

Ciencias Marinas

Universidad Autónoma de Baja California

cmarinas@uabc.mx, cmarinas@bahia.ens.uabc.mx

ISSN (Versión impresa): 0185-3880

MÉXICO

2005

J. Vidal / B. Tejedor / O. Álvarez / P. Martín

DETERMINACIÓN EXPERIMENTAL DE LOS PARÁMETROS DE EROSIÓN-
DEPOSITACIÓN Y SU APLICACIÓN A UN CASO REAL: EL CANAL DE MAREA DE
SANCTI PETRI

Ciencias Marinas, septiembre, año/vol. 31, número 003

Universidad Autónoma de Baja California

Ensenada, México

pp. 577-584

Nota de Investigación/Research Note

Determinación experimental de los parámetros de erosión-depositación y su aplicación a un caso real:
El canal de marea de Sancti Petri

Experimental determination of erosion/deposition parameters and their application to a real case:
The Sancti Petri Channel

J. Vidal*
B. Tejedor
O. Álvarez
P. Martín

Departamento de Física Aplicada
Universidad de Cádiz
Polígono del Río San Pedro s/n
Puerto Real, Cádiz, España
* E-mail: Juan.vidal@uca.es

Recibido en julio de 2004; aceptado en febrero de 2005

Resumen

El material del fondo y márgenes de canales de mareas muy someros puede ser erosionado por efecto de las corrientes, lo que origina la aparición de sedimento en suspensión que puede ser transportado por las masas de aguas. El problema del transporte de sedimentos en estos sistemas puede abordarse a partir de la ecuación del transporte, en la que el flujo de partículas se parametriza como una función de las características del sedimento y del propio flujo. Sin embargo, estos parámetros resultan muy complejos cuando los canales están constituidos por materiales cohesivos. En este trabajo se propone un procedimiento basado en la determinación experimental de los parámetros de los que dependen los términos de erosión y depositación, válido para materiales cohesivos y no cohesivos, que es aplicable a los sistemas donde el sedimento en suspensión procede mayoritariamente de los procesos de erosión-depositación de sus cauces. Su aplicación al sistema intermareal del Caño de Sancti Petri nos permite, a partir de registros simultáneos de velocidades de la corriente y concentraciones de sedimento en suspensión, calcular las velocidades críticas de erosión y depositación para un canal de marea formado por materiales cohesivos. El Caño de Sancti Petri es un canal de marea que se extiende desde el saco interno de la Bahía de Cádiz hasta su desembocadura en el Océano Atlántico. Con una longitud de 17 km, presenta una zona central de mayor profundidad, flanqueada por amplias zonas fangosas y en las que las corrientes, asociadas a la marea, alcanzan grandes intensidades.

Palabras clave: canal de marea, erosión y depositación

Abstract

Material from the bottom and banks of very shallow channels can be eroded due to current effects, producing suspended sediments that are transported by water movement. The problem with sediment transport in these systems can be dealt with using the transport equation, where the particle flow is calculated as a function of the sediment characteristics and of the flow itself. However, the parameters are complicated when the channels consist of cohesive matter. In this paper, a procedure based on the experimental determination of the parameters is proposed in which the erosion and deposit terms are valid for cohesive and non-cohesive silt. This method can be applied to those systems where suspended sediments originate mainly from the erosion and deposition of spring sources. The application of this method to the Sancti Petri Channel allows us, based on simultaneous recordings of current speed and concentration of sediments in suspension, to calculate the critical velocity for this system, which is formed by cohesive matter. The Sancti Petri tidal system is an inflow-outflow channel that extends from the inner zone of Cadiz Bay to the outlet to the Atlantic Ocean. It is approximately 17 km long and has a deep central zone, fringed with ample muddy areas, where the currents associated with tides reach high intensities.

Key words: tidal channel, erosion/deposition.

Introducción

Diversos autores (ver revisión por García y Parker, 1991) han propuesto distintas parametrizaciones para determinar el flujo de partículas, como función de las características del sedimento y del propio flujo, lo que permite abordar el estudio del transporte de material en suspensión a partir de modelos hidrodinámicos y sedimentarios (Cunge *et al.*, 1980). Sin embargo, en la mayoría de ellos se consideran materiales no cohesivos con diámetro de partícula superior a 63 micras. Para este tipo de sedimento, las partículas pueden ser definidas en función de su densidad, diámetro y forma, lo que permite definir, con cierto grado de incertidumbre, la velocidad de depositación de las mismas y los procesos de erosión y transporte (Teisson, 1991). Por el contrario, para materiales cohesivos ($d < 63 \mu$) los parámetros de control para el sedimento dependen de muchas más propiedades, tanto características de las partículas (composición mineralógica, contenido orgánico, etc.) como del agua del medio en que se encuentran (temperatura, pH, etc.). Por tanto, para este tipo de sedimento, los términos correspondientes a erosión y depositación del material en suspensión necesarios para el cálculo del flujo de partículas resultan mucho más complejos de parametrizar. El método propuesto, que es válido cuando las variaciones temporales de la concentración de sedimento son mayores que los procesos advectivos, permite la determinación experimental de estos parámetros a partir de la medida simultánea de velocidades de la corriente y de las concentraciones de sedimento en suspensión en el agua de mar.

Consideraciones teóricas previas

El problema del transporte de sedimentos puede ser abordado a partir de la ecuación del transporte (ecuación 1). La concentración c representa en este caso el volumen de sedimento en suspensión respecto al volumen total de la mezcla, expresado en partes por millón (ppm) o miligramos por litro (mg L^{-1}).

El principio de conservación de la masa para sedimento en suspensión en un fluido puede ser expresado por la ecuación del transporte:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial uc}{\partial x} + \frac{\partial vc}{\partial y} + \frac{\partial wc}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(w_s c + K \frac{\partial c}{\alpha_c \partial z} \right) \quad (1)$$

donde w_s es la velocidad de depositación de partículas en suspensión, α_c es el número turbulento de Schmidt (~ 1) (Jobson y Sayre, 1970) y $K = k u^*$ (Van Rijn, 1984), siendo $k = 0.4$ la constante de Von Karman y u^* la velocidad de fricción.

Las condiciones de contorno imponen en la superficie libre $z = h + \xi$ (donde h es la profundidad de flujo y ξ es la sobre elevación de marea).

$$\left(w_s c + K \frac{\partial c}{\alpha_c \partial z} \right) = 0 \quad (2)$$

Introduction

Diverse authors (see review by García and Parker, 1991) have proposed different empirical equations to determine deposition and erosion rates in terms of the sediment characteristics and of the flow itself, allowing the study of the transport of suspended material from the hydrodynamic tidal and sediment model (Cunge *et al.*, 1980). In most of them, however, non-cohesive materials with particle diameter greater than $63 \mu\text{m}$ are considered. For this type of sediment, a particle can be defined by its density, diameter and shape, and it is possible to determine the fall velocity and the processes of erosion and sedimentation, with certain uncertainty (Teisson, 1991). On the contrary, for cohesive materials ($d < 63 \mu\text{m}$), the governing parameters depend on many more properties of both the particles (mineralogical composition, organic content, etc.) and the seawater (temperature, pH, etc.). Therefore, for this type of sediment, the erosion and deposition terms of the material in suspension that are necessary for estimating the source-sink term are more complex to calculate. The method proposed, which is valid when the temporary variations of the sediment concentration are greater than the advective processes, permits the experimental determination of these parameters from the simultaneous measurements of current velocities and concentrations of suspended sediment in seawater.

Prior theoretical considerations

The problem of the transportation of sediments can be dealt with using the transport equation (equation 1). Concentration c represents, in this case, the volume of sediment in suspension with respect to the total volume of the mixture, expressed in parts per million (ppm) or milligrams per litre (mg L^{-1}).

The principle of conservation of the mass for suspended sediments in a fluid can be expressed by the transport equation:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial uc}{\partial x} + \frac{\partial vc}{\partial y} + \frac{\partial wc}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(w_s c + K \frac{\partial c}{\alpha_c \partial z} \right) \quad (1)$$

where w_s is the settling velocity, α_c the Schmidt number (~ 1) (Jobson and Sayre, 1970) and $K = k u^*$ (Van Rijn, 1984), where u^* is the shear velocity and $k = 0.4$ is the Von Karman coefficient, depending on sediment composition.

On the free surface, $z = h + \xi$ (where h is the flow depth and ξ is the tidal elevation), since no sediment can cross that boundary, the surface boundary condition describes the equality of deposition and suspension.

$$\left(w_s c + K \frac{\partial c}{\alpha_c \partial z} \right) = 0 \quad (2)$$

On the bottom boundaries, the mass exchange of suspended sediment with the bottom is accounted for by the erosion/deposition flux, E_a , considered a source or sink term for the layer close to the bottom ($z = z_a$)

donde el flujo de sedimento es nulo. La condición de contorno de fondo, definida en el borde superior de la capa mixta de fluido-medio acuoso ($z = z_a$), donde se mide la velocidad crítica u^* , y a partir de la cual las características hidrodinámica ya no permiten considerarla como el fluido superior, se obtiene como

$$\left(w_s c + K \frac{\partial c}{\alpha_c \partial z} \right) = E_a \quad (3)$$

siendo E_a el flujo de partículas en suspensión en el límite superior de la carga por fondo ($z = z_a$).

Definiendo una concentración promediada en la vertical \bar{c} como:

$$\bar{c} = \frac{1}{h + \xi - z_a} \int_{z_a}^{h + \xi} c dz \quad (4)$$

la ecuación (1) se puede expresar en términos de la concentración \bar{c} , integrando en la vertical cada uno de los términos de esta ecuación (5), obteniéndose:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} = \frac{E_a}{h + \xi - z_a} \quad (5)$$

en donde \bar{u} y \bar{v} son las componentes de la velocidad promediadas verticalmente.

Como $z_a \ll h + \xi$ la ecuación anterior puede expresarse como:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} = -\frac{E_a}{H} \quad (6)$$

donde $H = h + \xi$. Esta ecuación se completa con las siguientes condiciones de contorno: en el contorno sólido el flujo normal al mismo es nulo y en el contorno abierto debe conocerse el valor de la concentración media o el del flujo a través del mismo.

Determinación de los parámetros de erosión-depositación

A partir de la ecuación del transporte, si admitimos la simplificación de que el término de la variación de la concentración del sedimento con el tiempo es mucho mayor que los correspondientes a la difusión y el transporte advectivo, la ecuación (6) queda como:

$$H \frac{\partial \bar{c}}{\partial t} \cong E - D \quad (7)$$

donde E y D son los términos de velocidad de erosión y deposición respectivamente, de cuya diferencia se obtiene el flujo de partículas.

$$\left(w_s c + K \frac{\partial c}{\alpha_c \partial z} \right) = E_a \quad (3)$$

A concentration averaged vertical can be defined from the integration of c over depth.

$$\bar{c} = \frac{1}{h + \xi - z_a} \int_{z_a}^{h + \xi} c dz \quad (4)$$

Equation (1) can be expressed in terms of a depth-integrated concentration, \bar{c} , integrating in the vertical each one of the terms of equation (5):

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} = \frac{E_a}{h + \xi - z_a} \quad (5)$$

where \bar{u} and \bar{v} are the depth-integrated components of flow velocity.

If we assume $z_a \ll (h + \xi)$, the equation can be written concisely as:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} = -\frac{E_a}{H} \quad (6)$$

where $H = h + \xi$. The equation is completed by appropriate boundary conditions: in the open lateral boundaries the suspended sediment distributions are usually assumed known and in the solid lateral boundaries the zero normal flux condition is applied.

Determination of deposition/erosion parameters

From the sediment transport equation, if we admit that the variation of the concentration of the sediment with time is much greater than the variations due to the diffusion and advective currents, equation 6 can be simplified by:

$$H \frac{\partial \bar{c}}{\partial t} \cong E - D \quad (7)$$

where E and D are the suspension and deposition rates, respectively, near the bed (mass per unit area per time). The difference $D - E$ gives the rate of bed level variation with time.

As is known, it is possible to determine the velocity of erosion in terms of the shear or the friction velocity (Krone, 1962) using:

$$E = \begin{cases} \alpha \left(\frac{\tau_0}{\tau_e} - 1 \right) & \tau_0 > \tau_e \\ 0 & \tau_0 < \tau_e \end{cases} \quad (8)$$

where $\tau_0 = \rho \times u^{*2}$ is the bed shear stress, u^* is the shear velocity of the flow and τ_e is the critical shear stress for the erosion,

Como es conocido, es posible determinar la velocidad de erosión E como flujo de masa por unidad de área y tiempo, en función de las tensiones o velocidades de fricción (Krone, 1962), mediante la expresión:

$$E = \begin{cases} \alpha \left(\frac{\tau_0}{\tau_e} - 1 \right) & \tau_0 > \tau_e \\ 0 & \tau_0 \leq \tau_e \end{cases} \quad (8)$$

siendo $\tau_0 = \rho \times u^{*2}$ la tensión de corte originada por la corriente y u_* la velocidad de fricción. A partir de la tensión de corte podemos definir una tensión crítica para la erosión dada por

$$\tau_e = \rho \times u_{*e}^2 \quad (9)$$

donde u_{*e} es una velocidad crítica limitativa para que se produzca la erosión.

Análogamente, definimos el flujo de partículas para la depositación como

$$D = \begin{cases} C \times w_s \left(1 - \frac{\tau_0}{\tau_d} \right) & \tau_0 > \tau_d \\ 0 & \tau_0 \leq \tau_d \end{cases} \quad (10)$$

en donde

$$\tau_d = \rho \times u_{*d}^2 \quad (11)$$

es la tensión de corte crítica para que se produzca la sedimentación del material en suspensión y u_{*d} define la velocidad crítica limitativa para la depositación.

Substituyendo las ecuaciones (9) y (11) dentro de los términos de erosión y depositación se obtiene:

$$E = \begin{cases} \frac{\alpha}{u_{*e}^2} (u_*^2 - u_{*e}^2) & \text{if } u_*^2 > u_{*e}^2 \\ 0 & \text{if } u_*^2 \leq u_{*e}^2 \end{cases} \quad (12)$$

$$D = \begin{cases} \frac{w_s C}{u_{*d}^2} (u_{*d}^2 - u_*^2) & \text{if } u_{*d}^2 > u_*^2 \\ 0 & \text{if } u_{*d}^2 \leq u_*^2 \end{cases}$$

y en donde admitimos que la velocidad de fricción se puede obtener como una función cuadrática de la velocidad del fluido y dependiente de la constante de fricción por fondo,

$$u_*^2 = C_D u^2 \quad (13)$$

which is given as

$$\tau_e = \rho \times u_{*e}^2 \quad (9)$$

where u_{*e} is the critical velocity for the erosion.

Analogously to the term of deposition:

$$D = \begin{cases} C \times w_s \left(1 - \frac{\tau_0}{\tau_d} \right) & \tau_0 > \tau_d \\ 0 & \tau_0 \leq \tau_d \end{cases} \quad (10)$$

$$\tau_d = \rho \times u_{*d}^2 \quad (11)$$

where τ_d is the critical shear stress for the deposition and u_{*d} is the critical velocity for the sedimentation.

Substituting equations (9) and (11) inside the terms of erosion and deposition, we obtain:

$$E = \begin{cases} \frac{\alpha}{u_{*e}^2} (u_*^2 - u_{*e}^2) & \text{if } u_*^2 > u_{*e}^2 \\ 0 & \text{if } u_*^2 \leq u_{*e}^2 \end{cases} \quad (12)$$

$$D = \begin{cases} \frac{w_s C}{u_{*d}^2} (u_{*d}^2 - u_*^2) & \text{if } u_{*d}^2 > u_*^2 \\ 0 & \text{if } u_{*d}^2 \leq u_*^2 \end{cases}$$

where we admit that the shear velocity can be obtained like a function that depends on flow velocity and a constant one of friction C_d by

$$u_*^2 = C_D u^2 \quad (13)$$

These terms of erosion and deposition depend on a critical velocity of erosion and deposition, respectively, so that when the velocity of friction is greater than this critical value of erosion, the suspension of the sediment is produced, whereas if the velocity falls under the critical value of deposition, the phenomenon that occurs is the deposition of the material in suspension. We should, however, indicate a difference between the term of erosion and that of deposition. The former is a function dependent on the square of the velocity of friction, while the second depends on the concentration of sediment and this can vary for other processes (diffusion and advection). Nevertheless, if we admit that the variation of the concentration of the sediment with time is much greater than the variations due to the diffusion and advective currents, an average concentration can be admitted C and a linear function can thus be obtained.

Estos términos de erosión y depositación dependen de una velocidad crítica de erosión y depositación, respectivamente, de forma que cuando la velocidad de fricción supera ese valor crítico de erosión se produce la resuspensión del sedimento y si la velocidad, por el contrario, cae por debajo del valor crítico de depositación, el fenómeno que ocurre es la depositación del material en suspensión. Sin embargo, debemos advertir una diferencia entre el término representativo de la erosión y el de depositación. El primero se trata de una función lineal dependiente del cuadrado de la velocidad de fricción, mientras que el segundo depende, asimismo, de la concentración de sedimento, y esta concentración puede variar por otros procesos (difusión y advección). No obstante, bajo la hipótesis de que la variación de la concentración del sedimento con el tiempo es mucho mayor que las correspondientes a la difusión y transporte advectivo, lo que sería equivalente a trabajar a escalas temporales elevadas, se puede admitir una concentración media de sedimento en suspensión C y de esta forma obtener una función lineal de esta expresión.

En lugar de calcular cada uno de los parámetros de los que dependen los valores de E y D (12), se propone obtener una estima de los mismos a partir de la ecuación simplificada (7). Así, si representamos la variación de la concentración del sedimento con el tiempo, multiplicada por la profundidad total, frente a la velocidad de fricción al cuadrado, obtenemos que los valores experimentales se pueden ajustar según la figura 1.

En la figura 1 se aprecian tres rectas:

- Una primera recta, donde las variaciones con el tiempo de la concentración de sedimento en suspensión son negativas (disminuye la concentración) hasta una cierta velocidad de fricción al cuadrado. Dicha velocidad se puede admitir que coincidirá con el cuadrado de la velocidad crítica de depositación. La pendiente de esta recta proporciona una estima del valor de $\frac{W_s C}{u_{*d}^2}$.
- Una segunda recta, con pendiente nula, donde las variaciones con el tiempo de la concentración serán nulas, aunque la concentración no lo sea.
- Una tercera, a partir de otra velocidad de fricción al cuadrado, que coincidirá con la velocidad crítica de erosión, donde las variaciones con el tiempo de la concentración son positivas (aumenta la concentración). En este caso, la pendiente de esta recta está dada por $\frac{\alpha}{u_{*e}^2}$.

En cada estación, a partir de los datos experimentales (medidas de concentración del sedimento en suspensión y velocidades de la corriente), es posible obtener tres rectas de mejor ajuste de la variación de la concentración sedimento con el tiempo frente a la velocidad de fricción, lo que permite calcular los parámetros sedimentarios α , u_{*d} , u_{*e} y W_s .

Instead of calculating each one of the parameters that the values of E and D depend on (equation 12), an estimation of them is proposed from the simplified equation (7). Hence, if we represent the variation of the concentration of the sediment with time, multiplied by the total depth, set against the velocity of friction, the experimental values can fit according to figure 1.

In figure 1, three linear fits are observed:

- The first represents the points where the variations with time of the concentration of suspended sediment are negative to a certain value, which it can be admitted will coincide with the square of the critical velocity of deposition. The slope provides an estimation of the value of $\frac{W_s C}{u_{*d}^2}$.
- The second has null slope and the variations with time of the concentration are not significant.
- The third represents the points where the variations with time of the concentration of suspended sediment are positive. This line is secant to the previous one, from another value that we admit coinciding with the critical velocity of the erosion. In this case, the slope represents $\frac{\alpha}{u_{*e}^2}$.

For each sampling station, from experimental data of speed and suspended sediment concentration, three linear fits can be obtained. These fits allow to calculate the parameters α , u_{*d} , u_{*e} and W_s .

Application to a real case

Cádiz Bay is located on the southwest coast of Spain (36°20'–36°40' N, 6°30' W) and constitutes a terrestrial/maritime space dominated by low coastal zones with beaches

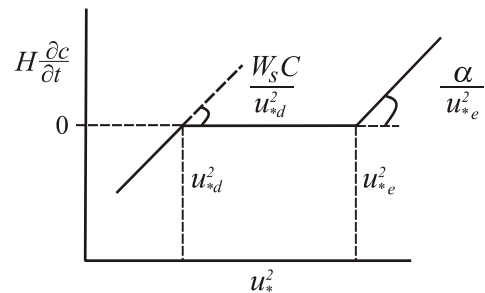


Figura 1. Rectas de ajuste para el cálculo de los parámetros de erosión y depositación.

Figure 1. Linear fits for the calculation of the erosion and deposition parameters.

Aplicación a un caso real

Enclavada al suroeste de la provincia de Cádiz, la Bahía de Cádiz se sitúa entre los 36°20' y 36°40' de latitud Norte y los 6°30' longitud Oeste, constituyendo un espacio marítimo-terrestre donde dominan las zonas costeras bajas con playas y marismas (fig. 2). Al sur de la Bahía de Cádiz se encuentra el Caño de Sancti Petri, un canal de marea que se extiende desde el saco interno de la bahía hasta su desembocadura en el Océano Atlántico. Tiene una longitud aproximada de 17 km y se conecta con numerosos caños menores que comunican zonas de marismas y explotaciones salinas. Las características batimétricas del caño más significativas son una zona central de mayor profundidad, flanqueada por amplias zonas fangosas, de escasa inclinación y carentes de vegetación, que se cubren con la pleamar y quedan al descubierto con la bajamar.

La marea en el Caño de Sancti Petri es semidiurna con una amplitud de 1.70 m en mareas vivas y 0.65 m en mareas muertas. Las componentes de marea más importantes son la M2 y S2. En el extremo sur del canal sus amplitudes son 0.98 y 0.34 m, respectivamente, y ambas se amplifican a lo largo del canal desde la desembocadura más al sur (estación de Sancti Petri) hasta su extremo más septentrional, junto a la estación de La Carraca. Las corrientes de agua en estos caños corresponden principalmente a corrientes de mareas (Vidal, 2002) con velocidades medias de 0.50 m s⁻¹.

Durante un ciclo de marea se midieron datos de concentración de sedimento en suspensión simultáneamente con la velocidad de la corriente en dos puntos situados dentro del Caño de Sancti Petri: Gallineras, a 6 km de la desembocadura septentrional, y La Carraca, junto a la desembocadura meridional del canal. En la figura 3 se representa el módulo de la velocidad y la concentración de sedimento en las dos estaciones. Con los datos experimentales de velocidades y concentraciones de sedimento en suspensión fue posible determinar estos parámetros según el procedimiento propuesto (figs. 4, 5). A partir de estos valores experimentales calculamos un valor medio para todo el caño (tabla 1).

Partiendo de la velocidad de depositación de las partículas y la velocidad crítica que se obtuvieron experimentalmente, y basado en la curva empírica presentada por Inman (1963) se puede asociar un tamaño de grano del sedimento. Este corresponde a un grano medio de 50 µm de tamaño que se encuentra en el rango que define el material cohesivo, lo que coincide con las características granulométricas de la zona descritas por otros autores (Gutiérrez *et al.*, 1996).

Conclusiones

En este trabajo se ha descrito un método sencillo que permite, a partir de registros simultáneos de medidas de corrientes y concentraciones de sedimento en suspensión, obtener los parámetros de erosión-depositación en el proceso de simulación del transporte de sedimento y su aplicación al Caño

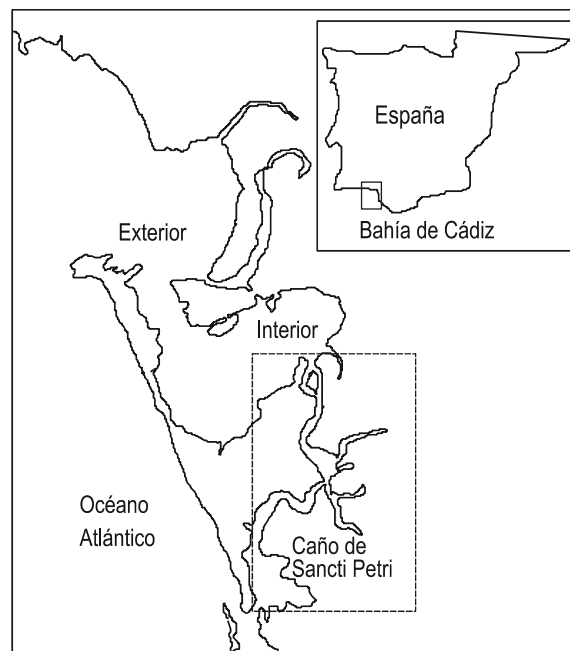


Figura 2. Localización geográfica de la Bahía de Cádiz y el Caño Sancti Petri.
Figure 2. Geographic location of Cadiz Bay and the Sancti Petri Channel.

and marshes (fig. 2). The Sancti Petri Channel is located to the south of the bay. This tidal channel is an inflow-outflow system that extends from the inner zone of Cadiz Bay to the outlet to the Atlantic Ocean. It is 16 km long and connects with a number of secondary channels which, in turn, supply a vast tidal flat area.

The most important bathymetric characteristics are a central zone of greater depth, flanked by extensive muddy zones of scant inclination and lacking vegetation, which are covered at high tide and exposed at low tide.

The tide in the Sancti Petri Channel is semidiurnal, with an amplitude of about 1.70 m during spring tides and 0.65 m during neap tides. The most important tidal components are M2 and S2. At the mouth their amplitudes are 0.98 and 0.34 m, respectively, both being amplified inside the estuary, from the southern end (Sancti Petri station) to the northern end, next to La Carraca station. The flow is mainly tidally driven (Vidal, 2002), with mean values of 0.50 m s⁻¹.

During a tidal cycle, suspended sediment concentrations were measured at two sites within the Sancti Petri Channel: Gallineras, 6 km from the northern estuary, and La Carraca, next to the southern estuary of the channel. The data were recorded simultaneously to the current velocity measurements. Figure 3 shows the module of the velocity and the concentration of sediment at the two stations. With these experimental velocity and suspended sediment concentration data it was possible to determine these parameters according to the procedure proposed (figs. 4, 5). From these experimental values a mean value for all the channel was calculated (tabla 1).

Based on the experimentally-obtained velocity of particle deposition and the critical velocity, and using the empirical

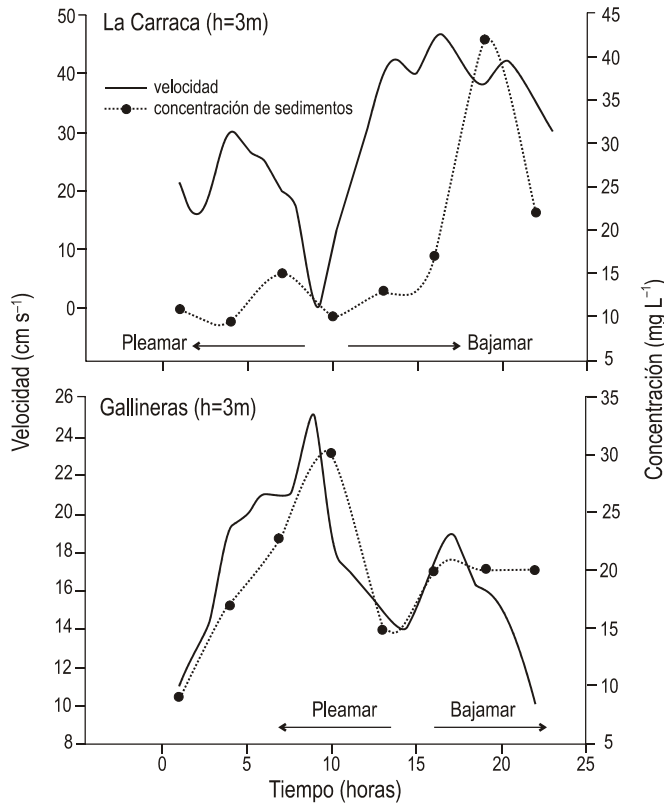


Figura 3. Representación de los datos de velocidad y concentración del sedimento en Gallineras y La Carraca.
 Figure 3. Representation of the velocity and sediment data for Gallineras and La Carraca.

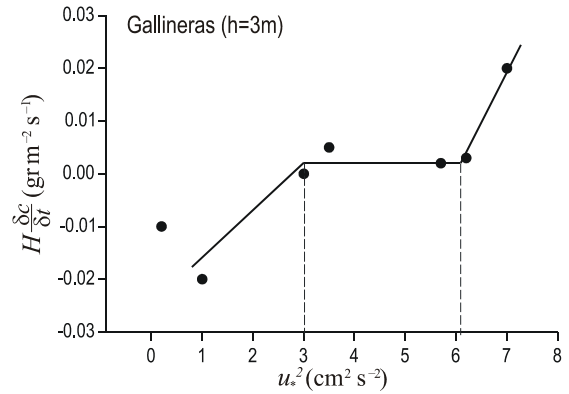


Figura 4. Curvas de ajuste de parámetros en Gallineras.
 Figure 4. Parameter fit curves for Gallineras.

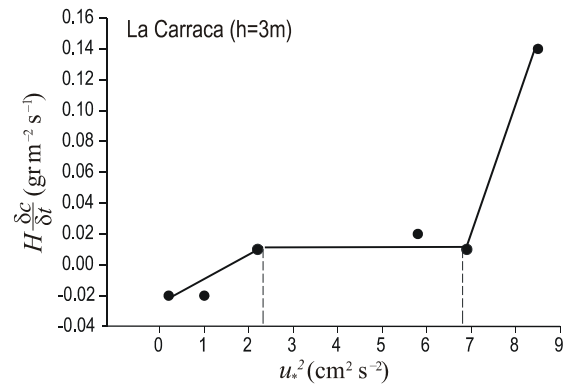


Figura 5. Curvas de ajuste de parámetros en Carraca.
 Figure 5. Parameter fit curves for La Carraca.

Tabla 1. Valores de los parámetros de erosión depositación obtenidos experimentalmente en el Canal de Sancti Petri.
 Table 1. Erosion/deposition parameters obtained experimentally for the Sancti Petri Channel.

	$u_*^2 * e$ ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$)	$u_*^2 * d$ ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$)	α (m s^{-1})	W_s (cm s^{-1})
Carraca	6.9	2.4	1.1×10^{-7}	0.15
Gallineras	6.0	3.0	4.0×10^{-8}	0.13
V medio	6.5	2.7	7.5×10^{-8}	0.14

de Sancti Petri. Este método resuelve estos parámetros para materiales cohesivos y no cohesivos, lo que simplifica el estudio del transporte en sistemas donde el aporte fundamental de sedimentos sea debido a la resuspensión de material del lecho marino. Su aplicación a un caso real, el Caño de Sancti Petri, permite obtener valores aproximados aun con datos escasos. Estos valores resultan de gran utilidad para realizar simulaciones numéricas, ya que constituyen valores de partida para desarrollarlas y que pueden ajustarse posteriormente en los procesos de validación.

curve presented by Inman (1963), a sediment grain size can be identified. This approximate value corresponds to a medium grain size of $50 \mu\text{m}$, indicating that the material corresponds to the cohesive type, which coincides with the characteristic grain size of the area (Gutiérrez *et al.*, 1996).

Concluding remarks

In this paper a simple method has been described with which it is possible, based on simultaneous registrations of current measurements and concentrations of suspended sediments, to obtain the necessary parameters for the calculation of the erosion and deposition rates. This method resolves these parameters for non-cohesive and cohesive materials, which simplifies the study of transportation in systems where the main contribution of sediments is due to the suspension of material from the marine bed. Its application to a real case, the Sancti Petri Channel, allows approximate values to be obtained, even with few data. These values are very useful to carry out numerical simulations, since they constitute departure values for the numerical models.

English translation by the authors.

Referencias

- Cunge, J.A., Holly, F. and Verwey, A. (1980). *Practical Aspect of Computational River Hydraulics*. Pitman Publishing. London 420 pp.
- García, M. and Parker, G. (1991). Entrainment of bed sediment into suspension. *J. Hydraul. Eng.*, 117: 414–435.
- Gutiérrez, J.M., Achab, M. y Parrado, J. (1996). Distribución de las facies recientes en los fondos de la Bahía de Cádiz. *Geogaceta*, 21: 155–157.
- Inman, D.L. (1963). Sediment: Physical properties and mechanics of sedimentation. In: F.P. Shepard (ed.), *Submarine Geology*. Harper International, New York, pp. 101–151.
- Jobson, H.E. and Sayre, W.W. (1970). Vertical transfer in open channel flow. *American Society of Civil Engineers Proceedings*, v. 96, no. HY73, pp. 703–724.
- Teisson, C. (1991). Cohesive suspended sediment transport: Feasibility and limitations of numerical modelling. *J. Hydraul. Res.*, 29(6): 755–769.
- Krone, R.B. (1962). Flume studies of the transport of sediment in estuarine shoaling processes. Tech. Rep. Hydraulic Engineering Lab., University of California.
- Van Rijn, L.C. (1984). Sediment transport. Part I: Bed load transport. *J. Hydraul. Eng.*, 110: 1613–1641.
- Vidal, J. (2002). Caracterización dinámica de la marea y del sedimento en el Caño de Sancti Petri. Tesis doctoral, Universidad de Cádiz.