

## Two-dimensional modeling of hydrodynamics and sediment transport in the San Pedro tidal creek (Cadiz Bay): Morphodynamical implications

### Modelado bidimensional de la hidrodinámica y transporte de sedimento en el caño de marea San Pedro (Bahía de Cádiz): Implicaciones morfodinámicas

CJ González<sup>1\*</sup>, Ó Álvarez<sup>1</sup>, J Reyes<sup>1</sup>, A Acevedo<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Física Aplicada, Universidad de Cádiz, Apdo. 40, 11510 Puerto Real, Cádiz, España.

\* E-mail: carlosjose.gonzalez@uca.es

<sup>2</sup> Departamento de Tecnologías del Medio Ambiente, Universidad de Cádiz, CASEM, Campus Universitario de Puerto Real, 11510 Puerto Real, Cádiz, España.

**ABSTRACT.** A two-dimensional, nonlinear, finite-difference, hydrodynamic/suspended-sediment transport coupled model was applied to the San Pedro tidal creek (Cadiz Bay, Spain) to study the characteristics of the principal tidal constituents ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ , and  $O_1$ ) and sediment transport. Results show a clear predominance of the semidiurnal tide, with more than 95% of the system's total energy and related currents up to  $1 \text{ m s}^{-1}$  in some areas. Current velocity asymmetries, related to nonlinear interaction effects, are mainly flood-directed all along the creek except at the mouth, where they are influenced by morpho-bathymetric characteristics. In these areas, the local asymmetries are clearly correlated to the net transport of sediment through the creek's course, which suggests the absence of morphodynamical balance in the present creek's evolution after human interventions that have modified its natural configuration.

**Key words:** San Pedro creek, numerical model, tidal hydrodynamics, sediment transport.

**RESUMEN.** Las características de la marea y el transporte de sedimentos en el caño de marea San Pedro (Bahía de Cádiz, España) se describen en este artículo, a través del análisis de la hidrodinámica de las principales constituyentes de marea ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  y  $O_1$ ), mediante un modelo bidimensional verticalmente promediado, de alta resolución, no lineal, en diferencias finitas, acoplado a un modelo de transporte de sedimento en suspensión. Los resultados muestran una clara predominancia de la marea semidiurna, que representa más del 95% de la energía total del sistema y genera velocidades de corriente por encima de  $1 \text{ m s}^{-1}$  en algunas zonas. Las asimetrías de corriente que se obtienen, asociadas a los efectos de interacción no lineal, muestran una tendencia neta a provocar llenantes más intensas que las vaciantes en todas las áreas del caño excepto en su desembocadura, que presenta patrones de asimetría influidos por las características morfobatimétricas. En estas zonas, las asimetrías locales están claramente correlacionadas con el transporte neto de sedimento a lo largo del curso y sugieren la actual evolución del caño y la ausencia de equilibrio morfodinámico, después de diferentes intervenciones antrópicas que han modificado su configuración natural.

**Palabras clave:** Caño San Pedro, modelo numérico, hidrodinámica de marea, transporte de sedimento.

## INTRODUCTION

The environmental singularity and fragility of coastal systems like bays, estuaries, creeks, and marshes are frequently related to human activities conducted in these areas. The local hydrodynamic regime in such areas affects physical processes such as the morphodynamic evolution and the transport of sediment or other biogeochemical substances. Tidal hydrodynamics is of particular importance in mesotidal systems such as the Atlantic coast of southern Spain, so the characterization of this phenomenon becomes essential knowledge for their correct management. One of the most interesting effects of the hydrodynamics in shallow-water systems is the generation of asymmetries in the current velocity by nonlinear processes of interaction, since the hydrodynamics can affect the short- and medium-term morphodynamic evolution by promoting a net flow of sediment in the direction of such asymmetries (Aubrey 1986, Aldridge

## INTRODUCCIÓN

La singularidad y fragilidad ambiental que usualmente presentan los sistemas costeros de aguas someras como bahías, estuarios, caños y marismas están frecuentemente ligadas a la actividad humana que tiene lugar en estos entornos. Las características hidrodinámicas locales en tales áreas condicionan procesos físicos relevantes como la evolución morfodinámica y el transporte de sedimento o de otras sustancias biogeoquímicas. En particular, la dinámica ligada a la marea adquiere especial importancia en sistemas mesomareales como los que conforman la franja litoral atlántica al sur de España, por lo que su caracterización representa un aspecto básico para la gestión de estas zonas. Uno de los efectos hidrodinámicos de mayor interés en recintos de aguas someras es la generación de asimetrías en las corrientes, asociadas a los procesos de interacción no lineal, que pueden afectar la evolución morfodinámica de estos sistemas a

1997). Current asymmetries are mainly due to two opposing processes: in one direction, the nonlinear friction effects produce a time-lag in sea-level changes between high and low tides, promoting flood episodes that are shorter and hence stronger than ebbs (Dronkers 1986, Friedrichs and Aubrey 1988); in the other direction, the presence of intertidal areas limits the wave speed and produces ebb currents that are longer and stronger than floods (Speer *et al.* 1991, Van Dongeren and De Vriend 1994). Very shallow domains having no intertidal areas are usually friction-dominated and generate flood asymmetries, whereas systems with wide intertidal areas commonly present faster ebb currents.

The San Pedro tidal creek is an example of a very shallow domain subjected to the tidal hydrodynamics of Cadiz Bay, and its natural configuration has been modified by human interventions. From the perspective of its hydrodynamics, one of the most significant interventions was the construction, 10 km upcreek, of a tidal barrier in the mid-1950s, which disconnected the main creek from a wide upper intertidal area of about 4 km<sup>2</sup>. It has not been until recently, however, that studies have been conducted to improve our knowledge about the natural processes in San Pedro creek, mainly focused on its chemical (De la Paz *et al.* 2008), benthic (Ferrón *et al.* 2007), and geomorphological processes (Benavente *et al.* 2006). The morphological analysis by Benavente *et al.* (2006) shows an eastward retrogradation of the shoreline of the Valdelagrana sand-spit near the creek's mouth of about 400 m during the last 35 years. According to Martínez del Pozo *et al.* (2001), the construction of a canalizing dike in the nearby Guadalete River, in Cadiz Bay, has diminished the sedimentary input to the Valdelagrana spit by coastal transport through the bay. Other interventions in the area, including the construction of the Matagorda dock also in Cadiz Bay, have modified the local hydrodynamics and produced morphodynamic imbalances (Benavente *et al.* 2006).

Nevertheless, no specific studies have been conducted to date about the tidal characteristics and suspended-sediment transport in San Pedro creek, although there are antecedents for the Cadiz Bay domain (see, e.g., Álvarez *et al.* 1999, Kagan *et al.* 2005). This paper presents an analysis of the tidal dynamics in San Pedro creek, in its present configuration, and its relation to the internal processes of suspended-sediment transport, as well as the possible effects on the creek's morphodynamical evolution. Numerical simulations of the tidal dynamics and current asymmetries were performed using a two-dimensional (depth-averaged), high-resolution, nonlinear, finite difference UCA 2D model (Álvarez *et al.* 1999), coupled to a sediment transport model; results from the model were complemented with the acquisition and analysis of field data. The paper is organized as follows: the next section describes the main characteristics of the San Pedro tidal creek for the purposes of this study, as well as the methodology for the characterization of the creek's hydrodynamical regime for the principal semidiurnal

mediano y largo plazo (Aubrey 1986, Aldridge 1997), por cuanto tienden a favorecer el flujo neto de sedimento en el sentido predominante de dichas asimetrías. La generación de asimetrías de corriente está asociada principalmente a dos procesos: por un lado, a los efectos no lineales de la fricción, que retardan los cambios de nivel en las bajamares respecto a las pleamares provocando llenantes más cortas y por ende más intensas que las vaciantes (Dronkers 1986, Friedrichs y Aubrey 1988); y por otro lado, a la presencia de zonas intermareales, que limita la velocidad de propagación de la onda produciendo vaciantes más duraderas e intensas que las llenantes (Speer *et al.* 1991, Van Dongeren y De Vriend 1994). Dominios de aguas muy someras con escasas zonas intermareales están habitualmente caracterizados por la fricción y generan asimetrías con predominio de corrientes más intensas en llenante, mientras que las áreas con amplias extensiones intermareales presentan comúnmente corrientes más intensas en vaciante.

El caño de marea San Pedro constituye un ejemplo de recinto de aguas muy someras sometido a la hidrodinámica de marea de la Bahía de Cádiz, que además ha sido objeto de modificaciones en su configuración natural por actividades humanas. Desde el punto de vista hidrodinámico, una de las actuaciones que determinó su actual configuración fue la implantación de una presa de marea 10 km aguas arriba a mediados de la década de 1950, que aislaba el caño principal de una amplia zona intermareal de alrededor 4 km<sup>2</sup> de extensión. No ha sido hasta fechas recientes que se han emprendido distintos estudios para abordar los procesos naturales presentes en el caño San Pedro, enfocados principalmente hacia los aspectos químicos (De la Paz *et al.* 2008), béticos (Ferrón *et al.* 2007) y geomorfológicos (Benavente *et al.* 2006). El análisis morfológico efectuado por Benavente *et al.* (2006) revela una migración de 400 m hacia el este de la línea costera occidental cercana a la desembocadura, en la barra arenosa de Valdelagrana, particularmente intensa durante los últimos 35 años. Según Martínez del Pozo *et al.* (2001), la construcción de un dique para canalizar las corrientes de refluo procedentes del cercano Río Guadalete, en la Bahía de Cádiz, ha podido contribuir al menor aporte de material sedimentario hacia la barra arenosa de Valdelagrana por transporte litoral a través de la costa de la bahía. Otras actuaciones en el entorno, como la construcción del dique de Matagorda, también en la Bahía de Cádiz, han podido influir en las características hidrodinámicas locales, fomentando el desequilibrio morfodinámico (Benavente *et al.* 2006).

Sin embargo, hasta la fecha no se han realizado estudios específicos sobre las características de la marea y del transporte de sedimento en suspensión en el caño San Pedro, aunque existen antecedentes en cuanto a la caracterización del conjunto de la Bahía de Cádiz (ver, e.g., Álvarez *et al.* 1999, Kagan *et al.* 2005). En el presente trabajo se aborda el estudio de las características de la dinámica de marea en el caño San Pedro en su configuración actual, así como su relación con los procesos internos de transporte de sedimento en

( $M_2$ ,  $S_2$ ) and diurnal ( $K_1$ ,  $O_1$ ) tide constituents; results are given and interpreted in the third section, where the nonlinear current asymmetries are also described and characterized, together with their plausible morphodynamic implications from the use of a coupled sediment transport model; finally, the last section constitutes a summary of the main conclusions derived from this work.

## MATERIAL AND METHODS

### Study area

The San Pedro tidal creek in Cadiz Bay (SW Spain, fig. 1) is a very shallow domain subjected to the bay's tidal dynamics and forms part of the coastal marsh system of the Cadiz Bay Natural Park. The hydrodynamics of Cadiz Bay is characterized by a mesotidal, semidiurnal, stationary regime (Álvarez *et al.* 1999), with free-surface elevation amplitudes of about 60 cm during neap tides and 180 cm during spring tides, and related currents of more than  $1 \text{ m s}^{-1}$  in some areas. The creek's natural configuration has frequently been modified by human activities carried out in this environment (construction, salt extraction, aquaculture, recreation, among others). The present morphology constitutes a semi-enclosed channel that is 4 m deep, 10 km long, and 150 m wide on average, laterally delimited by the Valdelagrana sand-spit to the west (with low slope and hence wide intertidal areas) and the Algaida Pine Grove to the east (with greater slope). During mean tide episodes, there are intertidal areas all along the flanks, the Valdelagrana spit, and the NE marshes near the creek's head. The creek's bottom sediments are mainly fine sands, with a mean grain size of  $200 \mu\text{m}$  (Benavente *et al.* 2006). The system currently presents an unstable configuration at the mouth of the creek, and the following analysis of the hydrodynamic properties and sediment transport will offer an evaluation of some of the processes producing this situation.

### Analysis of experimental data

To empirically determine the characteristics of the tidal elevation and currents in San Pedro creek, three instruments were installed at different reaches along the creek taking into account the spatial variability, as shown in figure 1: an acoustic Doppler current profiler (ADCP) with water pressure sensor, a Doppler current meter at 1.5 m above the bottom with pressure sensor, and an independent pressure sensor. These instruments collected data during 32 consecutive days.

Tidal elevation data were inferred from water pressure by hydrostatic assumption. Results from the ADCP show a homogeneous velocity profile typical of unstratified flows (fig. 2), suggesting a logarithmic pattern through the water column in consonance with previous results for Cadiz Bay (Aboitiz *et al.* 1999, Vidal and Tejedor 2005). This

suspensión y las posibles implicaciones sobre la evolución morfodinámica del caño. Para ello, se llevó a cabo la simulación numérica de la dinámica de marea del caño y las asimetrías de corriente que se generan en su interior a partir de un modelo bidimensional (verticalmente promediado), de alta resolución, no lineal, en diferencias finitas UCA 2D (Álvarez *et al.* 1999), acoplado a un modelo de transporte de sedimento. Los resultados del modelo se complementaron con el registro y análisis de datos de campo. El artículo está organizado como sigue: en la siguiente sección se describen las principales características del caño San Pedro en relación al tema que se ocupa y se exponen los procedimientos metodológicos empleados para la caracterización de su régimen hidrodinámico en cuanto a las principales constituyentes semidiurnas ( $M_2$  y  $S_2$ ) y diurnas ( $K_1$  y  $O_1$ ); los resultados son mostrados e interpretados en la tercera sección, donde también se describen y caracterizan las asimetrías de la corriente asociadas a los efectos no lineales, así como sus implicaciones en la evolución morfodinámica del recinto mediante la implementación del modelo acoplado de transporte de sedimento; finalmente, la última sección constituye un sumario de las conclusiones principales derivadas del estudio.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Área de estudio

El caño de marea San Pedro, en la Bahía de Cádiz (SW de España, fig. 1), constituye un recinto de aguas muy someras sometido a la hidrodinámica de marea de la bahía y forma parte del sistema de marismas del Parque Natural Bahía de Cádiz. Su hidrodinámica se encuentra influida por la del entorno de la Bahía de Cádiz, caracterizada por un régimen mesomareal, semidiurno y estacionario (Álvarez *et al.* 1999), donde la elevación alcanza amplitudes de 60 cm en marea muerta y 180 cm en marea viva, con corrientes asociadas de más de  $1 \text{ m s}^{-1}$  en algunas zonas. La configuración morfobatimétrica del caño se ha visto frecuentemente afectada por las actividades humanas que se han desarrollado en su entorno (construcciones, industria salinera, acuicultura y actividades recreativas, entre otras). La morfología actual es la de un canal semicerrado de 4 m de profundidad media, 10 km de longitud y 150 m de anchura media. El caño se encuentra delimitado lateralmente por la barra arenosa de Valdelagrana en su flanco occidental (de baja pendiente y por tanto con amplias zonas intermareales) y por el pinar de La Algaida hacia el este (de mayor pendiente). En regímenes de marea media, el sistema presenta zonas intermareales a lo largo de ambas orillas, la barra de Valdelagrana y las llanuras situadas al NE junto a la cabeza del caño. Los sedimentos del lecho del caño están principalmente constituidos por arenas finas, con un tamaño medio de grano en torno a  $200 \mu\text{m}$  (Benavente *et al.* 2006). El sistema presenta actualmente una configuración inestable en la zona de la desembocadura, por lo que el análisis de las propiedades hidrodinámicas y de transporte

characteristic allowed the depth-averaged values of current velocity to be obtained, in order to reduce data to a single series of horizontal currents. The 32-day-long series from both current meters, with a sampling interval of 10 min, were smoothed by an  $A_6A_6A_7$  moving average filter (Godin 1972) to eliminate perturbations of periods shorter than 1 h.

sedimentario que se presenta a continuación ofrecerá una evaluación de algunos de los procesos que contribuyen a esta situación.

### Análisis de datos experimentales

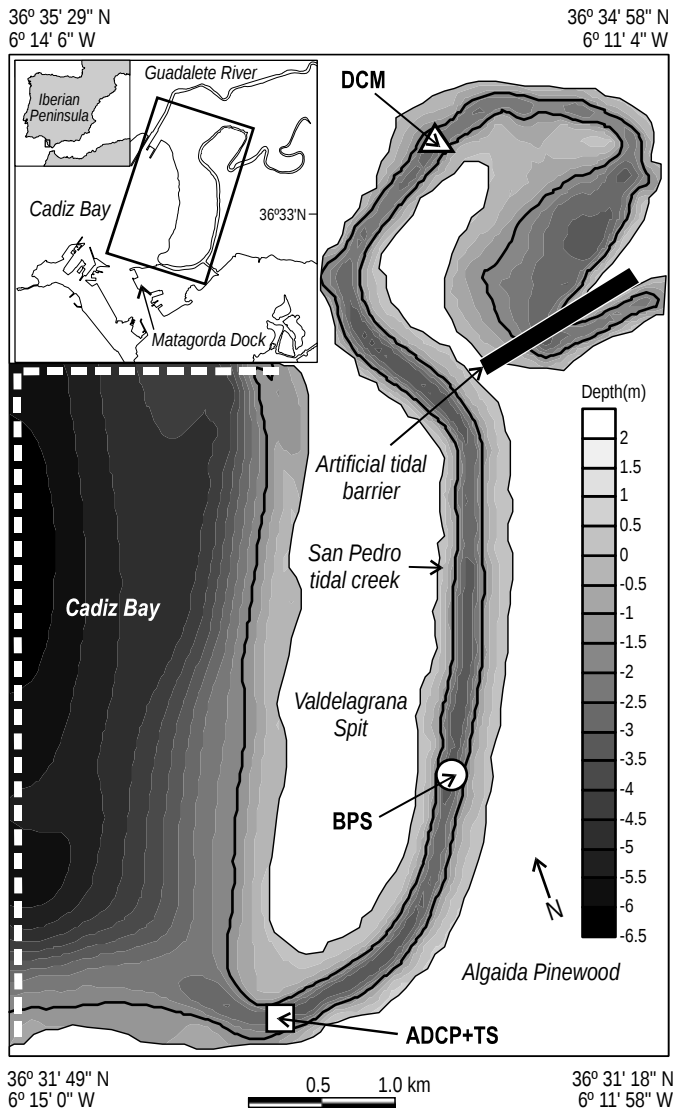
Con el fin de obtener experimentalmente las características de la elevación de marea y las corrientes asociadas en el caño San Pedro, se efectuó la instalación de un correntímetro perfilador acústico (ADCP, por sus siglas en inglés) con sensor de presión, un correntímetro Doppler situado a 1.5 m del lecho del caño con sensor de presión, y un sensor de presión independiente a lo largo de su curso durante 32 días consecutivos. Las posiciones en las que se situaron los instrumentos, escogidas de forma que contemplasen la variabilidad hidrodinámica a lo largo del caño, se muestran en la figura 1.

Los datos de elevación de marea fueron inferidos a partir de los datos de presión, suponiendo la aproximación hidrostática. Los resultados obtenidos con el ADCP muestran un perfil de velocidad homogéneo propio de flujos no estratificados (fig. 2), con perfiles verticales de velocidad a lo largo de la columna de agua que sugieren un patrón logarítmico, en consonancia con lo descrito hasta la fecha para la Bahía de Cádiz (Aboitiz *et al.* 1999, Vidal y Tejedor 2005). Debido a esta característica, el perfil de velocidad fue promediado verticalmente con el fin de reducir el muestreo a una serie de velocidad horizontal representativa. Las series obtenidas de ambos correntímetros durante 32 días, con periodos de muestreo de 10 min, fueron filtradas mediante un filtro de media móvil  $A_6A_6A_7$  (Godin 1972), a fin de eliminar las perturbaciones de periodo inferior a una hora. A partir de las series filtradas, se estimaron las amplitudes y fases de las constituyentes de marea mediante el análisis armónico complementado con técnicas de inferencia (Foreman y Henry 1989). Los resultados para las constituyentes principales se muestran en la tabla 1.

Adicionalmente, junto con el ADCP se instaló un sensor de turbidez a 2 m sobre el lecho del caño, que registró datos de turbidez con un intervalo de muestreo de 10 min en el mismo periodo que permaneció instalado el perfilador. Durante un ciclo de marea viva se tomaron muestras de agua cada hora, a la misma profundidad. En el laboratorio, se midió la concentración de sedimento y se obtuvo la correlación lineal existente entre los valores observados de turbidez y de concentración de sedimento, lo que permitió que los valores de concentración de sedimento se infiriesen para toda la serie. Los resultados se compararon con los obtenidos a partir del modelo numérico que se describe seguidamente.

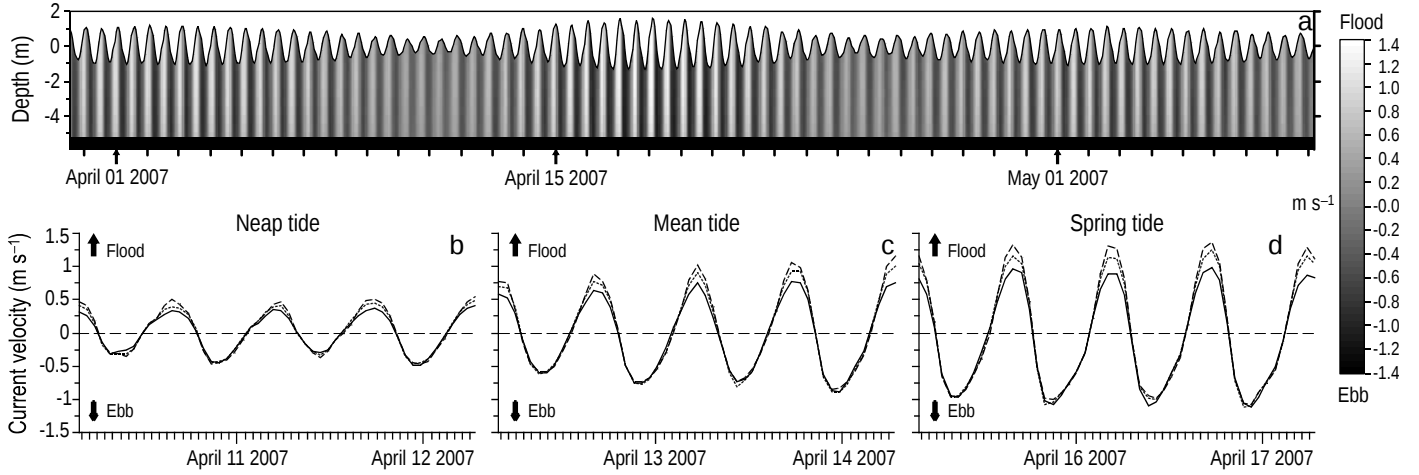
### Características del modelo acoplado hidrodinámico/ transporte de sedimento

Tanto los procesos hidrodinámicos como los asociados a la dinámica del transporte de sedimento son de naturaleza



**Figure 1.** Domain of the San Pedro tidal creek: model bathymetry and location of the recording instruments (square: acoustic Doppler current profiler and turbidity sensor, ADCP+TS; circle: pressure sensor, BPS; triangle: Doppler current meter, DCM). Solid line:  $-1.5$  m constant depth (mean low tide, demarcating the permanently flooded area); white dashed line: open boundary of domain grid.

**Figura 1.** Dominio del caño de marea San Pedro: batimetría empleada en las simulaciones y posición de los instrumentos de medida (cuadrado: correntímetro perfilador acústico Doppler y sensor de turbidez, ADCP+TS; círculo: sensor de presión, BPS; triángulo: correntímetro puntual Doppler, DCM). Línea continua: isobata de  $-1.5$  m (bajamar media, definiendo el área permanentemente inundada); línea blanca discontinua: límite del contorno abierto en la malla de cálculo.



**Figure 2.** Series of current velocity in the ebb (negative) to flood (positive) direction, from the acoustic Doppler current profiler at the creek mouth. (a) Whole series for the entire water column. Details of (b) neap, (c) mean, and (d) spring tide episodes, at depths of  $-1.7$  m (light grey line),  $-3.7$  m (dark grey line), and  $-5.2$  m (black line).

**Figura 2.** Serie de velocidad de la corriente en la dirección vaciante (valores negativos) a llenante (valores positivos), procedentes del correntímetro perfilador acústico Doppler en la bocana. (a) Serie completa para toda la columna de agua. Detalle durante episodios de marea (b) muerta, (c) media y (d) viva, para profundidades de  $-1.7$  m (línea gris claro),  $-3.7$  m (línea gris oscuro) y  $-5.2$  m (línea negra).

Amplitudes and phases of the resolvable tidal constituents were obtained from the filtered series by harmonic analysis complemented with inference techniques (Foreman and Henry 1989). Results for the main tidal constituents are shown in table 1.

In addition, a turbidity sensor was installed near the ADCP at  $2$  m above the bottom, which recorded data every  $10$  min during the same  $32$ -day period. At the same location, water samples were collected every hour, during one spring tide cycle; direct laboratory measures of suspended-sediment concentration from these samples were used to obtain a linear correlation with the turbidity data, which allowed the sediment concentration values to be inferred for the whole series. Results were compared with those from the numerical model described in the next section.

### Characteristics of the hydrodynamic/sediment transport coupled model

Hydrodynamic and sediment transport processes are both three-dimensional; however, in unstratified regimes the vertical profiles of horizontal current velocity fit to logarithmic pattern and the suspended-sediment concentration through the water column  $c(z)$  can be described (see, e.g., Soulsby and Wainwright 1987) as:

$$\frac{c(z)}{c_a} = \left(\frac{z}{z_a}\right)^{-b} \quad (1)$$

where  $z$  is the vertical position,  $c_a$  is the equilibrium concentration at the reference level  $z_a$ , and  $b = (a_c w_s)/ku_*$ ,  $a_c$  being

tridimensional. No obstante, en regímenes no estratificados el perfil vertical de la velocidad de la corriente horizontal tiene características logarítmicas y la concentración de sedimento en suspensión a lo largo de la columna de agua  $c(z)$  puede describirse (véase, e.g., Soulsby y Wainwright, 1987) como:

$$\frac{c(z)}{c_a} = \left(\frac{z}{z_a}\right)^{-b} \quad (1)$$

donde  $z$  denota la posición vertical,  $c_a$  es la concentración de equilibrio en el nivel de referencia  $z_a$ , y  $b = (a_c w_s)/ku_*$ , siendo  $a_c$  el número de Schmidt turbulento ( $\cong 1$ ),  $k$  la constante de von Karman y  $w_s$  la velocidad de acreción de las partículas de sedimento en suspensión. Bajo estas condiciones, la representación bidimensional (verticalmente promediada) de los campos de corrientes y de concentración de sedimento en suspensión permite reconstruir los perfiles verticales a partir de la formulación anterior, por lo que la utilización de modelos 2D verticalmente promediados constituye una eficaz herramienta de cálculo.

El modelo hidrodinámico bidimensional, de alta resolución, no-lineal, en diferencias finitas UCA 2D (Álvarez *et al.* 1999) fue aplicado con el fin de caracterizar la dinámica de marea en el caño San Pedro. El modelo resuelve numéricamente las ecuaciones verticalmente promediadas de conservación del momento y continuidad para aguas someras, contemplando las áreas anegadizas, mediante una discretización en malla C de Arakawa siguiendo un esquema de resolución semi-implícito de Crank-Nicolson. El modelo hidrodinámico fue acoplado a un modelo 2D de transporte de sedimento, el cual ha permitido caracterizar la dinámica

the turbulent Schmidt number ( $\cong 1$ ),  $k$  the von Karman constant, and  $w_s$  the accretion velocity of suspended-sediment particles. Under these circumstances, the vertical profiles of current velocity and suspended-sediment concentration can be reconstructed from the two-dimensional (depth-averaged) fields; hence, the two-dimensional depth-averaged models constitute a useful resource in that respect.

The two-dimensional, high-resolution, nonlinear, finite-difference UCA 2D hydrodynamic model (Álvarez *et al.* 1999) was used to characterize the tidal dynamics in San Pedro creek. The model solves numerically the depth-averaged equations of motion and continuity for shallow waters, considering intertidal areas, discretizing them in an Arakawa C-staggered grid by a semi-implicit Crank-Nicolson scheme. The hydrodynamic model was coupled to a two-dimensional sediment transport model to characterize the sediment transport dynamics and evaluate the creek's morphodynamic tendency as it is presently configured. The transport model solves the advection-diffusion equation to simulate the erosion, transport, and accretion processes within the study area, as follows:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} = -\frac{E_a}{H} + \frac{A}{H} \nabla(H \nabla \bar{c}) \quad (2)$$

where  $\bar{c}$  is the depth-averaged suspended-sediment concentration;  $A$  is the numerical diffusivity coefficient,  $H$  is the local depth;  $E_a$  is the net sediment vertical flow at the reference level  $z_a$  (close to the bottom and defined by the upper limit of the bottom-transport layer); and  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$  are the components of the horizontal, depth-averaged current velocity, calculated by the hydrodynamic model.

According to Parker (1978), Van Rijn (1984), and Ikeda and Nishimura (1985), the net sediment flow  $E_a$  under non-equilibrium conditions can be defined as:

$$E_a = w_s(\chi \bar{c} - c_a) \quad (3)$$

where  $\chi \bar{c}$  is the concentration at the same level calculated from the depth-averaged value,  $\chi$  being defined as:

$$\chi(z_a) = (1-b) \frac{\left(\frac{H}{z_a}\right) - 1}{\left(\frac{H}{z_a}\right)^{1-b} - 1} \quad (4)$$

There are several ways to parameterize the reference level  $z_a$  and the suspended-sediment concentration  $c_a$  at this position. According to García and Parker (1991), parameterizations by Van Rijn (1984) and Smith and McLean (1977) provide the best fit with experimental data. Hence, according to Smith and McLean (1977):

del transporte de sedimento y estimar la tendencia morfodinámica del caño según su configuración actual. El modelo de transporte resuelve la ecuación de advección-difusión para simular los procesos de erosión, transporte y acreción de sedimento en el área de estudio, como:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} = -\frac{E_a}{H} + \frac{A}{H} \nabla(H \nabla \bar{c}) \quad (2)$$

donde  $\bar{c}$  es la concentración de sedimento en suspensión promediada verticalmente;  $A$  es el coeficiente de difusividad numérica;  $H$  es la profundidad local;  $E_a$  es el flujo neto de sedimento en la dirección vertical en un nivel de referencia  $z_a$  (cercano al fondo y definido por el límite superior de la capa de transporte por fondo); y  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$  son las componentes de velocidad de la corriente verticalmente promediadas, calculadas por el modelo hidrodinámico.

Siguiendo a Parker (1978), Van Rijn (1984) e Ikeda y Nishimura (1985), el flujo neto de sedimento  $E_a$  bajo condiciones de no equilibrio puede definirse como:

$$E_a = w_s(\chi \bar{c} - c_a) \quad (3)$$

donde  $\chi \bar{c}$  es la concentración calculada en el mismo nivel escrita en términos de la concentración media y  $\chi$  queda definido, por tanto, como:

$$\chi(z_a) = (1-b) \frac{\left(\frac{H}{z_a}\right) - 1}{\left(\frac{H}{z_a}\right)^{1-b} - 1} \quad (4)$$

Existe una amplia variedad de parametrizaciones para determinar el nivel de referencia  $z_a$  y la concentración de sedimento en suspensión  $c_a$  en esta altura. De todas ellas, según García y Parker (1991), las que mejor comportamiento ofrecen frente a los datos experimentales son las de Van Rijn (1984) y Smith y McLean (1977). Por tanto, siguiendo a Smith y McLean (1977):

$$c_a = \Gamma_1 \left(\frac{u_*}{u_{*c}}\right)^2 \left[1 - \left(\frac{u_{*c}}{u_*}\right)^2\right] \quad (5)$$

$$z_a = a_0 \frac{u_*^2}{g'} \left[1 - \left(\frac{u_{*c}}{u_*}\right)^2\right] \quad (6)$$

donde  $u_*$  y  $u_{*c}$  representan, respectivamente, la velocidad de fricción y su valor crítico para el que las partículas comienzan a estar en suspensión;  $a_0 = 26.3$  y  $\Gamma_1 = 1.56 \cdot 10^{-3}$  son constantes numéricas; y  $g' = g((\rho_s - \rho)/\rho)$  es la gravedad

**Table 1.** Main tidal harmonics from experimental (Obs.) and model (Mod.) data.  $A$ ,  $G$ : elevation amplitude and phase;  $U_e$ ,  $G_e$ : semimajor axis and phase of current ellipse; rms-Error: root-mean-square errors between observed and modeled harmonics. All phases are referenced to Greenwich Time. Location of instruments shown in figure 1 (acoustic Doppler current profiler, ADCP; pressure sensor, BPS; Doppler current meter, DCM).

**Table 1.** Constantes armónicas principales a partir de los registros experimentales (Obs.) y los resultados del modelo (Mod.).  $A$ ,  $G$ : amplitud y fase de elevación;  $U_e$ ,  $G_e$ : semieje mayor y fase de la elipse de corriente; rms-Error: error cuadrático medio entre los valores observados y modelados. Todas las fases están expresadas en grados referidos al horario de Greenwich. Véase la figura 1 para las posiciones de los instrumentos (correntímetro perfilador acústico Doppler, ADCP; sensor de presión, BPS; correntímetro puntual Doppler, DCM).

| Const.         | Creek mouth (ADCP) |      |       |      |                                      |      | Lower course (BPS) |      |        |      |       |      | Upper course (DCM)                   |      |                    |      |      |      | rms-Error      |                |     |    |     |    |
|----------------|--------------------|------|-------|------|--------------------------------------|------|--------------------|------|--------|------|-------|------|--------------------------------------|------|--------------------|------|------|------|----------------|----------------|-----|----|-----|----|
|                | A (cm)             |      | G (°) |      | U <sub>e</sub> (cm s <sup>-1</sup> ) |      | G <sub>e</sub> (°) |      | A (cm) |      | G (°) |      | U <sub>e</sub> (cm s <sup>-1</sup> ) |      | G <sub>e</sub> (°) |      | A    | G    | U <sub>e</sub> | G <sub>e</sub> |     |    |     |    |
|                |                    |      |       |      |                                      |      |                    |      |        |      |       |      |                                      |      |                    |      |      |      |                |                |     |    |     |    |
|                | Obs.               | Mod. | Obs.  | Mod. | Obs.                                 | Mod. | Obs.               | Mod. | Obs.   | Mod. | Obs.  | Mod. | Obs.                                 | Mod. | Obs.               | Mod. |      |      |                |                |     |    |     |    |
| M <sub>2</sub> | 91.6               | 91.7 | 59    | 58   | 66.6                                 | 65.3 | 350                | 336  | 97.0   | 92.5 | 64    | 63   | 83.4                                 | 94.5 | 78                 | 65   | 41.0 | 27.5 | 3              | 336            | 6.7 | 8  | 9.6 | 22 |
| S <sub>2</sub> | 32.4               | 32.6 | 86    | 84   | 23.4                                 | 23.2 | 24                 | 359  | 33.9   | 33.2 | 93    | 87   | 30.1                                 | 33.9 | 126                | 89   | 17.8 | 11.4 | 49             | 0              | 2.2 | 22 | 4.5 | 39 |
| K <sub>1</sub> | 6.6                | 6.6  | 35    | 34   | 3.4                                  | 2.2  | 333                | 305  | 8.4    | 6.6  | 43    | 35   | 6.3                                  | 6.7  | 41                 | 35   | 1.3  | 0.8  | 312            | 305            | 1.1 | 6  | 0.9 | 20 |
| O <sub>1</sub> | 6.4                | 6.4  | 303   | 303  | 3.0                                  | 2.0  | 56                 | 34   | 6.8    | 6.5  | 310   | 304  | 5.3                                  | 6.5  | 321                | 305  | 2.0  | 0.4  | 59             | 35             | 0.7 | 10 | 1.3 | 23 |
| M <sub>4</sub> | 3.9                | 4.1  | 100   | 110  | 9.5                                  | 8.7  | 241                | 212  | 3.4    | 3.6  | 96    | 122  | 5.4                                  | 3.4  | 68                 | 118  | 3.3  | 2.5  | 241            | 222            | 1.2 | 33 | 0.8 | 25 |

$$c_a = \Gamma_1 \left( \frac{u_*}{u_{*c}} \right)^2 \left[ 1 - \left( \frac{u_{*c}}{u_*} \right)^2 \right] \quad (5)$$

$$z_a = a_0 \frac{u_*^2}{g'} \left[ 1 - \left( \frac{u_{*c}}{u_*} \right)^2 \right] \quad (6)$$

where  $u_*$  and  $u_{*c}$  are, respectively, the friction velocity and its critical value for the suspension of particles;  $a_0 = 26.3$  and  $\Gamma_1 = 1.56 \cdot 10^{-3}$  are numerical constants; and  $g' = g((\rho_s - \rho)/\rho)$  is the reduced gravity,  $\rho_s$  and  $\rho$  being the sediment and water densities, respectively. The accretion velocity of particles  $w_s$  and the critical friction velocity  $u_{*c}$  were calculated from the empirical curves by Inman (1963) and Soulsby and Wainwright (1987), as a function of the sediment grain size.

## RESULTS

Numerical simulations of the main semidiurnal ( $M_2$ ,  $S_2$ ) and diurnal ( $K_1$ ,  $O_1$ ) tidal constituents were performed and validated with the experimental data collected at the three stations in San Pedro creek. The spatial and time resolutions were 25 m and 2 s, respectively. In each simulation, the system was forced by a single tidal constituent during 10 cycles to ensure a stable periodic solution, verified by the absence of imbalances in the energy budget equation. Ten more cycles were simulated and the corresponding data were analyzed to obtain the present results. In all the experiments, the bottom friction was parameterized using a standard friction coefficient,  $r = 0.003$ , since this value provided the best fit between the modeled and observed data. The numerical turbulent viscosity coefficient  $K_h$  was  $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ; this is the minimum value capable of ensuring the absence of nonphysical perturbations in the numerical solution. A free-slip condition was imposed at the solid coastal boundaries, whereas a radiative condition was implemented at the liquid open boundaries, in terms of deviations of elevation and velocity from the forcing values, to propagate the nonphysical perturbations outside the calculation domain. Such forcing values of tidal elevation and velocity were inferred from experimental records as well as from the numerical experiments for Cadiz Bay by Álvarez *et al.* (1999) and Kagan *et al.* (2005). The implemented bathymetry was obtained from direct measurements along the length of the navigable course, and complemented with aerial photography and the Spanish Navy Institute of Hydrography (IHM) 443A and 443B nautical charts.

Four different numerical experiments were performed to simulate the tidal dynamics related to the  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $O_1$ , and  $K_1$  constituents, namely the spatial fields of amplitude and phase for the tidal elevation and horizontal (depth-averaged) currents. As described by Álvarez (1999) and Kagan *et al.* (2005), the generation of nonlinear tidal-current constituents in Cadiz Bay is mainly due to the nonlinear interaction processes related to the hydrodynamics of  $M_2$ , particularly  $M_4$  and the residual velocity  $Z_0$ , since the  $M_2$  constituent

reducida, donde  $\rho_s$  y  $\rho$  son las densidades del sedimento y el agua, respectivamente. La velocidad de acreción de las partículas  $w_s$  y la velocidad de fricción crítica  $u_{*c}$  fueron obtenidas a partir de las curvas empíricas presentadas por Inman (1963) y Soulsby y Wainwright (1987), en función del tamaño de las partículas de sedimento.

## RESULTADOS

Se efectuaron simulaciones numéricas de las principales constituyentes semidiurnas ( $M_2$ ,  $S_2$ ) y diurnas ( $K_1$ ,  $O_1$ ), que fueron contrastadas con los datos experimentales de las tres estaciones de registro a lo largo del caño San Pedro. Las resoluciones espacial y temporal fueron 25 m y 2 s, respectivamente. En cada simulación hidrodinámica, el sistema fue forzado por una sola constituyente de marea durante 10 ciclos, a fin de asegurar la estabilidad en la solución periódica verificando que la ecuación para el balance energético del sistema mostrara características conservativas. Después, el modelo se forzó durante 10 ciclos más, a partir de los cuales se obtuvo el conjunto de resultados. En todos los experimentos efectuados la fricción por fondo se parametrizó considerando un coeficiente de fricción estándar,  $r = 0.003$ , proporcionando los mejores ajustes en los datos calculados respecto a los observados. El coeficiente de viscosidad numérica turbulenta  $K_h$  fue  $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , el valor mínimo capaz de asegurar la ausencia de perturbaciones sin origen físico en la solución numérica. En los contornos rígidos costeros se impuso una condición de libre deslizamiento, mientras que en las fronteras abiertas se estableció una condición radiativa en términos de las desviaciones de la elevación y velocidad calculadas respecto a las introducidas como forzamiento, a fin de propagar las perturbaciones sin origen físico fuera del dominio de cálculo. Los valores de la elevación y velocidad de marea escogidos como forzamiento fueron tomados tanto de registros experimentales como a partir de los experimentos numéricos validados para la Bahía de Cádiz por Álvarez *et al.* (1999) y Kagan *et al.* (2005). La batimetría implementada se obtuvo mediante levantamientos directos a lo largo del curso navegable, complementados con fotografías aéreas y las cartas 443A y 443B del Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM).

Se llevaron a cabo cuatro experimentos numéricos diferentes para simular la dinámica de marea asociada a las constituyentes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  y  $O_1$ , en términos de las distribuciones espaciales de amplitudes y fases de elevación y corriente horizontal (verticalmente promediada). Como ha sido descrito en Álvarez (1999) y Kagan *et al.* (2005), en la Bahía de Cádiz la generación de constituyentes no lineales de corriente es debida, principalmente, a los procesos de interacción no lineal asociados a la  $M_2$ , particularmente la  $M_4$  y la velocidad residual  $Z_0$ , debido a la mayor intensidad de la  $M_2$ , que representa el 70% de la energía de la onda de marea. Por este motivo las asimetrías de la corriente fueron estimadas a partir del experimento correspondiente a esta constituyente principal.

represents 70% of total tidal energy. Hence, the current velocity asymmetries were estimated from the  $M_2$  experiment.

To evaluate the present tendency of suspended-sediment transport in San Pedro creek, a simulation using the coupled transport model was performed. It was forced simultaneously by the  $M_2$  and  $S_2$  constituents to represent the characteristic spring/neap tidal episodes within the creek. A mean grain size of 200  $\mu\text{m}$  was assumed, with the numerical diffusivity coefficient  $A$  taking the same value as the numerical turbulent viscosity coefficient used by the hydrodynamic model.

### Semidiurnal and diurnal constituents

Model results were compared with experimental data from the three cited stations as shown in table 1, which also shows the corresponding root-mean-square errors. As seen from results, such errors are patently smaller for the tidal elevation than for the currents. Data from the Doppler current meter in the upper creek were collected at 1.5 m above the bottom, so the measured velocities were representative of the depth-averaged value of the horizontal current at this location. This depth can be estimated as follows. Assuming a logarithmic profile for the vertical distribution of current velocity in shallow systems, as well as the absence of vertical variations in their directions in the logarithmic layer, then the ratio between the depth-averaged velocity  $u$  and the velocity  $u_1$  at a depth  $z_1$  is given by  $u^2/u_1^2 \approx \ln^2(H/2.73z_0)\ln^{-2}(z_1/z_0)$ , where  $H$  is the total depth and  $z_0$  is the bottom roughness parameter. When  $H = 2.73z_1$ ,  $u^2/u_1^2 = 1$ . Since the current meter was installed at a depth  $z_1 = 1.5$  m above the bottom, then  $u^2/u_1^2 \approx 1$  for  $H = 4$  m; this is precisely the depth of the area, and the measured velocity can thus be taken as representative of the depth-averaged value. However, results from this instrument have a worse fit with experimental data than the other two at the lower creek, with variations of 10  $\text{cm s}^{-1}$  for the  $M_2$  constituent and 5  $\text{cm s}^{-1}$  for  $S_2$ . This could be explained by the narrowing of the water course down to 100 m width at this emplacement, with local uncertainties not taken into account by the model's grid resolution. Discrepancies between the width of the real and modeled creek reach 20% at the instrument's location, and these could produce the different model-calculated currents while preserving the net water flow. Apart from these limitations, model results can be considered representative.

Figure 3 shows the characteristics of the semidiurnal constituents  $M_2$  (fig. 3a, b, c) and  $S_2$  (fig. 3d, e, f). The elevation amplitude for the principal constituent  $M_2$  rises slightly towards the head of the creek (fig. 3a). This increase, however, is very small, with maximum differences of less than 3 cm between the creek's extremes for mean amplitudes of around 1 m. The elevation phase does increase appreciably for this constituent (fig. 3b), with a phase-lag of 12.4° between the mouth and head, which represents a tidal delay of about 25 min, mainly due to dissipative friction effects

Con el fin de estimar la actual tendencia del transporte de sedimento en suspensión del caño San Pedro, se realizó la simulación acoplada al modelo de transporte. Se contemplaron como forzamiento las constituyentes  $M_2$  y  $S_2$  simultáneamente, lo que representa el comportamiento característico dentro del caño y reproduce los periodos de mareas vivas y muertas. Se supuso un tamaño medio de grano de 200  $\mu\text{m}$  y un valor del coeficiente de difusividad numérico  $A$  igual al coeficiente numérico de viscosidad turbulenta empleado por el modelo hidrodinámico.

### Constituyentes semidiurnas y diurnas

Los resultados del modelo fueron contrastados con los experimentales en las tres estaciones descritas anteriormente tal y como se muestra en la tabla 1, que incluye además los errores cuadráticos medios correspondientes. Como se desprende de los resultados, dichos errores son menores para la elevación de marea que en las corrientes. Los datos del correntímetro Doppler en el curso alto del caño fueron recolectados a una profundidad de 1.5 m sobre el lecho del caño, de manera que la velocidad registrada fuera representativa del comportamiento medio vertical de la corriente horizontal en el mismo emplazamiento. Una estimación de esta profundidad puede realizarse como sigue. Si se supone que la distribución vertical de la velocidad de la corriente en aguas someras puede describirse con un perfil logarítmico, y la dirección de la corriente permanece inalterada en la capa logarítmica, entonces la razón entre la velocidad media vertical  $u$  difiere de la velocidad  $u_1$ , obtenida a una profundidad  $z_1$ , en un factor dado por  $u^2/u_1^2 \approx \ln^2(H/2.73z_0)\ln^{-2}(z_1/z_0)$ , donde  $H$  es la profundidad total y  $z_0$  el parámetro de rugosidad de fondo. Para el caso  $H = 2.73z_1$ , se verifica que  $u^2/u_1^2 = 1$ . Puesto que el correntímetro se encontraba situado a una distancia del fondo  $z_1 = 1.5$  m, entonces  $u^2/u_1^2 = 1$  para  $H = 4$  m; precisamente ésta es la profundidad del lugar, por lo que la velocidad obtenida por el correntímetro puede considerarse representativa de la velocidad media en la columna de agua. Los resultados de este instrumento, sin embargo, presentan ajustes sensiblemente menores con los datos experimentales que en las zonas cercanas a la boca, con variaciones de 10  $\text{cm s}^{-1}$  en las corrientes para la constituyente  $M_2$  y de 5  $\text{cm s}^{-1}$  para la  $S_2$ . La razón de este comportamiento se debe a la pequeña anchura del curso en esta zona, que no excede de 100 m, con incertidumbres locales que debido a la resolución de la malla del modelo no son contempladas. En la localización específica del instrumento, las incertidumbres asociadas a la anchura del cauce modelado y la real se sitúan en el 20%, y pueden dar lugar a las diferencias de corriente obtenidas para preservar el flujo neto de agua. Al margen de estas limitaciones, los resultados del modelo pueden considerarse como representativos.

En la figura 3 se muestran las características de las constituyentes semidiurnas  $M_2$  (fig. 3a, b, c) y  $S_2$  (fig. 3d, e, f). Para la constituyente principal  $M_2$ , la amplitud de elevación

within the creek. Regarding the  $M_2$  current velocity patterns (fig. 3c), model results show the predominant orientation of currents according to the creek's longitudinal axis, and the major axes of the current ellipses are parallel to the main canal and orthogonal to the co-amplitude lines, confirming the one-directional nature of tidal currents all along the creek. Maximum  $M_2$  currents occur at the mouth of the creek, with values of up to  $75 \text{ cm s}^{-1}$ , whereas they diminish progressively towards the head due to the wave reflection at the tidal barrier, which imposes an impenetrability condition. Additionally, model results show a phase-lag between elevation and velocity maxima close to a quadrature relationship ( $90^\circ$ ) all along the creek but deviating from this value towards the mouth; this represents the typical pattern in stationary, friction-dominated regimes of semi-enclosed domains like San Pedro creek.

The qualitative behavior of the modeled  $S_2$  constituent is analogous to that of  $M_2$ . Again, the elevation amplitude (fig. 3d) increases towards the head of the creek, with mean values of about 33 cm. The elevation phase (fig. 3e) represents a tidal lag of 14 min from mouth to head. The velocity of currents (fig. 3f) is also in quadrature relationship with the elevation, with the same qualitative tendency as for the  $M_2$  constituent; these current velocities present maximum values at the same locations as  $M_2$  but are considerably weaker, at about  $30 \text{ cm s}^{-1}$ .

The spatial pattern of semidiurnal currents related to the  $M_2$  and  $S_2$  constituents implies maximum values by the lower creek near the mouth, regardless of the astronomical tidal episode. Here, currents reach  $1.1$  and  $0.7 \text{ m s}^{-1}$  during spring and mean tides, respectively, which should imply greater erosion in this area. In consonance with that, the deepest points were found at this location during the bathymetric measurements, with maximum local depths of 7 m.

The principal diurnal constituents  $K_1$  and  $O_1$  show mutually similar results both qualitatively and quantitatively (fig. 4). Elevation amplitudes of both waves (6.5 cm on average) have no significant spatial variations along the creek, so they are not shown; the phase lag between the creek's extremes is  $2^\circ$  for both constituents, implying a tidal delay of about 7 min (fig. 4a, c). Maximum velocity amplitudes (less than  $2.5 \text{ cm s}^{-1}$ ) are located again at the lower creek and mouth (fig. 4b, d), with phases also close to a quadrature relationship with the elevation.

Hence, the qualitative pattern of the tide in San Pedro creek is clearly influenced by the semidiurnal constituents, which represent 95% of total tidal energy and determine the flow dynamics.

### **Sediment transport, current asymmetries, and plausible morphodynamic implications**

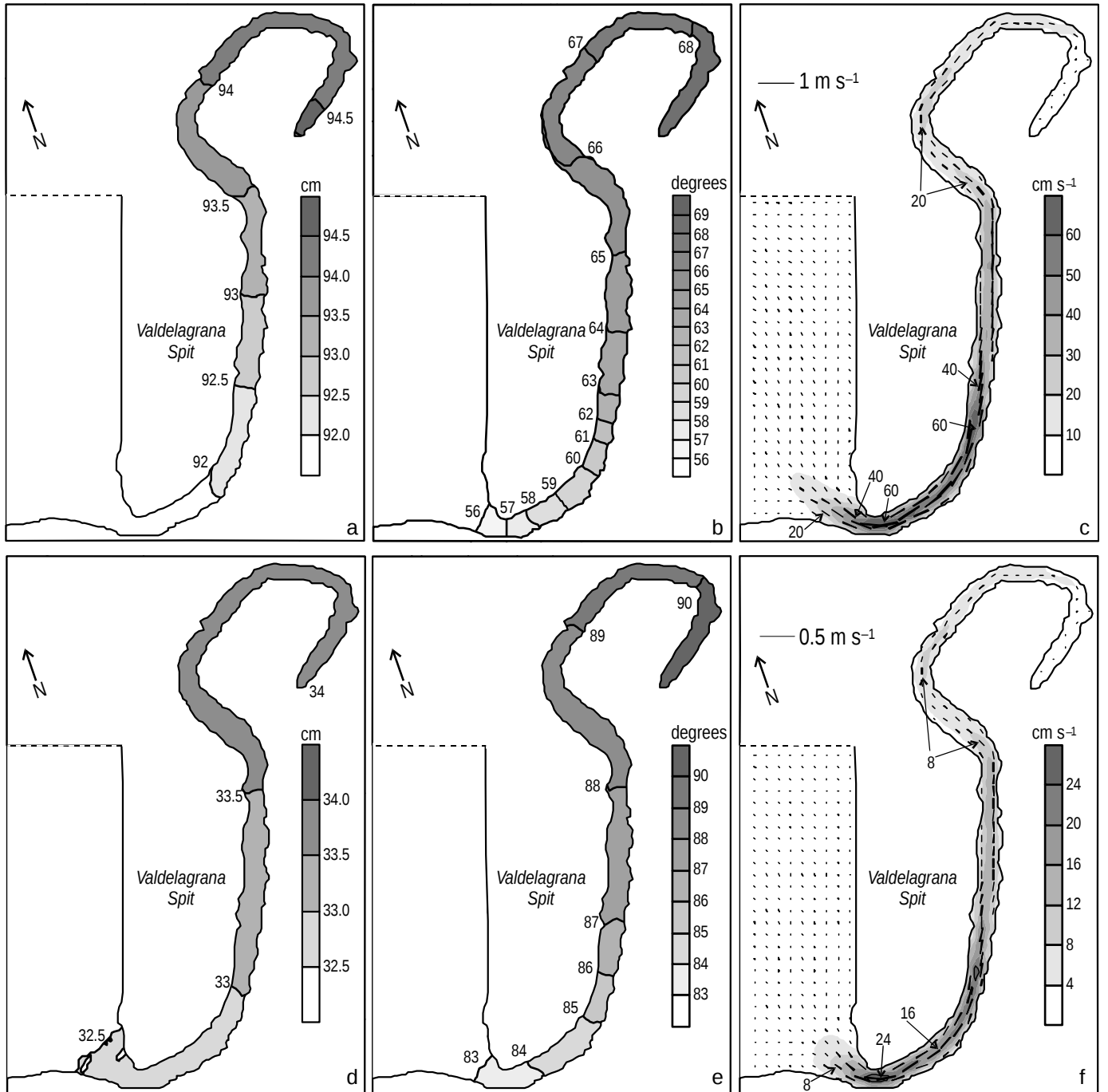
Because of the weak contribution of the diurnal constituents, the sediment transport processes were analyzed by forcing the system with the superposed main semidiurnal

aumenta suavemente hacia la cabeza del caño (fig. 3a). Este incremento, no obstante, es poco significativo, con diferencias máximas inferiores a 3 cm a lo largo del canal y amplitudes medias cercanas a 1 m. Más acusado es el retardo de la fase que se genera en el dominio asociado a esta constituyente (fig. 3b), aumentando regularmente desde la bocana hasta la cabeza. Este incremento en la fase de elevación, de  $12.4^\circ$  entre los extremos del caño, representa un retardo de 25 min en la señal de marea desde la bocana hasta la cabeza del caño, asociado principalmente a los efectos disipativos que se generan en el interior del canal. Con relación a las características de la velocidad de la corriente para esta constituyente (fig. 3c), los resultados del modelo resaltan el predominio de la dirección de la corriente a lo largo del eje longitudinal del canal; los ejes mayores de las elipses de corriente se dibujan paralelos al mismo y ortogonales a las isolíneas de amplitud, confirmando el carácter unidireccional que presentan las trayectorias de las corrientes a lo largo del caño. Las máximas velocidades de la corriente se alcanzan en el curso bajo del caño cercano a la desembocadura. En estas zonas, la intensidad de la corriente supera  $75 \text{ cm s}^{-1}$  para la constituyente  $M_2$ , disminuyendo progresivamente hacia el curso alto del caño debido a la reflexión de la onda por la presencia de la presa de marea, que impone la condición de impenetrabilidad. Al mismo tiempo, los resultados del modelo muestran un desfase entre los máximos de elevación y velocidad cercano a la cuadratura ( $90^\circ$ ) a lo largo del caño pero alejándose suavemente de este valor hacia la desembocadura, mostrando un comportamiento propio de los regímenes estacionarios afectados por la fricción que se generan en dominios semicerrados como el caño San Pedro.

El comportamiento cualitativo de la constituyente  $S_2$  simulada es análogo al descrito para la  $M_2$ . De nuevo, las amplitudes de elevación (fig. 3d) aumentan hacia la cabeza del caño, con amplitudes medias de 33 cm. Asimismo, la fase de elevación (fig. 3e) presenta un retardo de 14 min desde la bocana a la cabeza. La velocidad de la corriente (fig. 3f) está, al igual que en el caso de la  $M_2$ , cercana a la cuadratura con la elevación, con la misma tendencia cualitativa; dichas velocidades presentan valores máximos en los mismos emplazamientos que para la  $M_2$ , siendo sin embargo sensiblemente menores que los correspondientes a esta constituyente, en torno a  $30 \text{ cm s}^{-1}$ .

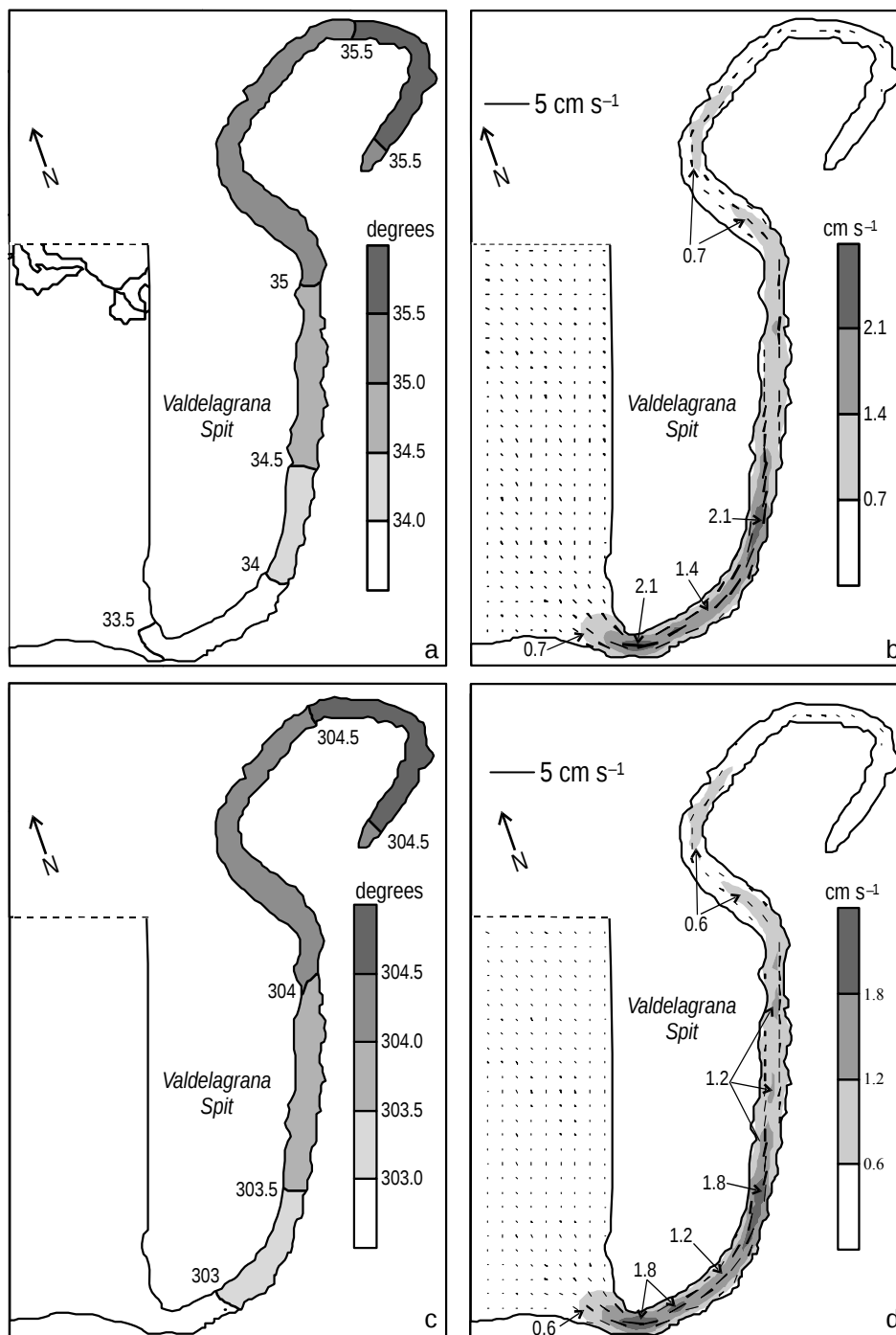
El patrón de distribución de las corrientes semidiurnas caracterizado por las constituyentes  $M_2$  y  $S_2$ , por tanto, presenta valores máximos en el tramo inferior del caño, cercano a la bocana, independientemente del periodo de la marea astronómica. Aquí, las velocidades alcanzan  $1.1 \text{ m s}^{-1}$  en marea viva y  $0.7 \text{ m s}^{-1}$  en marea media, lo que debe reflejar una mayor actividad erosiva en esta zona. En consonancia con lo descrito, durante los levantamientos batimétricos se midieron las mayores profundidades en estos emplazamientos, con cotas máximas locales de 7 m.

Las constituyentes diurnas principales  $K_1$  y  $O_1$  muestran resultados similares entre sí tanto cualitativa como



**Figure 3.** Model-calculated spatial fields for the  $M_2$  and  $S_2$  semidiurnal harmonics. **(a)**  $M_2$  elevation amplitude, **(b)**  $M_2$  elevation phase, and **(c)**  $M_2$  velocity amplitude (semimajor axes). **(d, e, f)** Idem for the  $S_2$  constituent.

**Figura 3.** Campos espaciales calculados para los armónicos semidiurnos  $M_2$  y  $S_2$ . **(a)** Amplitud de elevación de  $M_2$ , **(b)** fase de elevación de  $M_2$  y **(c)** amplitud de velocidad (semiejes mayores) de  $M_2$ . **(d, e, f)** Ídem para la constituyente  $S_2$ .



**Figure 4.** Model-calculated spatial fields for the K<sub>1</sub> and O<sub>1</sub> diurnal harmonics. (a) K<sub>1</sub> elevation phase and (b) K<sub>1</sub> velocity amplitude (semimajor axes). (c, d) Idem for the O<sub>1</sub> constituent.

**Figura 4.** Campos espaciales calculados para los armónicos diurnos K<sub>1</sub> y O<sub>1</sub>. (a) Fase de elevación de K<sub>1</sub> y (b) amplitud de velocidad (semiejes mayores) de K<sub>1</sub>. (c, d) Ídem para la constituyente O<sub>1</sub>.

constituents  $M_2$  and  $S_2$ , which allowed the spring/neap tide cycles to be simulated. Figure 5 shows a comparison between the experimental and modeled depth-averaged concentrations of suspended-sediment at the location of the turbidity sensor. The experimental depth-averaged concentration values were estimated by reconstructing the vertical profile for the entire water column from the measures at 2 m above the creek's bottom using equation 1. The ratio of mean discrepancy between observed and modeled data can be defined, according to García and Parker (1991), as  $M = 10^A$ , where:

$$A = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log \left( \frac{\bar{c}_i^{cal}}{\bar{c}_i^{obs}} \right) \quad (7)$$

$\bar{c}_i^{obs}$  and  $\bar{c}_i^{cal}$  being the observed and model-calculated depth-averaged concentrations, respectively, and  $n$  is the total amount of analyzed data. For this case,  $M = 1.8$ , which represents discrepancies between observed and calculated values within the uncertainty range of the parameterization and slightly smaller than other conventional formulations (see García and Parker 1991). Apart from these considerations, figure 5 reveals that the modeled suspended-sediment concentration is highly sensitive to the friction velocity, manifested in a wide variability of concentration values depending on the current regime. There are several causes for this sensitivity. On the one hand, the parameterization itself implies a high sensitivity to the friction velocity and hence to the intensity of currents; therefore, small deviations between modeled and observed velocities could cause variations in the sediment concentration. On the other hand, the model simplification only considers a mean grain size of 200  $\mu\text{m}$ , whereas there are minor fractions of other sizes in the real case.

The erosion/accretion areas can be determined from model results by calculating the time-averaged vertical net sediment flow as follows:

$$F_v = \langle E_a \rangle = \langle w_s (\chi \bar{c} - c_a) \rangle \quad (8)$$

where  $\langle \rangle$  means time-averaging over one cycle. Positive values represent accretion and negative values mean erosion. Figure 6 shows the areas of the domain where erosion prevails, mainly located around the Valdelagrana spit, at the mouth of the creek, and in the main channel upstream. In order to delimit the uncertainty related to the parameters dependent on grain size, the erosion areas for grain sizes of 140 and 280  $\mu\text{m}$  are also shown in figure 6. All cases reveal analogous qualitative patterns. The erosion areas are the same as those at the mouth, where tidal currents are the most intense, suggesting an unstable morphodynamic situation in San Pedro creek.

The one-cycle-averaged net sediment flows can be calculated as:

cuantitativamente (fig. 4). Las amplitudes de elevación (6.5 cm de media) presentan variaciones espaciales no significativas a lo largo del caño para ambas ondas, por lo que no se muestran; el desfase entre los extremos del caño es de  $2^\circ$  para las dos constituyentes, lo que implica un retardo temporal de 7 min (fig. 4a, c). Las amplitudes máximas de velocidad (por debajo de  $2.5 \text{ cm s}^{-1}$ ) se sitúan de nuevo en el tramo inferior y la bocana (fig. 4b, d), con desfases también cercanos a la cuadratura respecto a la elevación.

Así pues, el patrón cualitativo de la marea en el caño San Pedro está claramente influido por las constituyentes semidiurnas, que suponen el 95% de la energía total asociada a la onda de marea y condicionan la dinámica del flujo.

### Transporte de sedimento, asimetrías de la corriente y plausibles implicaciones morfodinámicas

Debido a la escasa contribución de las constituyentes diurnas, las características del transporte de sedimento fueron analizadas forzando el sistema con la superposición de las constituyentes semidiurnas principales  $M_2$  y  $S_2$  en el contorno abierto, para simular los ciclos de mareas vivas y muertas. La comparación entre los resultados experimentales respecto a los modelados para la concentración vertical media de sedimento en suspensión en el punto en el cual se instaló el sensor de turbidez puede apreciarse en la figura 5. Partiendo de los datos obtenidos a 2 m del lecho del caño, fue reconstruido el perfil vertical de la concentración observada a partir de la ecuación 1 y se obtuvo su valor promedio a lo largo de la columna de agua. La razón de discrepancia media entre los datos observados y calculados puede definirse, de acuerdo con García y Parker (1991), como  $M = 10^A$ , donde:

$$A = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log \left( \frac{\bar{c}_i^{cal}}{\bar{c}_i^{obs}} \right) \quad (7)$$

siendo  $\bar{c}_i^{obs}$  y  $\bar{c}_i^{cal}$  las concentraciones (verticalmente promediadas) observadas y calculadas de material en suspensión, respectivamente, y  $n$  es el número total de datos analizados. Del cálculo anterior resulta un valor de  $M = 1.8$ , por lo que las diferencias obtenidas entre los valores observados y calculados se encuentran dentro del rango de incertidumbre inherente a la propia parametrización y sensiblemente inferior a otras parametrizaciones convencionales (véase García y Parker 1991). Al margen de la bondad del ajuste en términos del parámetro anterior, a la vista de la figura 5 llama la atención la sensibilidad que muestra la concentración de sedimento en suspensión calculada respecto a la velocidad de fricción, que se manifiesta en un amplio intervalo de variabilidad de la concentración frente al régimen de velocidades. Existen varios motivos para esto. Por una parte, la parametrización muestra una alta sensibilidad a la velocidad de fricción y por tanto a la intensidad de las

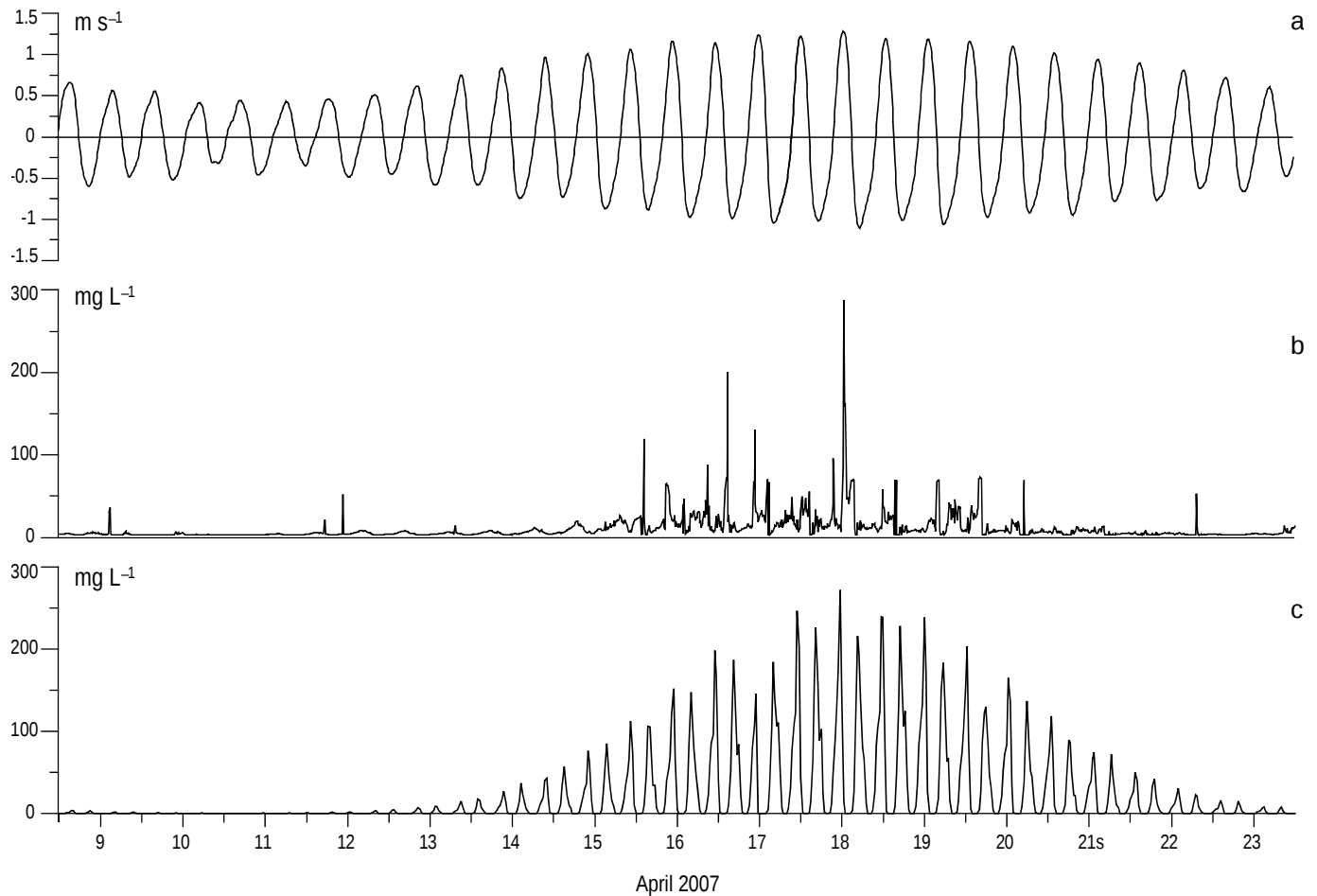
$$\vec{F}_s = \langle \rho_s \vec{c} \vec{u} H \rangle \quad (9)$$

Such net flows are plotted in figure 7 for each grid node and show a marked tendency for particles to be transported from erosion-dominated areas to those where accretion prevails. Three main qualitative phenomena are identified from the distribution of the sediment flow: first, there is a tendency for the transport of sediment from the creek's mouth to its upper course, with model-calculated values of up to  $500 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ; second, the greatest transports are located over the tidal delta outside the mouth, in the direction towards Cadiz Bay, and have similar values; and third, a

corrientes, por lo que pequeñas desviaciones de la velocidad calculada respecto a la observada son susceptibles de generar variaciones en las concentraciones de sedimento. Por otra parte, el modelo contempla la hipótesis simplificada que sólo considera un tamaño medio de grano de  $200 \mu\text{m}$ , mientras que la situación real presenta, en proporción menor, otras fracciones.

A partir de estos resultados numéricos pueden determinarse las áreas de erosión y colmatación, obtenidas computando el flujo volumétrico neto vertical de sedimento promediado temporalmente como:

$$F_v = \langle E_a \rangle = \langle w_s (\chi \bar{c} - c_a) \rangle \quad (8)$$



**Figure 5.** Time series of suspended-sediment concentration and tidal current as reference during 15 days (one spring/neap tide cycle). (a) Depth-averaged tidal current in the ebb (negative) to flood (positive) direction, from the acoustic Doppler current profiler (ADCP) at the creek mouth. (b) Experimental suspended-sediment concentration ( $\text{mg L}^{-1}$ ) from the turbidity sensor close to the ADCP. (c) Modeled suspended-sediment concentration ( $\text{mg L}^{-1}$ ) for the same interval from a simulation forced by the  $M_2$  and  $S_2$  constituents and a grain size of  $200 \mu\text{m}$ .

**Figura 5.** Series temporales de concentración de material en suspensión junto a la corriente de marea como referencia durante 15 días (un ciclo de mareas vivas y muertas). (a) Corriente de marea verticalmente promediada en la dirección de vaciante (valores negativos) a llenante (valores positivos) a partir del registro del correntímetro perfilador acústico Doppler (ADCP) en la bocana. (b) Concentración experimental de material en suspensión ( $\text{mg L}^{-1}$ ) inferida del sensor de turbidez asociado al ADCP. (c) Concentración de material en suspensión modelada ( $\text{mg L}^{-1}$ ), durante el intervalo correspondiente, para una simulación forzada conjuntamente con las constituyentes  $M_2$  y  $S_2$ , con un tamaño medio de las partículas de  $200 \mu\text{m}$ .

minor erosion process occurs at the extremity of the Valdelagrana spit (of less than  $50 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ), transporting sediment upstream.

An explanation for these phenomena can be obtained from the analysis of the current asymmetry patterns caused by nonlinear interaction processes within the domain. Model and experimental results show current asymmetries related to compound tides, particularly the  $M_4$  tide since it is originated from the principal  $M_2$  wave and hence constitutes the main shallow-water constituent in this system. Model results for the  $M_4$  tide agree quite well with the experimental data (see table 1), so they can be considered as representative for the following analysis of asymmetries.

Figure 8 shows the model-calculated current asymmetry field in San Pedro creek. Since tidal currents are mainly one-directional, such asymmetries have been calculated as  $|U_{\max \text{ flood}}| - |U_{\max \text{ ebb}}|$ , where  $|U_{\max \text{ flood}}|$  and  $|U_{\max \text{ ebb}}|$  are the maximum current velocity during flood and ebb episodes, respectively. Hence, positive and negative values indicate

donde  $\langle \rangle$  representa el promediado temporal en un ciclo. Los valores positivos de este término representan áreas de acreción, mientras que los negativos indican las áreas de erosión. En la figura 6 se aprecian las zonas caracterizadas por la tendencia a la erosión en el dominio, que se dan particularmente en la barra arenosa de Valdelagrana, en la zona de la desembocadura y en el canal principal aguas arriba. Con el fin de acotar la incertidumbre asociada a los parámetros dependientes de la elección del tamaño de grano, la misma figura presenta las áreas de erosión para tamaños de granos de  $140 \text{ y } 280 \mu\text{m}$ . En todos los casos, el comportamiento cualitativo refleja patrones análogos. Las zonas de erosividad coinciden con las áreas de mayor intensidad de las corrientes cercanas a la bocana, y sugieren un comportamiento inestable del caño desde el punto de vista morfodinámico.

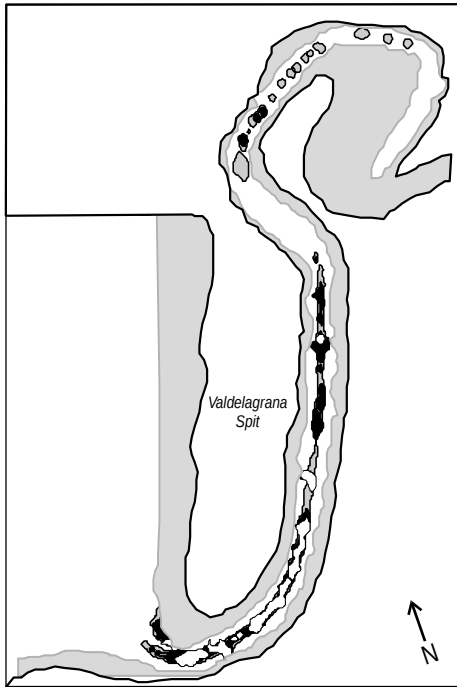
Los flujos netos de sedimento promediados temporalmente sobre un ciclo de la onda pueden calcularse mediante la siguiente expresión:

$$\vec{F}_s = \langle \rho_s \vec{c} \vec{u} H \rangle \quad (9)$$

La figura 7 representa dichos flujos netos en cada nodo del dominio, mostrando una marcada tendencia al transporte de material desde zonas tendentes a la erosión a regiones de colmatación. Tres aspectos cualitativos aparecen claramente marcados en la distribución de flujo de sedimento: el primero muestra una tendencia al transporte desde la bocana del caño hacia el curso alto, con valores calculados superiores a  $500 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ; el segundo es que las zonas de mayor transporte se dan en el delta situado en la confluencia del caño con la Bahía de Cádiz, dirigido desde la bocana hacia el exterior del caño con valores similares a los anteriores; y el tercero muestra que se aprecia un proceso erosivo de menor magnitud que los citados (por debajo de  $50 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) en la región final de la barra arenosa de Valdelagrana, que no obstante favorece el transporte de sedimento desde la barra hacia el interior de caño.

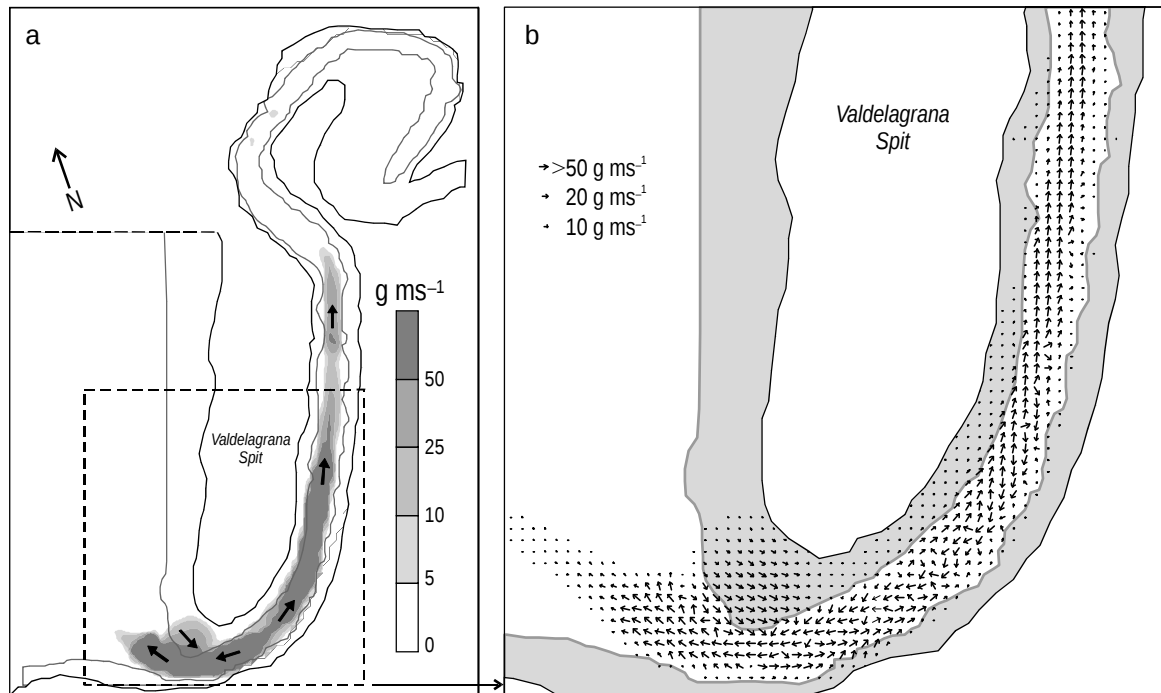
Continuando con el análisis de estas tres tendencias principales, la explicación de este comportamiento puede abordarse a la vista de las asimetrías de la corriente que se generan debido a los procesos de interacción no lineal en el interior del dominio. Tanto en los resultados del modelo como en los experimentales se observan asimetrías en la velocidad de la corriente por la presencia de constituyentes de aguas someras, particularmente la  $M_4$  que, al originarse a partir de la onda principal  $M_2$ , representa la costituyente no lineal mayoritaria en el sistema. Los resultados del modelo numérico respecto a la  $M_4$  muestran una elevada concordancia con los registros experimentales (ver tabla 1), lo que avala la representatividad de los mismos en cuanto a la caracterización de las asimetrías descrita a continuación.

En la figura 8 se muestra la asimetría de la corriente calculada a partir del modelo numérico en el caño de San Pedro. El cálculo se ha efectuado teniendo en cuenta el



**Figure 6.** Modeled predominant erosion areas from the control experiment with a grain size of  $200 \mu\text{m}$  (black areas), as well as variability ranges from experiments with grain sizes of  $140 \mu\text{m}$  (light grey areas) and  $280 \mu\text{m}$  (white areas).

**Figura 6.** Áreas de predominancia de la erosión calculadas por el modelo numérico. Se muestran las zonas correspondientes al experimento de control para un tamaño de grano de  $200 \mu\text{m}$  (zonas en negro), junto a los márgenes de variabilidad ofrecidos por un experimento para un tamaño de grano de  $140 \mu\text{m}$  (zonas en gris claro) y otro de  $280 \mu\text{m}$  (zonas en blanco).



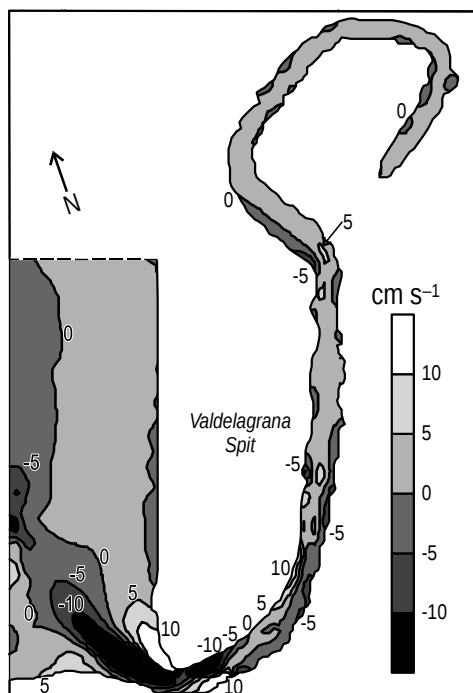
**Figure 7.** Model-calculated, time-averaged net sediment flow. **(a)** Flow intensity (contour lines) and main direction in selected areas (black arrows). **(b)** Detail of the lower creek and mouth.

**Figura 7.** Flujo neto de sedimento calculado y promediado temporalmente. **(a)** Intensidad del flujo (líneas de contorno) y dirección predominante en zonas seleccionadas (flechas negras). **(b)** Detalle de la zona de desembocadura y tramo inferior del caño.

flood and ebb asymmetry, respectively. There is a remarkable correlation between the modeled fields of sediment-transport flows and current asymmetries. A general flood asymmetry is observed from the creek's mouth towards the upper reaches; according to Dronkers (1986) and Friedrichs and Aubrey (1988), this pattern is typical in shallow, friction-dominated channels, and indicates the tendency of sediment transport towards the same direction (see fig. 7). Two other main asymmetries are present in the tidal delta near the mouth. First, there is a marked, local ebb asymmetry through the connection between the creek and Cadiz Bay, related to the well-known ebb-jet/flood-sink system typical in the water exchange between semi-enclosed domains and the outer sea (Chadwick and Largier 1999). Second, there is a third flood asymmetry on the northern coast near the mouth, with flood currents up to  $10 \text{ cm s}^{-1}$  faster than ebbs; this could be explained by the combined effect of the net friction, which generates flood predominance, and the wide intertidal area that is flooded for a longer time during flood than during ebb episodes due to the phase lag between currents and tide.

The preceding description shows that areas of potential net sediment transport coincide with those where the greatest asymmetries occur in San Pedro creek. These qualitative results suggest a morphodynamical misbalance in this environment, promoting erosion processes capable of modifying the morphodynamics to produce the situation described by Benavente *et al.* (2006).

carácter unidireccional de las corrientes como  $|U_{\text{max llenante}}| - |U_{\text{max vaciante}}|$ , en donde  $|U_{\text{max llenante}}|$  representa la máxima velocidad de la corriente en llenante y  $|U_{\text{max vaciante}}|$  la correspondiente en vaciante. Así, valores positivos de la asimetría representan el predominio de la corriente en llenante y valores negativos el predominio en vaciante. Es destacable la correlación existente, de acuerdo a los resultados del modelo numérico, entre el campo de flujo de transporte de sedimento y el campo de asimetrías de la corriente. Desde la bocana del caño hacia los tramos superiores, es perceptible una asimetría neta de la corriente en llenante. Dicha asimetría, propia de los canales someros caracterizados por la dominancia de la fricción como ha sido explicado por Dronkers (1986) y Friedrichs y Aubrey (1988), es un claro indicador de la tendencia al transporte de sedimento con la misma asimetría (ver fig. 7). Otras dos asimetrías de la corriente en las inmediaciones del delta de la desembocadura aparecen claramente marcadas. Por una parte, una clara asimetría local en vaciante caracterizada por la intensificación de la corriente de refluo en la confluencia del caño con la Bahía de Cádiz. Este comportamiento no es excepcional y está relacionado con el conocido sistema chorro-vaciante/sumidero-llenante que se genera durante el intercambio hídrico mareal a través de la conexión de cuerpos de agua semicerrados con mar abierto (Chadwick y Largier 1999). Por otra parte, existe una tercera asimetría de



**Figure 8.** Modeled field of total current asymmetry. Positive values indicate flood asymmetries and negative values mean ebb asymmetries.

**Figura 8.** Campo calculado de asimetría total de la corriente. Los valores positivos corresponden a predominio en sentido de llenante, mientras que los negativos representan predominio en vaciante.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The analysis of model data has shown that the tidal regime in San Pedro creek is mainly semidiurnal, stationary, and friction-dominated. Results agree qualitatively with previous studies on tidal dynamics in single, semi-enclosed, tide-forced channels (see, e.g., Speer and Aubrey 1985, Blanton *et al.* 2002, Van Maren 2007). Results from the model also show the generation, by nonlinear interaction processes, of current asymmetries that induce the net transport of suspended sediment in the same direction as the asymmetry, as previously described in other bays such as Morecambe, UK (Aldridge 1997).

According to the model results, there is a clear tendency towards erosion in the Valdelagrana spit and transport of suspended particles upstream, due to the characteristics of the tidal currents and their asymmetries. This situation suggests the erosive capability of the tidal currents in the morphodynamic reconfiguration, and is consistent with that described by Benavente *et al.* (2006), who showed an eastward coastal retrogradation in the Valdelagrana spit of more than 400 m during the last half-century. The increase of this erosive activity appears to be influenced by the currently reported tidal currents due to their intensity and asymmetry.

llenante en el litoral norte de la desembocadura, con una velocidad del flujo en llenante que alcanza  $10 \text{ cm s}^{-1}$  superior a la vaciante; esto puede explicarse por el efecto combinado, por un lado, de la fricción neta en el dominio que genera un predominio de la llenante, y por el otro, por la influencia de la amplia la zona anegadiza, que se encuentra inundada más tiempo en los procesos de llenante que en los de vaciante debido al desfase existente entre las corrientes y la marea.

La situación descrita muestra que las áreas de potencial transporte neto de sedimento están también asociadas a las zonas de mayor asimetría de las corrientes en el caño San Pedro. Estos resultados cualitativos, conjuntamente y por separado, sugieren una situación de desequilibrio morfodinámico en el área descrita, propiciando fenómenos erosivos que son susceptibles de modificar la situación morfodinámica hacia los comportamientos descritos por Benavente *et al.* (2006).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de los resultados numéricos pone de manifiesto el marcado carácter semidiurno de la marea en el caño San Pedro, con patrones típicamente estacionarios caracterizados por los efectos de la fricción. Los resultados obtenidos concuerdan cualitativamente con trabajos previos sobre la dinámica de marea en canales sencillos semicerrados, forzados externamente (véase, e.g., Speer y Aubrey 1985, Blanton *et al.* 2002, Van Maren 2007). Al mismo tiempo, de acuerdo a los resultados del modelo numérico, debido a los procesos de interacción no lineal se generan asimetrías en la corriente que condicionan las características asociadas con los procesos de transporte de sedimento en la zona, potenciando el flujo neto en el sentido de las asimetrías, tal y como también ha sido descrito en otras bahías como la de Morecambe, Reino Unido (Aldridge 1997).

Los resultados obtenidos con el modelo muestran una clara tendencia a la erosión en la barra de Valdelagrana y el transporte del material resuspendido hacia zonas internas del caño. Esta circunstancia sugiere la capacidad erosiva de las corrientes de marea en la reconfiguración morfodinámica del área de la desembocadura, y se muestra de acuerdo con la descripción que efectúan Benavente *et al.* (2006), donde se manifiesta una tendencia a la erosividad de esta zona, lo que ha provocado un desplazamiento de la línea costera de la barra de Valdelagrana de más de 400 m hacia el este en el último medio siglo. El incremento de esta actividad erosiva parece, por tanto, estar influido por las corrientes de marea que se registran actualmente, tanto por su intensidad como por su asimetría.

En este sentido y como se ha descrito, es conocida la tendencia que tienen los dominios de aguas someras con amplias zonas intermareales a generar corrientes más intensas en los periodos de vaciante que en los de llenante; por tanto, las modificaciones en el régimen hidrodinámico y en las asimetrías de corriente producidas por la desconexión del caño de

Since domains with wide intertidal areas usually generate ebb asymmetries as commented, the changes in the creek's hydrodynamics, induced by the disconnection from the upper marshes, could have modified the transport processes in the creek towards its present morphodynamical configuration.

Additionally, results agree with those obtained by Martínez del Pozo *et al.* (2001), who describe a faster evolution of the region at the creek's mouth during the period 1956–1977, when the construction of a dike to canalize the ebb flow from the Guadalete River to the central part of Cadiz Bay prevented the associated input of sediment to San Pedro creek. Hence, the permanent erosive process modeled could be partially compensated by the sediment inputs from outside, decelerating the net erosion in the real system.

Model results, however, have limitations. We have only considered the effects related to tidal currents, while wind-waves are known to intensify the suspension of sediment by increasing the friction velocity (see, e.g., Kagan *et al.* 2003). In this respect, wind-wave activity at the mouth could imply higher erosion in the intertidal areas, accelerating the process described. Although such intertidal areas are contemplated by the numerical model, it does not consider small-scale topographic details such as the minor tidal channels in the Valdelagrana sand-spit, which have local hydrodynamic effects but do not modify the general qualitative patterns found in San Pedro creek. According to Álvarez *et al.* (2003), other effects, like the sea-breeze influence, contribute less to the flow regime than diurnal constituents in this region, so they have not been considered.

The comparison between experimental and model data shows the chosen critical friction velocity to be a determining factor for the quantity of suspended sediment modeled. Numerical sensitivity experiments considering different grain sizes provided similar erosion/accretion areas, since, according to equation 9, the main differences are related to changes in the depth-averaged sediment concentration and hence in the module of the sediment flow, while its orientation is determined by the currents. So, the uncertainty related to the chosen grain size has more to do with the velocity of morphodynamical evolution than with the qualitative tendency.

In this study, it has been assumed that the bottom transport is not significant and the focus has been on the suspended-sediment dynamics. This assumption is justified when, according to Van Rijn (1984), bottom transport is considered much less than suspended-sediment transport, and can be neglected in ordinary flow conditions ( $u_*'/w_s > 2$  in stationary, one-dimensional flows). Other authors have obtained similar conclusions. Schramkowski *et al.* (2002) found bottom transport to be less than suspended-sediment transport by a factor ranging from 0.1 to 0.01.

As a result of the morphodynamic sensitivity shown by the San Pedro tidal creek to the human interventions that have modified the geometric configuration of this environment, the analysis of the hydrodynamics of the system's

la amplia zona intermareal superior han podido provocar, plausiblemente, cambios en las características asociadas a los procesos de transporte que se reflejan en la consiguiente reconfiguración morfodinámica actual.

Los resultados obtenidos, adicionalmente, se muestran compatibles con los referidos por Martínez del Pozo *et al.* (2001), que advierten una evolución más rápida en la región de la desembocadura entre 1956 y 1977, cuando la zona dejó de recibir aportes sedimentarios adicionales procedentes del Río Guadalete por la construcción de un dique que canaliza las corrientes de reflujo al área central de la Bahía de Cádiz. Así, el permanente proceso erosivo asociado a las características hidrodinámicas descrito por el modelo numérico para la barra arenosa de Valdelagrana se vería parcialmente compensado por aportes procedentes del exterior, ralentizando el proceso erosivo neto en el sistema real.

Los resultados obtenidos con el modelo numérico, en todo caso, no están exentos de limitaciones. Por una parte, el análisis efectuado de este proceso contempla únicamente la acción de las corrientes de marea, pero es conocido (véase, e.g., Kagan *et al.* 2003) que la influencia del oleaje intensifica los procesos de resuspensión por el incremento que genera en la velocidad de fricción. En este sentido, la actividad generada por el oleaje en la zona de la desembocadura es susceptible de incrementar la acción erosiva de las zonas intermareales, intensificando cuantitativamente y acelerando el proceso de reconfiguración. Estas zonas intermareales, si bien han sido incluidas en el modelo numérico, no contemplan detalles topográficos de escalas espaciales menores, como la presencia de pequeñas canalizaciones de marea existentes en las áreas intermareales de la barra de Valdelagrana, cuya influencia hidrodinámica se restringe al ámbito de su dominio espacial pero no altera el comportamiento cualitativo general descrito para el caño San Pedro. Otros efectos, como la influencia de la brisa marina, de acuerdo a Álvarez *et al.* (2003), tienen una contribución sobre el régimen de flujo inferior a las constituyentes diurnas en la zona de estudio, por lo que no han sido contemplados.

Por otra parte, como se desprende de la comparativa entre los datos observados y calculados, la adecuada elección de la velocidad de fricción crítica es un factor relevante en la caracterización de la magnitud de la concentración de sedimento en suspensión modelada. En este sentido, otros experimentos numéricos de sensibilidad realizados con diferentes tamaños de grano no muestran cambios significativos en las áreas de erosión y colmatación. La principal contribución se produce, de acuerdo a la ecuación 9, en cambios en la magnitud del flujo de sedimento asociados a cambios en la concentración media de sedimento en suspensión, mientras que su orientación depende críticamente de la de la corriente. Por tanto, la incertidumbre que en los resultados puede generar la elección del tamaño de grano está relacionada más con la velocidad de cambio morfodinámico que con las tendencias cualitativas.

original configuration (connected to the upper marshes) and the combined wind-wave/tide effect will be the topic of a future article.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This study was partially supported by the Spanish Ministry of Education and Science (National I+D Project CTM2007-60408/MAR), the European Regional Development Fund (ERDF), and two Andalusian Government projects (P06 RNM-01443 and P06 RNM-01673). The authors are sincerely grateful to two anonymous reviewers for their valuable suggestions.

## REFERENCES

- Aboitiz A, Tejedor B, Fragela B, *et al.* 1999. Estructura térmica del agua en la Bahía de Cádiz. In: I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Almería.
- Aldridge JN. 1997. Hydrodynamic model predictions of tidal asymmetry and observed sediment transport paths in Morecambe Bay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 44: 139–56.
- Álvarez O. 1999. Simulación numérica de la dinámica de marea en la Bahía de Cádiz: Análisis de las constituyentes principales, interacción marea-brisa e influencia del sedimento en suspensión. Ph.D. thesis, Department of Applied Physics, University of Cadiz, Spain, 222 pp.
- Álvarez O, Izquierdo A, Tejedor B, *et al.* 1999. The influence of sediment load on tidal dynamics, a case study: Cadiz Bay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 48: 439–450.
- Álvarez O, Tejedor B, Tejedor L, Kagan BA. 2003. A note on sea-breeze-induced seasonal variability in the  $K_1$  tidal constants in Cadiz Bay, Spain. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 58: 805–812.
- Aubrey DG. 1986. Hydrodynamic controls on sediment transport in well-mixed bays and estuaries. In: Van de Kreek J (ed.), *Physics of Shallow Estuaries and Bays*. Springer Verlag, Berlin, pp. 245–258.
- Benavente J, Del Río L, Gracia FJ, *et al.* 2006. Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Cont. Shelf Res.* 26: 1061–1076.
- Blanton JO, Lin G, Elston SA. 2002. Tidal current asymmetry in shallow estuaries and tidal creeks. *Cont. Shelf Res.* 22: 1731–1743.
- Chadwick DB, Largier JL. 1999. Tidal exchange at the bay-ocean boundary. *J. Geophys. Res.* 104: 29901–29924.
- De la Paz M, Gómez-Parra A, Forja J. 2008. Tidal-to-seasonal variability in the parameters of the carbonate system in a shallow tidal creek influenced by anthropogenic inputs, Río San Pedro (SW Iberian Peninsula). *Cont. Shelf Res.* 28: 1394–1404.
- Dronkers J. 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Neth. J. Sea Res.* 20: 117–131.
- Ferrón S, Ortega T, Gómez-Parra A, *et al.* 2007. Seasonal study of dissolved  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$  and  $\text{N}_2\text{O}$  in a shallow tidal system of the Bay of Cádiz (SW Spain). *J. Mar. Syst.* 66: 244–257.
- Foreman MGG, Henry RF. 1989. The harmonic analysis of tidal model time series. *Adv. Water Resour.* 12: 109–120.
- Friedrichs CT, Aubrey DG. 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: A synthesis. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 27: 521–545.
- En este estudio ha sido asumido que la intensidad del transporte por fondo es no significativa, centrando el análisis sobre la dinámica de sedimento en suspensión. Esta asunción se basa en que tal y como representa Van Rijn (1984), para condiciones normales de flujo ( $u_* / w_s > 2$ , en flujos estacionarios y unidimensionales) el transporte de fondo es pequeño comparado con el transporte de sedimento en suspensión y, en primera aproximación, puede ser despreciado. Otros autores han obtenido conclusiones similares, como Schramkowski *et al.* (2002), quienes encontraron que el transporte de fondo es menor en un factor típicamente de 0.1 a 0.01 respecto al sedimento en suspensión.
- El análisis de las características de las corrientes en la configuración original que unía el caño a la amplia región intermareal, así como el efecto combinado de interacción marea-oleaje sobre las características morfodinámicas, serán motivo de trabajos posteriores motivados por la sensibilidad morfodinámica que ha revelado el caño marea San Pedro frente a eventuales actividades humanas en la zona, particularmente cuando implican cambios en su configuración geométrica o del entorno adyacente.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue parcialmente financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia (MEC, Proyecto Nacional I+D CTM2007-60408/MAR), el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (ERDF), y los proyectos de la Junta de Andalucía P06 RNM-01443 y P06 RNM-01673. Los autores desean agradecer a dos revisores anónimos las valiosas sugerencias y mejoras propuestas para este artículo.

- García M, Parker G. 1991. Entrainment of bed sediment into suspension. *J. Hydraul. Eng.* 117: 414–435.
- Godin G. 1972. *The Analysis of Tides*. Univ. Toronto Press, Ontario, Canada, 264 pp.
- Ikeda S, Nishimura T. 1985. Bed topography in bends of sand-silt rivers. *J. Hydraul. Eng.* 111: 1397–1411.
- Inman DL. 1963. Sediment: Physical properties and mechanics of sedimentation. In: Shepard FP (ed.), *Submarine Geology*. Harper International, New York, pp. 101–151.
- Kagan BA, Álvarez O, Izquierdo A, *et al.* 2003. Weak wave/tide interaction in suspended sediment-stratified flow: A case study. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 56: 989–1000.
- Kagan BA, Álvarez O, Izquierdo A. 2005. Weak wind-wave/tide interaction over fixed and moveable bottoms: A formulation and some preliminary results. *Cont. Shelf Res.* 25: 753–773.
- Martínez del Pozo JA, Anfuso G, Gracia FJ. 2001. Recent evolution of a tidal delta in Cadiz Bay (SW Spain) due to human interventions. In: Ozhan E (ed.), *Proc. Fifth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST'01*, 23–27 October 2001, Hammamet, Tunisia, pp. 1425–1433.
- Parker G. 1978. Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. Part 2: The gravel river. *J. Fluid Mech.* 89: 127–146.

- Schramkowski GP, Schuttelaars HM, De Swart HE. 2002. The effect of geometry and bottom friction on local bed forms in a tidal embayment. *Cont. Shelf Res.* 22: 1821–1833.
- Smith JD, McLean SR. 1977. Spatially averaged flow over a wavy surface. *J. Geophys. Res.* 82: 1735–1746.
- Soulsby RL, Wainwright BLSA. 1987. A criterion for the effect of suspended sediment on near-bottom velocity profiles. *J. Hydraul. Res.* 25: 341–355.
- Speer PE, Aubrey DG. 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems. Part II: theory. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 21: 207–224.
- Speer PE, Aubrey D, Friedrichs C. 1991. Nonlinear hydrodynamics of shallow tidal inlet/bay systems. In: Parker BB (ed.), *Tidal Hydrodynamics*. John Wiley, New York, pp. 321–339.
- Van Dongeren AR, De Vriend HJ. 1994. A model of morphological behaviour of tidal basins. *Coast. Eng.* 22: 287–310.
- Van Maren DS. 2007. Water and sediment dynamics in the Red River mouth and adjacent coastal zone. *J. Asian Earth Sci.* 29: 508–522.
- Van Rijn LC. 1984. Sediment transport. Part I: Bed load transport. *J. Hydraul. Eng.* 110: 1431–1456.
- Vidal J, Tejedor B. 2005. Study of the dynamic behaviour of the Sancti Petri channel, southwest coast of Spain. *Cienc. Mar.* 31: 617–626.

*Received July 2009,  
accepted September 2010.*