

DEPÓSITOS DE TURBIDITAS INTRA Y EXTRA CUENCALES: ORIGEN Y CARACTERÍSTICAS DISTINTIVAS

Carlos Zavala^{1,2}, Mariano Arcuri^{1,2}, Mariano Di Meglio¹, Agustín Zorzano¹

1: GCS Argentina, Florida 1600, Interna 1320, 8000 Bahía Blanca, Buenos Aires

czavala@gcsargentina.com, marcuri@gcsargentina.com, mdimeglio@gcsargentina.com, zorzano@gcsargentina.com

2: Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca. Buenos Aires

Palabras clave: turbiditas, hiperpicnitas, intracuencales, extracuencales, restos vegetales

ABSTRACT

Intrabasinal and extrabasinal turbidite deposits: origin and distinctive characteristics

According to its original conception, turbidites were related to re-sedimentation processes in deep waters. Basically, sediments initially stored in littoral/shallow marine environments were periodically transferred (or re-sedimented) into the inner basin by slope instability. Since these turbidites originate within the marine basin, the resulting sediment gravity flows could be considered intrabasinal turbidites. More recently, an increasing number of evidences show that turbidites commonly originates from the direct discharge from rivers in flood. These turbidites result from relatively dense turbulent suspensions entering the sea as hyperpycnal flows. Since these turbidites originate in the continent, they are extrabasinal turbidites. The deposits of intrabasinal and extrabasinal turbidites have several diagnostic features allowing a clear differentiation. Intrabasinal turbidites are surge-like flows, and commonly initiate with a cohesive debris flow that progressively dilutes and transform into a granular and finally a turbulent flow. On the contrary, extrabasinal turbidites are fully turbulent flows driven by a relatively dense and sustained river discharge. Depending on the grain-size of suspended materials, the resulting hyperpycnal flow can be muddy or sandy. Sandy hyperpycnal flows also can carry bedload, resulting in sandy to gravel composite beds with sharp to gradual internal changes, laterally associated with lofting rhythmites and abundant plant remnants. Muddy hyperpycnal flows are loaded by a suspension of silt and clay, and accumulate silty-clay graded beds with plant remnants and displaced marine microfossils. It is interpreted that most of the shales of the Los Molles and Vaca Muerta formations in the Neuquen Basin were accumulated in this way.

INTRODUCCIÓN

El descubrimiento de las corrientes de turbidez y sus depósitos, turbiditas, constituyó uno de los principales avances en la sedimentología del siglo XX. Inicialmente, las turbiditas fueron concebidas como depósitos marino-profundos, originados por el colapso gravitacional de materiales clásticos acumulados cerca del talud. El mecanismo contempla una acumulación primaria en zonas costeras y de plataforma, de donde serían periódicamente removidos y resedimentados en zonas

más profundas. Un pre-requisito excluyente para estas turbiditas lo constituye la presencia de un talud de cuenca, el cual permitiría generar un flujo denso por desestabilización gravitativa. Dicha desestabilización podría ser inducida por terremotos (ej. turbidita del Grand Bank, 1929) o un exceso de acumulación en deltas de margen de plataforma principalmente durante caídas eustáticas (*lowstand*). Más recientemente, el hallazgo de evidencias de aportes directos de ríos en crecida hacia la plataforma e interior de cuenca (Normark y Piper 1991) mediante flujos hiperpícnicos, abrió nuevas perspectivas a la sedimentación marina profunda, ya que permitió comprender las grandes discrepancias en la morfología de las turbiditas “clásicas” estudiadas en los *flysch* terciarios de los Pirineos y Apeninos, con aquellas reconocidas en los sistemas actuales asociados a los grandes ríos (Shanmugam y Moiola 1988; Mutti y Normark 1987). La principal diferencia entre estos dos tipos de sedimentación turbidítica reside en su modo de origen. Mientras que las primeras (turbiditas clásicas) se originan íntegramente en el medio marino (intracuencales), las segundas (extracuencales o hiperpícnicas) se originan en el continente (Figura 1). Estas características imprimen en los depósitos características sumamente distintivas, algunas de ellas de fundamental importancia para el potencial petrolero de estas rocas, tanto reservorios como roca madre.

Este trabajo tiene como objetivo discutir las similitudes y diferencias entre turbiditas intra y extracuencales, enfatizando su importancia para la acumulación de rocas reservorio, convencionales y no convencionales.

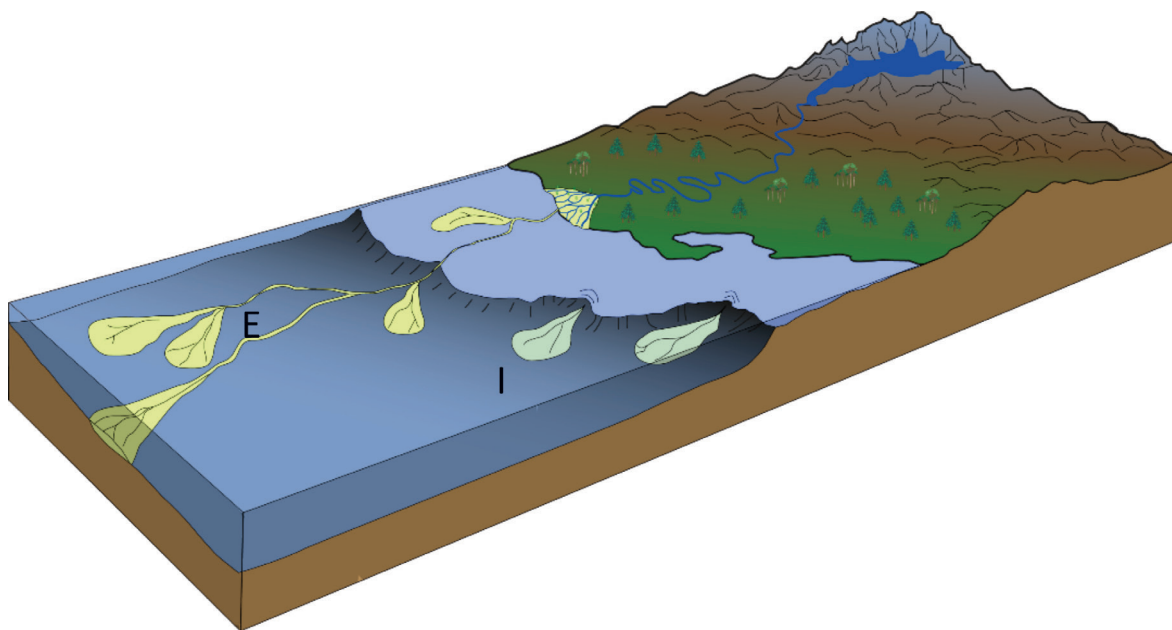


Figura 1. Block diagrama conceptual mostrando el desarrollo de turbiditas intracuencales (I) y extracuencales (E). Las turbiditas extracuencales reciben aportes directos desde el continente y pueden dejar su depósito tanto en la plataforma como debajo del talud

TURBIDITAS INTRACUENCALES

Se incluyen dentro de esta categoría todos los flujos y depósitos relacionados a flujos gravitativos de sedimentos originados dentro del medio subacuático (lacustre o marino). Si bien el origen más frecuente se relaciona a la desestabilización gravitativa (instantánea o regresiva) de un talud depositacional (Moore 1961), los flujos gravitativos intracuencales se pueden originar además por tormentas en áreas costeras (McCabe 1972) o por inestabilidad convectiva al frente de deltas litorales (Parsons *et al.* 2001). Cabe destacar que en este trabajo se sigue el criterio de Mutti *et al.* (1999) por el cual se consideran turbiditas todos los flujos gravitativos de sedimentos sean estos puramente turbulentos o no. Se incluyen de esta manera tanto flujos newtonianos (fluidos) y no newtonianos (plásticos). Los flujos gravitativos de sedimentos son todos aquellos flujos en los cuales el motor fundamental lo constituye la fuerza de la gravedad actuando sobre los sedimentos (Middleton y Hampton 1973), y donde el agua intersticial actúa como un lubricante facilitando el movimiento del mismo. Un aspecto fundamental para la iniciación y el movimiento de estos flujos es la presencia de una pendiente depositacional, la cual permite transformar la energía potencial en energía cinética, constituyendo este su “motor” principal. Sin una pendiente regional, las turbiditas intracuencales no pueden obtener nueva energía, por lo que son forzadas a detenerse por efecto de la disipación por fricción. Por ello, las turbiditas intracuencales se depositan preferentemente al pie de un quiebre de pendiente regional, como puede ser el pie del talud.

Básicamente, las turbiditas intracuencales se originan en su mayoría por una inestabilidad gravitacional producida dentro de la cuenca, resultando inicialmente en un sediment failure que da lugar a un *debris flow* cohesivo (Mutti 1992). Si este *debris flow* cohesivo acelera e incorpora agua ambiente, puede modificarse a través de sucesivas transformaciones de flujo y saltos hidráulicos, resultando finalmente en una turbidita diluida con la acumulación de secuencias granodecrecientes (tipo Bouma 1962). Las características y diversidad de facies del depósito final dependerán en gran medida del volumen inicial y la pendiente del talud, la cual permite acelerar y transformar eficientemente el flujo original. Mutti *et al.* (1994) incorporaron el término “eficiencia de flujo” para referirse a la capacidad de un *debris flow* original en transformarse en un número de facies determinadas, y de esta manera transportar arena hacia el interior de cuenca. Un flujo turbidítico altamente eficiente tendrá la capacidad de evolucionar mostrando el máximo número de facies distribuidas a lo largo de un cortejo de facies desconectado, con una selección granulométrica importante, y desarrollado amplias zonas de transferencia y depositación. Por el contrario, un flujo poco eficiente sufrirá pocas transformaciones resultando en un cortejo de facies conectado, con depósitos pobremente seleccionados (Figura 2).

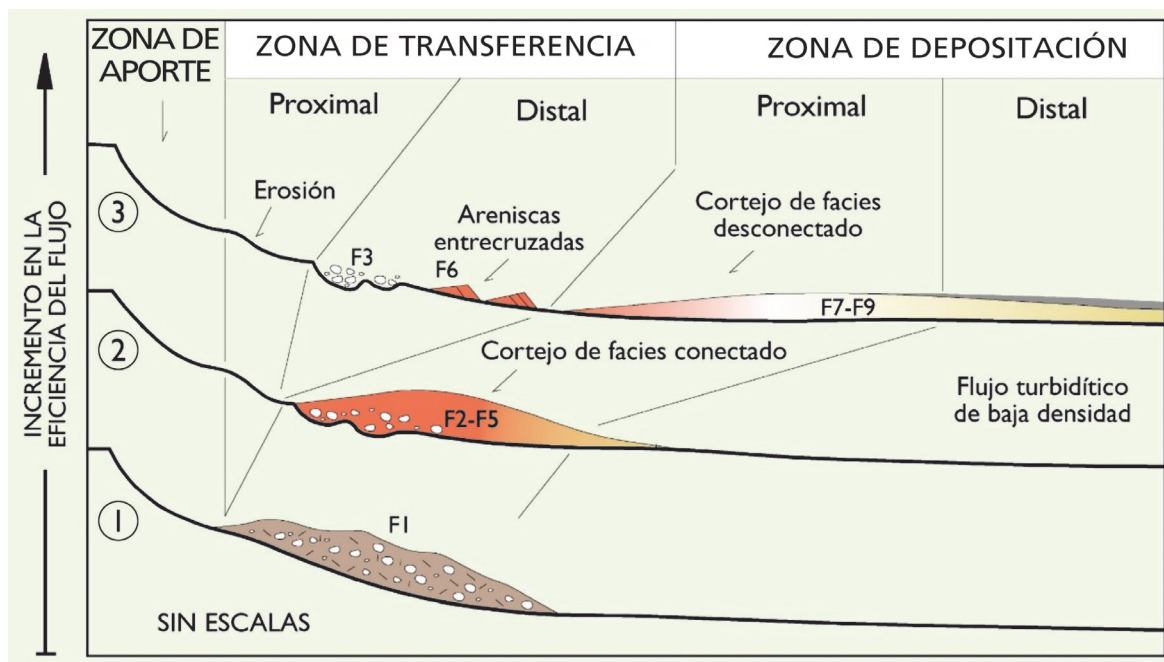


Figura 2. El concepto de eficiencia de flujo para turbiditas intracuencales. Tomado de Mutti *et al.* 1994.

El análisis de facies aplicado al estudio de turbiditas intracuencales ha avanzado enormemente desde el entendimiento del origen de las capas gradadas por Kuenen y Migliorini (1950). A partir del esquema de interpretación racional de Bouma (1962), los modelos de facies más populares y esclarecedores corresponden a Mutti y Ricchi Lucchi (1972), Walker (1978), Lowe (1979, 1982), Pickering *et al.* (1989), Mutti (1992) Mutti *et al.* (1999) y Mutti *et al.* (2003). Siguiendo el modelo de razonamiento de Sanders (1965), Mutti (1992) y Mutti *et al.* (1999) proponen un esquema de facies (facies tract), considerando distintos tipos de flujos y sus depósitos (Figura 3). Este esquema es racional y dinámico, y contempla 9 facies genéticas (F1 a F9, Figura 3). Debe tenerse en cuenta que el resultado final en lo referente a los tipos de facies, dependerá fundamentalmente de la eficiencia del flujo. Si un flujo original (*debris flow* cohesivo, compuesto por múltiples fracciones granulométricas) de reología plástica no logra transformarse, se acumulará como una facies F1 por congelamiento cohesivo, y no se desarrollarán las sucesivas facies del *tract*. Por el contrario, si este plástico se transforma totalmente perdiendo su cohesión, se generará un depósito residual (CgRF) de grandes bloques (transportados previamente por cohesión interna) y un flujo hiperconcentrado, de tipo newtoniano, laminar y supercrítico (flujo granular). Si este flujo hiperconcentrado se deposita por congelamiento friccional, se originará una facies F2 (Figura 4A), de lo contrario, si incorpora agua, se transformará en un flujo turbulento de alta densidad supercrítico, con la consecuente acumulación de un conglomerado residual (facies F3). Si este flujo turbulento de alta densidad no puede transformarse, o lo hace parcialmente, puede resultar en la acumulación de facies gruesas inmaduras, como las F4 y F5 (Figura 4B). Por el contrario, si este flujo se transforma en un flujo turbulento subcrítico mediante un salto hidráulico, dará lugar a un depósito residual

(Facies F6), mientras que el flujo turbulento subcrítico seguirá su viaje cuenca adentro y posibilitará la acumulación de facies F7, F8 y F9 (Figura 4C) a medida que el flujo turbulento va desacelerando progresivamente.

De acuerdo a Mutti (1992) el salto hidráulico entre un flujo inercial (granular o supercrítico) y uno gravitacional (subcrítico) ocurriría hacia el pie del talud, y marcaría el inicio de la acumulación de los lóbulos turbidíticos. Dado que las turbiditas intracuencales se originan corrientemente por un colapso gravitacional, los flujos relacionados tienden a ser episódicos, con una duración de minutos a horas dependiendo si están asociados o no a un slide regresivo. Estos flujos están caracterizados por una cabeza que se mueve muy rápidamente (flujo granular), seguido por un cuerpo y una cola más diluidos, por lo que tienden a mostrar depósitos granodecrecientes, dispuestos sobre base erosiva.

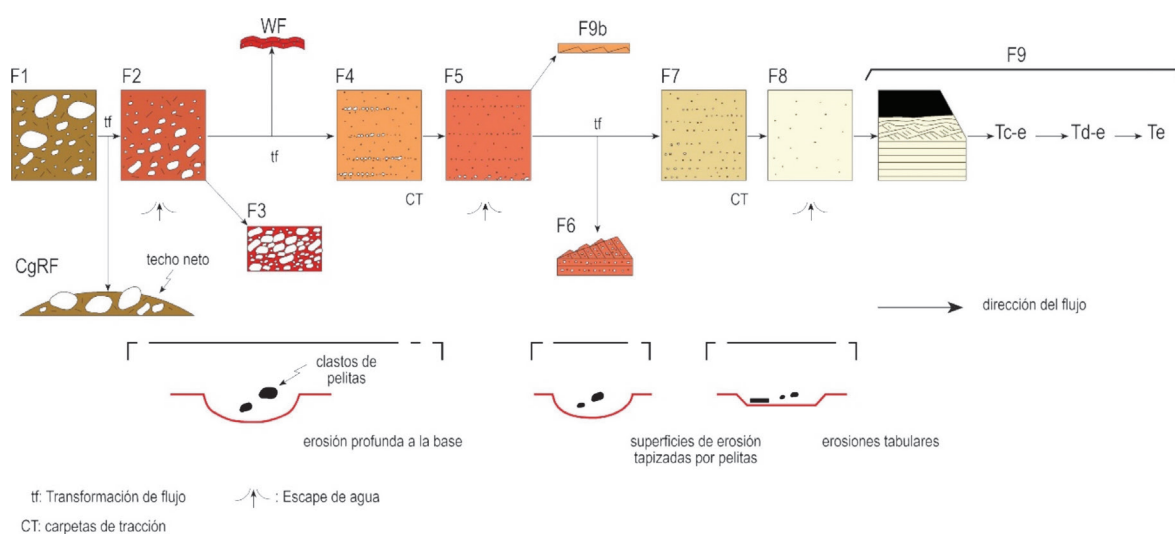


Figura 3. Facies *tract* para la interpretación genética de turbiditas intracuencales. Tomado de Mutti 1992.

La cabeza de estos flujos es muy dinámica, ya que en el frente de avance contra el agua ambiente resuspende los materiales transportados por turbulencia, redirigiéndolos hacia atrás por encima del cuerpo y cola del flujo (Simpson 1987). Los materiales más pesados (arenas y limos) son reincorporados al cuerpo del flujo, mientras que los materiales livianos y la arcilla son segregados hacia la cola del flujo. En consecuencia, las turbiditas intracuencales tienden a perder los materiales más livianos, por lo que los depósitos relacionados carecen de restos vegetales, carbón y troncos (Zavala *et al.* 2012).

Debido a que estos flujos se originan dentro de la cuenca de modo subacuático, el agua intersticial es agua ambiente, por lo que no forman plumas de inversión de densidad ni sus depósitos (ritmitas de *lofting*). Estos flujos se mueven en todo momento adheridos al fondo, por lo que los depósitos muestran en general una gran continuidad lateral, con abundantes marcas de

base y *ripples* de corriente en las facies más finas.

Las turbiditas intracuencales muestran a menudo depósitos de flujos plásticos, supercríticos (inerciales o granulares) y subcríticos (gravitacionales), por lo que los depósitos son a menudo polimodales y mal seleccionados.

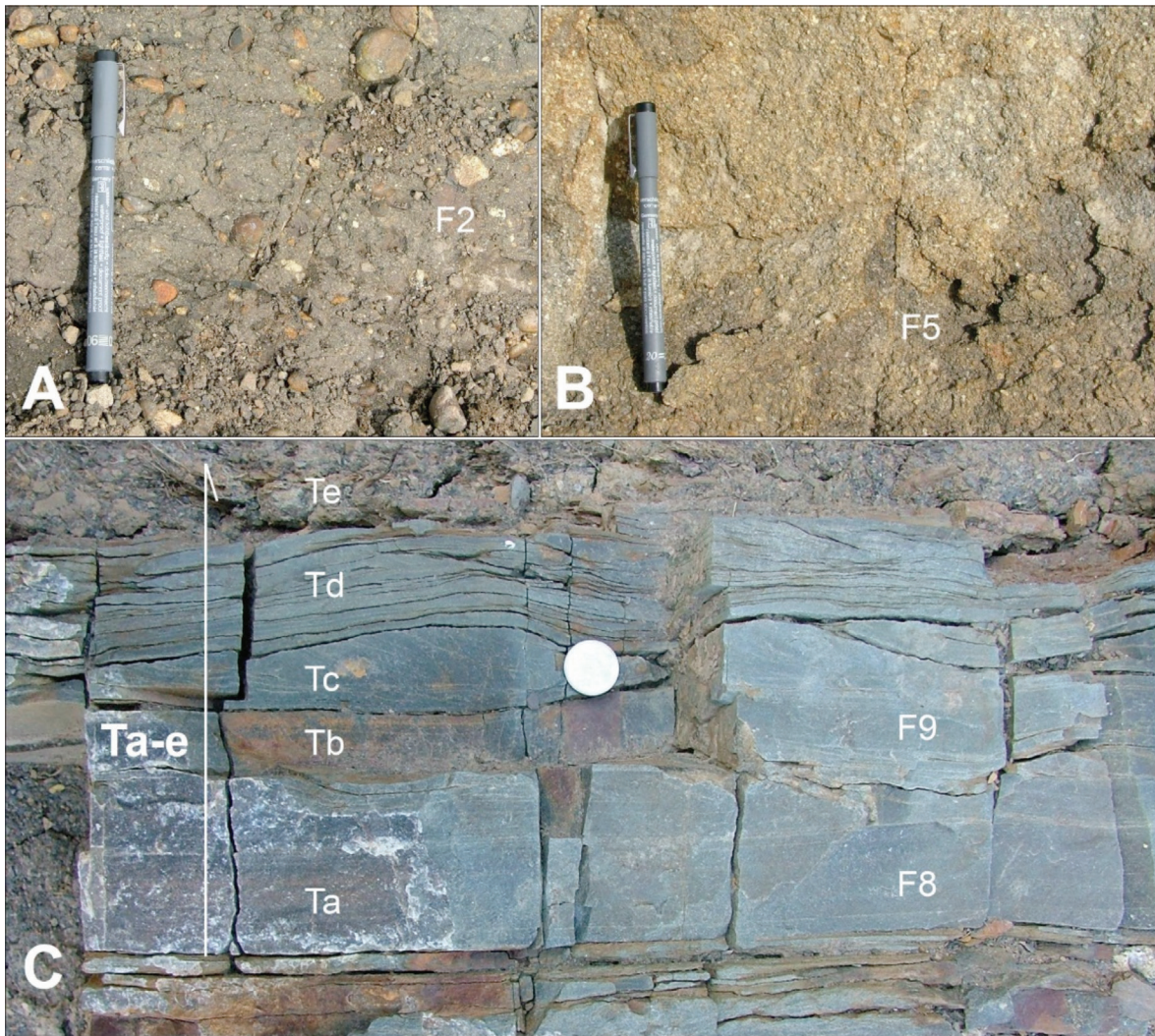


Figura 4. Ejemplos de depósitos relacionados a turbiditas intracuencales. A) conglomerados poco organizados, con abundante matriz fina, acumulados por flujos hiperconcentrados (facies F2 de Mutti 1992). Formación Los Molles, Jurásico inferior, Cuenca Neuquina. B) Areniscas muy gruesas masivas, con abundante matriz, relacionada a flujos granulares (facies F5 de Mutti 1992). Formación Los Molles, Jurásico inferior, Cuenca Neuquina. C) Areniscas finas a muy finas, acumuladas por flujos turbulentos desacelerantes conformando una secuencia completa Ta-e de Bouma (1962) o facies F8 y F9 de Mutti 1992. Formación Guárico, Eoceno, Venezuela.

TURBIDITAS EXTRACUENCALES

La relación directa entre deltas, cañones submarinos y abanicos turbidíticos fue notada en forma temprana por numerosos investigadores. De hecho, las primeras evidencias de flujos de

fondo fueron reportadas en 1887 a partir de la rotura de cables en el cañón submarino durante crecidas del río Congo (Heezen *et al.* 1964). De acuerdo a estos autores, hasta 1937 se registraron al menos 30 roturas de cables por flujos turbidíticos relacionados a crecidas de este río. Para Moore (1969) el río, su delta litoral asociado, su cañón submarino y abanico turbidítico componía una única entidad correspondiente a su “sistema dinámico”, en la cual todos estos elementos se encontrarían en una interrelación genética. Bates (1953) introdujo el término “delta submarino” para los depósitos acumulados por flujos hiperpícnicos (flujos de origen fluvial con una densidad total superior a aquella de la cuenca receptora). No obstante esto, la existencia de flujos hiperpícnicos en cuencas marinas fue considerada como prácticamente imposible hasta que Milliman y Syvitski (1992) y Mulder y Syvitski (1995) determinaran que estos flujos son muy comunes en los ríos actuales. De acuerdo a Mulder y Chaprón (2011) el 84% de los ríos actuales produce al menos una vez al año una descarga hiperpícnica en la cuenca marina relacionada. Dado que estas descargas se producen durante las crecidas de los ríos, el volumen de sedimentos transferidos durante un único evento puede ser considerable (Mulder *et al.* 2003).

Mutti *et al.* (1996) fueron unos de los primeros en resaltar la importancia de los aportes directos de los ríos en crecida a la sedimentación turbidítica profunda y de plataforma. El modelo de facies de Mutti *et al.* (1999, 2003) para turbiditas extracuencales constituye en realidad una modificación parcial del modelo de facies propuesto originalmente para las turbiditas intracuencales (Mutti 1992). En efecto, este modelo considera que los sistemas fluviales asociados a áreas de drenaje pequeñas y de alto gradiente, podrían generar descargas fluviales de alta concentración (flujos hiperconcentrados), los cuales al entrar en cuencas marinas o lacustres asociadas sufrirían progresivas transformaciones resultando en lóbulos de plataforma (*shelfal sandstone lobes*, Mutti *et al.* 1996) o lóbulos turbidíticos dependiendo de su profundidad. No obstante, al presente no existen registros fehacientes de flujos hiperconcentrados generados por ríos en su desembocadura. Por el contrario, las descargas fluviales actuales de flujos turbulentos densos con menor o mayor participación de carga de lecho, y sus sistemas turbidíticos asociados, se halla mucho mejor documentada (Heezen 1964; Prior y Bornhold 1990; Bornhold y Prior 1990; Wetzel 1993; Johnson *et al.* 2001; Droz *et al.* 1996, 2003; Warrick y Milliman 2003; Mulder *et al.* 1998, 2003; Saint-Onge *et al.* 2003; Nakajima 2006; Violante *et al.* 2009; Milliman *et al.* 2007; Dellapenna *et al.* 2008; Bourget *et al.* 2010; Wu 2013). Para que un flujo de origen fluvial (agua dulce) pueda vencer el contraste de densidad y hundirse por debajo de una cuenca marina, debe tener un “lastre” de materiales más pesados en suspensión turbulenta, con una concentración mayor a los 36 kg/m³ (Mulder *et al.* 2003).

La descarga directa de un flujo turbulento de origen fluvial, hace que los flujos asociados (flujos hiperpícnicos) presenten propiedades sumamente particulares, las cuales imprimen en sus depósitos características diagnósticas. Una de las particularidades de los flujos hiperpícnicos es su perfil de velocidad, el cual es diametralmente opuesto al de las turbiditas intracuencales (Figura 5). Mientras las turbiditas intracuencales presentan su máxima velocidad en la cabeza (Kneller y

Buckee 2000) con un decrecimiento hacia el cuerpo y cola, las turbiditas extracuencales presentan cabezas de baja velocidad (*leading head*, Kassem y Imran 2001), con máximas velocidades hacia el cuerpo de las mismas (Figura 5). Este hecho hace que muchas hiperpicnitas simples muestren una gradación inversa basal, seguida de una gradación normal (Mulder *et al.* 2003), elemento considerado diagnóstico por muchos investigadores (Bhattacharya y MacEachern 2009). La baja velocidad y relativa alta concentración de la cabeza del flujo hiperpícnico, hace que el mismo pueda avanzar con baja incorporación de agua ambiente (*entrainment*) desplazándose como una “cuña” por debajo del agua ambiente más salada.

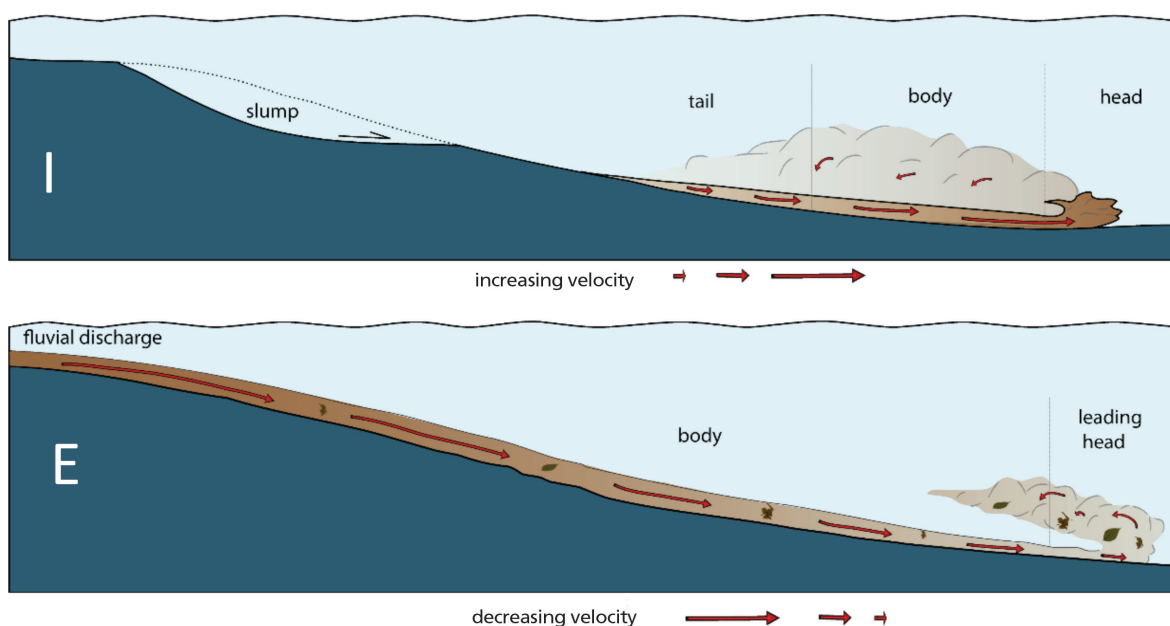


Figura 5. Comparación del perfil de velocidad entre una turbidita intracuencal (I) y una extracuencal (E). De Zavala *et al.* 2012.

Si tomamos en consideración la naturaleza propia del flujo y sus mecanismos de sustentación, las diferencias con las turbiditas intracuencales son notables. Dado que las turbiditas extracuencales provienen directamente de una descarga fluvial, estos flujos se componen por una mezcla de elementos continentales (ej: agua dulce, detrito vegetal, troncos, canto rodado) e intracuencales (ej: restos de conchillas) erosionados durante su viaje en el medio submarino. Dependiendo del tipo de red de drenaje fluvial y el tamaño del sistema, los flujos pueden tener una duración prolongada (días, semanas o meses), pudiendo desplazarse grandes distancias (hasta centenares de kilómetros) con pendientes muy bajas. Heezen *et al.* (1964) reportaron en depósitos turbidíticos actuales del río Congo, niveles con un contenido de restos vegetales (hojas y ramas) de hasta 65% en peso. Estos depósitos se ubican a 3 metros debajo del fondo marino actual, a una profundidad de agua de 3916 metros y una distancia de 441 km de la desembocadura. Depósitos de turbiditas

recientes con abundantes restos vegetales han sido reportadas por proyecto CARAMBA (2002) en el abanico actual del Orinoco, a una profundidad de agua de 1994 metros y a una distancia de 290 km de la desembocadura. Nakajima (2006) menciona restos vegetales en hiperpicnitas transportadas por más de 700 km en el mar de Japón (abanico de Toyama) a una profundidad de agua de 3382 metros. La presencia de restos vegetales dentro de depósitos clásticos de *offshore* es considerado un criterio diagnóstico de un origen hiperpícnico (Petter y Steel 2006; Myrow *et al.* 2008; Zavala *et al.* 2012). La Figura 6 (de Zavala *et al.* 2011) resume las principales características de los flujos hiperpícnicos y sus depósitos.

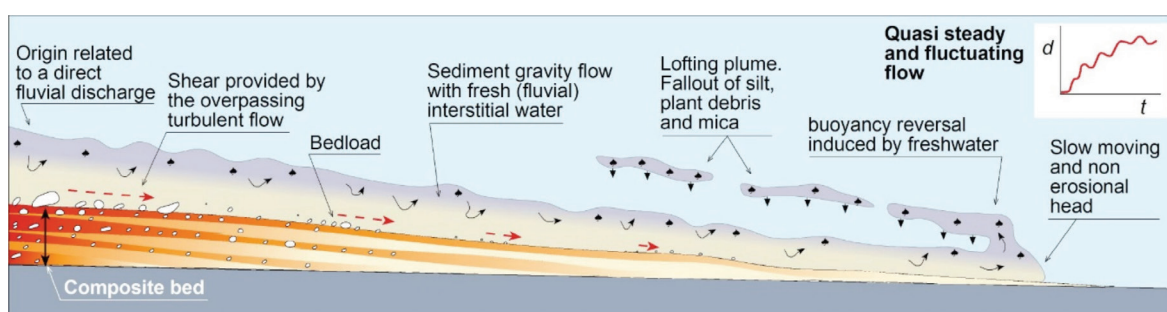


Figura 6. Síntesis de las principales características de los flujos hiperpícnicos y sus depósitos. De Zavala *et al.* 2011.

Las características de las facies sedimentarias acumuladas a partir de flujos hiperpícnicos dependerán fundamentalmente de la composición del flujo original, pudiendo desarrollarse hiperpicnitas de grano grueso (arenosas) o de grano fino (fangosas). La Figura 7 muestra el *track* de facies para un flujo hiperpícnico con una composición mixta (gravas, arenas, limos y arcillas). Básicamente se distinguen tres familias de facies genéticas: B, S y L.

Las **facies B** (*bedload*) son las más gruesas, y se componen por materiales transportados como carga de lecho hacia la base de un flujo turbulento sostenido de carga arenosa. Los depósitos se componen por conglomerados masivos (facies B1 y B1c), areniscas conglomerádicas con laminación diagonal asintótica (facies B2) y areniscas conglomerádicas con laminación difusa y clastos alineados (facies B3), acumulados como consecuencia de una pérdida de competencia del flujo (Figura 8A y 8B). La matriz es abundante, y corresponde a materiales finos transportados dentro del flujo turbulento, los cuales son atrapados en el depósito basal. A menudo los clastos muestran imbricación, lo cual sugiere un flujo fluido (newtoniano) donde los clastos pueden girar libremente por rolido. Esta última característica permite diferenciar fácilmente a las facies B de los depósitos de flujos hiperconcentrados (facies F2) de Mutti (1992). Si el flujo presenta fluctuaciones en la velocidad, el depósito resultante puede mostrar cambios graduales y recurrentes de facies (Figura 8A y 8B) conformando capas compuestas (Zavala *et al.* 2007).

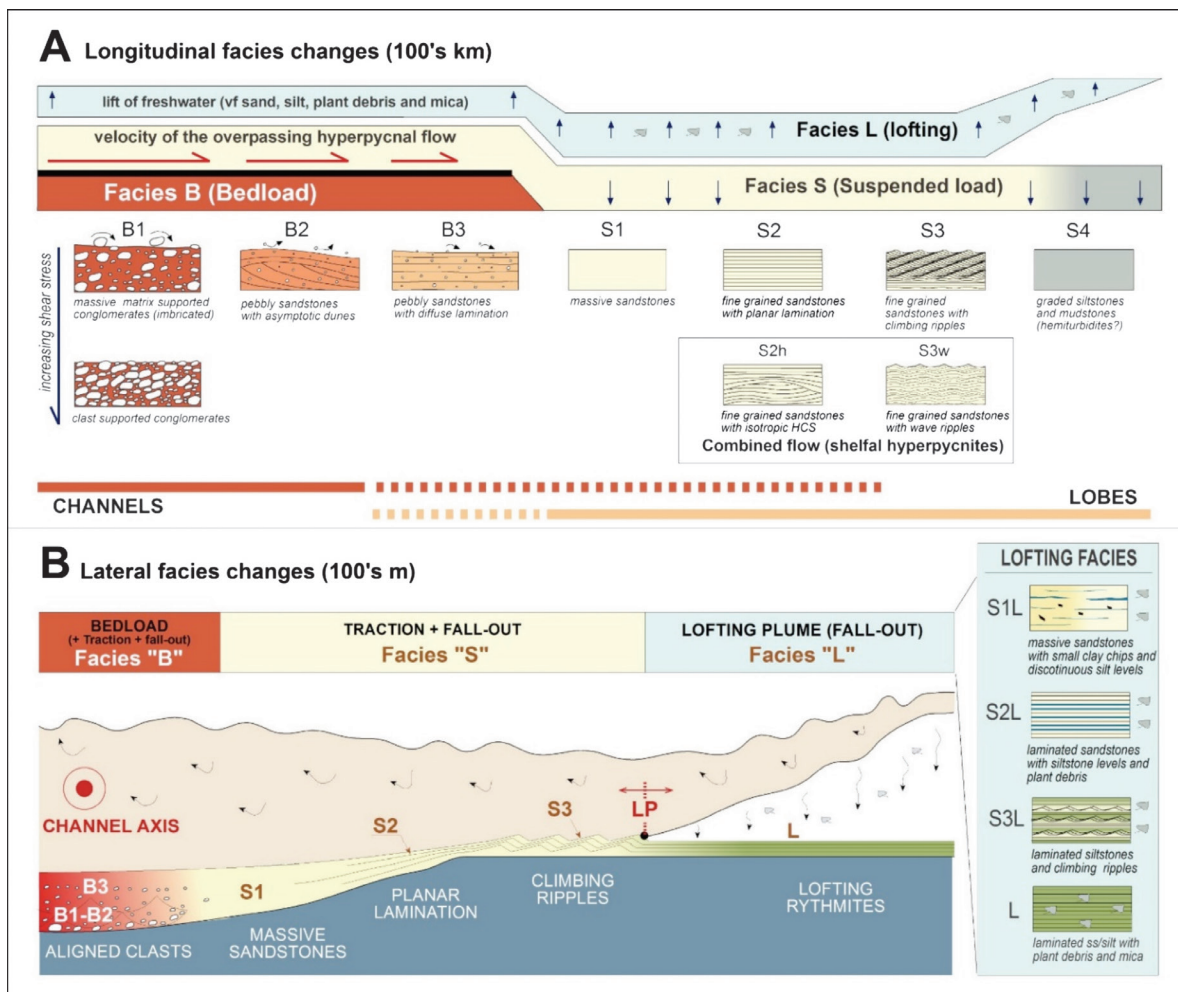


Figura 7. *Track* de facies genético para flujos hiperpícnicos con carga de lecho asociada. A) Asociación de facies a lo largo del sistema depositacional. B) Cambios laterales de facies entre el eje y los laterales del flujo. Modificado de Zavala *et al.* 2011.

Las **facies S** (*suspended load*) se acumulan en virtud de una pérdida de capacidad del flujo turbulento con carga arenosa, y se componen por materiales finos (mayormente arena fina) colapsados desde el flujo turbulento a medida que éste va desacelerando. El colapso de la carga turbulenta a menudo arrastra y atrapa elementos livianos transportados en el flujo hiperpícnico, por lo cual es común que estas facies presenten abundante detrito vegetal. La facies más común corresponde a arenas masivas (Facies S1, Figura 8C), acumulada de modo gradual desde un flujo turbulento con una tasa de sedimentación mayor a 0.44 mm/s (Kneller y Branney 1995; Sumner *et al.* 2008). Si el flujo continúa desacelerando y perdiendo carga suspendida, y no obstante no se eleva del fondo, se desarrollarán areniscas laminadas (facies S2) y con *climbing ripples* (facies S3).

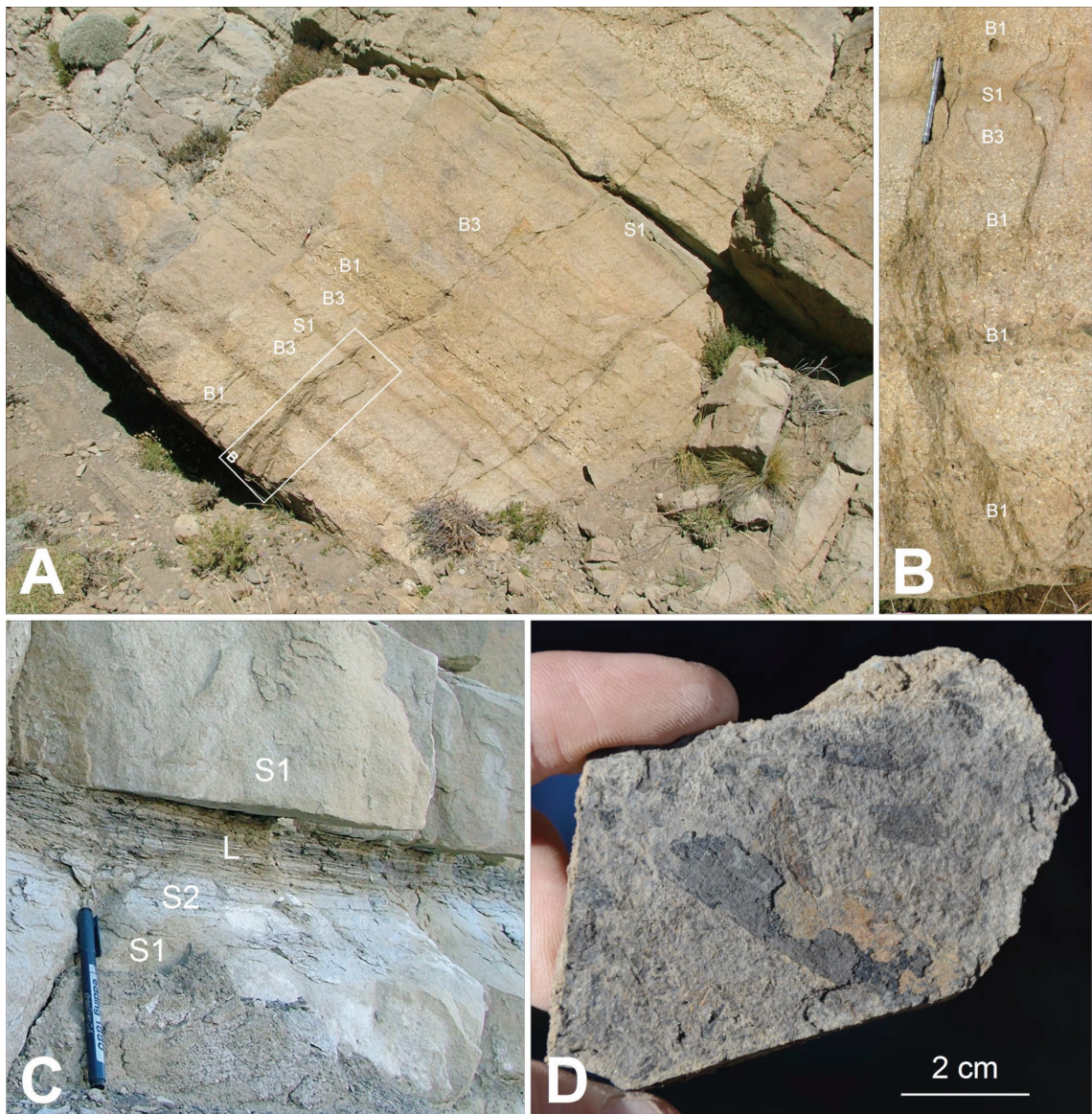


Figura 8. Ejemplo de depósitos de turbiditas extracuencales. A) depósitos de carga de lecho (facies B) acumuladas de modo gradual hacia la base de un flujo hiperpícnico sostenido con variaciones en la capacidad y competencia, conformando capas compuestas. B) detalle del tramo basal. Note los cambios de facies graduales y recurrentes. C) bancos de arenas masivas (facies S1) sucedidos por arenas laminadas (facies S2) y ritmitas de *lofting* (facies L), con abundantes restos vegetales. Formación Los Molles, Jurásico inferior, Cuenca Neuquina. D) Detalle de restos vegetales (vista en planta) en ritmitas de *lofting*. Miembro Huncal de la Formación Vaca Muerta, Cretácico inferior, Cuenca Neuquina.

La elevación del flujo ocurre por el efecto de flotación del agua dulce en un punto donde la pérdida de capacidad del flujo turbulento (por pérdida de velocidad) hace que la densidad total disminuya por debajo de la del agua de mar. Finalmente, la facies S4 corresponde a la acumulación de la fracción arcillosa del flujo, mayormente por floculación desde un nivel nefeloide.

Las **facies L** (*lofting*) son el resultado de la precipitación directa de areniscas muy finas, limos, micas y materiales carbonosos desde nubes de inversión de flotación (nubes de *lofting*). Los depósitos se integran por láminas milimétricas gradadas de arena-limo separadas por niveles con

abundantes micas y restos carbonosos (facies L, Figuras 8C y 8D), y niveles con abundantes restos vegetales asociados a *ripples* de bajo ángulo (facies S3L), areniscas laminadas (facies S2L) y areniscas masivas con niveles de restos carbonosos (facies S1L). Estas facies se desarrollan principalmente hacia los laterales del flujo (Figura 6B), debido a la rápida disminución lateral de la velocidad del *jet flow* turbulento (Wright 1977; Hoyal *et al.* 2003).

Composición del flujo hiperpícnico y deposición

En contraste con las turbiditas intracuencales, las turbiditas extracuencales pueden desplazarse con una muy baja incorporación de agua ambiente (*entrainment*), lo cual se traduce en la capacidad de transportar por grandes distancias elementos livianos, como el agua dulce y los restos vegetales. La capacidad de transportar volúmenes considerables de detrito vegetal hasta el interior de cuenca, convierte a las turbiditas extracuencales en uno de los elementos fundamentales para el origen del *shale gas*. Las turbiditas extracuencales logran mantener su exceso de densidad en virtud de los elementos más pesados transportados en suspensión turbulenta, como lo son la arena, el limo y la arcilla (Figura 9). Conceptualmente, existen dos tipos de flujos hiperpícnicos, los flujos hiperpícnicos de carga arenosa (*sandy hyperpycnal flows*) y los flujos hiperpícnicos de carga fangosa (*muddy hyperpycnal flows*) (Figura 10).

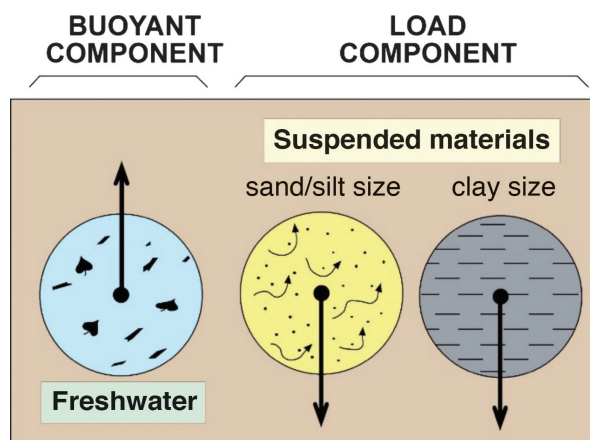


Figura 9. Principales componentes de un flujo hiperpícnico. El exceso de densidad es provisto por los materiales más pesados transportados en suspensión turbulenta. De Zavala *et al.* 2011.

Los **flujos hiperpícnicos de carga arenosa** (Figuras 10A y 10B) se componen mayormente por una carga de arena muy fina y limo en suspensión turbulenta, y pueden tener asociada carga de lecho de grano grueso en áreas proximales. Cuando parte de la carga arenosa se pierde por deposición el flujo se vuelve progresivamente más liviano (Figura 10A). En consecuencia, el efecto de flotación del agua dulce (menos densa) puede hacer que el flujo hiperpícnico despegue del fondo arrastrando el remanente areno-limoso junto a los elementos más livianos (micas y restos

vegetales) hacia una nube de flotación interna, en un proceso que se conoce como *lofting* (Sparks 1993). La velocidad a la que se produce esta inversión de la flotación dependerá fundamentalmente de la composición del flujo hiperpícnico, ya que el único elemento de carga cuya sustentación depende de la velocidad (por pérdida de capacidad del flujo al disminuir la turbulencia) es la fracción arena-limo. De este modo, los flujos hiperpícnicos con una carga arenosa turbulenta y un limitado contenido de arcilla en suspensión pueden despegar del fondo antes de alcanzar las bajas velocidades requeridas para desarrollar *ripples* (Figura 10B), resultando en capas de arenas masivas (Facies S1) seguidas por ritmitas de *lofting* (facies L), sin desarrollar el intervalo con *climbing ripples* (facies S3) típico de las bajas velocidades de flujo durante la etapa final de desaceleración (ver ejemplo en Figuras 8C y 10B).

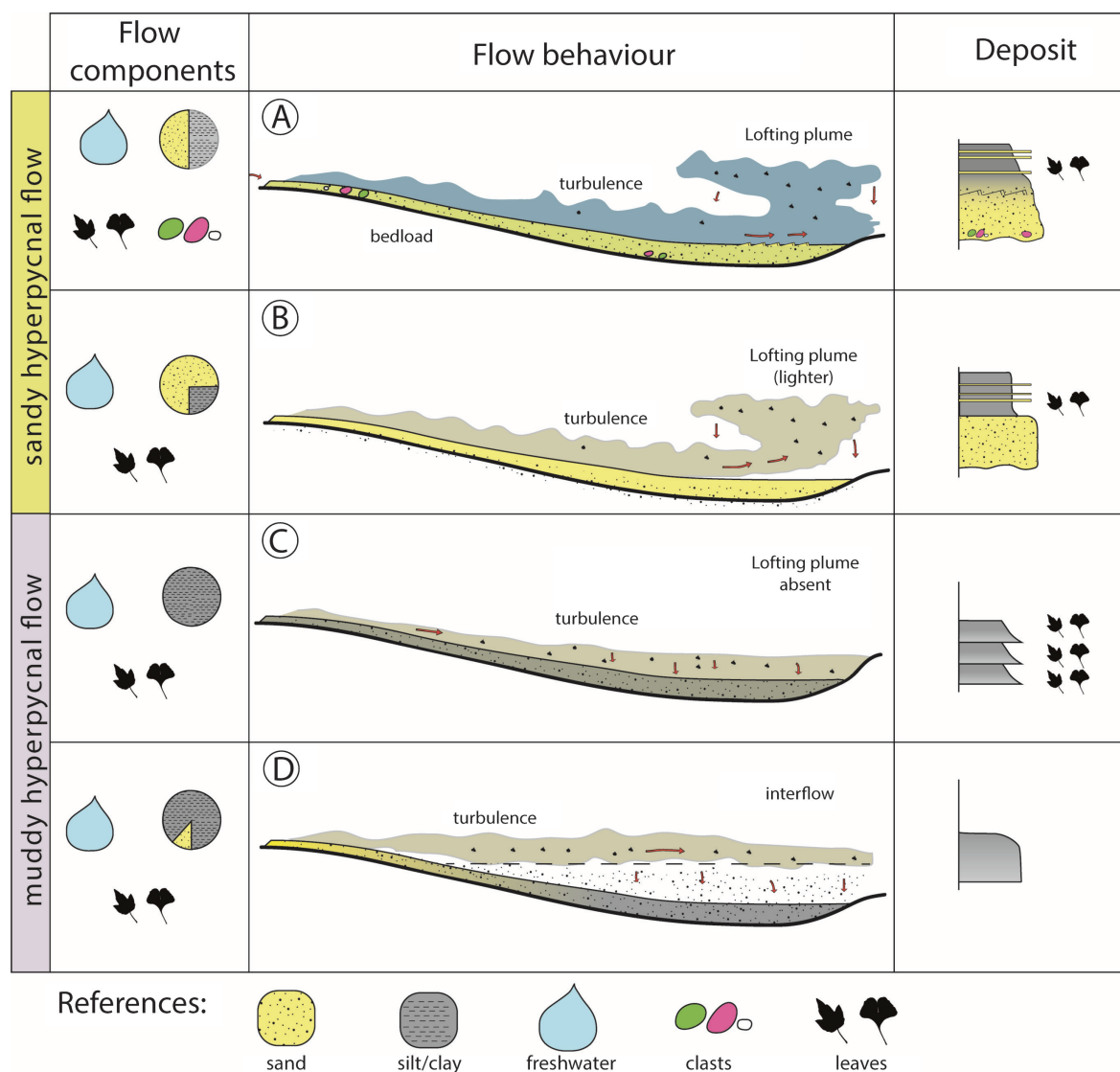


Figura 10. Composición del flujo hiperpícnico y depósitos relacionados. A-B) Turbiditas extracuencales (hiperpícnicas) de carga arenosa. C-D) Turbiditas extracuencales de carga fangosa.

Los **flujos hiperpícnicos de carga fangosa** (Figura 10C y 10D) se componen mayormente por una carga de limo fino y arcilla. Contrariamente a las arenas finas y limos gruesos, el contenido de arcilla en un flujo hiperpícnico provee un “lastre” permanente que puede llegar a impedir completamente la inversión de la densidad (*lofting*) especialmente si el contenido de arcilla por sí sólo supera los 36 kg/m^3 requeridos para mantener el flujo en contacto con el fondo (Mulder *et al.* 2003). De esta manera, al disminuir la velocidad del flujo turbulento, no se producirá una disminución en la capacidad del flujo, por lo que el exceso de densidad se mantendrá hasta que el flujo se detenga por completo en los sectores más bajos de la cuenca y conforme un nivel nefeloide basal desde donde comenzará a flocular la arcilla arrastrando a los eventuales fitodetritos presentes en el flujo (Figura 10C). Estos últimos flujos corresponden a flujos hiperpícnicos de

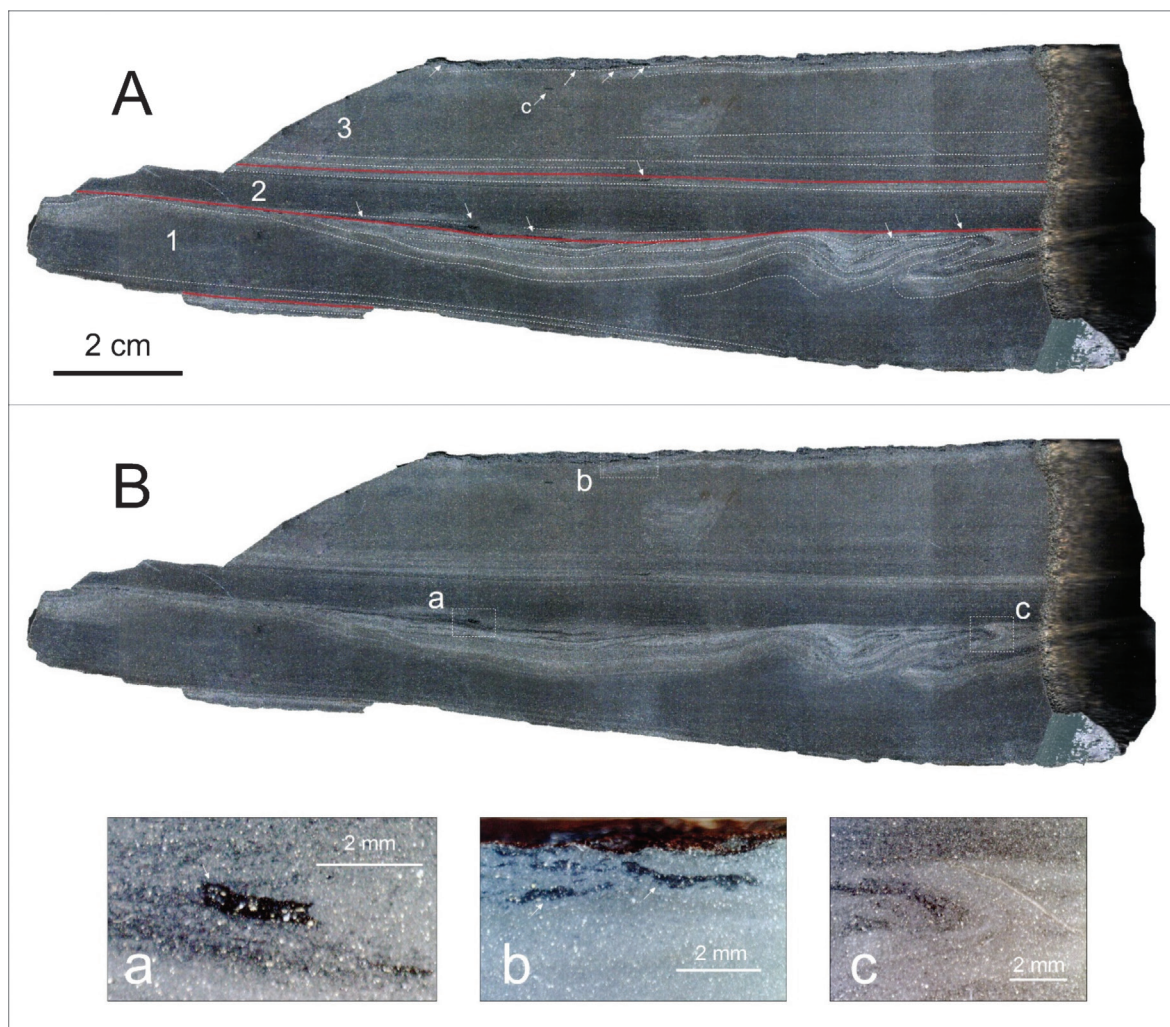


Figura 11. Ejemplo de hiperpicnitas de grano fino relacionadas a flujos compuestos por una carga turbulenta de materiales finos (arcilla y limo). A) trazado de tres niveles gradados. Nótese a la base de 2 la superficie levemente erosiva (flechas), indicando que flujo hiperpícnico sobrepasante se movía pegado al fondo. Asimismo, los flares al tope de 1 sugieren que el nivel basal se encontraba aún saturado de agua y en estado “soposo”, y que el flujo relacionado a 2 se desplazaba de izquierda a derecha. Los restos carbonosos son abundantes, se indican con una flecha los más grandes. B) Vista indicando la localización de las microfotografías a, b y c, las cuales muestran restos vegetales de distinto tamaño.

carga turbulenta de grano muy fino, los cuales conforman verdaderos ríos submarinos con la capacidad de transportar toneladas de limos y arcillas con restos vegetales hacia el interior de cuenca. Este último mecanismo de acumulación de arcilla contrasta enormemente con el proceso de decantación (Pettijohn 1975) generalmente considerado como el mecanismo dominante para la acumulación de arcillas de *offshore*. De acuerdo a Bhattacharya (2010), al menos el 50% de las lutitas de plataforma podrían acumularse por estos flujos fangosos. A diferencia de los depósitos de decantación, los flujos de limos y arcillas viajan pegados al fondo y tienen capacidad erosiva (Figura 11) por lo que pueden cargar microfósiles marinos durante su viaje al interior de cuenca.

El depósito resultante conformará capas masivas gradadas de espesor centimétrico-decimétrico con detrito vegetal disperso y eventualmente microfósiles marinos (Figura 11) similares a las “hemiturbiditas” descritas por Stow y Wetzel (1990). Uno de los elementos diagnósticos que permite diferenciar a los depósitos de estos flujos respecto de los acumulados por decantación pura, es la presencia de láminas gradadas con erosión y *flames* (Figura 11) lo cual indica un flujo de fondo en movimiento.

Existen asimismo distintas situaciones alternativas, como por ejemplo si en la cuenca receptora las aguas están estratificadas por densidad. Si el flujo originario se compone por arcillas con un contenido limitado de arenas, una vez disminuida la carga por depositación de las arenas, el flujo con alto contenido de arcilla puede desplazarse por sobre una termoclina como un *interflow* (Figura 10D). En este caso el depósito resultante serán niveles gradados de limos y arcillas masivos, sin restos vegetales, indiferenciables de las lutitas acumuladas por decantación.

Las turbiditas extracuencales (flujos hiperpícnicos) fangosas son muy importantes y proveen una explicación racional para la acumulación de espesas sucesiones de lutitas. De acuerdo a observaciones preliminares, se interpreta que la mayor parte de las lutitas de las formaciones Los Molles (Jurásico Inferior) y Vaca Muerta (Jurásico superior – Cretácico inferior) en la Cuenca Neuquina, se habrían acumulado a partir de este mecanismo. Las turbiditas extracuencales fangosas podrían explicar adecuadamente la presencia de restos vegetales en zonas internas de la cuenca, así como también la alta relación limo/arcilla presente en estas unidades, lo cual constituye un elemento favorable para el desarrollo de yacimientos no convencionales.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las turbiditas intracuencales y extracuencales constituyen elementos esenciales para justificar la transferencia de grandes volúmenes de sedimentos clásticos hacia áreas de plataforma e interior de cuenca, tanto por desestabilización gravitativa, como por transferencia directa desde el continente.

Las **turbiditas intracuencales** conforman un mecanismo eficiente para compensar y

restablecer el perfil de equilibrio en cuencas caracterizadas por un importante desbalance en el aporte sedimentario entre zonas litorales y de interior de cuenca. No obstante, su efectividad como sistema de distribución clástica (eficiencia) dependerá de distintos factores, como lo son el volumen inicial de la desestabilización, la pendiente depositacional, y la capacidad del flujo original para acelerar, incorporar agua ambiente, y transformarse finalmente en una turbidita diluida. El volumen final del depósito y la distancia de transporte pueden incrementarse notablemente por efecto de la ignición del flujo (Parker 1982) y los mecanismos de autosuspensión (Bagnold 1962). Los mecanismos de iniciación de estas turbiditas están ligados a una desestabilización inducida por actividad tectónica (terremotos) o al colapso periódico de sedimentos acumulados cerca del borde de la plataforma (*e.g. shelf margin deltas*), principalmente durante el *lowstand*.

Las **turbiditas extracuencales** permiten la transferencia directa de agua dulce, sedimentos y materia orgánica (mayormente restos vegetales) desde el continente hacia áreas de plataforma e interior de cuenca. El volumen de restos vegetales puede llegar a ser muy importante (hasta 50% COT, Saller *et al.* 2006), llegando a constituir verdaderas rocas madre para la generación de petróleo y gas. Dependiendo de la duración de la descarga fluvial, el tamaño de grano de la suspensión turbulenta y la presencia o no de carga de lecho asociada, los depósitos resultantes (hiperpícnitas) pueden constituir bancos arenosos y conglomerádicos espesos de desarrollo complejo o niveles gradados de limos y arcillas con restos vegetales y microfósiles intracuencales. El espesor y extensión de estos depósitos dependerá fundamentalmente de la duración de la descarga hiperpícnica y la topografía del fondo. El origen de las turbiditas extracuencales se relaciona fundamentalmente a causas climáticas (lluvias excepcionales), por lo cual pueden generarse independientemente de la posición relativa del nivel del mar. Observaciones preliminares permiten interpretar que las lutitas de las formaciones Los Molles y Vaca Muerta en la Cuenca Neuquina, se habría acumulado mayormente por flujos extracuencales de carga fangosa.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los comentarios y correcciones efectuadas por los árbitros anónimos, las cuales permitieron mejorar este trabajo.

REFERENCIAS CITADAS

- | | |
|---|---|
| Bagnold, R.A., 1962, Auto-suspension of transported sediment: turbidity currents. Proc. R. Soc. Lond. Ser. A, 265, 315-319. | Bates, C., 1953, Rational theory of delta formation: AAPG Bulletin. 37, p. 2119-2162. |
| | Bhattacharya, J. y J. MacEachern, 2009, Hyperpycnal |

- rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. *Journal of Sedimentary Research*, V. 79, p. 184-209.
- Bhattacharya, J.P., 2010, Reevaluating Depositional Models for Shelf Shales, AAPG, Search and Discovery Article #50242 (2010), Adapted from oral presentation at AAPG Annual Convention, Denver, Colorado, June 7-10, 2009. Talk also presented at GSA South Central meeting, Richardson, TX in 2009 and GCAGS Convention, Shreveport, LA in 2009.
- Bornhold, B.D. y D.B. Prior, 1990, Morphology and sedimentary processes on the subaqueous Noeick River delta, British Columbia. In: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.), *Coarse-Grained Deltas*, Spec. Publ. Internat. Assoc. Sedimentologists, vol. 10, p. 169 – 181.
- Bouma A.H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Co., 168 pp., Amsterdam.
- Bourget, J., S. Zaragosi, T. Mulder, J. L. Schneider, T. Garlan, A. Van Toer, V. Mas y N. Ellouz-Zimmermann, 2010, Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin. *Sedimentary Geology* 229, p. 144–159.
- Dellapenna, T.M., C.J. Noll, B.R. Fielder y R. Webster, 2008, Hyperpycnal Flow Within Low Gradient River Deltas and Implications for Both Sand and Mud Transport Onto the Shelf: Brazos River, Northern Gulf of Mexico. Search and Discovery Article #50091 (2008) Posted October 24, 2008.
- Heezen, B.C., R.J. Menzies, E.D. Schneider, W.M. Ewing y N.C.L. Granelli, 1964, Congo submarine Canyon. *AAPG Bulletin*, 48, p. 1126-1149.
- Hoyal, D.C.J.D., J.C. Van Wagoner, N.L. Adair, M. Deffenbaugh, D. Li, T. Sun, C. Huh, y E. Giffin, 2003, Sedimentation from jets: a depositional model for clastic deposits of all scales and environments. Search and Discovery Article no. 40082.
- Johnson, K.S., C.K. Paull, J.P. Barry y F.P. Chávez, 2001, A decadal record of underflows from a coastal river into the deep sea: *Geology*, v. 29, p. 1019–1022.
- Kassem, A., y J. Imran, 2001, Simulation of turbid underflows generated by the plunging of a river. *Geology*, 29, p. 655–658.
- Kneller, B., y M. Branney, 1995, Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, 42, p. 607-616.
- Kneller, B. y C. Buckee, 2000, The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47, p. 62-94.
- Kuenen P.H. y C.I. Migliorini, 1950, Turbidity currents as a cause of graded bedding. *The Journal of Geology*, 58, p. 91-127.
- Lowe, D. R., 1979, Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *SEPM (Special Publication n. 27)*, p. 75-82.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 52, No. 1, p. 279-297.
- McCave, I.N., 1972, Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas. In: *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Swift, D.J.P., Duane, D.B. and Pilkey, O.H. (eds.). Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., p. 225-248.

- Middleton, G. V. y M.A. Hampton, 1973, Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. G. V. Middleton and A. H. Bouma (eds.). Anaheim, California, SEPM. Short Course Notes, 38p.
- Milliman, J.D., y J.P.M. Syvitski, 1992, Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* 100 (5), p. 525-544.
- Milliman, J.D., S.W. Lin, S.J. Kao, J.P. Liu, C.S. Liu, J.K. Chiu y Y.C. Lin, 2007, Short-Term Changes in Seafloor Character Due to Flood-Derived Hyperpycnal Discharge: Typhoon Mindulle, Taiwan, July 2004. *Geology* 35, p. 779-782.
- Moore D.G. 1961, Submarine slumps. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, p. 343-357.
- Moore, G.T., 1969, Interaction of rivers and oceans – Pleistocene petroleum potential. *AAPG Bulletin*, 53, p. 2421-2430.
- Mulder, T., y J.P.M. Syvitski, 1995, Turbidity current generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*. 103, p. 285-299.
- Mulder, T., B. Savoye, D.J.W. Piper, J.P.M. y Syvitski, 1998, The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. Stoker, M.S., Evans, D; & Cramp, A. (eds) *Geological Processes on Continental Margin: Sedimentation, Mass-wasting and stability*. Geological Society, London, Special Publication (129), p. 145-166.
- Mulder, T., J.P.M. Syvitski, S. Migeon, J.C. Faugères, y B. Savoye, 2003, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*. 20, p. 861-882.
- Mulder, T. y E. Chapron, 2011, Flood deposits in continental and marine environments: character and significance, in: *Sediment transfer from shelf to deep water – Revisiting the delivery system*, AAPG Studies in Geology, 61, edited by: Slatt, R. M. and Zavala, C., p. 1-30.
- Mutti, E., y F. Ricci Lucchi, 1972, Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem Soc. Geol. Italiana*. 11, p. 161-199, Roma.
- Mutti, E. y W.R. Normark, 1987, Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts, *Marine Clastic Sedimentology*, p. 1-38.
- Mutti, E., 1992, *Turbidite sandstones*. AGIP - Istituto di Geologia Università di Parma, 275 pp., San Donato Milanese.
- Mutti, E., G. Davoli, y R. Tinterri, 1994, Flood-Related Gravity-Flow Deposits in Fluvial and Fluvio-Deltaic Depositional Systems and their Sequence-Stratigraphic Implications. In Posamentier, H.W., and Mutti, E., eds., *Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference*, Tremp, Abstract Book, p. 137-143.
- Mutti, E., G. Davoli, R. Tinterri, y 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, p. 233-291.
- Mutti, E., N. Mavilla, S. Angella, y LL. Fava, 1999, An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *AAPG Continuing Education Course Note* 39, p. 1-98. Tulsa.
- Mutti, E., R. Tinterri, G. Benevelli, D. Di Biase, y G. Cavanna, 2003, Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins: *Marine and Petroleum Geology*, 20, p. 733-755.

- Myrow, P. M., M.P. Lamb, C. Lukens, K. Houck, y J. Strauss, 2008, Proximal to distal facies relationships in deposits of wave-influenced hyperpycnal flows. AAPG Hedberg Conference "Sediment Transfer from Shelf to Deepwater – Revisiting the Delivery Mechanisms". March 3-7, 2008 – Ushuaia-Patagonia, Argentina.
- Nakajima, T., 2006, Hyperpycnites deposited 700 km away from river mouths in the Central Japan Sea, *Journal of Sedimentary Research*, 76, p. 59-72.
- Normark, W. R., y D.J. Piper, 1991, Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. *SEPM Spec. Publ.*, n° 46, p. 207-230, Tulsa.
- Parker, G., 1982, Condition for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. *Mar. Geol.*, v. 46, p. 307-327, Amsterdam.
- Parsons, J.D., J. Bush y J.P.M Syvitski, 2001, Hyperpycnal flow formation with small sediment concentrations. *Sedimentology*, 48, p. 465-478.
- Petter, A.L. y R. J. Steel, 2006, Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central basin, Spitsbergen. *AAPG Bulletin*, V. 90, No. 10, p. 1451-1472.
- Pettijohn, F.J., 1975, *Sedimentary Rocks*, Third Edition: New York, Harper & Row, 628 p.
- Pickering, K.T., R.N. Hiscott y F.J. Hein, 1989, Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics. Unwin Hyman Ltd, p. 416.
- Prior, D.B. and B.D. Bornhold, 1990, The underwater development of Holocene fan deltas. In: Colella, A. and Prior, D.B. (Eds.), *Coarse-Grained Deltas*, Spec. Publ. Internat. Assoc. Sedimentologists, vol. 10, p. 75 – 90.
- Saint-Onge, G., T. Mulder, D. J.W. Piper, C. Hillaire-Marcel, and J. Stoner, 2003, Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Quebec): A Holocene paleoseismicity record: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 283-294.
- Saller, A., R. Lin, y J. Dunham, 2006, Leaves in turbidite sands: the main source of oil and gas in the deep-water Kutei Basin, Indonesia. *AAPG Bulletin*, 90/10, p. 1585-1608.
- Sanders, J. E., 1965, Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related sedimentation mechanisms. In: Middleton, G. V., ed., *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ. 12, p. 192-219.
- Shanmugam, G. y R.J. Moiola, 1988, Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential: *Earth-Science Reviews*, v. 24, p. 383-428.
- Simpson, J. E., 1987, *Gravity currents: In the environment and the laboratory*. John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, and Toronto. 244p.
- Sparks, R. S. J., R. T. Bonnet, H. E. Huppert, J. R. Lister, M. A. Hallworth, J. Phillips y H. Mader, 1993, Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 114, p. 243-257.
- Stow, D.A.V. y A. Wetzel, 1990, Hemiturbidite: a new type of deep-water sediment. In: Cochran, J.R., Stow, D.A.V. *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results*, 116. College Station (Ocean Drilling Program), p. 25-34.
- Sumner, E.J., L.A. Amy y P.J. Talling, 2008, Deposit structure and processes of sand deposition from decelerating sediment suspensions. *Journal of Sedimentary Research*, 78, p. 529-547.
- Violante C., 2009, Rocky coast: geological constraints for hazard assessment. In: Violante C (ed) *Geohazard in rocky coastal areas*. G.S.L Publ., 322, 1-31. (ISBS 978-1-86239-282-3). 210 p.

- Walker, R.G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62 (6), p. 932-966.
- Warrick J.A. y J.D. Milliman J.D., 2003, Hyperpycnal sediment discharge from semi-arid southern California rivers—implications for coastal sediment budgets. *Geology* 31, p. 781–784.
- Wetzel, A., 1993, The transfer of river load to deep sea fans: a quantitative approach. *AAPG Bulletin*, 77, p. 1679-1692.
- Wright, L. D., 1977, Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 857-868.
- Zavala, C., M. Arcuri, H. Gamero Díaz y C. Contreras, 2007, The Composite Bed: A New Distinctive Feature of Hyperpycnal Deposition: 2007 AAPG Annual Convention and Exhibition (April 1 - 4, 2007), Long Beach, California USA.
- Zavala, C., M. Arcuri, H. Gamero, C. Contreras y M. Di Meglio, 2011, A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. in R. M. Slatt and C. Zavala, eds., *Sediment transfer from shelf to deep water—Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology* 61, p. 31– 51.
- Zavala, C., M. Arcuri y L. Blanco Valiente, 2012, The importance of plant remains as a diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paléobiologie*, Genève (2012) Vol. spéc. 11, p. 457-469.