



UNIVERSITAT DE  
BARCELONA

## **SIMSAFADIM-CLASTIC: Modelización 3D de transporte y sedimentación clástica subacuática**

Òscar Gratacós Torrà



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – Compartir Igual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – Compartir Igual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0. Spain License.**

# Capítulo 3

---

## ***Modelo conceptual y matemático***

---

### **3.1 *Introducción***

### **3.2 *Flujo de fluido***

3.2.1 Flujo de fluido como proceso geológico

3.2.2 Modelo conceptual del flujo de fluido

3.2.3 Modelo matemático del flujo de fluido

3.2.3.1 Condiciones iniciales y de contorno para el flujo

3.2.3.2 Solución de la ecuación de flujo

### **3.3 *Transporte***

3.3.1 Transporte de sedimentos en sistemas geológicos

3.3.2 Modelo conceptual del transporte

3.3.3 Modelo matemático del transporte

3.3.3.1 Condiciones iniciales y de contorno para el transporte

3.3.3.2 Solución de la ecuación de transporte

### **3.4 *Sedimentación***

3.4.1 Sedimentación en sistemas geológicos

3.4.2 Modelo conceptual de sedimentación clástica

3.4.3 Modelo matemático de sedimentación clástica

3.4.3.1 Condiciones iniciales para la sedimentación

3.4.3.2 Solución de la ecuación de sedimentación

### **3.5 *Producción carbonatada***

### **3.6 *Profundidad de agua***

### **3.7 *Limitaciones a los modelos de transporte por difusión pura***



↶ Arriba

### 3.1 Introducción

En este capítulo se presenta el modelo conceptual que se ha utilizado en la elaboración del programa SIMSAFADIM-CLASTIC para el flujo, transporte y sedimentación en medios marinos o lacustres, y su posterior codificación en lenguaje informático mediante la implementación de las ecuaciones matemáticas correspondientes. En la figura 3.1 puede observarse un esquema simplificado del sistema considerado (flujo, transporte y sedimentación) y las relaciones que se establecen con los diferentes componentes que intervienen (sedimento terrígeno y carbonatado).

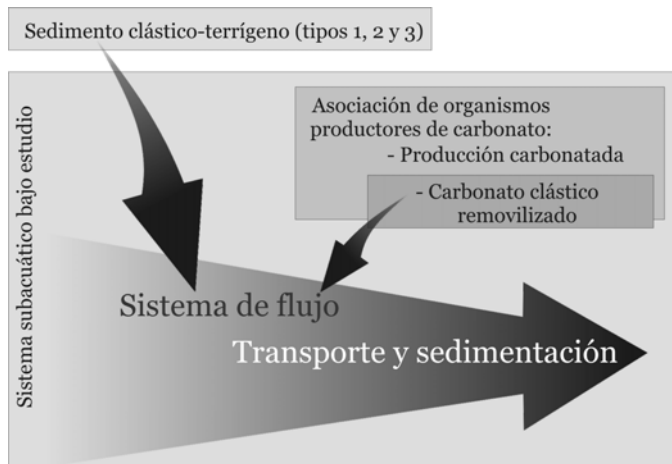


Figura 3.1.- Esquema simplificado de los principales procesos incorporados al programa y su relación con los diferentes componentes que ingresan en el sistema. Puede observarse como el sedimento clástico-terígeno y parte del carbonatado producido, pasan a ser transportados y sedimentados según el sistema de flujo presente.

*Simplified sketch of the principal processes incorporated to the program and their relation to the diverse components. Note that siliciclastics, and some of the produced carbonates are transported and sedimented under the existing flow system.*

El modelo conceptual pretende establecer las relaciones entre los diferentes componentes del sistema bajo estudio a partir de hipótesis o descripciones cualitativas basadas en observaciones reales y de los procesos físicos que intervienen. A partir de estas relaciones se establecen las expresiones matemáticas que intentan reproducirlas para su posterior resolución y así poder llegar a una simulación numérica del sistema o de los procesos que tienen lugar a través de su codificación en lenguaje informático.

Con este fin, es imprescindible reconocer los componentes que actúan y mostrar claramente sus interacciones y los efectos que estas últimas generan. Este paso es importante ya que una conceptualización equivocada conllevará errores que serán arrastrados en la codificación en lenguaje informático del programa y pueden dar lugar a un resultado falso. Por este motivo, es preciso presentar el modelo conceptual utilizado, remarcando las simplificaciones realizadas y las diferentes relaciones establecidas.

↶ Arriba

Índice ^

[↶ Arriba](#)

## 3.2 Flujo de fluido

### 3.2.1 Flujo de fluido como proceso geológico

En este apartado se hace una breve introducción teórica del flujo de fluido en medios subacuáticos marinos y de transición para poder justificar la conceptualización realizada y los procesos y simplificaciones que se han tenido en cuenta para su modelización. Una descripción más completa de las características y procesos que intervienen en el flujo de fluido en ambientes marinos y de transición puede encontrarse en los trabajos de Gross y Gross (1996), Massel (1999) o Thurman y Trujillo (2002).

La existencia de un flujo puede explicarse por la presencia de un campo de esfuerzos diferencial. Éste viene determinado por la presencia de fuerzas que actúan en sentidos y con valores diferentes en el fluido.

- **Régimen de un flujo**

Un flujo puede ser clasificado en función del régimen en el que el fluido se mueve. En función de las fuerzas inerciales y las fuerzas de viscosidad que actúan sobre una unidad volumétrica del fluido, existen diferentes tipos de flujo. Esta relación está bien descrita por el número adimensional de **Reynolds** ( $R_e$ ):

$$R_e = \frac{\rho W v}{\eta} \quad (3.1)$$

---

Donde  $v$  es la velocidad lineal.  
 $W$  es la profundidad de agua.  
 $\rho$  es la densidad.  
 $\eta$  es la viscosidad dinámica.

Según esta relación, valores bajos del número de Reynolds indican que las fuerzas de viscosidad son mayores que las fuerzas inerciales que afectan a la distorsión del fluido, y por consiguiente el flujo se comporta bajo régimen **laminar**. En cambio, a valores altos del mismo, las fuerzas inerciales toman relevancia y el flujo pasa a régimen **turbulento**. Los valores que se obtienen son experimentales, aunque se considera un

flujo bajo régimen laminar si los valores del número de Reynolds son inferiores a 2000, mientras que se considera un flujo turbulento para valores superiores a 4000. Los valores intermedios indican cambios de régimen laminar-turbulento sin ser específicos de ninguno de ellos.

Por otra parte, las características del flujo también vienen determinadas por la relación entre las fuerzas gravitacionales e inerciales. Esta relación viene reflejada a través de otro número adimensional, denominado número de **Froude** ( $F$ ), que se expresa según la ecuación:

$$F = \frac{v}{\sqrt{gW}} \quad (3.2)$$

---

Donde  $v$  es la velocidad lineal.  
 $W$  es la profundidad de agua.  
 $g$  es la aceleración debido a la gravedad.

Los valores del número de Froude inferiores a uno ( $F < 1$ ) indican un flujo **subcrítico** o tranquilo, y los valores superiores a uno ( $F > 1$ ), un flujo **supercrítico**.

- **Flujos de corrientes oceánicas**

Las diferentes corrientes presentes en los océanos son causadas por la acción de diferentes fuerzas, como pueden ser: la **gravedad terrestre** que varía en función de la composición de la litosfera, de la latitud y de la profundidad; la **rotación** de la Tierra, que genera la denominada fuerza de Coriolis con un efecto rotacional que es mayor en los polos y que disminuye hasta desaparecer en el Ecuador; la fuerza de las **mareas** producida sobre todo por la acción gravitacional de la Luna; la **presión hidrostática**, que depende de la densidad y de la profundidad de agua; y la **presión atmosférica**, controlada por la columna de aire en la atmósfera y que está fuertemente influenciada por el calentamiento solar.

En consecuencia, si bien todas las corrientes marinas son generadas por movimientos de partículas, su origen, velocidad, dirección y límites son muy variables, así como su importancia y sus repercusiones sobre el litoral y el clima.

Observando los flujos de corriente presentes en la actualidad, y los factores que los generan, se puede considerar que (Massel, 1999):

- A escala global, existe una circulación oceánica profunda, denominada **termohalina**, controlada sobre todo por cambios en la densidad del agua marina, que a su vez depende del grado de salinidad y de la temperatura del agua del mar. En general se observa como el agua superficial se hunde al llegar a latitudes altas a causa del enfriamiento y del aumento de densidad, generando las corrientes profundas Norte-atlántica (NADW) y Antártica (AABW) -figura 3.2-.

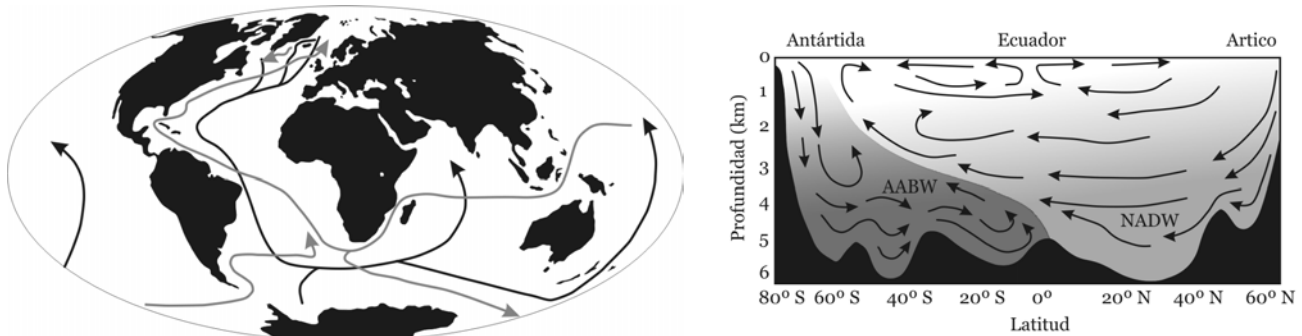


Figura 3.2.- Diagrama esquemático de la circulación termohalina a escala global. Las flechas negras denotan la circulación profunda, y las flechas grises, la circulación principal más superficial. En el corte vertical se observa un esquema de circulación actual de las aguas y corrientes profundas en el Atlántico. En el circuito termohalino el agua superficial se hunde en las latitudes altas. En las cercanías del Ártico se forma la masa de agua densa denominada NADW (North Atlantic Deep Water) y en las cercanías de la Antártida la masa de agua, aún más densa, denominada AABW (Antarctic Bottom Water). Modificada de Bigg (1996).

*Sketch of the thermohaline circulation in the world ocean. The black arrows correspond to the deep water circulation, fed from high latitude source regions. The grey arrows indicate the major surface components of the circulation. The sketchy cross-section shows the circulation in the Atlantic Ocean. Note that in this thermohaline framework the surface circulation waters sink at higher latitudes. Near the Arctic zone, the North Atlantic Deep Water (NADW) is generated; whereas near the Antarctic zone, the more dense Antarctic Bottom Water (AABW) sinks. Modified from Bigg (1996).*

- Por el efecto de las fuerzas de Coriolis se observa como las corrientes en el hemisferio norte se mueven dextrógirante, mientras que en el hemisferio sur lo hacen levógirante.
- A un nivel más superficial existe una variación o alteración del flujo en profundidad a causa de la acción del viento sobre la superficie y relacionado

con la fuerza de Coriolis. Esta fuerza provoca que, en profundidad, la velocidad disminuya gradualmente y que el transporte cambie de dirección desplazándose hacia la derecha en el hemisferio norte o hacia la izquierda en el sur. Como resultado se genera una variación del flujo en forma de espiral, conocida con el nombre de *espiral de EKMAN*, y que provoca una resultante del transporte neto, aproximadamente a unos  $90^\circ$  de la dirección principal de incidencia (figura 3.3). A determinada profundidad, la corriente puede llegar a ser contraria a la dirección superficial, si bien con una velocidad extremadamente reducida.

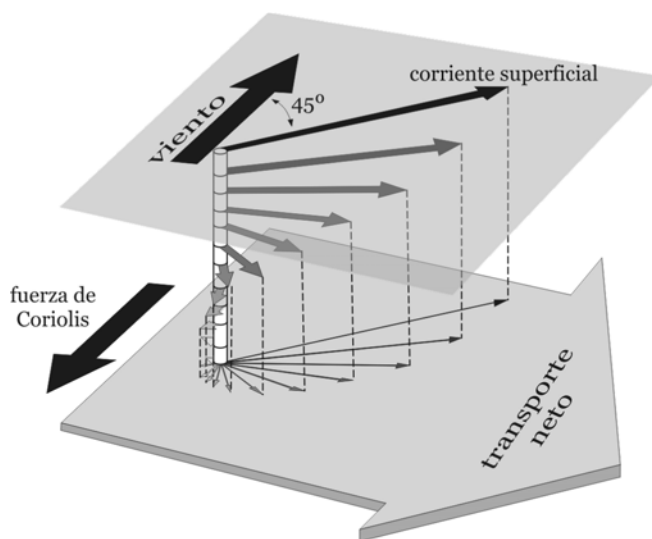


Figura 3.3.- Representación esquemática, correspondiente al hemisferio norte, del efecto combinado de la acción del viento y la fuerza de Coriolis en las corrientes superficiales de los océanos, mares y lagos y su variación en profundidad (espiral de Ekman). Nótar la resultante del transporte neto a  $90^\circ$  de la dirección principal de incidencia. Modificada de Massel (1999).

*Effect of a steady wind blowing and the Coriolis force over the surface currents of the oceans, seas and lakes and the variation of transport direction at depth. Note the resulting net transport direction. Modified from Massel (1999).*

- También a un nivel superficial, la acción de las olas provoca una distorsión en el campo de flujo, creando flujos circulares y helicoidales en los primeros metros de profundidad.

Estos comportamientos generales del flujo de las corrientes en zonas marinas, oceánicas o lacustres son modificadas por procesos de carácter más puntual como puede ser la deriva costera, la refracción de las olas, la desembocadura puntual de un río, la batimetría de la zona, el grado de conectividad con regiones abiertas, etc. Como resultado, es difícil controlar totalmente las características y el comportamiento del flujo del agua tanto a escala global como regional. Por este motivo, la modelización del flujo conlleva una serie de simplificaciones que deben tenerse en cuenta para poder conocer el grado de validez del modelo generado y su aproximación a los valores reales observados.



### **3.2.2 Modelo conceptual del flujo de fluido**

El modelo conceptual, el código y la solución del sistema de flujo que se ha utilizado en el presente trabajo es el propuesto por Bitzer y Salas (2002) en el programa SIMSAFADIM. Los principios básicos y las limitaciones que contempla el modelo conceptual son los siguientes:

- Se considera un flujo laminar (no turbulento) de un fluido con viscosidad igual a cero.
- No se consideran las variaciones del flujo debido a variaciones laterales en la densidad, temperatura y salinidad del agua, ni tampoco los eventos de corta duración, es decir, aquellos que no superan unos pocos segundos, minutos u horas.
- Se utiliza un modelo de flujo por potencial en régimen transitorio para simular el flujo de fluido.
- Se asume que el flujo de fluido depende de la profundidad de la cuenca o de su topografía, pero también que, para cada punto de la cuenca, el flujo no cambia en toda la columna de agua.

El flujo de agua ha sido simplificado considerando un flujo laminar (no turbulento) y sin viscosidad para poder agilizar el cálculo. Por el mismo motivo, tampoco se han considerado las variaciones del flujo generadas por los cambios de densidad, temperatura, salinidad del agua o por cambios de presión. Si se considerara un fluido con una cierta viscosidad, la resolución de las ecuaciones de impulso, energía y masa con las herramientas informáticas disponibles, requeriría tiempos de cálculo muy elevados, por lo que únicamente sería factible su simulación a escalas temporales muy cortas (como por ejemplo, el modelo de Haupt *et al.*, 1999).

La simulación del flujo de fluido por potencial en régimen transitorio se basa en la altura piezométrica presente y, aunque se trata de un flujo en régimen transitorio, el sistema de flujo se calcula en pequeños incrementos de tiempo dentro de los cuales éste se considera permanente. De esta manera se consigue que los cambios producidos en la profundidad de agua, por sedimentación y la consecuente variación del sistema de flujo, sean acoplados.

En el modelo conceptual propuesto, la velocidad del flujo varía según la altura piezométrica en cada punto de la cuenca, pero se mantiene constante en la columna de agua. No se ha considerado un modelo de flujo tridimensional ya que las variaciones del flujo en la columna de agua son de tipo circular o helicoidal, lo cual requeriría cálculos mucho más complejos para cada nodo y paso de tiempo. En consecuencia, se incrementarían los tiempos de cálculo, sobre todo si se aumenta la resolución del modelo o se consideran morfologías complicadas. Ésta es una simplificación importante ya que en los flujos observados en la actualidad, las fuerzas de fricción en los contornos provocan una disminución de la velocidad de flujo que se traduce en una disminución gradual de la velocidad con la profundidad. Por este motivo, en el programa SIMSAFADIM-CLASTIC no son representables las estructuras sedimentarias producidas por la variación de la velocidad del flujo en la columna de agua.

Si bien se ha considerado que el flujo no varía con la profundidad, se ha incorporado una variante para definir una profundidad mínima coincidente con la base de la acción del oleaje, donde no existe sedimentación a causa de la gran actividad y variación rápida y constante del flujo de fluido por acción del oleaje (véase apartado 3.3.2).

Como se puede apreciar, el modelo conceptual utilizado es simple y no acopla ni procesos de corta duración ni los procesos que condicionan la variación del flujo en las tres dimensiones del espacio. La exclusión de estos procesos de corta duración viene justificada por los rangos temporales largos (miles de años) que más frecuentemente se pretende modelizar, en los cuales la inclusión de los procesos de corta duración no es viable para hacer avanzar el programa en intervalos de tiempo de cálculo *aceptables*. Por otra parte, los procesos de muy corta duración están relacionados con fenómenos meteorológicos que, aunque pueden ser determinados de manera muy aproximada en un pasado reciente, es difícil (por no decir casi imposible) definirlos a partir del registro geológico antiguo de manera concreta y para periodos cortos de tiempo.

Con el modelo conceptual propuesto se pretende establecer la tendencia general del sistema de flujo para determinar el transporte de sedimento dentro de una cuenca, sin tratar los cambios producidos en el flujo por eventos de corta duración. De esta manera se busca poder simular escalas temporales grandes (miles de años) utilizando unos tiempos de cálculo muy aceptables. Si lo que se pretendiese fuera simular un sistema de flujo más real dentro de la cuenca, deberían incorporarse eventos de corta duración o solucionar las ecuaciones de impulso, energía y masa requeridas. Sin embargo es preciso tener en cuenta que las limitaciones impuestas por las herramientas informáticas conllevarían o bien simulaciones que podrían considerarse factibles a escalas temporales muy cortas, o bien simulaciones a escalas temporales muy largas que precisarían tiempos de cálculo excesivamente elevados. Teniendo en cuenta estas

limitaciones y los objetivos de la modelización propuesta, puede afirmarse que el modelo de flujo por potencial utilizado establece de manera general un sistema de flujo coherente en el sistema bajo estudio.

### 3.2.3 Modelo matemático del flujo de fluido

Según el modelo conceptual descrito se utiliza un modelo de flujo por potencial en régimen transitorio (figura 3.4), en el cual:

$$q_x = -\frac{\partial h}{\partial x} \quad \text{y} \quad q_y = -\frac{\partial h}{\partial y} \quad (3.3)$$

Donde  $q = Q/A$  o tasa de volumen de flujo por unidad de área.

$h$  es la altura piezométrica.

$x$  e  $y$  son las coordenadas en las dimensiones del espacio.

Por tanto, puede decirse que el fluido se mueve de más a menos potencial siguiendo la línea de máxima pendiente de la superficie potencial.

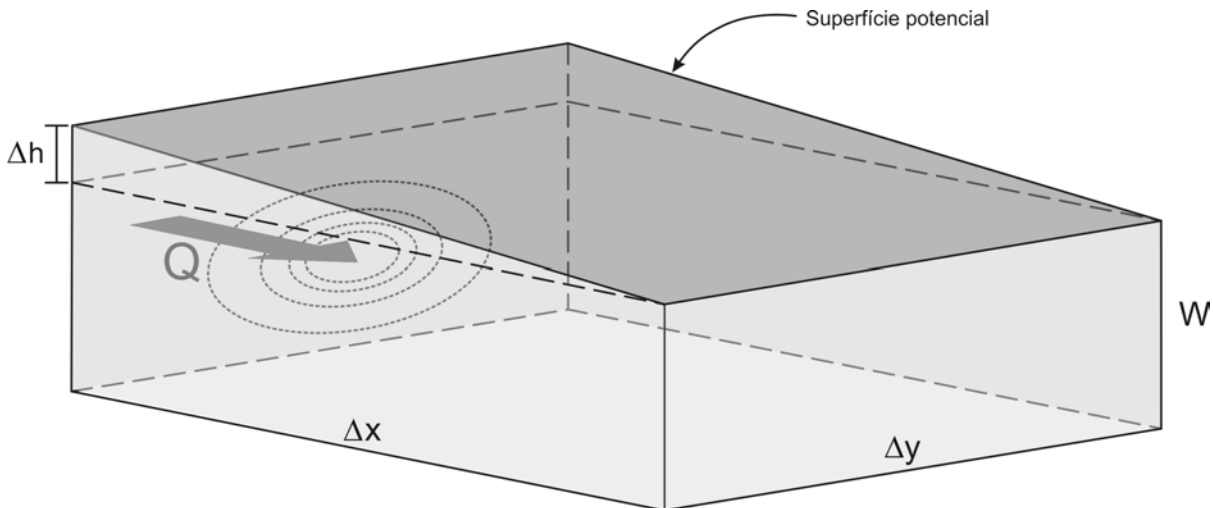


Figura 3.4.- Esquema conceptual del modelo de flujo por potencial utilizado en el programa.  $W$  indica la profundidad de agua.  $Q$  es el flujo de entrada.  $\Delta h$  es la altura piezométrica. Y  $x$  e  $y$  son las direcciones del espacio.

*Conceptual sketch of the model used in the program for a potential fluid flow system.  $W$  shows the water depth;  $Q$  the inflow flux;  $\Delta h$  the potential head;  $x$  and  $y$  the spatial coordinates.*

La ecuación de continuidad en condiciones estacionarias sería:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0 \quad (3.4)$$

A partir de las ecuaciones 3.3 y 3.4 se puede extraer la denominada ecuación de Laplace:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial h}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.5)$$

Esta ecuación indica que la cantidad de fluido que entra en una unidad volumétrica es la misma que sale. La ecuación para un flujo en régimen transitorio puede expresarse como (Bitzer, 1996):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad (3.6)$$

---

Donde  $h$  es la altura piezométrica.  
 $t$  es el tiempo.  
 $q$  es el término fuente de fluido.  
 $x$  e  $y$  son las coordenadas en las dimensiones del espacio.

Esta es la ecuación utilizada para simular el flujo de fluido en el programa SIMSAFADIM-CLASTIC.

### **3.2.3.1 Condiciones iniciales y de contorno para el flujo de agua**

Para obtener una solución única de una ecuación diferencial parcial se requiere una información adicional del proceso físico a la que corresponde. Esta información se suministra a través de las denominadas condiciones de contorno e iniciales. En los regímenes estacionarios, sólo se requieren las condiciones de contorno mientras que, en los transitorios como el aquí analizado, se requieren tanto las condiciones iniciales como las de contorno.

La condición inicial a definir es el valor de la variable dependiente en todo el dominio limitado por los contornos en el inicio de la simulación. Esta condición para el flujo de fluido, el programa SIMSAFADIM-CLASTIC la establece en función de la altura piezométrica existente en cada punto de la cuenca.

Por lo que se refiere a las condiciones de contorno para el flujo de fluido, éstas se definen matemáticamente mediante la geometría del contorno y los valores de la variable dependiente o su derivada. Pueden ser de tres tipos:

- a) Tipo I, o condiciones *Dirichlet*, que determinan un valor de potencial en el contorno.
- b) Tipo II, o condiciones *Neumann*, que indican un valor específico de flujo de fluido en el contorno, lo que equivale al gradiente del nivel piezométrico en dirección normal al contorno. Un caso especial de este segundo tipo de condición es la definición de un contorno sin flujo.
- c) Tipo III, o condiciones Mixtas, que definen una combinación lineal de flujo y potencial en el contorno.

Por ejemplo, en una cuenca pueden establecerse zonas de entrada de flujo (por ejemplo canales fluviales) definiendo una tasa de flujo de fluido ( $q$ ) y unas zonas de salida a partir de un potencial o una tasa fija de flujo. Estas condiciones de contorno evidentemente no tienen porque ser fijas temporalmente, sino que pueden variar a lo largo del tiempo modelizado (ver sección 5.3 y el apartado 3.1 del anexo).

### **3.2.3.2 Solución de la ecuación del flujo**

Para la solución del sistema de flujo por potencial, se ha utilizado un modelo de elementos finitos (Bitzer y Salas, 2002) basado en el modelo desarrollado por Kinzelbach (1986). Éste es un método simple pero eficiente, que considera un fluido irrotacional y sin viscosidad, y un flujo dependiente de la profundidad de agua que tiene en cuenta los efectos del cambio en la topografía.

## 3.3 Transporte

### 3.3.1 Transporte de materiales en sistemas geológicos

Para entender las características y origen del registro sedimentario clástico y poder generar un modelo matemático capaz de simular su formación, es imprescindible conocer y entender los procesos físicos que intervienen en el transporte del sedimento. En este apartado se hace una breve introducción teórica para facilitar la comprensión de la conceptualización realizada y los procesos y simplificaciones que se han considerado. Para un buen conocimiento acerca de los procesos que intervienen en el transporte de sedimento, se aconseja la lectura de trabajos más especializados y completos como los de Bagnold (1988) o Chien y Wan (1998).

El transporte de sedimento parte del instante en que una partícula es puesta en movimiento y es susceptible de ser transportada o arrastrada a causa de la presencia de un flujo. Considerando una partícula esférica, este movimiento estará en función de su diámetro (o tamaño de la partícula), de su densidad y de la velocidad del flujo. Este concepto puede verse reflejado en el conocido diagrama de Hjulstrøm (1935) (figura 3.5).

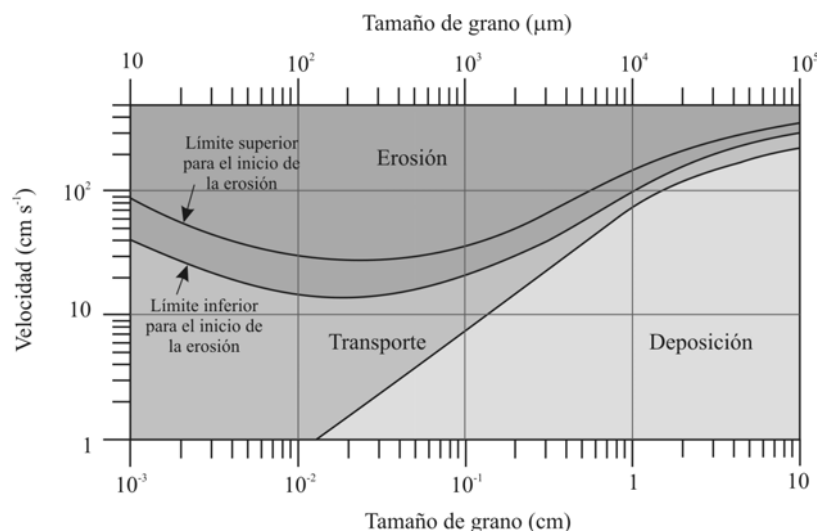


Figura 3.5.- Diagrama de Hjulstrøm donde se relaciona el transporte, deposición y erosión en función del tamaño de grano y la velocidad de flujo en el caso de un canal llano, uniforme y de profundidad constante de 1 m.

*Erosion, transport and sedimentation in water flows as a function of grain size and flow velocity (modified Hjulstrøm diagram) in an open, constant 1 m deep channel. Note that fine-grained particles can be transported at very low flow velocities, but once settled, relatively high velocities are required to erode them due to clay cohesiveness.*

En concreto, sobre una partícula situada en el fondo, el flujo existente crea una serie de fuerzas (contrapuestas a la de la gravedad y electroestática) que actúan sobre ella (figura 3.6) y que pueden determinar su movimiento. La fuerza principal generada por el flujo es la denominada fuerza de **fricción** o *drag force* ( $F_d$ ) que depende de la velocidad del flujo. Esta velocidad no presenta el mismo valor en todos los puntos de la

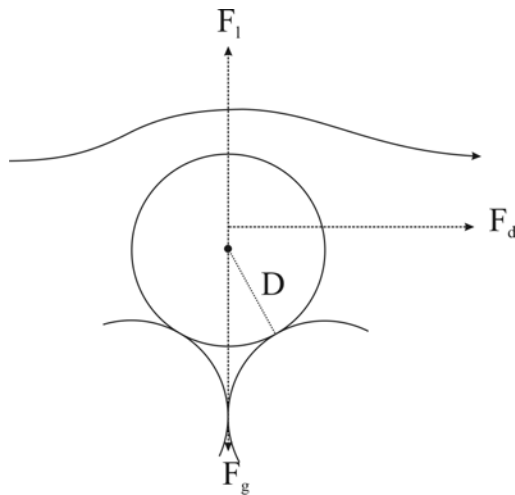


Figura 3.6.- Esquema de las fuerzas que actúan sobre una partícula depositada en el fondo.  $F_l$  (fuerza de levantamiento);  $F_d$  (fuerza de fricción);  $F_g$  (fuerza gravitacional);  $D$  (diámetro de la partícula). Modificada de Chien y Wan (1998).

*Drag and lift forces acting on particles resting on the bed surface.  $F_l$  (lift force);  $F_d$  (drag force);  $F_g$  (gravitational force);  $D$  (diameter of the particle). Modified from Chen and Wan (1998).*

de presión produce una fuerza de **levantamiento** o *lift force* ( $F_l$ ) que, en una partícula esférica, actúa desde el centro y directamente hacia arriba. Cuando las fuerzas de levantamiento superan las fuerzas de fricción, la partícula se pone en movimiento.

Una vez en movimiento, las partículas pueden viajar como **carga de fondo** (*bedload*) o como **carga en suspensión** (*suspended load*) dependiendo del mecanismo de transporte de las partículas (figura 3.7).

La carga de fondo se refiere al deslizamiento, rodamiento o saltación de las partículas que son transportadas en parte por la colisión entre ellas o por contacto con el fondo. Bajo un régimen de flujo elevado, en esta carga de fondo aparece una nueva fuerza entre las partículas, denominada **fuerza dispersiva**, que es perpendicular al flujo presente y que es causada por el aumento de flujo alrededor de cada partícula. Esta fuerza crea un **flujo dispersivo** de partículas que provoca un movimiento relativo entre las partículas y el fluido.

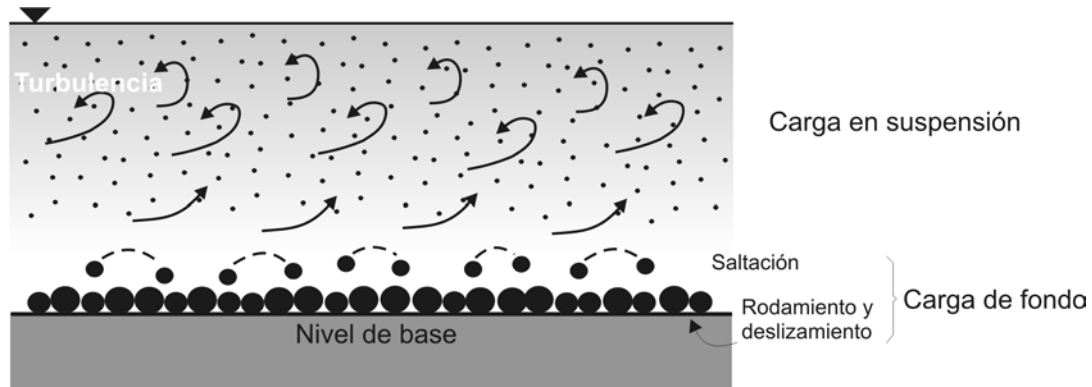


Figura 3.7.- Representación esquemática de los modos de transporte de partículas (carga de fondo y carga en suspensión). Modificada de Bjørlykke (1989).

*Schematic representation of different forms of transport in water (bed and suspension load). Modified from Bjørlykke (1989).*

Por otro lado, y centrado en la carga en suspensión, a velocidades de flujo altas, el fluido se comporta turbulentamente, produciendo impulsos ascendentes o remolinos de alturas variables que pueden transportar partículas provenientes de la carga de fondo en movimiento. Si la velocidad vertical de uno de estos flujos ascendentes es superior a la velocidad de caída de la partícula incorporada, este remolino podrá transportar la partícula a grandes distancias del punto de incorporación. Por el contrario, si su velocidad es igual o menor que la de sedimentación de la partícula, ésta vuelve rápidamente a formar parte de la carga de fondo o, simplemente, se inmoviliza. La fuerza de levantamiento generada por la velocidad de flujo es menor en las zonas próximas al fondo ya que las turbulencias, condicionadas por el contorno, son de tamaño más reducido y difícilmente pueden transportar sedimento en suspensión. Por el contrario, los remolinos situados a una cierta distancia del contorno y no afectados por él, son de mayor tamaño y con una componente vertical mayor que les permite transportar con más facilidad sedimento en suspensión. Esto explica que, antes de ser incorporadas como material en suspensión, las partículas son transportadas por saltación en la zona próxima al fondo. En todos los casos, la trayectoria de una partícula en suspensión no deja de ser muy irregular y depende, casi completamente, del movimiento de las corrientes verticales que la rodean. En consecuencia, las partículas transportadas en suspensión avanzan a la misma velocidad que el flujo general.



Por lo tanto, entre los dos tipos de carga de sedimento pueden identificarse una serie de diferencias que los identifican (a parte de las citadas anteriormente), entre las que destacan:

- Las leyes que rigen su movimiento son distintas según si el transporte se realiza por suspensión o como carga de fondo.
- La fuente de energía que consumen es distinta. Mientras que la carga de fondo consume energía del flujo, la carga en suspensión no lo hace directamente del flujo, sino que la extrae de la turbulencia.
- Los tiempos de reacción en ambos casos son discontinuos, aunque con un valor drásticamente diferentes. Mientras la carga de fondo se moviliza en intervalos de tiempo muy cortos y discontinuos, la carga en suspensión lo hace en intervalos más largos y continuos.

La proporción de sedimento transportado como carga de fondo y como carga en suspensión depende del tamaño de las partículas y de la velocidad del flujo presente. Si las partículas de tamaño mayor son las que predominan, la carga de fondo tomará importancia frente a la carga en suspensión, y al revés.

Por lo que se refiere a la velocidad del flujo, la condición para que una partícula pueda viajar en suspensión es que su velocidad de deposición sea inferior a la componente vertical del flujo turbulento. Esto conlleva que la partícula pueda ser transportada hacia arriba si la componente vertical del flujo es como mínimo igual a su velocidad de deposición. Como la componente vertical está en función de la velocidad horizontal a razón de 1:8, entonces, para que una partícula pueda ser transportada, la velocidad horizontal del flujo tiene que ser ocho veces superior a la de caída (Bjørlykke, 1989, pág. 21). Cabe señalar que, si la velocidad del flujo es alta y hay una gran cantidad de sedimento incorporado como material en suspensión, se producirá un aumento de la viscosidad del fluido que conllevará, a su vez, una disminución de la intensidad de turbulencia del flujo. Esta reducción generará una disminución de la fuerza de levantamiento y, consecuentemente, la incorporación de parte del material en suspensión como carga de fondo.

Este cambio controlado por el aumento de la viscosidad será diferente en función del tamaño de las partículas. Para un sedimento fino transportado por suspensión bajo flujo turbulento, su distribución será más uniforme en la columna de agua, mientras que un sedimento más grueso crearía una concentración no uniforme acumulando más sedimento en la zona más próxima al fondo (por tanto, más susceptible de perder su carga y aumentar de esta manera la carga de fondo).

En ausencia de flujo o en los casos en los que éste presente velocidades muy bajas, existe otro proceso capaz de transportar sedimento, denominado **difusión**. Este proceso predomina cuando un sedimento entra en un fluido estático y las partículas interaccionan entre sí desplazándose de manera proporcional al gradiente de una cantidad escalar, en este caso la concentración, y en función del denominado **coeficiente de difusión** ( $m^2/s$ ) (*Ley de Fick*). El desplazamiento de las partículas, al depender únicamente del gradiente de concentración y del coeficiente de difusión, provoca un transporte que se realiza en todas las direcciones del espacio. Este proceso de transporte por difusión, sólo es significativo en situaciones en las que la velocidad del flujo es nula o despreciable, ya que cuando la componente advectiva del flujo es dominante, este proceso pierde importancia hasta ser despreciable.

### **3.3.2 Modelo conceptual del transporte**

Partiendo de los conceptos teóricos que rigen el transporte introducidos en el apartado anterior, se puede establecer el modelo conceptual del transporte utilizado y sus simplificaciones.

En resumen, el modelo conceptual para el transporte propuesto asume que:

- Todas las partículas de sedimento son **transportadas por suspensión**.
- La concentración de sedimento dentro de un volumen de agua se mueve **acorde con el sistema de flujo**, considerando también los mecanismos de **difusión y dispersión**.
- El flujo de fluido no se considera turbulento, sino **laminar**, ya que no se contempla la conservación de impulso ni energía.

- La distribución del sedimento en un punto de la cuenca es **uniforme en la columna de agua**. De esta manera se representan los procesos de mezcla de sedimento que se producen por la presencia de flujos turbulentos. Si no existieran estas turbulencias que tienden a homogeneizar la distribución del sedimento en la columna de agua, el flujo laminar daría lugar, tal como se puede apreciar en la figura 3.8 B, a una distribución diferencial del sedimento en función del tamaño de las partículas con un incremento de la concentración en profundidad. Esto conllevaría un intercambio relativamente rápido entre el sedimento que está en suspensión y la carga de fondo, obteniéndose como resultado una mayor sedimentación y una disminución de la distancia a la que es transportado el sedimento. En cambio, si no se considera esta variación, el sedimento (sobre todo el más fino) podrá viajar más lejos y los procesos de difusión ganarán importancia.
- El flujo de fluido se mueve siguiendo una **velocidad lineal media del fluido**, ya que se considera que éste es laminar y sin variaciones en la profundidad (apartado 3.2). En consecuencia, también se considera lineal el transporte de las partículas en suspensión, sin tener en cuenta el movimiento estadístico intrínseco al transporte mediante flujos turbulentos (ver figura 3.8). No se ha considerado la simulación de estos movimientos rápidos y estadísticos ya que conllevaría pasos de tiempo de cálculo muy cortos que ralentizarían en exceso el cálculo del modelo. Esta simplificación puede asumirse sin grandes problemas si lo que se pretende es conocer la distancia o la situación de la partícula en un determinado intervalo de tiempo y no la compleja trayectoria que ha podido seguir.

Según estas premisas básicas iniciales, se asume que el transporte de sedimento se realiza, esencialmente, siguiendo un patrón advectivo, es decir, las partículas de sedimento viajan en suspensión a la misma velocidad lineal media que el agua siguiendo el mismo patrón de distribución que el sistema de flujo. No obstante, también se considera que el transporte puede realizarse por procesos de difusión y dispersión. En el modelo conceptual utilizado, se considera que (Kaufman *et al.*, 1991) la difusión está controlada por la profundidad de la lámina de agua en cada punto de la cuenca, aunque se mantiene constante en la columna de agua. De esta manera se intenta lograr una distribución de los sedimentos y unas geometrías de los depósitos sedimentarios más realistas, ya que no todo el sedimento se mueve con la misma velocidad que el flujo.

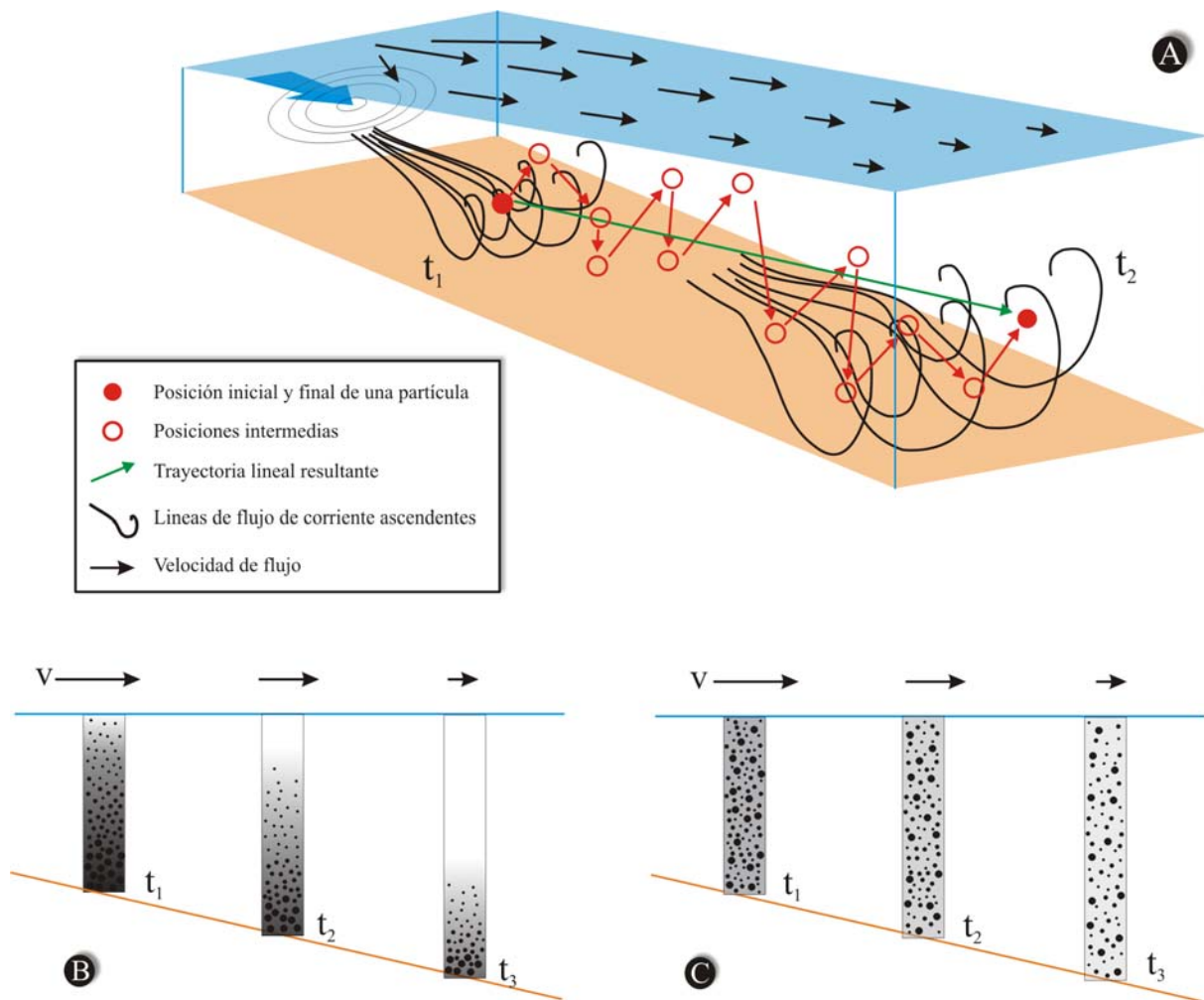


Figura 3.8.- Conceptualización del transporte de sedimento. **A.** Representación esquemática del transporte de una partícula por flujos ascendentes (flujo turbulento). Puede observarse la trayectoria caótica de la partícula y la trayectoria lineal resultante (flecha verde) en el paso de tiempo 2. **B.** Esquema conceptual del transporte considerando un flujo laminar produciendo una distribución heterogénea del sedimento en la columna de agua en función de la velocidad de deposición según el tamaño de grano. **C.** Esquema conceptual utilizado en el programa SIMSAFADIM-CLASTIC. Se considera una distribución homogénea en la columna de agua debido a un flujo turbulento y a los procesos de mezcla del sedimento.

*Conceptual model for sediment transport. A. Schematic diagram for transport of a particle in turbulent flow. The green arrow indicates the net transport for a particle between  $t_1$  and  $t_2$ . B. Schematic representation of heterogeneous distribution of sediment in the water column due to settling and laminar flow. Note that the diverse clastic sediment sizes are concentrated near the bottom. C. Conceptual model of suspended sediment distribution in the water column. The sediment is homogeneously distributed within the water column due to turbulent flow. SIMSAFADIM-CLASTIC assumes that mixing processes distribute suspended particles homogeneously within the water column.*

Así, por ejemplo, el modelo conceptual propuesto permite simular de una forma bastante realista los procesos de transporte a pequeña escala como los debidos al oleaje y que producen un transporte estadístico e irregular de las partículas en todas las direcciones del espacio (aunque una de ellas domine por encima de las otras). El

resultado final de este tipo de transporte puede ser fielmente reproducido utilizando los términos dispersivo y difusivo ya que éstos muestran de manera general un transporte neto en todas las direcciones del espacio independientemente del sistema de flujo presente en la cuenca. Por tanto, la difusión y dispersión intentan reproducir el transporte resultante de todos aquellos procesos no advectivos que tienen lugar en la cuenca.

### 3.3.3 Modelo matemático del transporte

Como el transporte de sedimento sigue el mismo patrón que el sistema de flujo, para desarrollar la ecuación del transporte de masa se ha seguido la misma analogía establecida para el flujo por potencial. En este sentido, se considera que dentro de un elemento volumétrico de fluido el cambio de masa del sedimento en suspensión durante un incremento de tiempo viene representada por la diferencia entre la cantidad de masa entrante y saliente de sedimento (ley de conservación de masa):

$$\text{tasa de masa entrante} - \text{tasa de masa saliente} = \text{cambio de masa en el tiempo} \quad (3.7)$$

(en unidades de masa por unidades de tiempo)

Para un volumen representativo con entradas a través de tres lados, el término de la izquierda de la ecuación 3.7 equivale a la divergencia del flujo de masa considerado. Por tanto se puede representar como:

$$\frac{\partial J_x}{\partial x} + \frac{\partial J_y}{\partial y} + \frac{\partial J_z}{\partial z} \quad (3.8)$$

( $J$  indica el flujo de masa)

Por otra parte, el cambio de masa en el tiempo (expresado en el término de la derecha de la ecuación 3.7) es proporcional a los cambios de concentración en masa dentro del volumen unitario. Por tanto, la ecuación 3.7 puede expresarse como:

$$\frac{\partial J_x}{\partial x} + \frac{\partial J_y}{\partial y} + \frac{\partial J_z}{\partial z} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (3.9)$$

---

Donde  $C$  es la masa por unidad total de volumen.

Esta ecuación nos indica que la masa neta saliente por unidad de volumen, equivale a la tasa de cambio de masa dentro del volumen unitario en relación al tiempo transcurrido.

Teniendo en cuenta que el flujo de masa considerado viene definido por los procesos de advección, difusión y dispersión, la ecuación que rige el transporte en un entorno bidimensional se puede expresar como:

$$\left[ D^* \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) \right] + \left[ \alpha_x \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \right) + \alpha_y \left( \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) \right] - \left[ v_x \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right) + v_y \left( \frac{\partial C}{\partial y} \right) \right] = \left( \frac{\partial C}{\partial t} \right) \quad (3.10)$$

Término difusivo	Término dispersivo	Término advectivo
------------------	--------------------	-------------------

Donde  $D^*$  es el coeficiente de difusión.

$C$  es la concentración de sedimento en la columna de agua.

$\alpha_x$  y  $\alpha_y$  son los coeficientes mecánicos de dispersión en dirección  $x$  e  $y$  respectivamente.

$v_x$  y  $v_y$  es la velocidad lineal del flujo en ambas direcciones  $x$  e  $y$ .

El coeficiente de difusión ( $D^*$ ) utilizado en la ecuación 3.10 para el transporte difusivo, viene definido, según Kaufman *et al.* (1991), por la ecuación 3.11.

$$D^* = G_0 e^{-G_1 W} \quad (3.11)$$

Donde  $D^*$  representa el **Coefficiente de difusión** para una altura de la columna de agua  $W$ .

$G_0$  es una constante de difusión para el nivel del mar a cero.

$G_1$  es una constante de decrecimiento que controla la rapidez del decrecimiento del coeficiente de difusión  $D^*$  con la profundidad.

Aunque esta ecuación proporciona un valor del coeficiente de difusión para cada punto del sistema que decrece en función de la profundidad de agua existente, se ha considerado que se mantiene constante en la columna de agua del punto considerado.

El valor de la constante de decrecimiento  $G_1$  determina la rapidez con la que el coeficiente de difusión  $D^*$  decrece con el aumento de la profundidad. Este decrecimiento de  $D^*$  es muy acusado para valores de  $G_1$  elevados y es nulo cuando se aproxima a cero (coeficiente de difusión constante) -ver figura 3.9-. El valor de  $G_0$  corresponde al valor del coeficiente de difusión a una profundidad de cero y, si se considera que no existe una variación del nivel del mar, es el valor máximo que puede adquirir el coeficiente de difusión. Conviene destacar que el coeficiente de difusión está

en función de la profundidad de agua presente en cada punto de la cuenca, pero se mantiene constante en la columna de agua.

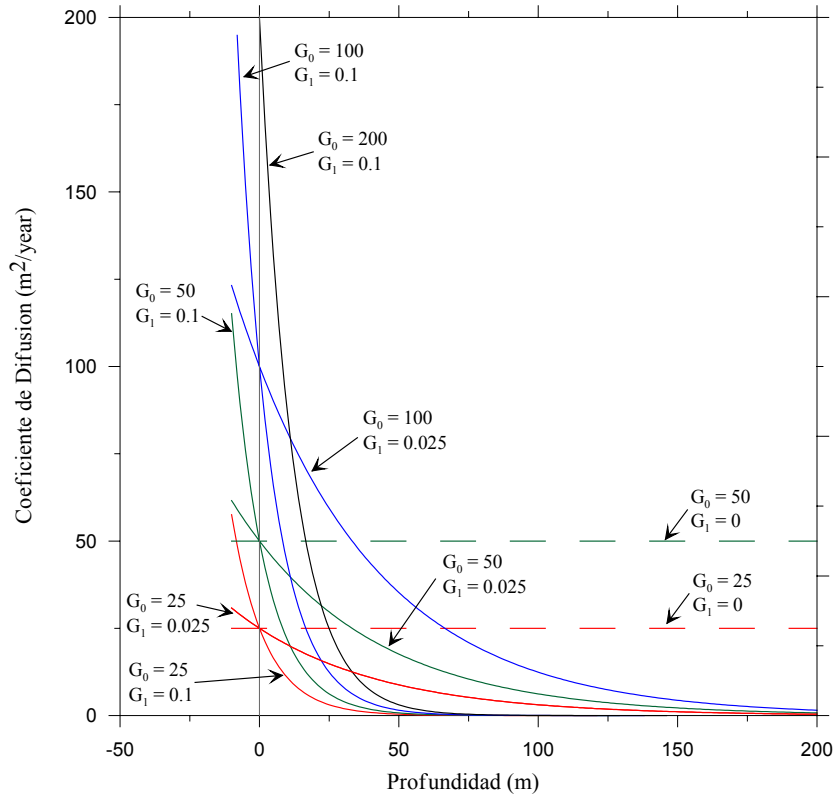


Figura 3.9.- Relación entre la profundidad de agua y el coeficiente de difusión  $D^*$  para diferentes valores de los coeficientes  $G_0$  y  $G_1$ . Notar como los diversos valores de  $G_1$  hacen variar la rapidez con la que disminuye el coeficiente de difusión con la profundidad. A valores de  $G_1=0$ , el coeficiente de difusión es constante. La línea gris indica el valor del nivel del mar situado a cero. Modificada de Kaufman *et al.* (1991).

*Relationship between water depth and diffusion coefficient  $D^*$  (equation 3.11) for different values of the  $G_0$  and  $G_1$  coefficients. Because of the exponential form of the curves,  $D^*$  is sensitive to small changes in water depth in shallow regions, tapering off sharply at deeper water depth. Increasing  $G_0$  effectively increases the efficiency of the diffusion processes. Increasing  $G_1$  causes  $D^*$  to decay more sharply with water depth; this decreases the efficiency of the diffusion processes at greater depths. As  $G_1$  is decreased, the disparity between sediment transport efficiency at different depths decreases significantly. Modified from Kaufman *et al.* (1991).*

El método utilizado por Kaufman *et al.* (1991) para calcular el coeficiente de difusión proporciona un grado de realismo mayor que el que se obtiene considerando un coeficiente de difusión constante en toda la cuenca. No obstante es un método que tiene sus limitaciones. La principal es la determinación del valor de los coeficientes  $G_0$  y  $G_1$ , ya que es especulativa y no se basa en una cuantificación de los procesos geológicos. Otra limitación importante es que precisa (en modelos puramente difusivos) de la

utilización de valores del coeficiente de difusión muy altos para, de esta manera, aproximar o asimilar el transporte resultante a un proceso advectivo. Ello provoca un error considerable en el transporte neto final de sedimento (véase discusión en el apartado 3.7)

### ***3.3.3.1 Condiciones iniciales y de contorno para el transporte***

La condición inicial que se establece para solucionar la ecuación del transporte es una determinada concentración inicial de sedimento en toda la cuenca. En el programa desarrollado SIMSAFADIM-CLASTIC se considera que esta concentración inicial es igual a cero en todos los puntos de la cuenca.

Por su parte, la condición de contorno, definida como una concentración en los nodos de entrada, se determina a partir de la cantidad de cada tipo de sedimento considerado que entra en el sistema (ya sea definiendo una tasa de entrada de sedimento o una concentración fija). Como en el caso del flujo de fluido, las condiciones de contorno establecidas para el transporte pueden cambiar en el tiempo.

### ***3.3.3.2 Solución de la ecuación del transporte***

Al igual que el esquema utilizado para solucionar el sistema de flujo, para la solución de la ecuación del transporte se ha adaptado la parte correspondiente del código del programa SIMSAFADIM (Bitzer y Salas, 2002). Al igual que aquella, la ecuación del transporte propuesta se resuelve mediante un método de elementos finitos.



[↶ Arriba](#)

## 3.4 Sedimentación

### 3.4.1 Sedimentación clástica en sistemas geológicos

Tal como se ha podido ver en el apartado anterior (3.3.1), la base teórica que rige la sedimentación está ligada al transporte de sedimento. En resumen, se puede decir que cuando las fuerzas de fricción y gravedad superan a las fuerzas de levantamiento, la partícula que está en movimiento (por suspensión o por carga de fondo) deja de transportarse y se deposita en el fondo de la cuenca. Consecuentemente, el fin del transporte y la sedimentación de una partícula está en función, sobre todo, de su diámetro y de la velocidad de flujo del fluido.

El proceso de sedimentación en una partícula transportada por suspensión se inicia con la caída de la partícula a través de un medio fluido. Esta caída se realiza de forma acelerada hasta alcanzar una velocidad máxima de caída, denominada velocidad de deposición o *settling velocity*, y que depende principalmente de:

- El tamaño, forma y densidad de la partícula.
- La concentración de sedimento en el fluido.
- La densidad y viscosidad del fluido.
- La velocidad del flujo turbulento.

La velocidad de deposición puede obtenerse a partir del balance de fuerzas gravitacional y de fricción que actúan sobre la partícula y que son iguales cuando ésta adquiere la velocidad terminal de caída. Para una partícula esférica cayendo en un fluido infinito en reposo, este balance puede expresarse como (Allen, 1985):

$$C_f \frac{\pi d^2}{4} \frac{\rho v_s^2}{2} = \frac{\pi d^3}{6} (\rho_s - \rho) g \quad (3.12)$$

---

Donde  $C_f$  representa el coeficiente de fricción (adimensional).  
 $d$  es el diámetro de la partícula.  
 $g$  es la aceleración gravitacional.  
 $v_s$  es la velocidad de deposición.  
 $\rho$  es la densidad del agua y  $\rho_s$  la densidad del sedimento.

De esta relación se puede extraer la ecuación general de la velocidad de deposición  $v_s$ , que es:

$$v_s = \left( \frac{4}{3} \frac{gd}{C_f} \left[ \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right] \right)^{1/2} \quad (3.13)$$

La solución de esta ecuación implica determinar un coeficiente de fricción apropiado para las partículas analizadas. Este coeficiente varía en función del número de Reynolds para partículas ( $Re$ ), y viene definido por (Allen, 1985):

$$Re = \frac{v_s d \rho}{\eta} = \frac{d v_s}{\nu} \quad (3.14)$$

---

Donde  $d$  es el diámetro de la partícula.  
 $\rho$  es la densidad del fluido.  
 $\eta$  es la viscosidad dinámica.  
 $v_s$  es la velocidad de deposición.  
 $\nu$  es la velocidad característica del flujo.

El gráfico representado en la figura 3.10 refleja esta relación entre el número de Reynolds y el coeficiente de fricción, y en él pueden distinguirse cuatro dominios en los cuales esta relación es claramente distinta:

- a)  $Re < 0,5$ : Este dominio corresponde a la caída lenta de las partículas más pequeñas y en él, el coeficiente de fricción decrece linealmente con el número de Reynolds. Es el dominio en el que las fuerzas de fricción viscosas predominan sobre las inerciales, y la caída de la partícula se realiza a través de un flujo laminar. A partir de estas características, la velocidad de deposición en este dominio puede expresarse según la ecuación:

$$v_s = \frac{gd^2}{18\eta} \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \quad (3.15)$$

Ésta pone de manifiesto que en este dominio la velocidad incrementa con el cuadrado del diámetro de la partícula, y es dependiente de la viscosidad dinámica.

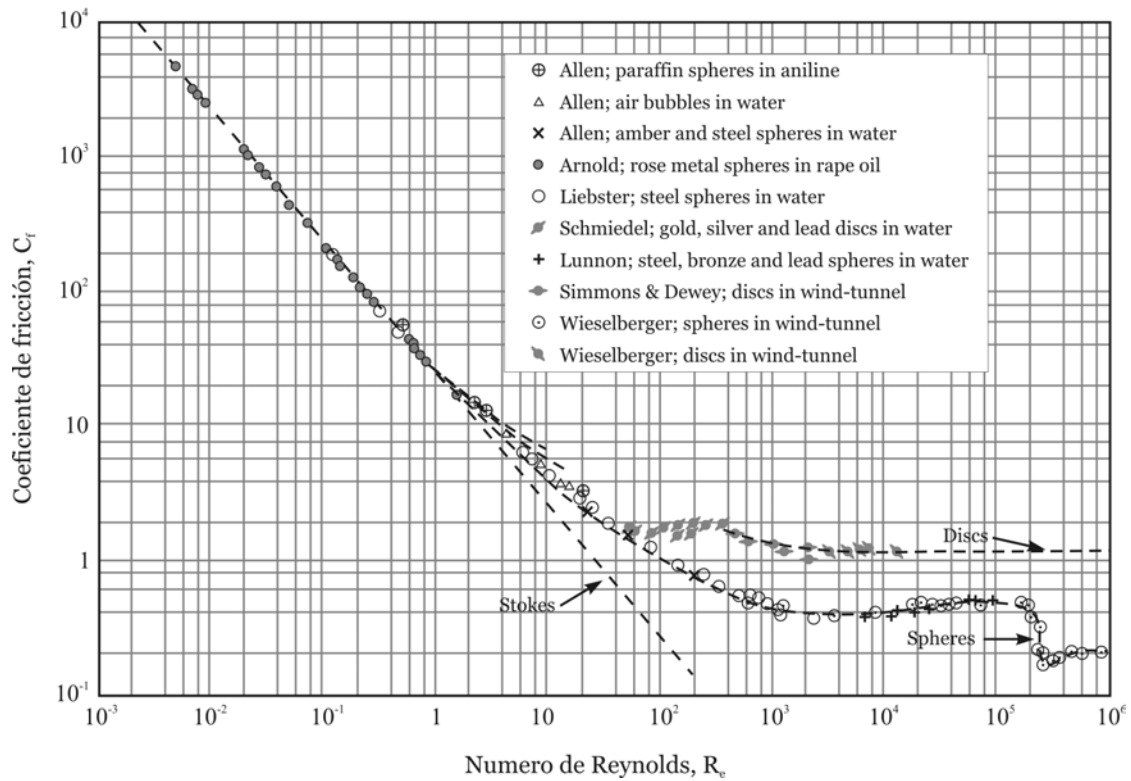


Figura 3.10.- Coeficiente de fricción ( $C_f$ ) en función del número de Reynolds ( $Re$ ). Modificada de Vanoni (1975).

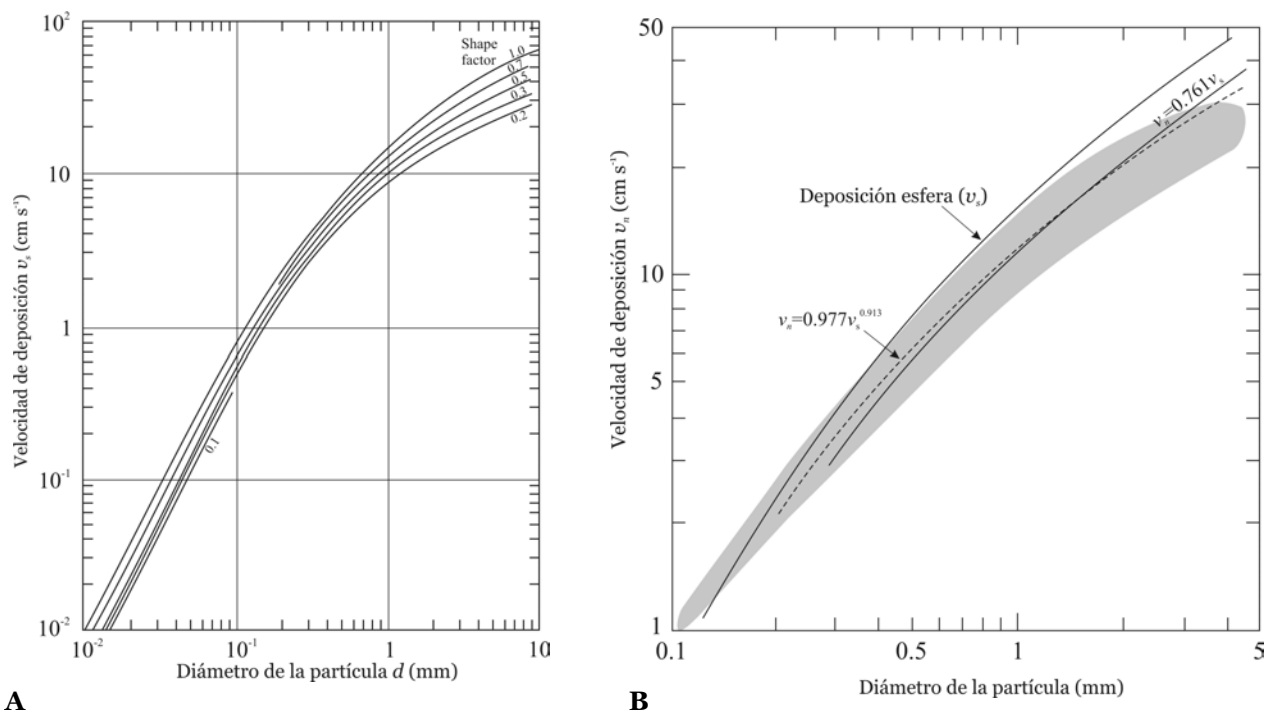
*Drag coefficient ( $C_f$ ) as a function of Reynolds Number ( $Re$ ). Modified from Vanoni (1975)*

- b)  $0,5 < Re < 400$ : Este dominio corresponde a una amplia zona de transición entre el dominio anterior y el que comprende los valores del número de Reynolds entre 400 y 200.000 (apartado c). Para esferas de cuarzo cayendo en agua, los valores del número de Reynolds entre 0,5 y 400 corresponden a diámetros de partículas entre 0,08 mm y 1,9 mm, es decir, a partículas de tamaño arena. Para este rango de diámetros, la velocidad de deposición no puede hallarse mediante una expresión simple, ya que esta velocidad de deposición se encuentra en una región de transición entre una proporcionalidad a  $d^2$  y  $d^{1/2}$ . No obstante, puede ser determinada fácilmente mediante gráficos como los de la figura 3.11.
- c)  $400 < Re < 200.000$ : Para estos valores del numero de Reynolds el coeficiente de fricción toma un valor aproximadamente constante entre 0,4 y 0,6 (con un valor medio de 0,5). Éste es el dominio correspondiente a la caída de las partículas de tamaño grava y en él predominan las fuerzas de fricción

inerciales sobre las viscosas. Por consiguiente, es un dominio en el que predomina un flujo turbulento. Aquí, la velocidad de deposición es más alta que en los dominios anteriores y puede determinarse mediante la siguiente expresión:

$$v_s = 1.6 \left( gd \left[ \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right] \right)^{1/2} \quad (3.16)$$

Como puede observarse, en este dominio la velocidad de deposición también varía con el cuadrado del diámetro de la partícula, pero es independiente de la viscosidad dinámica.



**Figura 3.11.-** Valores teóricos y reales de la velocidad de deposición o *settling*. **A.** Valores teóricos establecidos para la velocidad de deposición en agua a 20 °C según el diámetro de las esferas y un factor de la forma de la partícula. **B.** Comparación de los valores teóricos con los valores observados para partículas reales (diámetro medio). La zona sombreada corresponde a los valores obtenidos para partículas reales. Modificada de Dyer (1986).

*Theoretic and real values of settling velocity. A. Settling velocities of grains in water at 20°C as a function of the sphere diameter and the particle shape factor. B. Settling velocities of natural grains of average diameter in comparison with real data (dashed area). Modified from Dyer (1986).*

- d)  $Re > 200.000$ : En este dominio el coeficiente de fricción decrece abruptamente por lo que se establece un valor medio de 0,2. Incluye el comportamiento de las partículas más grandes y con velocidades de caída mayores. El fluido alrededor de la partícula aquí se comporta como un flujo turbulento y la velocidad de deposición puede determinarse mediante la siguiente expresión:

$$v_s = 2.6 \left( gd \left[ \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right] \right)^{1/2} \quad (3.17)$$

Para los rangos más frecuentes de las partículas transportadas, la velocidad de deposición puede hallarse también mediante gráficos como los de la figura 3.11 que comparan los valores teóricos obtenidos mediante las diferentes ecuaciones y los observados para partículas reales. Generalmente, en aquellos casos en los cuales los diámetros de las partículas no quedan representados en los gráficos, puede usarse la ecuación 3.13 para determinar la velocidad de deposición utilizando un valor de  $C_f$  obtenido a partir del gráfico de la figura 3.10.

Aparte del coeficiente de fricción, tal como se ha indicado al inicio de este apartado, la velocidad de deposición real también está influenciada por otros factores tales como:

- i) La densidad: como se observa en la ecuación 3.13, la velocidad de deposición depende de la siguiente relación de densidades  $((\rho_s/\rho)-1)^{1/2}$ . Esta relación, para partículas arenosas de cuarzo toma el valor de 1,28 en agua dulce y se reduce a 1,25 en agua oceánica debido al pequeño incremento en la densidad de éste último tipo de agua. La disminución del factor  $((\rho_s/\rho)-1)^{1/2}$  provoca que la velocidad de deposición de las partículas arenosas de cuarzo en el océano sea del orden de un 7% inferior que en las zonas con agua dulce. Por otra parte, la densidad del sedimento ( $\rho_s$ ) también afecta a la velocidad de deposición, siendo mayor para las partículas más densas.
- ii) La temperatura: Un aumento de la temperatura produce un incremento en la velocidad de caída. Este aumento afecta a la densidad del agua, aunque es menor en comparación con el efecto que produce en el coeficiente de

viscosidad. De todos modos, los cambios en la viscosidad del fluido sólo afectan a la velocidad de deposición de las partículas pequeñas, pero no a la de las mayores (la ecuación 3.15 contiene el término de la viscosidad mientras que las ecuaciones 3.16 y 3.17 no).

- iii) La morfología de la partícula: este parámetro es despreciable en las partículas más pequeñas y sólo es significativo en las partículas de mayor tamaño. Para estas últimas partículas, la pérdida de esfericidad de la partícula se traduce en una disminución de la velocidad de caída. Esto puede verse reflejado en la figura 3.10 donde, para números de Reynolds altos, los discos muestran coeficientes de fricción mayores y, por tanto, velocidades de deposición menores que las esferas.
- iv) La concentración del sedimento en suspensión: La velocidad de deposición también está afectada por la concentración de sedimento en suspensión. Así, con concentraciones relativamente bajas un incremento de esta concentración se traduce en un incremento de la velocidad de deposición debido a un mayor número de colisiones entre partículas y al efecto de floculación o agregación de partículas. Superado un cierto valor de concentración crítica, un aumento de la concentración conlleva una disminución de la velocidad (deposición obstaculizada o *hindered settling*) debido al flujo ascendente del líquido desplazado por las partículas (figura 3.12).

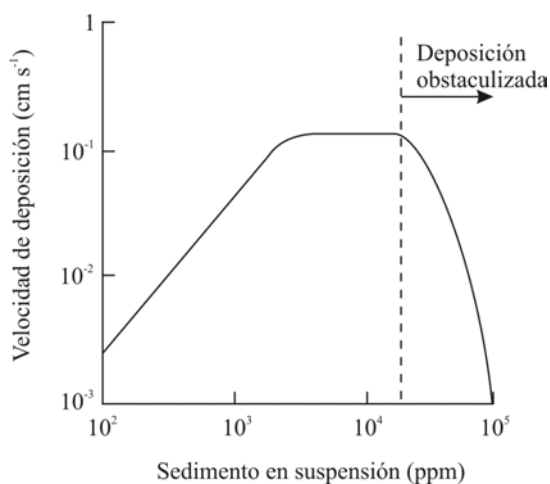


Figura 3.12.- Variación de la velocidad de deposición para partículas tipo fango en función de la concentración. Nótese la disminución de velocidad en concentraciones altas. Modificada de Dyer (1986).

*Variation of mud settling velocity as a function of changing suspended mud concentration. Note that settling velocity decreases at higher concentration (hindered settling). Modified from Dyer (1986).*

### **3.4.2 Modelo conceptual de sedimentación clástica**

Partiendo de los conceptos teóricos resumidos en el apartado anterior, el modelo conceptual utilizado asume que:

- El fluido tiene una viscosidad igual a cero y, por lo tanto, ésta no se tiene en cuenta para determinar la velocidad de deposición de las partículas.
- La velocidad de deposición depende del tamaño y de la densidad del sedimento, de la velocidad lineal de flujo del fluido y de un valor crítico de esta velocidad, a partir del cual el sedimento es susceptible de ser sedimentado.
- No existe sedimentación en la zona de acción del oleaje, ya que es una zona donde la alternancia de procesos erosivos y deposicionales es muy alta, provocando movimientos caóticos de las partículas en tiempos muy pequeños.
- Para la modelización clástica, el modelo incorpora hasta un máximo de cuatro tipos de sedimentos diferentes (tres clástico-terrágenos y uno clástico-carbonatado).

Por otra parte, hay que señalar que, conceptualmente hablando, los procesos de transporte y sedimentación clástica acaecidos en una cuenca marina pueden equipararse a muchos fenómenos geoquímicos y biogeoquímicos presentes en la corteza terrestre en los que se relacionan el flujo del fluido y el transporte de solutos con reacciones químicas que generan una precipitación o disolución de las fases minerales. De este modo, en los procesos de transporte y sedimentación clástica, los solutos pueden equipararse a las partículas de sedimento y los procesos de disolución y precipitación a los de erosión y sedimentación.

Con esta idea, el transporte y sedimentación en el modelo conceptual aquí propuesto se ha expresado utilizando la siguiente relación simple citada por Domenico y Schwartz (1990) para el transporte de masa con reacción:

$$\text{tasa de entrada} - \text{tasa de salida} \pm \text{tasa de reacción} = \text{cambio de masa por tiempo} \quad (3.18)$$

### 3.4.3 Modelo matemático de sedimentación clástica

De acuerdo con el modelo conceptual propuesto en el apartado anterior para la sedimentación, puede expresarse la masa de sedimento depositada en un incremento de tiempo a través de la siguiente ecuación:

$$\frac{dC_{di}}{dt} = f_{di} C_i \quad (3.19)$$

Donde  $f_{di}$  es un factor de deposición.

$C_i$  es la masa de sedimento  $i$  en la columna de agua.

$C_{di}$  es la potencia de sedimento  $i$  depositado en un intervalo de tiempo.

$i$  indica el número del material considerado (1, 2 y 3 para el material clástico-terrágeno y 4 para el material clástico-carbonatado).

El **factor de deposición**  $f_{di}$  de la ecuación 3.19 puede determinarse mediante la siguiente expresión:

$$f_{di} = \frac{v_{si} f_{vi}}{W} \quad (3.20)$$

Donde  $f_{vi}$  es un factor de velocidad.

$W$  es la profundidad de agua.

$v_{si}$  es la velocidad de deposición teórica del material  $i$  considerado.

(en estas ecuaciones, el coeficiente  $i$  indica el número del material clástico considerado)

Por consiguiente,  $f_{di}$  es un factor que depende de la velocidad de deposición teórica ( $v_{si}$ ), es decir, la velocidad de deposición cuando la velocidad del flujo es igual a cero; de la profundidad de agua ( $W$ ); y de un **factor de velocidad**  $f_{vi}$ , escalado entre cero y uno, en función de la velocidad de flujo y de la velocidad crítica de deposición según la ecuación 3.21 (Bitzer y Salas, 2002).

$$f_{vi} = \frac{(v_{ci} - v)}{v_{ci}} \quad (3.21)$$

Donde  $v$  es la velocidad lineal del flujo.

$v_{ci}$  es la velocidad crítica de deposición del material  $i$  considerado.



Cuando la velocidad del flujo es cero, el factor de deposición  $f_{di}$  es igual a 1 y todas las partículas mantienen su tasa normal de deposición a la velocidad normal de deposición teórica  $v_{si}$  (figura 3.13). En cambio, si la velocidad del flujo es superior a cero, este factor disminuye de valor por el efecto que producen las fuerzas de cizalla manteniendo las partículas temporalmente en suspensión y en consecuencia reduciendo su velocidad de deposición normal. Finalmente, si la velocidad del flujo supera la velocidad crítica de deposición  $v_{ci}$ , no existe sedimentación ya que el factor de deposición  $f_{di}$  se sitúa a cero. En este momento, todas las partículas se mantienen en suspensión, transportadas según el sistema de flujo existente hasta que la velocidad del flujo sea inferior a la velocidad crítica de deposición.

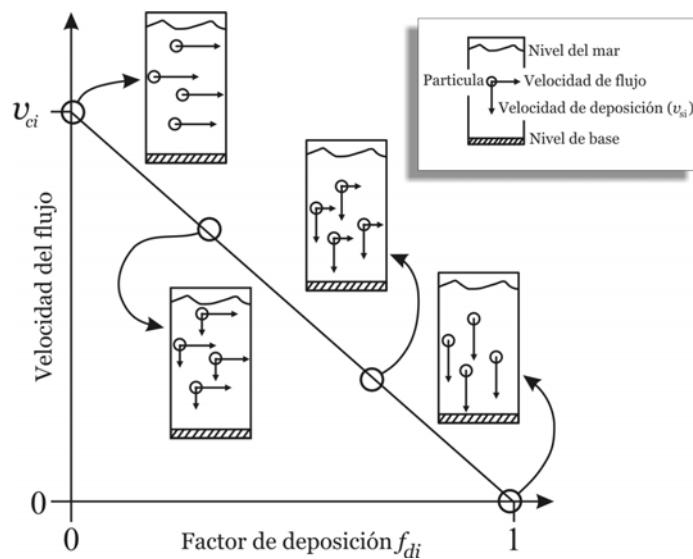


Figura 3.13.- Influencia del factor de deposición  $f_{di}$  en la velocidad de deposición teórica ( $v_{si}$ ) en función de la velocidad del flujo ( $v$ ) presente. Nótese que la velocidad de deposición ( $v_{si}$ ) disminuye a medida que la velocidad de flujo se aproxima a la velocidad crítica de deposición ( $v_{ci}$ ).

*Relationship between deposition factor ( $f_{di}$ ), theoretic settling ( $v_{si}$ ) and flow velocity ( $v$ ). Note that settling velocity becomes zero when flow velocity comes to critical velocity of deposition ( $v_{ci}$ ).*

Como resultado, en presencia de un flujo de fluido con una velocidad superior a cero, la tasa o velocidad de deposición teórica decrecerá en función del factor de deposición  $f_{di}$ , obteniéndose la **velocidad de deposición corregida ( $S_i$ )** para cada tipo de sedimento (Bitzer y Salas, 2002):

$$S_i = f_{di} v_{si} \quad (3.22)$$

Donde  $v_{si}$  es la velocidad o tasa normal de deposición cuando el flujo es cero.

Una vez introducidas las ecuaciones que definen el proceso de sedimentación y teniendo en cuenta los procesos de difusión, advección y dispersión introducidos en el modelo matemático para el transporte (apartado 3.3.3), la relación conceptual 3.18 que define el transporte y sedimentación queda expresada matemáticamente, según el modelo aquí propuesto, de la siguiente manera (ecuación 3.23):

$$\left[ D^* \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) \right] + \left[ \alpha_x \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \right) + \alpha_y \left( \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) \right] - \left[ v_x \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right) + v_y \left( \frac{\partial C}{\partial y} \right) \right] - [k_d C] = \left( \frac{\partial C}{\partial t} \right) \quad (3.23)$$

Término difusivo	Término dispersivo	Término advectivo	Término reactivo
------------------	--------------------	-------------------	------------------

Donde  $D^*$  es el coeficiente de difusión.

$C$  es la cantidad de sedimento en la columna de agua.

$\alpha_x$  y  $\alpha_y$  son los coeficientes mecánicos de dispersión en dirección  $x$  e  $y$  respectivamente.

$v_x$  y  $v_y$  es la velocidad lineal del flujo en ambas direcciones  $x$  e  $y$ .

$k_d$  es una **constante de decrecimiento** definida como:  $f_{di} / \rho_s$

En esta ecuación, el término reactivo  $k_d C$  se asimila a los procesos de erosión y sedimentación presentes en una cuenca sedimentaria de manera que tomará un valor positivo cuando exista una entrada adicional de material (como puede ser la erosión) o será negativo cuando se produzca una reducción debido a, por ejemplo, sedimentación de material. El modelo propuesto no contempla la erosión, por lo tanto, sólo se considera la disminución del sedimento en suspensión por sedimentación (valor negativo del término reactivo).

### 3.4.3.1 Condiciones iniciales y de contorno para la sedimentación

Para el cálculo de la sedimentación, la condición inicial viene definida por la concentración de los tres tipos de sedimentos clásticos considerados en cada punto de la cuenca. Esta concentración depende de la cantidad de sedimento que entra en la cuenca y del sistema de flujo presente.

La condición de contorno que se introduce en el programa para la sedimentación es la profundidad de acción del oleaje. En este tramo de acción del oleaje se asume que no existe sedimentación.

### **3.4.3.2 Solución de la ecuación de sedimentación**

Para la solución numérica de las diferentes ecuaciones que rigen la sedimentación clástica se ha utilizado el método de Euler. Éste es el método que provoca menos problemas de estabilidad y error numérico para la sedimentación clástica, aunque es menos preciso y eficaz que el método de Fehlberg IV (descrito por Danby, 1985) utilizado para solucionar las diferentes ecuaciones diferenciales que rigen el sistema (producción de carbonatos, subsidencia de la cuenca, cambio en la profundidad de agua, etc). Esto conlleva cambios respecto a la versión de Bitzer y Salas (2002), ya que la respuesta del sistema a la sedimentación es menos sensible, pues avanza a pasos de tiempo mayores, y, por tanto, el sistema carbonatado no responde inmediatamente a los cambios producidos por la sedimentación.

[↶ Arriba](#)

[Índice ↴](#)

### **3.5 Producción carbonatada**

En la presente memoria, sólo se esboza y resume la modelización de la parte carbonatada del sistema para facilitar la comprensión de la filosofía general del programa. Si se desea ampliar estos conocimientos generales, puede consultarse el trabajo de Bitzer y Salas (2002).

La inclusión de materiales carbonatados en el sistema modelizado no conlleva cambios en los procesos de flujo y transporte, y se considera que éstos son similares a los descritos en los apartados anteriores (3.2 y 3.3) para el sedimento clástico-terrágeno. Por lo tanto, para la parte carbonatada se ha utilizado el mismo sistema de flujo obtenido en el paso de tiempo considerado y el transporte resultante.

En cambio, esta inclusión sí que comporta necesariamente la introducción de procesos de producción carbonatada. Esta parte del programa, con la codificación de los procesos relacionados con la parte carbonatada, se ha extraído del modelo SIMSAFADIM, presentado por Bitzer y Salas (2001 y 2002), si bien se ha adaptado para tener en cuenta la influencia del sedimento clástico sobre las asociaciones de organismos productores de carbonato dentro del sistema bajo estudio.

Hasta la actualidad, en el programa SIMSAFADIM-CLASTIC, pueden definirse tres especies o asociaciones de organismos productores de carbonato (definidas como tipo 1, 2 y 3). La evolución de la población para cada una de las especies consideradas viene controlada por: el crecimiento logístico; la competencia o cooperación entre especies; la presencia de limo carbonatado; y la presencia de sedimento clástico. De esta manera, la evolución de cada una de ellas en un intervalo de tiempo viene descrita por la ecuación 3.24, expresión que se obtiene en este caso al considerar el organismo o asociación de organismos tipo 1.

Para las asociaciones de organismos tipo 2 y 3, la ecuación utilizada es la misma aunque cambiando el subíndice considerado por el correspondiente para cada asociación. De este modo, la especie o asociación de organismos productores de carbonato vendrá definida por los diferentes factores que la caracterizan y las asociaciones tipo 1, 2 o 3 corresponderán a una u otra especie o asociación en función de los factores definidos por el usuario para cada una de ellas.

$$\frac{dx_1}{dt} = \underbrace{a_1 x_1 - b_1 x_1^2}_{\text{Crecimiento logístico}} - \underbrace{f_{12} x_1 x_2 - f_{13} x_1 x_3}_{\text{Competencia o cooperación entre especies}} - \underbrace{g_1 x_1 x_5}_{\text{Influencia del limo carbonatado}} - \underbrace{j_{1C_1} x_1 C_1 - j_{1C_2} x_1 C_2 - j_{1C_3} x_1 C_3 - j_{1C_4} x_1 C_4}_{\text{Mortandad debida a la presencia de sedimento clástico carbonatado y terrígeno}} \quad (3.24)$$

Donde  $x_{1,2,3}$  indica la población de organismos 1, 2 y 3.

$a_1$  es un factor que controla el crecimiento de la población y está en función de la profundidad (ecuación 3.25).

$b_1$  es un factor que controla la mortandad de la población. Este factor se considera constante.

$f_{12,13}$  es un factor que define como afecta a la especie 1 (o la considerada en ese momento) la presencia de las otras dos especies (en este caso 2 y 3).  $f_{12}$  entre las especies 1 y 2, y  $f_{13}$  entre las especie 1 y la 3. Un valor positivo reduce el crecimiento de la especie 1 (se puede leer como una competición entre las dos especies), y un valor negativo lo incrementa (efecto de cooperación o simbiosis).

$x_5$  es la cantidad de barro o limo carbonatado producido *in situ*.

$g_1$  es un factor que define la influencia debida a la presencia de limo carbonatado. Si es positivo, reduce el crecimiento de la especie, y si es negativo lo incrementa (se puede interpretar como un termino "nutricional").

$C_{1,2,3,4}$  es la masa de sedimento clástico-terrígeno y clástico-carbonatado en suspensión (apartado 3.4.3 ecuación 3.19 y ecuación 3.26 del presente apartado).

Los factores  $j_{1C_1, C_2, C_3, C_4}$  representan la mortandad, sobre la especie 1 en este caso, causada por la presencia en suspensión de los cuatro tipos de sedimentos clásticos considerados en el programa (1,2 y 3 para el sedimento clástico-terrígeno y 4 para el clástico-carbonatado).

La parte extraída del trabajo anterior de Bitzer y Salas (2002), en este trabajo se presenta siguiendo la misma nomenclatura utilizada por dichos autores. Se ha adaptado el último término de la ecuación de Bitzer y salas (2002) para incorporar los nuevos cambios.

El crecimiento de la población de organismos productores de carbonato viene limitado por el crecimiento logístico (Bitzer y Salas, 2002), el cual depende de la natalidad y mortandad y que viene a representar la competencia íter específica de las distintas especies productoras. La natalidad se representa a través de un factor de crecimiento  $a$  que depende de la profundidad de agua y que es nulo por debajo de una profundidad crítica específica de cada uno de los organismos productores de carbonato. La ecuación que define el factor de crecimiento  $a$  es:

$$a_{(z)} = a_{\max} \frac{(z_{\max} - z)}{z_{\max}} \quad (3.25)$$

Donde  $a_{\max}$  es la máxima tasa de crecimiento en condiciones ambientales óptimas,  $z$  es la profundidad de agua actual y  $z_{\max}$  es la máxima profundidad de agua.

Como puede observarse, para profundidades de agua superiores a  $z_{max}$ , el factor de crecimiento adquiere valores negativos indicando que no existe crecimiento de la población y, en consecuencia, el factor  $\alpha$  puede equipararse a un valor igual a cero.

La mortandad se considera constante, es decir, no varía con la profundidad de agua y viene definida por un factor  $b$  propio de cada uno de los organismos o asociaciones de organismos considerados.

La interacción entre las diferentes especies se representa a través del factor  $f_{ij}$  (donde los índices  $i$  y  $j$  se refieren a las especies consideradas), el cual puede adquirir valores positivos para reproducir la competencia entre las diferentes especies o valores negativos si se pretende reproducir un efecto de cooperación o simbiosis.

La evolución de cada especie o asociación de organismos, también viene controlada por la presencia de limo o fango carbonatado generado por los mismos organismos y que está sujeto a un transporte. La presencia de limo o fango carbonatado puede afectar a las condiciones de vida de los organismos facilitando o dificultando su evolución. Ambos efectos se cuantifican a partir del sedimento producido ( $x_5$ ) y de un factor de interferencia ( $g$ ) propio de cada especie.

De igual modo, otro factor que puede influenciar en las condiciones de vida de los organismos es la presencia de material clástico (tanto de origen terrígeno como carbonatado) en la columna de agua. La presencia de este tipo de sedimento también puede causar una mortandad adicional de las diferentes especies o asociaciones de organismos y, al igual que los otros condicionantes, puede definirse a través de un factor de mortandad ( $j_{ic_k}$ ) que dependerá del tipo de sedimento en suspensión ( $k$ ) y de la especie o asociación de organismos ( $i$ ). A parte de este factor y relacionado con él, existe un valor crítico de concentración de los diferentes tipos de sedimento en suspensión a partir del cual la población de organismos disminuye drásticamente hasta un valor mínimo (que garantiza la continuidad de la especie si vuelven a darse las condiciones favorables para el crecimiento de la población).

Este último condicionante es la parte nueva introducida en este apartado correspondiente a la producción carbonatada para definir cuál es la influencia de la presencia de materiales clásticos en suspensión sobre las diferentes especies de organismos productores de carbonato.

Para finalizar, la ecuación que controla la deposición del sedimento clástico-carbonatado es diferente a la introducida en el apartado 3.4.3 para el sedimento clástico-terrágeno (ecuación 3.19), ya que, en este caso, también se considera una entrada adicional de sedimento debido a una parte del carbonato producido por cada especie y que puede ser transportado en suspensión (Bitzer y Salas 2001 y 2002). De esta manera, la ecuación que rige la deposición del sedimento clástico-carbonatado se define como:

$$\frac{dC_{d4}}{dt} = (-C_4 \frac{f_{d4}}{\rho_s}) + (\frac{dC_7}{dt}) \quad (3.26)$$

---

Donde  $C_4$  indica la concentración de material clástico-carbonatado en suspensión y  $C_7$  es la parte de sedimento carbonatado producido por cada especie y que pasa a formar parte del sedimento en suspensión (siguiendo la notación propuesta en el trabajo de Bitzer y Salas, 2002).

Como puede apreciarse, aunque la ecuación sea, en parte, diferente, la sedimentación también estará en función del factor de deposición  $f_{di}$  (definido en el apartado 3.4.3).

[↶ Arriba](#)

[Índice ↴](#)

### 3.6 Profundidad de agua

La profundidad de agua viene definida por la distancia vertical existente entre la superficie del agua y la posición del fondo. Por este motivo, todo cambio que se produzca en cualquiera de estos límites conllevará su variación. En este sentido, si se considera que no existe subsidencia ni variaciones del nivel del mar, la profundidad de agua en cada punto del sistema bajo estudio no se mantendrá constante debido a la sedimentación de:

- Los tres tipos de sedimentos terrígenos considerados.
- El sedimento clástico-carbonatado y parte del carbonato producido por las diferentes especies y que ha pasado a formar parte del sedimento en suspensión.
- La suma del sedimento carbonatado producido *in situ* por cada especie o asociación de organismos productores de carbonato.
- El limo carbonatado producido *in situ*.

Consecuentemente, y teniendo en cuenta los procesos de subsidencia y cambios del nivel del mar, la tasa de cambio en la profundidad de agua puede definirse a través de la ecuación 3.27.

$$\frac{dx_6}{dt} = \frac{dx_4}{dt} + \frac{dx_5}{dt} + \overbrace{\left( \frac{dC_{d1}}{dt} + \frac{dC_{d2}}{dt} + \frac{dC_{d3}}{dt} + \frac{dC_{d4}}{dt} \right)}^{\text{Presente trabajo}} + \frac{u}{dt} + \frac{s_l}{dt} \quad (3.27)$$


Donde  $x_6$  indica la profundidad de agua.  
 $x_4$  es la suma del carbonato producido por cada especie o asociación de organismos.  
 $x_5$  es la cantidad de barro o limo carbonatado producido *in situ*.  
 $C_{d1,2,3,4}$  es el sedimento clástico-terrágeno y clástico-carbonatado depositado.  
 $u$  indica la subsidencia presente en toda el sistema.  
 $s_l$  es la variación del nivel del mar.



Parte de esta ecuación proviene del trabajo de Bitzer y Salas (2002). Si bien ha sido modificada para incorporar la sedimentación clástica-terrígena en la tasa de cambio de la profundidad de agua, la mayor parte de la nomenclatura utilizada es la propuesta por Bitzer y Salas (2002) y para una mayor comprensión y entendimiento de las variables utilizadas se remite al lector al citado trabajo.

[↶ Arriba](#)

[Índice ↴](#)

### **3.7 Limitaciones de los modelos de transporte por difusión pura**

Los modelos realizados hasta la actualidad en su mayoría calculan el transporte y deposición de partículas sedimentarias únicamente mediante procesos puramente difusivos y, por consiguiente, sin introducir procesos de transporte de tipo advectivo que intervienen en el transporte y sedimentación. Estos modelos pueden ser relativamente sofisticados, por ejemplo acoplado una variación del coeficiente de difusión en función de la profundidad (Kaufman *et al.*, 1991) o introduciendo diferentes tipos de sedimento (Rivenaes, 1992); de esta manera se obtiene una representación más o menos realista de las geometrías observadas en el registro sedimentario actual.

No obstante, tal y como se ha expuesto en los apartados anteriores, éstos son modelos que conceptualmente se alejan bastante de la realidad ya que el transporte de sedimento suele realizarse también por otros procesos no difusivos como puede ser de tipo advectivo o dispersivo. Mientras que el transporte de un sedimento, en ausencia de flujo, puede efectivamente asimilarse a un proceso difusivo controlado por un coeficiente determinado, bajo un flujo dominante, el transporte no sigue este patrón difusivo ya que las partículas en suspensión viajarán en función de la velocidad del flujo presente (transporte advectivo). El resultado en ambos casos será distinto ya que la difusión (y dispersión) conlleva un transporte de sedimento en todas las direcciones del espacio; en cambio, el transporte advectivo sólo produce un transporte en la dirección y sentido preferente del flujo (figura 3.14). En consecuencia, es evidente que la morfología del depósito sedimentario resultante no será la misma.

Por otra parte, bajo un flujo dominante, la velocidad de deposición de una partícula sedimentaria que viaja en suspensión está en función de, entre otros parámetros, su diámetro. Para las partículas con diámetros más grandes, la velocidad de deposición es, obviamente, superior que para las partículas más pequeñas. Como la difusión se caracteriza por un desplazamiento homogéneo de las partículas en todas las direcciones del espacio, esto significa que, en las partículas mayores donde la velocidad de deposición es más alta, los procesos difusivos lógicamente sean muy pequeños, incluso despreciables, ya que la componente de transporte horizontal es ínfima en comparación a la componente vertical.

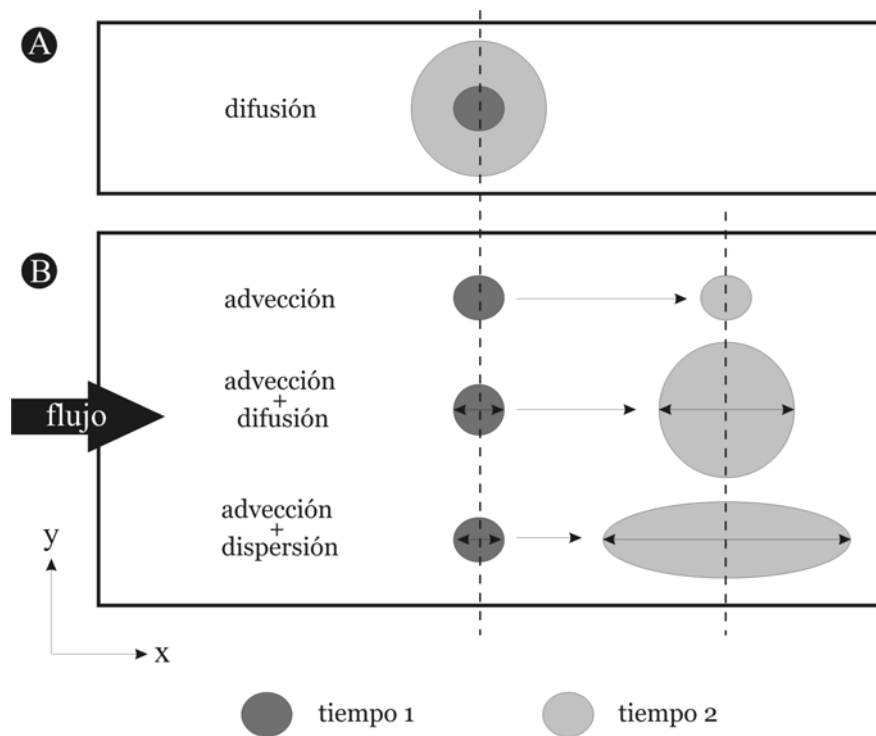


Figura 3.14.- Esquema del transporte de sedimento por diferentes procesos en dos pasos de tiempo diferentes. **A.** En ausencia de flujo dentro del sistema: procesos difusivos. **B.** Bajo un flujo dominante de izquierda a derecha: procesos advectivos, difusivo-advectivos y dispersivo-advectivos. Nótese como, en el caso B, la componente del transporte difusiva y dispersiva produce un transporte en dirección y sentido contrarios a la dirección y sentido principal del flujo. Modificada de Hinkelmann y Helmig (2002).

*Sketch of two different types of transport processes in two time steps. A. Diffusive processes: without fluid flow. B. Advective, diffusive-advective and dispersive-advective processes: with a fluid flow from left to right. Note that the diffusive and dispersive transport component produces a transport towards the opposite direction of the principal fluid flow system. Modified from Hinkelmann and Helmig (2002).*

Para solventar estos problemas e intentar reproducir el transporte advectivo del sedimento en situaciones donde el sistema está dominado por un flujo de agua, los modelos basados únicamente en procesos difusivos aplican valores del coeficiente de difusión anormalmente elevados. Esta solución, sin embargo, no solventa el problema de que se siga considerando un transporte de sedimento en todas las direcciones del espacio y, por tanto, en sentido contrario al flujo. Incluso, al considerar estos valores del coeficiente de difusión tan elevados, se está aumentando el error. Consecuentemente se trata de una solución conceptualmente incorrecta ya que si se pretende reproducir el transporte de sedimento en una dirección y sentido preferente (la del flujo dominante), la realidad muestra que en sentido contrario al flujo prácticamente no existe transporte.

Conceptualmente estos modelos difusivos también son incorrectos al calcular el transporte del sedimento más grueso mediante procesos difusivos, puesto que, como se ha indicado, éste es el tipo de sedimento que tiene una componente difusiva horizontal más baja e incluso nula.

Todos estos problemas conceptuales quedan bien reflejados en la figura 3.15 en la cual se ha representado: un transporte difusivo con un coeficiente de difusión constante en toda la cuenca y en función del tamaño de grano (modelo **A**); un transporte difusivo utilizando un coeficiente de difusión variable en función de la profundidad de la lámina de agua según el método descrito por Kaufman *et al.* (1991) y en función del tamaño de grano (modelo **B**); y, por último, un transporte difusivo similar al anterior al que se le ha añadido la componente advectiva del transporte en función de la velocidad del flujo (modelo **C**).

Como se puede apreciar, el tercer modelo (el más parecido al utilizado en el programa SIMSAFADIM-CLASTIC) es el que considera un modelo conceptual más aceptable. Según este modelo, cuando el sistema está dominado por un flujo de agua con velocidades altas, el transporte de sedimento neto se produce en la dirección y sentido del sistema de flujo dominante según un proceso principalmente de transporte advectivo, mientras que cuando la velocidad del flujo de agua disminuye considerablemente (por ejemplo por un aumento de la profundidad de la lámina de agua), el transporte deja de ser esencialmente advectivo y los procesos de transporte por difusión pueden llegar a predominar generando un transporte sin una dirección preferente.

Los modelos A y B no pueden considerar la existencia de un flujo dominante dentro del sistema ya que no existe una dirección y sentido preferente del transporte aunque se considere una variación en función de la profundidad. Consecuentemente, en el modelo A la única diferencia que existe en el transporte final de sedimento se debe a los diferentes tamaños de las partículas o, lo que es lo mismo, al coeficiente de difusión de cada una de ellas. En el modelo B, aun siendo más realista y considerar una variación del coeficiente de difusión en función de la profundidad, tampoco se puede introducir una dirección de transporte preferente y éste se produce en las dos (o tres) dimensiones del espacio sin tener en cuenta la influencia de un flujo de agua dominante.

Teniendo en cuenta estas diferencias, la geometría resultante de los cuerpos sedimentarios al aplicar uno u otro modelo será lógicamente diferente. Con el objetivo de evaluar estas diferencias se han realizado dos experimentos simples con el programa SIMSAFADIM-CLASTIC, uno aplicando un transporte por difusión pura y el otro un transporte que combina la advección, difusión y dispersión.

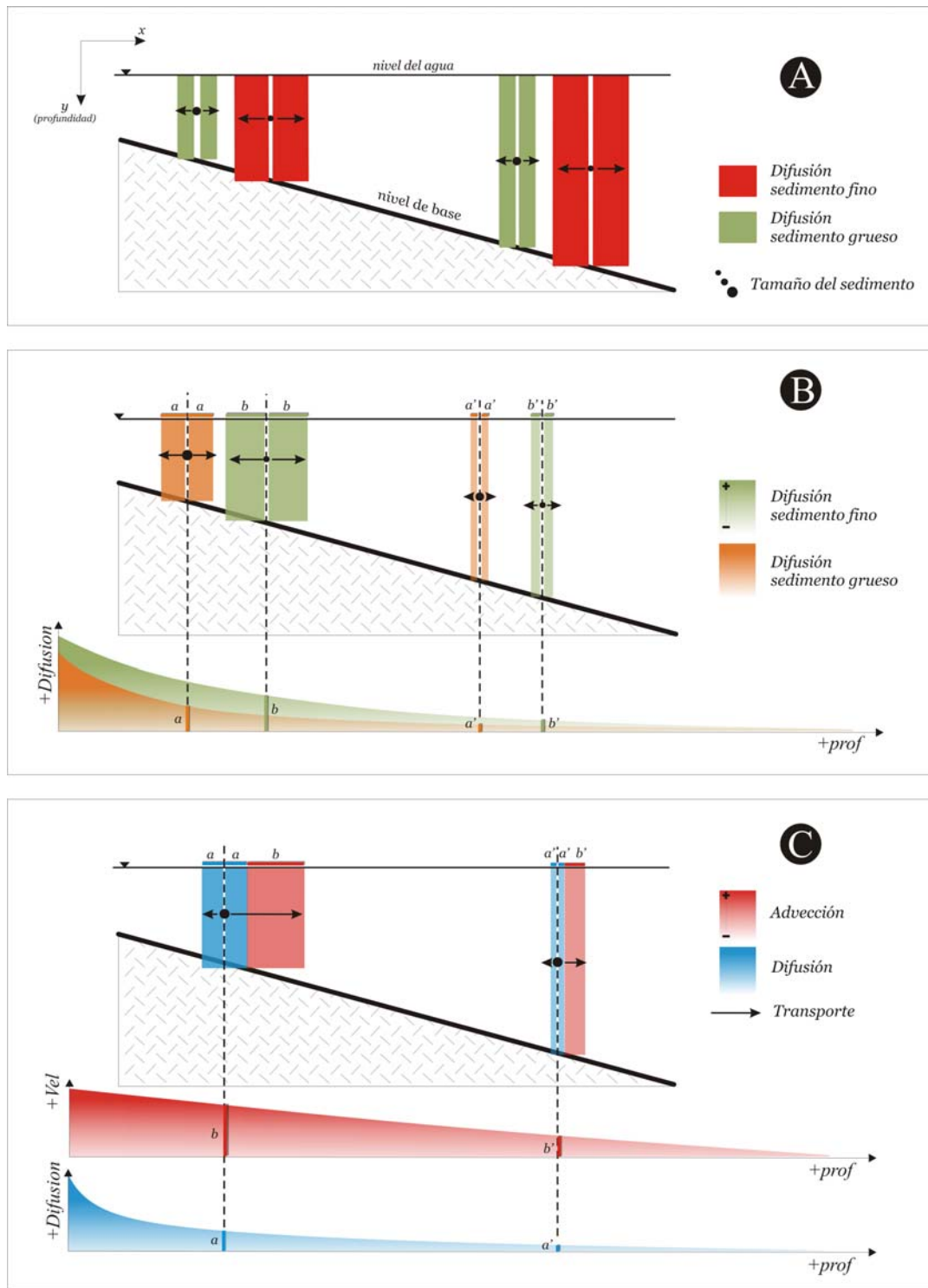


Figura 3.15.- Esquema del transporte de sedimento considerando: **A.** Un modelo puramente difusivo con un coeficiente de difusión constante en toda la cuenca que sólo depende del tamaño de grano. **B.** Un modelo también difusivo aunque con un coeficiente de difusión variable que disminuye gradualmente con el incremento de la profundidad (Kaufman *et al.*, 1991) y en función del tamaño de la partícula. **C.** Un modelo difusivo-advectivo en el que se incorpora una componente advectiva al transporte de sedimento en función de la velocidad del flujo. En este modelo la componente difusiva del transporte tampoco es constante y varía siguiendo los parámetros supuestos en el modelo B. Nótese como en este caso sólo se ha representado un tamaño de grano. Se considera que existe un flujo de izquierda a derecha. **a**, **a'**, **b** y **b'** representan la distancia recorrida por una partícula debido a las diferentes componentes del transporte consideradas.

Sketch of a sediment transport that considers: **A.** A purely diffusive model with a constant diffusion coefficient in all the basin that only depends on grain size diameter. **B.** A diffusive model with a depth-dependent diffusion coefficient (Kaufman *et al.*, 1991) and in function of diameter grain size. **C.** A diffusive-advective model that combines a depth-dependent diffusion coefficient (as in B case) and an advective transport component. Note that in C case only is represented one grain size. The fluid flow system is from left to right.

Para los dos experimentos, se parte de una cuenca con una profundidad inicial de 20 m y de unas dimensiones totales de 3000 x 1200 m que se ha discretizado en una malla de nodos formada por 16 columnas y 7 filas (figura 3.16), lo que significa una distancia entre nodos de 200 x 200 m. El tiempo total del experimento es de 1000 años, divididos en 10 intervalos de tiempo de 100 años cada uno. En ambos experimentos, la entrada del sedimento se localiza en el nodo 56 situado en la superficie del agua justo en el centro de la cuenca (coordenadas  $x=1400$  m e  $y=600$  m). Aunque, geológicamente, esta posición no tiene un sentido real, se ha considerado que de esta manera se puede observar la distribución del sedimento en todas las direcciones del espacio y, así, poder caracterizar mejor las diferencias existentes entre los dos experimentos.

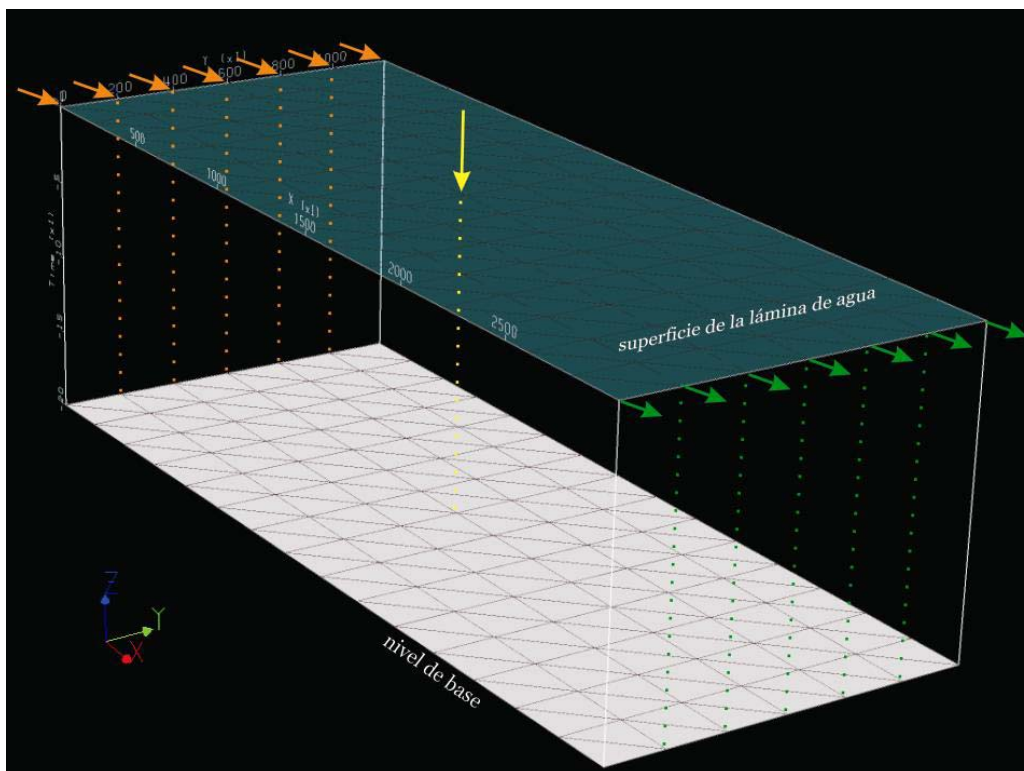


Figura 3.16.- Configuración inicial de la cuenca sedimentaria para los dos experimentos realizados. La escala vertical está exagerada 50 veces. La flecha amarilla indica el nodo de entrada del sedimento en la cuenca. Las flechas naranjas, los nodos de entrada del agua para el experimento que considera un transporte advectivo. Las flechas verdes señalan los nodos abiertos o de salida.

*Initial configuration of the two experiments carried out. Vertical exaggeration 50x. The yellow arrow indicates the inflow node only for sediment. Orange arrows and green arrows indicate the inflow and outflow boundary nodes for water respectively, only for the experiment that considers an advective transport.*

- **Experimento considerando un transporte por difusión pura**

En este experimento se han utilizado los siguientes parámetros específicos:

Tasa de entrada: **0,001** Tn/s  
 Coeficiente de difusión:  **$4,17 \cdot 10^{-5}$**  m<sup>2</sup>/s o **1318** m<sup>2</sup>/a  
 Coeficientes  $G_0$  y  $G_1$  para determinar el coeficiente de difusión (ecuación 3.11):  
 $G_0$ : **2000**  
 $G_1$ : **0,025**

Aplicando estos parámetros, se obtiene la geometría sedimentaria reflejada en la figura 3.17. Como se observa en dicha figura, la distribución del sedimento es radial desde el punto de entrada del sedimento con una distribución equitativa en las dos dimensiones del espacio X e Y que no permite determinar ninguna dirección de transporte preferente. La morfología del cuerpo sedimentario resultante es cónica con

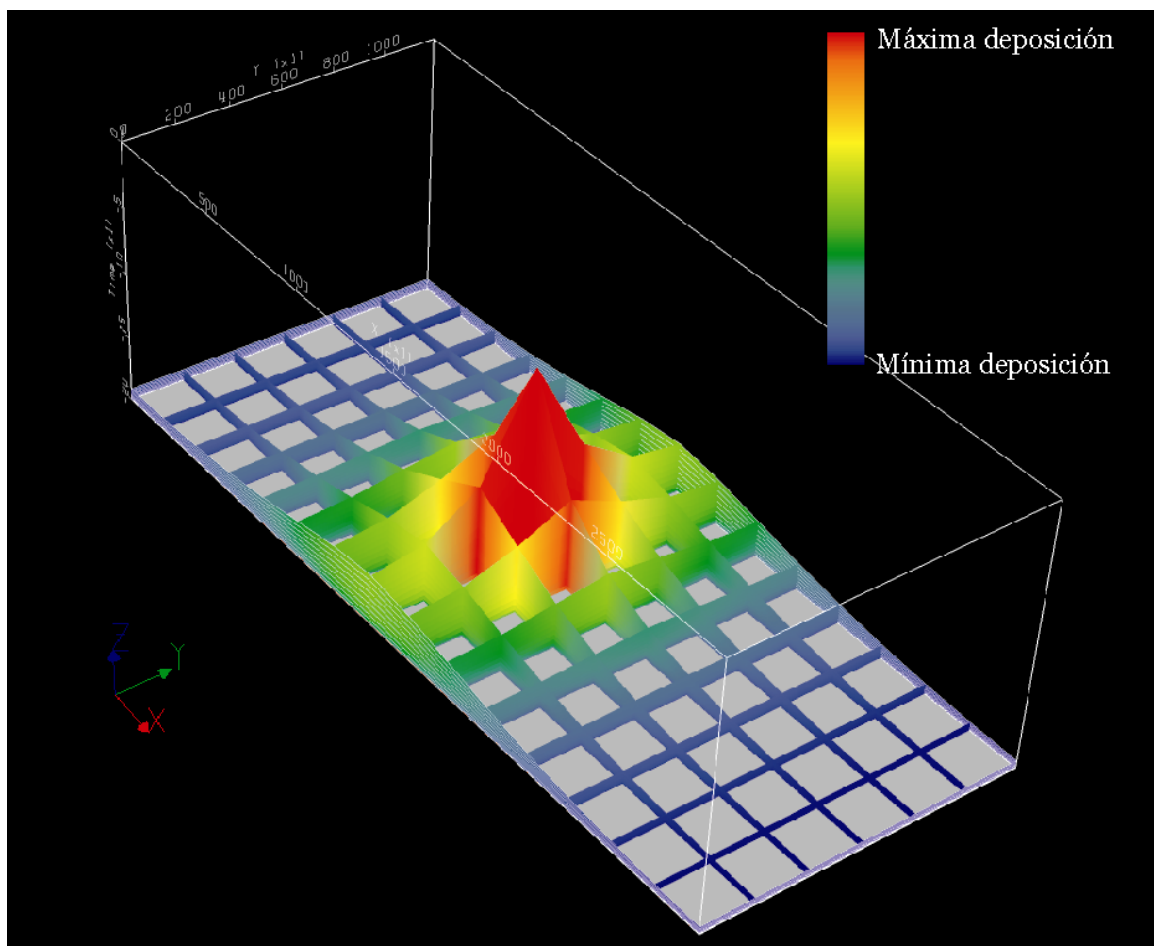


Figura 3.17.- Resultado del experimento considerando un transporte por difusión pura al cabo de 1000 años. La escala de color indica dónde se sitúa la máxima sedimentación.

Results for the first experiment considering only a diffusion transport at  $t=1000$  years. The colour scale shows where is the maximal sediment deposition.

un ángulo apical que aumenta con la profundidad. El valor de este ángulo está controlado por el coeficiente de difusión que se ha aplicado, obteniéndose ángulos menores si se considera un coeficiente menor y ángulos mayores si el coeficiente es mayor. Por lo tanto, el material quedará más cerca del punto de entrada si el coeficiente es bajo, y podrá llegar más lejos si el coeficiente es alto, aunque no cambiará la distribución radial observada.

- **Experimento considerando un transporte por advección, dispersión y difusión**

En este experimento que considera un transporte mayoritariamente advectivo, se han utilizado los siguientes parámetros específicos:

Tasa de entrada: **0,004** Tn/s

Flujo de entrada: **0,1** m<sup>3</sup>/s en todos los nodos del contorno izquierdo (véase figura 3.16) menos en los situados en las esquinas, donde el flujo es de **0,05** m<sup>3</sup>/s.

Contorno abierto: se define la salida del agua y sedimento del experimento en el contorno situado en el lado opuesto al de entrada (véase figura 3.16, flechas verdes) definiendo cada nodo con un potencial igual a cero.

Coeficiente de difusión: **9,18 · 10<sup>-10</sup>** m<sup>2</sup>/a

Coefficientes  $G_0$  y  $G_1$  para determinar el coeficiente de difusión (ecuación 3.11):

$G_0$ : **1,67 · 10<sup>-9</sup>**

$G_1$ : **0,1**

Dispersividad longitudinal y transversal: **200** m

Los resultados del experimento que se obtienen según estos parámetros pueden verse reflejados en la figura 3.18.

Como puede apreciarse, la distribución del sedimento también es radial desde el punto de entrada del sedimento aunque no equitativa en todas las direcciones. Desde la vertical del punto de entrada donde la acumulación es máxima, ésta disminuye radialmente pero lo hace de una forma más atenuada en la dirección y sentido del flujo del agua. Esta acumulación de sedimentos paralela al flujo responde a la componente advectiva del transporte de sedimento y será más marcada cuando esta componente sea más alta en comparación a las componentes difusiva y dispersiva del transporte. Éstas últimas generan la acumulación del sedimento en las otras direcciones (incluso en sentido opuesto al flujo) pero siempre comporta un volumen de sedimento inferior al que se sedimenta en el sentido y dirección donde también hay transporte por advección.

El sistema de flujo obtenido (figura 3.18-B) responde perfectamente a la deposición del sedimento, obteniéndose una velocidad del flujo mayor en las zonas donde existe una reducción de la profundidad de agua por la deposición del sedimento.



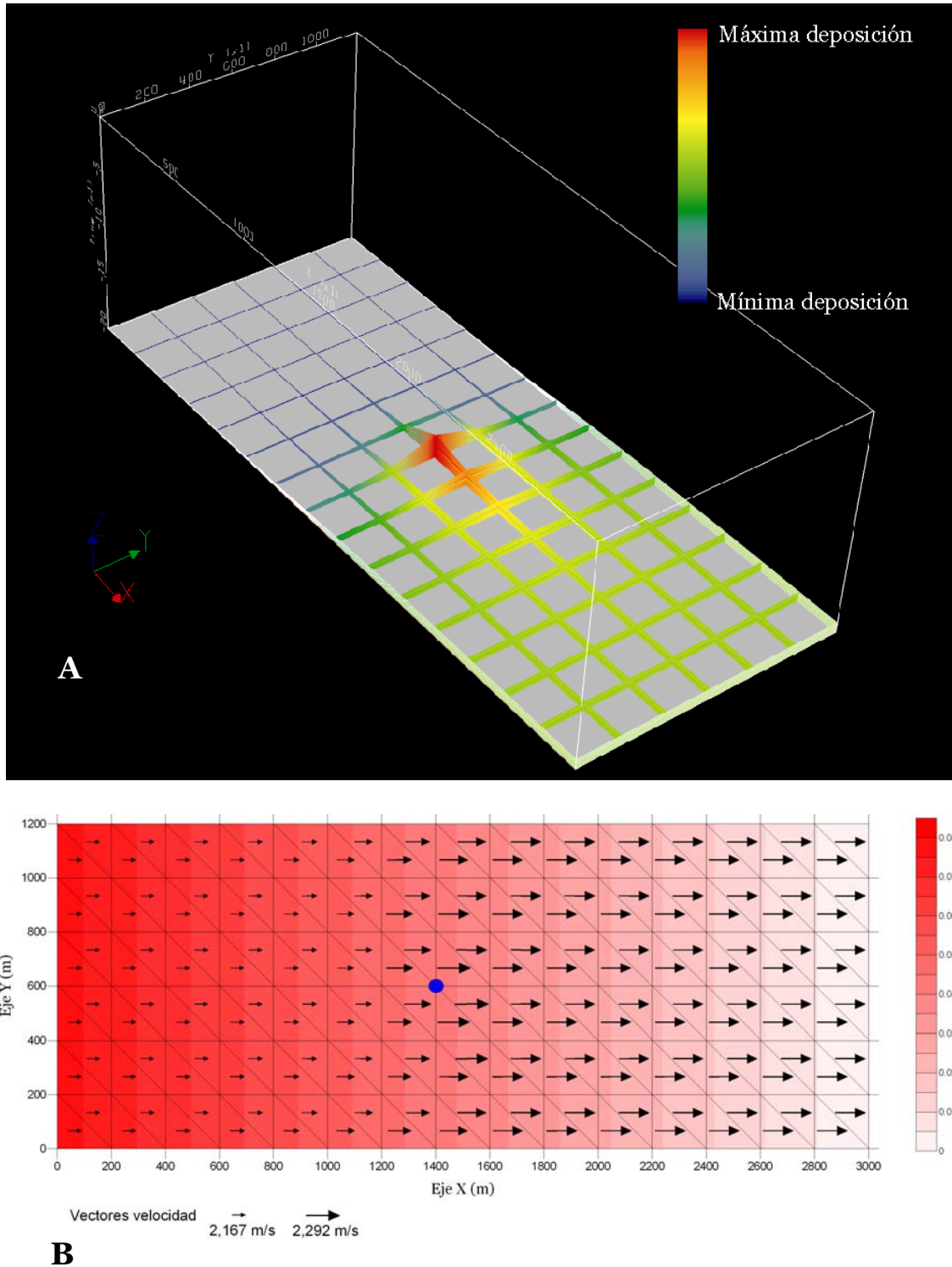


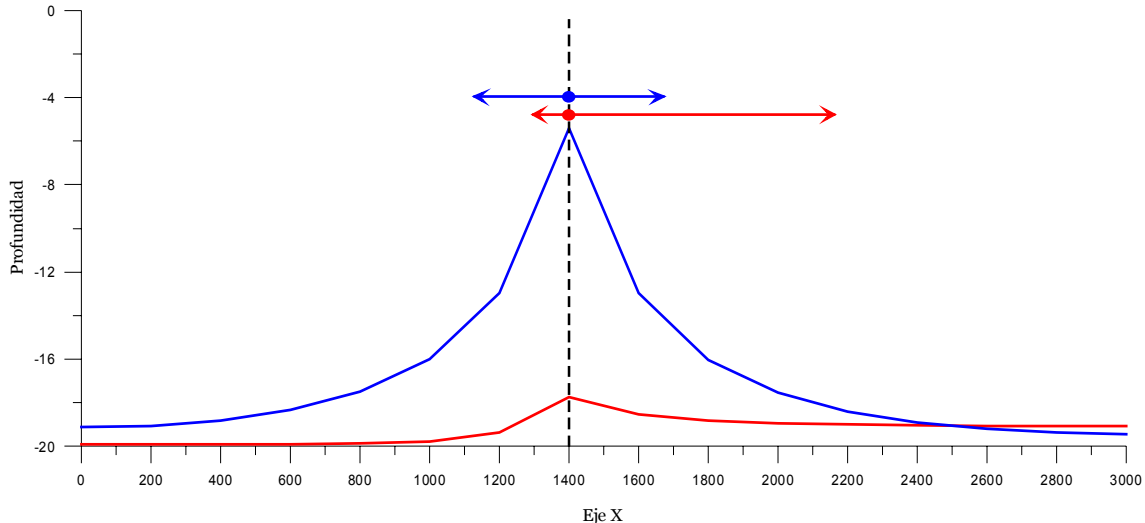
Figura 3.18.- **A.** Resultado del experimento considerando un transporte dominado por la advección al cabo de 1000 años. La escala de color indica dónde se sitúa la máxima deposición. **B.** Representación del sistema de flujo en el último paso de tiempo (1000 años) determinado a partir de la superficie potencial representada en la escala de color (valores en metros). El punto azul marca el nodo de entrada del sedimento.

*A. Results for the second experiment considering an advective-diffusive-dispersive transport at  $t=1000$  years. The colour scale shows where is the maximal sediment deposition. B. Flow velocity (black arrows) and potential surface (colored contour map, values in meters) at  $t=1000$  y. The blue dot shows the inflow sediment node.*

Cabe señalar que, en este experimento, el volumen de sedimento depositado es inferior al volumen depositado en el ejemplo anterior incluso utilizando una entrada de sedimento superior. Esto es debido al sistema de flujo presente y a los factores de control de la sedimentación del material que entra en la cuenca y que permiten que el sedimento viaje lejos y pueda salir del área considerada en el experimento.

### • Comentario de los resultados

Los dos experimentos realizados ponen de manifiesto que las geometrías sedimentarias obtenidas utilizando un transporte por difusión pura, o uno que también tiene en cuenta el transporte advectivo y dispersivo, son significativamente diferentes. Esta diferencia es máxima en la dirección del flujo (figura 3.19). Si se considera que el transporte se realiza por difusión (azul) el transporte y acumulación es simétrico en relación al punto de entrada del sedimento. Si se considera que el transporte se realiza por advección-difusión-dispersión (rojo) el transporte y sedimentación son claramente asimétricos siendo mucho mayores en el sentido de movimiento del flujo presente. Esta



*Figura 3.19.-* Corte paralelo a la dirección del flujo de agua (por lo tanto al eje de coordenadas X) representando los resultados de los dos experimentos y realizado en la coordenada Y=600 m. El flujo va de izquierda a derecha. La línea discontinua marca el nodo de entrada de sedimento y la magnitud de las flechas proporciona una idea de la relación volumétrica del sedimento transportado en ambos sentidos. Se ha representado la superficie correspondiente al último paso de tiempo. En azul, se representa el resultado del experimento considerando un transporte por difusión pura y en rojo, por advección-difusión-dispersión.

*Cross-section parallel to fluid flow system (X axis) in coordinate y=600 m of the two experiments with the surface corresponding at sediment-water interface at t=1000 y (diffusive transport in blue, advective-diffusive-dispersive transport in red). Fluid flow is from left to right. The broken line shows the position of the inflow sediment node. The magnitude of the arrows provide an idea of the sediment volume transported in each direction.*

diferencia es debida a la simplificación realizada considerando el transporte por un proceso puramente difusivo que obvia los procesos ligados a la presencia de un flujo en el sistema y que pueden llegar a ser determinantes cuando éste es dominante.

En estos casos donde el flujo genera un dominio del transporte advectivo, el transporte en sentido contrario al flujo sólo tiene sentido si se considera el transporte causado, por ejemplo, por acción de las olas (aunque este proceso queda bien representado en el término dispersivo). Aún así, el volumen de sedimento que va a ser transportado en dirección contraria será inferior al que puede ser transportado por el flujo presente si se considera que éste domina.

El transporte por procesos puramente difusivos sólo puede considerarse válido en los casos en que el término advectivo es despreciable y, por tanto, en situaciones en las que el transporte se realiza en todas las direcciones del espacio.

En estos casos, si se está considerando la simulación de procesos, el transporte por difusión pura sólo es aplicable para las partículas finas ya que, sin un flujo dominante, éstas son transportadas en función del gradiente de concentración existente. En cambio, no es aplicable para las partículas de tamaños mayores al depositarse éstas rápidamente según una trayectoria vertical y, por tanto, con un transporte difusivo despreciable o nulo. En este sentido cabe considerar que las partículas más gruesas principalmente se transportan por el flujo presente en la cuenca aunque difícilmente en suspensión debido a su velocidad de sedimentación muy alta. Esta característica del transporte de las partículas gruesas induce a que los modelos que consideran un transporte de la carga de fondo por difusión incluyan errores importantes en el cálculo del volumen de sedimento transportado en dirección contraria al flujo.

Finalmente, también hay que tener en cuenta que al simular el transporte de sedimento por procesos de difusión es difícil, por no decir imposible, tratar la sedimentación de diferentes tamaños de grano en función de la velocidad del flujo y de la velocidad de deposición de las diferentes partículas. Para solventar esta carencia, algunos modelos han incorporado coeficientes de difusión en función, principalmente del tamaño de grano (Grangeon y Joseph, 1999; Quiquerez *et al.*, 2000; Euzen *et al.*, 2004), pero el volumen de sedimento que se deposita de cada uno de ellos sólo viene controlado por leyes empíricas sin tener en cuenta los procesos y, por lo tanto, sin un sentido real.