

Apuntes de Sedimentología
Dr. José M. Martín (Universidad de Granada)

Tema 3.- Transporte y depósito I. Transporte en masa: "caída libre de rocas", "slidings" y "slumpings". Flujos de sedimentos: "flujos de granos", "flujos de derrubios", "flujos de barro" y "flujos de sedimentos fluidificados". Características. Tipos de depósitos y estructuras sedimentarias asociadas. **Corrientes de turbidez.** Anatomía y características. Secuencia de Bouma: cortejo de estructuras asociadas.

Los agentes de transporte son los que movilizan las partículas liberadas en los procesos de meteorización/erosión desde las áreas madre hasta las zonas de sedimentación. Como ya se mencionó el agua en movimiento, tanto en estado líquido (agua corriente) como sólido (hielo glaciar), son los principales agentes de transporte en la naturaleza. En ambas situaciones las partículas se comportan de modo pasivo, dejándose simplemente arrastrar por el agente de transporte.

Existen, no obstante, en la naturaleza otros mecanismos de movilización de sedimento (a veces de transcendencia importante) en los que el "flujo" que se desplaza consiste en una mezcla íntima, en grado diverso, del fluido (generalmente agua) con el propio sedimento. Estos mecanismos constituyen en realidad un amplio espectro de procesos en los que varían las proporciones relativas entre "partículas" y "fluido" y que se pueden ordenar, en función de ello, del siguiente modo:

Material ("flujo") que se desplaza:

- 100% de "sedimento" - 0% de "fluido intersticial" -

Transporte en masa

Desprendimientos:

Caída libre de rocas

Deslizamientos:

"Sliding"

"Slumping"

Flujos de sedimentos

Flujos de derrubios

Flujos de granos

Flujos de barro

Flujos de sedimentos fluidificados

Corrientes de turbidez

- 0% de "sedimento" - 100% de "fluido intersticial" -

La proporción relativa de "sedimento" que interviene disminuye progresivamente hacia abajo, al tiempo que aumenta la del "fluido intersticial". Fuera de contexto, abajo del todo, situaríamos ya a las corrientes de agua que desplazan el sedimento como fase independiente, sin mezclarse ambos.

A continuación, pasaremos analizar con un cierto detalle cada uno de estos mecanismos.

Transporte en masa

Caída libre de rocas

El ejemplo quizá más notorio es el de los desprendimientos de rocas y masas de rocas que se producen en la naturaleza desde paredes verticales (o subverticales) que se desploman rápida y bruscamente en caída libre hacia abajo por la acción de la gravedad.

CAÍDA LIBRE DE ROCAS



Desprendimiento reciente en la Rambla de Góchar (Almería).

Deslizamientos

Aquí, la movilización de sedimento se produce a lo largo de un plano (“plano de deslizamiento”) y a favor de una pendiente (frecuentemente submarina). El fluido intersticial actúa esencialmente como lubricante favoreciendo el desplazamiento de la masa deslizada a lo largo del “plano de deslizamiento”. Se diferencian dos subtipos (“sliding” y “slumping”) en función del grado de coherencia interna de la masa deslizada.

“Sliding”

La masa deslizada mantiene su coherencia interna presentando un aspecto idéntico al que tenía antes de deslizarse. Los bloques deslizados, a veces de dimensiones enormes, se conocen con el nombre de “olistolitos”. El ejemplo que se ilustra corresponde al Carbonífero de la Cordillera Cantábrica, en el norte de España. Los bloques deslizados desde la antigua plataforma marina somera de la “Caliza de Montaña” (fotografía de la izquierda) se encuentran actualmente empastados entre facies originalmente profundas de

cuenca (materiales blandos de color oscuro en la fotografía superior derecha) y resaltan en ellas, manteniendo su coherencia original (se aprecian, por ejemplo, muy bien los restos de corales en la fotografía inferior derecha).

OLISTOLITOS: EJEMPLOS DEL CARBONÍFERO DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA



“Slumping”

En este caso la masa deslizada tiene un comportamiento plástico y se pliega y deforma en la base de la pendiente. Los ejemplos clásicos actuales corresponden a deslizamientos en taludes submarinos en los que el material implicado es de edad relativamente reciente y está solo débilmente cohesionado y cementado.

En el registro fósil los materiales de los “slumping” aparecen interestratificados entre capas sin deformar. De la disposición de los ejes de los pliegues de los “slumpings” se puede inferir la orientación de la antigua paleopendiente (se disponen perpendicularmente a ella). Los ejemplos mostrados son todos de la Cordillera Bética (del Cretácico inferior Subbético, a la izquierda; del Plioceno de la Cuenca de Guadiz-Baza, en la parte superior derecha, y del Mioceno de la Cuenca de Tabernas, en la zona inferior izquierda).

EJEMPLOS DE “SLUMPINGS”



Flujos de sedimentos

Flujos derrubios

Se trata de un tipo de flujo denso, mezcla íntima de fluido (agua) y sedimento. En los flujos de derrubios el material grueso (conglomerático) se encuentra empastado y flotando en una matriz de tamaño de grano mucho más fino (de arena fina a limo). Un contexto típico donde opera este mecanismo de transporte de sedimento son las zonas climáticas semiáridas. Allí, durante las tormentas, el agua de escorrentía de las lluvias torrenciales se desplaza ladera abajo de la montaña y en su camino va incorporando partículas de sedimento fino suelto, mezclándose con ellas, lo que genera un flujo denso. Este a su vez, conforme gana en densidad es capaz de incorporar partículas de tamaño cada vez más considerable (conglomerático), transformándose finalmente en un flujo de derrubios. Dichos flujos convergen al pie de la ladera en barrancos de arroyos, torrentes y ríos y circulan luego por ellos, ocupando todo el lecho, hasta desembocar finalmente en lagos o en el mar en muchos casos. Los flujos de derrubios generados en las grandes tormentas alcanzan potencias de hasta 2-3 m y se extienden lateralmente decenas a centenares de metros, y longitudinalmente hasta kilómetros. Se mueven a velocidades de 1'5 a 2 m/seg. Al desplazarse los grandes bloques del conglomerado (de hasta de varios metros cúbicos) son empujados hacia arriba (tal y como reza el “Principio de Arquímedes”) y se instalan hacia la parte alta del flujo denso, o flotan incluso en su superficie. El flujo se detiene si disminuye y desaparece rápidamente la pendiente (se desplazan con pendientes mínimas, de tan sólo 1'5-2°) y termina por “congelarse” un sedimento con características muy similares al que estaba siendo desplazado, al infiltrarse

y disiparse rápidamente el agua intersticial. En los flujos de derrubios las estructuras sedimentarias más frecuentes son la granuloclasificación inversa (por flotación), con los grandes bloques del conglomerado situados en la parte más alta del mismo (fotografías izquierda y superior derecha), e imbricación, con los clastos del conglomerado descansando unos sobre otros dispuestos como las tejas de los tejados paralelamente, en este caso, a la dirección de desplazamiento del flujo (fotografía inferior izquierda).

EJEMPLOS DE FLUJOS DE DERRUBIOS



Mioceno superior (Tortonense) de la Cuenca de Granada

Flujos de granos

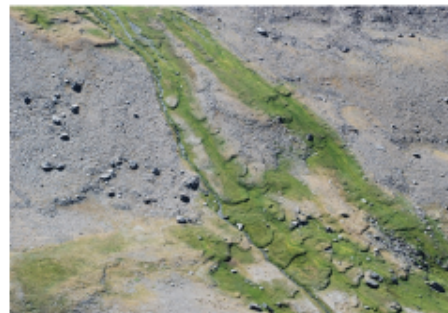
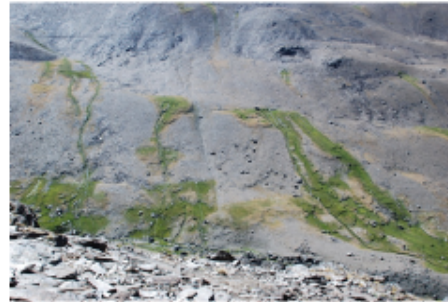
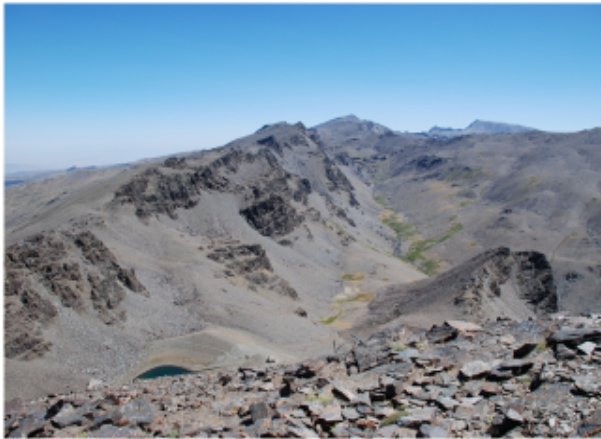
Un contexto típico donde opera este mecanismo de transporte de sedimento son las cabeceras de los cañones submarinos. Allí la arena acumulada, debido a la fuerte pendiente, es a menudo inestable. Esa inestabilidad provoca un cierto desplazamiento de los granos y que choquen unos con otros. La fuerza dispersiva generada en el choque hace que se incremente y acelere el movimiento, movilizándose finalmente todo el conjunto pendiente abajo. Un mecanismo similar opera en la parte frontal de dunas eólicas donde los granos de arena descansan con frecuencia por encima de la llamada “pendiente de equilibrio” (35° - 40° en arena seca), lo que provoca el desplome de algunas de las capas y el subsecuente choque entre granos y desplazamiento pendiente abajo al desmoronarse parte de la duna.

Flujos de barro

Son flujos densos, similares a los flujos de derrubios, pero en los que sólo se moviliza sedimento fino (generalmente de tamaño limo). El ejemplo ilustrado es de la cabecera (parte alta) del Valle del Río Lanjarón, en Sierra Nevada. Las coladas de barro son

subactuales (los lóbulos generados están colonizados por el “borreguil”) y están relacionadas con nacimientos de agua situados a mitad de la ladera.

EJEMPLO DE FLUJOS DE BARRO LAS COLADAS DE SOLIFLUXIÓN

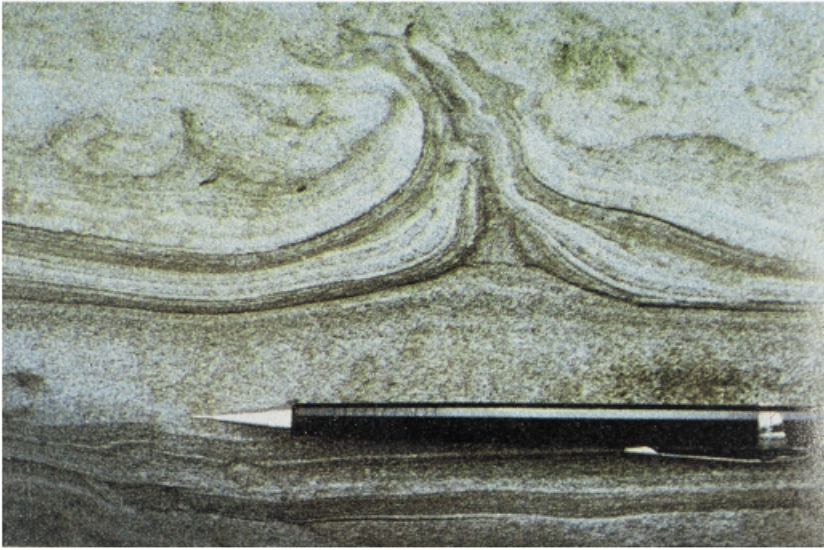


Flujos de sedimentos fluidificados

La fluidificación (licuefacción) no es en esencia un mecanismo de transporte ya que no moviliza sedimento en cantidades significativas ni por largas distancias. Afecta arenas sueltas (no cementadas), débilmente empaquetadas (de “fabrica” muy abierta, con elevada porosidad), depositadas rápidamente (razón por la que los granos de arena no están suficientemente bien encajados unos en otros). Estas arenas una vez enterradas suelen estar muy empapadas en agua (gracias a su elevada porosidad). Si el enterramiento no es muy profundo, cualquier perturbación o agitación brusca (terremotos, pisadas de grandes vertebrados, etc.) provoca que los granos de arena se muevan y reencajen, lo que se traduce en la expulsión del fluido intersticial, al aumentar fuertemente la presión en los poros rellenos por el agua (al disminuir bruscamente el volumen de los mismos). Dicha agua en su camino de escape hacia la superficie (zona de menor presión) arranca e incorpora de nuevo parte de la arena y la arrastra hacia arriba.

En la fluidificación se generan una serie de estructuras de inyección muy típicas tales como las “estructuras en llama”

ESTRUCTURA DE INYECCIÓN



o los diques de arena, similares, en cierta medida a los ligados a rocas subvolcánicas, aunque de mucha menor escala.

DIQUES DE ARENA



Si la arena consigue finalmente “extruir” en superficie se generan los llamados “volcanes de arena”, con diámetros de hasta unos pocos metros y alturas decimétricas.

Los procesos de fluidificación afectan sólo a arenas. En los sedimentos de tamaño más grueso (conglomerados) el agua de “escape de poros” no tiene fuerza suficiente para arrastrar los cantos; en los de tamaño más pequeño (limos y arcillas) el denominado “efecto Hjulström” (ver Tema 4) impide su movilización. La fluidificación es la causa de

problemas graves de estabilidad de terreno, con consecuencias a veces desastrosas en las edificaciones si estas últimas se cementan sobre sustratos arenosos propensos a fluidificarse (caso por ejemplo de la capital de Méjico en terremotos).

Corrientes de turbidez

Suspensiones de arena y lodo (limo y arcilla) con densidades comprendidas entre 1'5-2 gr/cm³. En las corrientes de turbidez es la turbulencia del fluido (agua) la que mantiene las partículas finas en suspensión. Las corrientes de turbidez operan en contextos sedimentarios muy diversos, pero son particularmente efectivas en los cañones submarinos y constituyen el mecanismo más importante de movilización y transferencia de sedimento desde las zonas marinas someras (plataformas) a las marinas más profundas (cuencas oceánicas). Constituyen pues el principal agente de transporte y aporte del sedimento alóctono a dichas cuencas.

Las corrientes de turbidez se reproducen fácilmente en tanques de experimentación en el laboratorio. A partir de dichos experimentos se conoce desde hace tiempo que muestran una geometría característica en la que se distingue, conforme se desplazan, una parte frontal o “cabeza”, una parte intermedia o “cuerpo” y una distal o “cola”. En la cabeza es donde se concentra el sedimento grueso (de microconglomerado a arena gruesa). En el cuerpo el sedimento que se arrastra es arena de grano medio-fino. Y en la cola limo-arcilla. El flujo de detalle en la cabeza es hacia adelante y hacia arriba, lo que provoca inicialmente una fuerte incisión (erosión) en el techo del lecho sobre el que se desplazan. En el cuerpo y la cola el flujo es paralelo a la pendiente.

El sedimento que deposita al paso de una corriente de turbidez se denomina “turbidita”. En las arenas turbidíticas se diferencian en el detalle, en la vertical, una serie de tramos o “intervalos”. Es lo que se conoce como “secuencia de Bouma”, ya que fue dicho autor, en 1962, el primero en describirla. Dichos intervalos, de muro (base) a techo de la capa turbidítica son los siguientes:

- Intervalo A: masivo o granuloclasificado (granuloclasificación directa; con disminución del tamaño de grano del sedimento hacia el techo) (de microconglomerado a arena gruesa).
- Intervalo B: con laminación paralela (en arena de gruesa a media).
- Intervalo C: con “ripples” (rizaduras de corriente) (en arena de media a fina/muy fina).
- Intervalo D: con laminación paralela (en limo/arcilla).
- Intervalo E: no turbidítico (con litología diversa; marga, limo/arcilla, caliza de grano fino, etc.).

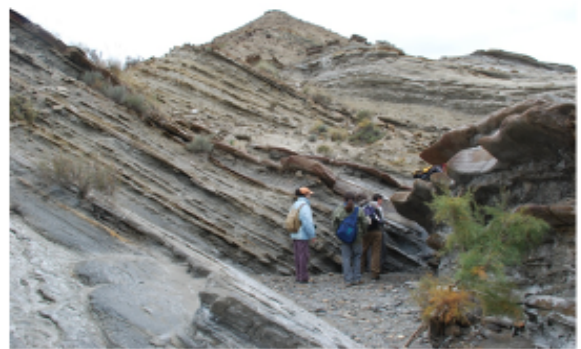
Los intervalos A-D se forman y el sedimento con las características enumeradas deposita conforme la corriente de turbidez se desplaza, apilándose sucesivamente unos sobre otros. Al paso de la cabeza, la corriente de turbidez inicialmente erosiona y crea una superficie irregular sobre la que deposita el sedimento del intervalo A, que lo hace rápidamente generando una estructura masiva, o gradualmente generando granuloclasificación directa.

El intervalo B deposita al paso de la parte delantera del cuerpo. La laminación paralela en arena es una estructura generada en alta energía (ver Tema 4). La energía de la corriente disminuye sensiblemente al paso de la parte medio-distal del cuerpo y la arena depositada, de grano más fino, se modula formando “ripples” (rizaduras) asimétricas, típicas de corrientes unidireccionales (ver Tema 4). Finalmente, el sedimento del intervalo D (limo/arcilla) deposita ya en condiciones de muy baja energía al paso de la cola de la corriente de turbidez.

Así pues, la secuencia de intervalos A-D refleja la disminución progresiva de la energía de la corriente de turbidez conforme esta se desplaza sobre el lecho previo y deposita parte del sedimento que arrastra. El depósito del sedimento de la cabeza es casi instantáneo. El del cuerpo tarda como máximo unas pocas horas y el de la cola, que se mantiene en suspensión un tiempo, varios días o semanas. Las capas turbidíticas (intervalos A-D) tienen espesores de centimétricos a decimétricos; el sedimento no turbidítico presenta espesores muy variables, aunque generalmente, en zonas marinas profundas, allí donde los aportes turbidíticos son relativamente frecuentes, su valor no es muy significativo (sólo unos pocos centímetros). Sin embargo, el intervalo de tiempo representado en este sedimento, que podríamos calificar como autóctono o paraautóctono, es mucho mayor (de cientos a miles de años). La capa turbidítica, por el contrario, constituye un “evento” casi instantáneo y por tanto se puede considerar de tiempo prácticamente “cero” a escala geológica.

EJEMPLOS DE SERIES TURBIDITICAS EI MIOCENO DE LA CUENCA DE TABERNAS

Las capas de arena turbidítica (sedimento alóctono) se intercalan entre margas de cuenca (sedimento autóctono).



Las turbiditas resaltan en el paisaje por efecto de la erosión diferencial al ser mucho más resistentes por estar bien cementadas

EJEMPLOS DE SERIES TURBIDITICAS EI CARBONÍFERO DE LA CUENCA CANTÁBRICA

- Las capas de areniscas (turbiditas) se intercalan entre lutitas.



- En las turbiditas se distinguen claramente el intervalo "b", de laminación paralela, y el "c", con "convolute lamination".



La base del intervalo A es irregular (erosiva) (fotografía superior izquierda, abajo), siendo además frecuentes las estructuras de sobreexcavación producidas directamente por la propia corriente, o por objetos que esta última arrastra, que se preservan como incisiones ("marks") en el techo del sedimento infrayacente no turbidítico, o como rellenos o calcos ("casts") de sedimento turbidítico en la base de la propia turbidita (fotografía inferior izquierda). Las arenas del intervalo C están con frecuencia intensamente deformadas por licuefacción, desarrollándose una estructura microplegada que se conoce como "convolute lamination" (fotografía superior derecha). En los intervalos D-E (del techo de la turbidita) son frecuentes las estructuras de bioturbación que se preservan generalmente como rellenos de arena en la base del siguiente episodio turbidítico (fotografía inferior derecha). Los ejemplos ilustrados son de las Cuencas de Tabernas y Sorbas (Almería), donde muchos de los estratos turbidíticos están verticalizados por efecto de la tectónica.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS EN LAS TURBIDITAS

