sinistra del Serchio e considerazione sul rimaneggiamento dei macroforaminiferi. *Boll. Soc. Geol. It.* **63**, 75-90.
- Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M. Ellis, C. y Parker, G.** (1998) Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **110**, 387-394.
- Mulder T. y Alexander, J.** (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**, 269-299
- Mulder, T. y Cochonat, P.** (1996) Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.*, **66**, 43-57.
- Mulder, T. y Syvitski, J.P.M.** (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.*, **103**, 285-299.
- Mutti, E.** (1992) *Turbidite sandstones*. AGIP - Istituto di Geologia, Università di Parma, 275 pp., San Donato Milanese.
- Mutti, E.** (1985) Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: *Provenance of Arenites* (Ed G.G. Zuffa), NATO-ASI Series, Reidel Publishing Co., pp. 65-93.
- Mutti, E., Barros, M., Possato, S., & Rumenos, L.** (1980) Deep-sea fan turbidite sediments winnowed by bottom-currents in the Eocene of the Campos Basin, Brazilian offshore. *1st IAS Eur. Meet. Abstr.*, p. 114.
- Mutti, E., Davoli, G., Mora, S. & Papani, L.**(1994) Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. In: *Submarine Fans and Turbidite Systems*, (Eds. P. Weimer, A.H. Bouma & B. Perkins) Papers Presented at the GCS S.E.P.M. 15th Annual Research Conference, pp. 257-268, Austin.
- Mutti, E., Davoli, G, Tinterri, R. & Zavala, C.** (1996) The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Mem. Sci. Geol.*, v. 48, pp. 233-291, Padova.
- Mutti, E. y Normak, W.R.** (1991) An integrated approach to the study of turbidite systems. In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidity Systems* (Ed. By P. Weimer and M.H. Link), pp. 75-106, Springer Verlag, N. York.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F.** (1972) Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 161-199, Roma.
- 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.
- Mutti, E., Tinterri, R., Di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella S., y Calabrese L.** (2000) Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Rev. Soc. Geol. de España*, **13**, 165- 190.
- Natland, M.L.** (1933) Depth and temperature distribution of some Recent and fossil Foraminifera in the southern California region. Bulletin Scripps Institute of Oceanography La Jolla, Technical Series 3, 225-230.
- Natland M.L. y Kuenen, P.H.** (1951) Sedimentary history of the Ventura Basin, California and the action of turbidity currents. Hough, J.L. (ed), Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Pub. 2, 76-107.

- Nemec, W.** (1990) Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: Coarse-Grained Deltas, A. Colella y D. B. Prior (Eds). Spec. Publ. Ass. Sedimentol., 29-73.
- Neuman, G.** (1968) *Ocean currents*. Elsevier, Amsterdam, 352 pp.
- Normak, W.R.** (1970) Growth patterns of deep sea fans. *AAPG., Bull.*, **54**, 2170-2195.
- Olivero, E.B. y Martinioni, D.R.** (1996) Sedimentología de las Formaciones Lemaire y Yahgan (Jurásico-Cretácico) en Tierra del Fuego. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas II, 45-59.
- Pantin, H.M.** (1979) Interaction between velocity and effective density in turbidite flow: phase plane analysis, with criteria for autosuspension. *Marine Geology*, **31**, 59-99
- Parker, G.** (1982) Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents *Marine Geology*, **46**, 307-327.
- Pickering, K. T., Stow, D.A.V., Watson, M. P. & Hiscott, R.N.** (1986) Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sc. Rev.*, **23**, 75-174.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. & Hein, F. J.**, 1989. *Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics*. Unwin Hyman Ltd, pp. 416.
- Prozzi, C. y Ortíz Suarez, A.** (1994) Rocas metamórficas de bajo grado en las Sierras Pampeanas (Argentina). 7º Congreso Geológico Chileno, Actas **2**, 1167-1171.
- Ramos, G., Prozzi, C. y Ortíz Suarez, A.** (1996) Conglomerados del basamento de Sierras Pampeanas. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas **1**, 607-617.
- Sanders, J.E.** (1965) Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In: *Primary Sedimentary Structures and their hydrodynamic interpretation*, (Ed. G.V Middleton) SEPM Spec. Publ. 12, pp. 192-219.
- Shanmugan, G.** (1996). High-density turbidity currents: Are they sandy debris flows? *J. Sed. Res.* **66**, 2-10.
- Shanmugan, G., Spalding, T.D., & Rofheart, D.H.** (1993) Processes sedimentology and reservoir quality of deep-marine bottom-current reworked sands (sandy contourites): an example from the Gulf of Mexico. AAPGG Bull., **77**, 1241-1259.
- Stanley, D.J.** (1987) Turbidite to current-reworked sand continuum in Upper Cretaceous rocks, U.S. Virgin Islands. *Marine Geology*, **78**, 143-151.
- Stanley, D.J.** (1988) Turbidites reworked by bottom currents: Upper Cretaceous examples from St. Croix, US Virgin Islands. *Smithsonian Contrib. Mar. Sci.*, **22**, 79 pp.
- Stanley, D.J.** (1993) Model for turbidite-to-contourite continuum and multiple processes transport in deep marine settings: examples in the rock record. *Sed. Geol.* **82**: 241-256.
- Stow, D.** (1986) Deep Clastic Seas. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed H. G. Reading), 2nd Edition, Blackwell Scientific Pub., pp. 399-444.
- Stow, D., Reading, H.G. y Collinson, J.D.** (1996) Deep seas. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, (Ed. H.G. Reading), 3rd edition, pp. 395-453. Blackwell Science.
- Stow, D.A.V., & Lovell, J.P.B.** (1979) Contourites; their recognition in modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, **14**, 251-291.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.C., Viana, A., & Gonthier, E.** (1998) Fossil contourites: a critical review. *Sed. Geol.*, **115**, 3-31.
- Viana, A.R., Faugères, J.C., & Stow, D.A.V.** (1998) Bottom-current-controlled sand deposits – a review of modern shallow-to deep-water environments. *Sed. Geol.*, **115**, 53-80.
- Walker, R.G.** (1973) Mopping up the turbidite mes. In: *Evolving Concepts in Sedimentology* (Ed. R.N. Ginsburg, pp. 1-37, Johns Hopkins University Press, Baltimore.
- Walker R.G.** (1967) Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments., *J. Sed. Petrol.* **37**, 25-37, Tulsa.
- Walker, R.G.** (1978) Deep-Water Sandstones Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. *AAPG. Bull.*, **62**, 932-966, Tulsa.
- Wezel, F.C.** (1969) Prossimalità, distalità e analisi dei bacini dei flysh: un punto di vista attualistico. *Mem. Soc. Natl. Napoli*, Suppl. Boll. **78**, 1-12.

- Wezel, F.C.** (1970) Numidian Flysh: an Oligocene-early Miocene continental rise deposit of the African Platform. *Nature*, **228**, 175-276.
- Wust, G.** (1936) Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Das Bodenwasser und die Stratosphäre. *Wiss. Erg. Dtsch. Atlant. "Meteor" 1925-27*, **6**, 1-288.
- Zavala, C., Prozzi, C., & Freije, H.** (2000) Hallazgo de facies contorníticas en el Proterozoico tardío - Paleozoico temprano de las Sierras Pampeanas. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología, 14-17 de Marzo del 2000, Resúmenes pp. 187-188.
- Zavala, C., Maretto, H. y Arcuri, M.** (2002) Las facies clásticas de la Formación Lotena (Jurásico medio) en las áreas de Loncopué y Loma La Lata. Cuenca Neuquina, Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata, 29 de octubre a 2 de Noviembre de 2002. Actas CD, 20pp.
- Zavala, C., en prensa.** Tracking sea bed topography in the Jurassic. The Lotena Group (Neuquén Basin, Argentina). *Acta Geológica Hispana*.