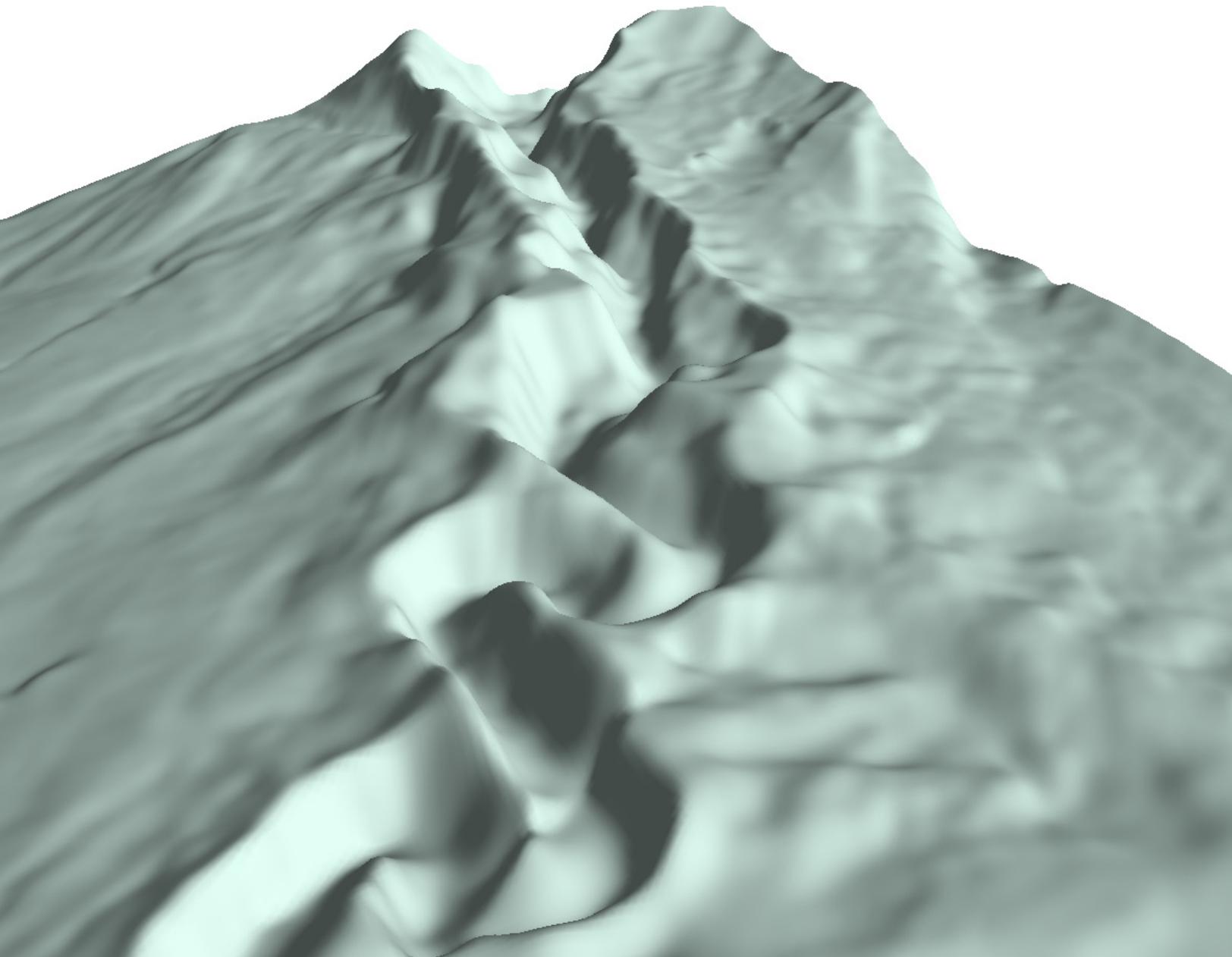


***Caracterización 3-D de un canal turbidítico en  
el margen continental del Ebro  
(Mediterráneo Occidental)***

**José Luis Casamor**

*Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines  
Universitat de Barcelona*



Caracterización 3-D de un canal turbidítico en el margen continental del Ebro (Mediterráneo Occidental)

*3D characterization of a turbidite channel in the Ebro continental margin (Western Mediterranean)*

-----  
Copyright © 2007, José Luis Casamor  
-----

Se concede permiso para compartir, copiar y distribuir esta obra, siempre y cuando se cite la fuente original y su contenido no haya sido alterado ni usado con fines comerciales. Esta licencia se aplica a todo el texto y a las figuras e imágenes creadas por el propio autor, salvo aquellas en las que se especifique de modo explícito una distinta procedencia.

*Permission is granted to share, make and distribute copies of this document, with the condition that you cite the original source and make no changes to its content or format, and may not be used for commercial or other special purposes. This license applies to all of the text, figures and images created by the Author, with the exception of those created by other authors.*

-----  
El presente documento recoge los principales resultados científicos del Capítulo 5 de la Tesis Doctoral del autor titulada "Modelización y visualización 3-D en Geociencias Marinas"; presentada en la Universitat de Barcelona el día 19 de diciembre de 2006.

*This document provides the most important scientific results of Chapter 5 of the author's PhD thesis "3D modelling and visualization in Marine Geosciences"; submitted at the University of Barcelona on 19 December 2006.*

# ÍNDICE

<b>Índice</b> .....	<b>1</b>
<b>Resumen</b> .....	<b>3</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>4</b>
<b>1. Introducción</b> .....	<b>5</b>
<b>2. Marco geológico</b> .....	<b>6</b>
<b>3. Obtención y preparación de datos</b> .....	<b>8</b>
<b>4. Metodología</b> .....	<b>8</b>
<b>5. Resultados y discusión</b> .....	<b>13</b>
<b>5.1. Morfología general</b> .....	<b>13</b>
<b>5.2. Análisis cuantitativo</b> .....	<b>20</b>
<b>5.3. Volumen del relleno sedimentario</b> .....	<b>24</b>
<b>6. Conclusiones</b> .....	<b>27</b>
<b>7. Bibliografía</b> .....	<b>27</b>

Quiero expresar en primer lugar mi sincero agradecimiento a Miquel Canals, Cap del GRC Geociències Marines (GRCGM) de la Universitat de Barcelona, por su indispensable apoyo científico y personal en el desarrollo de este trabajo. Gracias también al resto de miembros del GRCGM, por su colaboración en mayor o menor medida en diversas fases del trabajo, desde la obtención de los datos hasta el procesamiento de los mismos.

Agradezco también la tarea realizada por el comandante, oficiales, suboficiales y marinería del BIO Hespérides durante la campaña BIG '95 y MATER 2, así como la de todos los investigadores y técnicos pertenecientes a diversas instituciones y centros de investigación, tanto a nivel estatal como internacional, que han participado en dichas campañas.

El presente trabajo ha sido posible gracias a los siguientes proyectos y organismos financiadores: Proyecto "Flujos biogeoquímicos y evolución climático-ambiental del Mar Balear-2" (AMB94-0706-C02-02), de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT); Programa MTP II-MATER ("Mediterranean Targeted Project-II MAss Transfer and Ecosystem Response" (MAS3-CT96-0051), de la Unión Europea. La Direcció General de Recerca de la Generalitat de Catalunya ha financiado al GRCGM a través de su programa "Grups de Recerca d'Excel·lència" (2001 SGR-00076) y de la Red Temática "Barcelona Consortium on Marine Geosciences" (2003 XT-0025).

## RESUMEN

**E**n este trabajo presentamos la aplicación de una metodología específica que permite construir un modelo 3-D para analizar la morfología, calcular los parámetros geométricos y visualizar el relleno sedimentario potencial de un canal turbidítico situado en el margen continental del Ebro, en el Mediterráneo Occidental. El análisis cuantitativo y el modelo final se han realizado a partir de datos de batimetría de multihaz obtenidos principalmente durante las campañas BIG'95 y MATER 2.

Los resultados obtenidos en este trabajo representan una contribución a la caracterización cuantitativa y a la modelización 3-D de canales turbidíticos. La metodología aplicada se ha demostrado particularmente adecuada para describir la morfología y los parámetros geométricos del canal turbidítico estudiado. También ha permitido realizar cálculos volumétricos precisos.

La caracterización 3-D muestra que el canal presenta una forma cóncava y suave que sugiere un perfil en equilibrio con evidencias locales de erosión. Teniendo en cuenta la altura de los flancos (< 150 m), la existencia de diques bien desarrollados, la alta sinuosidad de algunos de sus tramos y las pendientes relativamente bajas, el canal puede clasificarse como de tipo deposicional. Las sinuosidades cercanas a 2 en algunos tramos y las pendientes suaves sugieren que las corrientes de turbidez de grano fino que circulan por el canal alcanzan el final del mismo.

## ABSTRACT

In this work we present the implementation of a specific methodology that allows to build a 3-D model in order to well know the morphology, geometric parameters and potential sediment fill of a turbidite channel located in the Ebro continental margin, in the Western Mediterranean. The quantitative analysis and the final model have been carried out from multibeam bathymetric obtained mainly during the BIG'95 and MATER 2 cruises.

The final obtained results represent a contribution to the quantitative characterisation and 3-D modelling of turbidite channels. The applied methodology seems to be particularly adapted to describe the morphology and the geometrical parameters of the studied channel and it allows to realise precise volumetric calculations.

The 3-D characterisation shows that the channel presents a concave and smooth form, suggesting an equilibrium profile with local evidences of erosion. Taking into account the height of the flanks (< 150 m), the existence of very developed levees, the high sinuosity in some sections and the relatively low degree slopes, the channel can be classify as depositional type. Sinuosities close to 2 in some points and gentle slopes suggest that the fine grain turbidity currents circulating within the channel reach the end of the system.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los cañones submarinos y los canales turbidíticos están presentes en un gran número de márgenes continentales. Sus cabeceras y tramos superiores suelen estar encajados en la plataforma y en el talud continentales. Más allá del pie del talud, los canales turbidíticos prolongan los cañones hacia el glacis continental. Algunos autores tienden a usar la expresión “sistema de cañón-canal” para referirse a los cañones submarinos prolongados por canales turbidíticos (Babonneau et al., 2002; Canals et al., 2004). Los sistemas de cañón-canal tienen una gran importancia en la transferencia de material terrígeno hacia las cuencas oceánicas profundas (Skene et al., 2002).

Los canales turbidíticos vertebran y alimentan sistemas deposicionales profundos, incluidos grandes abanicos sedimentarios y complejos de canal-dique de desarrollo más limitado. Un complejo de canal-dique está formado por el solapamiento y la coalescencia de varios sistemas de canal-dique (Damuth et al., 1983; Flood et al., 1991), cuerpos sedimentarios desarrollados a partir de un canal turbidítico por desbordamiento lateral de corrientes de turbidez y acumulación tanto lateral como frontal de los materiales transportados. El canal constituye el eje del sistema de canal-dique y está flanqueado por diques naturales paralelos al mismo, resultantes de la acumulación proximal de los materiales de desbordamiento. Los desbordamientos se pueden ver favorecidos en los meandros.

Los diques suelen ser asimétricos y su rotura puede iniciar la formación de nuevos canales y el abandono de los anteriores aguas abajo del punto de rotura. El encajonamiento del nuevo canal deja colgado el canal abandonado aguas abajo del punto de rotura, el cual se irá colmatando progresivamente (Canals et al., 2004). Una característica distintiva de los sistemas de canal-dique es que los canales ocupan la parte más alta del cuerpo sedimentario, hecho que, cuando se produce un desbordamiento, favorece la redistribución de los sedimentos hacia las alas del sistema, situadas a cota más baja, por el simple efecto de la gravedad (Canals et al., 1996). Los canales de los sistemas de canal-dique tienden a estrecharse y a estar menos encajados hacia los tramos distales, en paralelo al aumento de la profundidad de agua. La mayoría acaban desapareciendo en la zona frontal del propio cuerpo sedimentario que contribuyen a edificar.

Los canales turbidíticos preservados en el registro geológico tienen un elevado interés económico como reservorios de hidrocarburos (Alonso y Ercilla, 2000) y, por su cualidad de posibles análogos de reservorios, el estudio de los canales turbidíticos actuales/subactuales, y de los sistemas deposicionales a ellos asociados, ha despertado el interés de compañías petroleras (Shanmugam y Moiola, 1988; Clark y Pickering, 1996b; Nibbelink, 1999; Weimer y Slatt, 1999; Peakall et al, 2000; Fonnesu, 2003).

El análisis detallado de la morfología y de los parámetros geométricos de canales turbidíticos actuales, impulsado por el desarrollo relativamente reciente de la batimetría de multihaz y de otras técnicas de exploración (Vittori et al., 2000; Pirmez et al., 2000), aporta información relevante acerca de la naturaleza de los procesos sedimentarios responsables de su formación y evolución. El estudio de los parámetros geométricos de los canales posibilita una aproximación cuantitativa objetiva que permite caracterizar y diferenciar los sistemas deposicionales profundos (Flood y Damuth, 1987; Clark et al., 1992; Klaucke et al., 1997; Morris y Normark, 2000; Stow y Mayall, 2000; Clark y Gardiner, 2000; Wonham et al., 2000; Wen, 2004; Estrada et al., 2005). En estos análisis, los canales son vistos como contenedores potenciales de sedimento.

A continuación, presentamos la aplicación de la metodología desarrollada por Casamor (2006) para analizar la morfología, calcular los parámetros geométricos y visualizar el relleno sedimentario potencial de un canal turbidítico situado en el margen continental del Ebro, en el Mediterráneo Occidental.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

El margen continental del Ebro se sitúa en el borde occidental del llamado Mar Catalano-Balear (Canals et al., 1982) (Figura 1). Este margen ha sido construido principalmente a partir de los aportes terrígenos del Río Ebro estimados en unos 5-6 millones de Tm/año durante el Pleistoceno (Nelson, 1990). Estos y otros aportes de ríos menores provocan que la plataforma continental del Ebro sea una de las más anchas de todo el Mar Mediterráneo, llegando a alcanzar los 70 km en algunos puntos. El borde de plataforma se sitúa a una profundidad media de 150 m (Canals et al., 2000). El talud continental es muy estrecho (unos 10 km) y relativamente inclinado (unos 4,5° de promedio). La base del talud continental, cuya profundidad aumenta desde 1.300 m a 1.800 m en dirección NE-SW, y el glacis, han sido construidos por el apilamiento de sistemas de canal-dique y de depósitos resultantes de flujos no canalizados (Canals et al., 2000), en

particular deslizamientos submarinos (Lastras et al., 2002 y 2004). Una descripción más exhaustiva del margen y de la estructura sedimentaria del sistema turbidítico del Ebro, y de los factores de control que han determinado su desarrollo, puede encontrarse entre otros en O'Connell et al. (1987), Nelson y Maldonado (1988), Alonso et al. (1991), Escutia (1992) y Alonso (2000). Sin embargo, ninguno de estos trabajos está basado en datos de batimetría de multihaz.

El talud continental del margen continental del Ebro está surcado por numerosos sistemas de cañón-canal. Canals et al. (2000) identifican cinco sistemas de cañón-canal principales que enumeran, de sur a norte, del 1 al 5 (Figura 2). Seguiremos aquí esta denominación, que evita el cierto confusiónismo existente en publicaciones previas, en las que en algún caso el mismo sistema de cañón-canal recibía nombres distintos (O'Connell et al., 1987; Dañobeitia et al., 1990; Alonso, 2000).

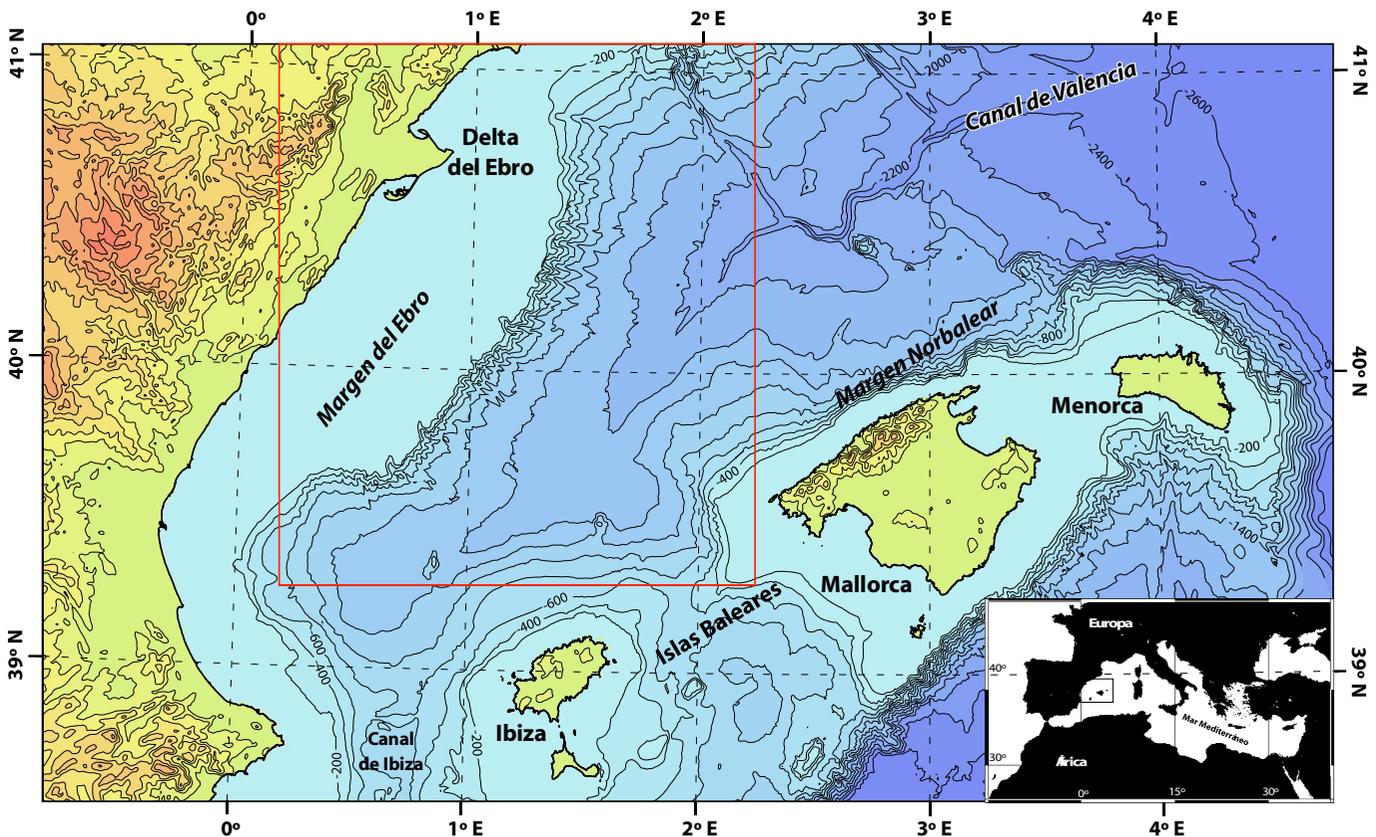


Figura 1. Mapa topográfico en color de la parte meridional del Mar Catalano-Balear, con indicación de algunos de los elementos estructurales y morfo-sedimentarios más representativos. El recuadro rojo corresponde al sector representado en la Figura 2.

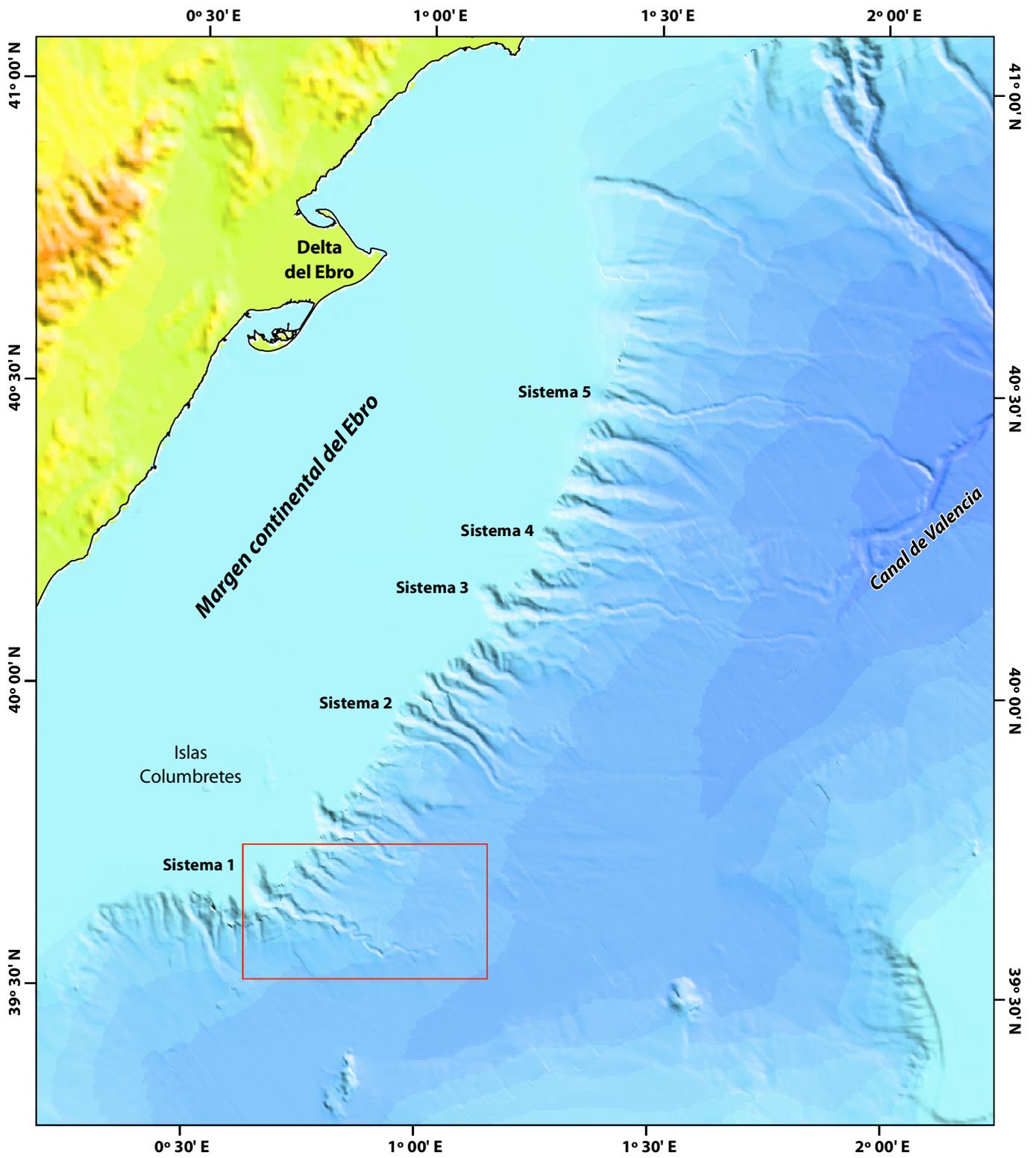


Figura 2. Mapa de relieve sombreado en color del margen continental del Ebro, con indicación de los sistemas de cañón-canal más importantes (Canals et al., 2000). El recuadro rojo corresponde al sector representado en las Figuras 3 y 10.

Los canales turbidíticos del talud inferior y el glacis continental tienen una altura que rebasa frecuentemente los 100 m. Presentan cursos meandriformes y se desarrollan, según los sectores, desde los 800 m hasta los 1400 m de profundidad (Canals et al., 1995; Canals et al., 1996). Estas profundidades son relativamente pequeñas en comparación con la mayor parte de canales turbidíticos actuales, generalmente situados entre 3.000 y 4.000 m de profundidad (Clark y Pickering, 1996b).

El paralelo 40° N separa los sistemas de cañón-canal del margen del Ebro en dos grupos. Al sur, los canales de los sistemas 1 y 2 no exceden los 30 km de longitud (Canals et al., 1995). Ninguno de estos dos canales desemboca directamente en el Canal de Valencia. El Canal de Valencia, un valle submarino perteneciente al grupo de los canales medio-oceánicos, tiene unos 400 km de longitud (Alonso et al., 2000). Este valle, de dirección SW-NE, se sitúa aproximadamente a mitad de camino entre la Península y el archipiélago balear (Figura 2), y actúa como colector principal de los sedimentos transportados transversalmente al margen del Ebro (Canals et al., 2000). Al norte de 40° N, los canales de los sistemas 3, 4 y 5 presentan longitudes superiores a los 50 km. Estos canales sí tributan directamente al Canal de Valencia.

Todos los sistemas de cañón-canal del margen del Ebro están relacionados con sistemas de canal-dique, si bien su grado de desarrollo y dimensiones varían de un caso a otro (Canals et al., 2000). Como la mayor y prácticamente única fuente de sedimento es el Río Ebro, y como la circulación y otros factores actúan de modo uniforme en todo el margen profundo, cabe atribuir las diferencias morfológicas entre los distintos canales a la dinámica sedimentaria, y a su historia y evolución individual.

Las características morfológicas de los canales turbidíticos del margen del Ebro fueron descritas inicialmente por Canals et al. (2000) a partir del método propuesto por Casamor y Tacher (1997). Posteriormente, Casamor (2006) desarrolla una metodología específica que permite caracterizar mejor este tipo de objetos geológicos. En los apartados siguientes aplicaremos dicha metodología al canal turbidítico del Sistema 1 (Figura 2).

### 3. OBTENCIÓN Y PREPARACIÓN DE LOS DATOS

Las características de la batimetría de multihaz (cobertura completa, continuidad espacial, precisión en el posicionamiento y alta resolución) la convierten en una técnica idónea para el análisis cuantitativo de la geometría de los canales turbidíticos. Consecuentemente, los resultados finales permiten caracterizar mejor elementos morfosedimentarios clave como los diques, y diferenciar los segmentos activos de los abandonados (Nibbelink, 1999; Orange et al., 1999; Canals et al., 2004).

Los mayor parte de los datos de batimetría de multihaz empleados en este estudio fueron obtenidos durante la campaña BIG '95, a bordo del *BIO Hespérides*, en mayo de 1995. A estos datos se les añadieron algunas líneas adicionales adquiridas por el buque francés *L'Atalante* durante la campaña CALMAR '97, en octubre de 1997, y un recubrimiento complementario de la plataforma continental externa realizado en la campaña MATER 2, de nuevo a bordo del *BIO Hespérides*, en septiembre de 1999 (Figura 3).

Los datos fueron adquiridos con los sistemas de batimetría de multihaz Simrad EM-12, EM-1000 y EM-1002. El conjunto de datos originales, más de 1.000.000 de puntos, fue editado de forma adecuada para eliminar valores erróneos y otros artefactos. El procesado de los datos brutos se efectuó mediante el programa *swathED*. El resultado final fue una malla de 50 x 50 m de resolución, representativa del lecho marino en un área de unos 1.110 km<sup>2</sup>, que se exportó debidamente formateado a un fichero para aplicar sobre ella la metodología propuesta.

Todos los datos se han transformado desde las coordenadas geográficas registradas durante su adquisición a la proyección Universal Traverse Mercator (UTM), huso 31, elipsoide WGS 84. Los mapas y modelos presentados aquí se encuentran en esa proyección cartográfica.

### 4. METODOLOGÍA

Clásicamente, la geometría de los canales turbidíticos, tanto fósiles como modernos, se definía a partir de secciones obtenidas en perfiles de sísmica de reflexión en dos dimensiones. La resolución vertical y horizontal de este tipo

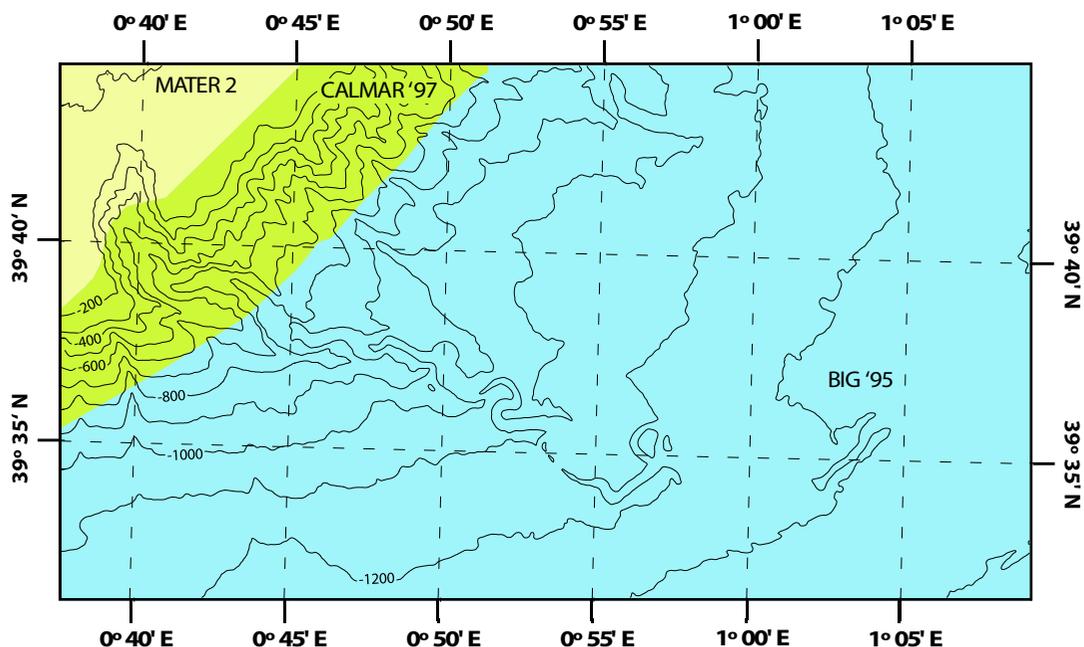


Figura 3. Distribución y procedencia de los datos batimétricos utilizados en este estudio, adquiridos durante las campañas oceanográficas BIG'95, CALMAR'97 y MATER 2. Las zonas cubiertas en cada campaña se muestran sobre un mapa batimétrico simplificado del Sistema 1 de cañón-canal y su entorno. Véase explicación detallada en el texto.

de perfiles era, en general, poco adecuada para visualizar rasgos morfológicos de detalle y cuantificar de modo fiable los volúmenes de los canales. Además, los datos usados para determinar los parámetros geométricos de los canales se solían extraer con procedimientos manuales (Flood y Damuth, 1987; Clark y Pickering, 1996b). Problemas semejantes a los descritos se daban también en el estudio de canales fluviales (Tribe, 1992; Hirst et al., 1993; Brierley et al., 1997; Czanacli y Smith, 1998; Ferguson y Brierley, 1999; Brasington et al., 2000; Lane, 2000). Afortunadamente, en los últimos años la aplicación cada vez más amplia de modernas técnicas de adquisición de datos de altitud y profundidad, y de nuevas técnicas geofísicas de visualización de la estructura interna de los cuerpos sedimentarios, como la sísmica 3-D, ha permitido soslayar las limitaciones apuntadas. A estas técnicas recientes se les han unido potentes paquetes informáticos de tratamiento y representación espacial de la información.

En nuestro caso, la utilización de un paquete tan flexible como el programa *earthvision* (EV) (Dynamic Graphics, Inc, 2002) ha permitido en primer lugar una rápida extracción de la información de interés y el análisis cualitativo en 3-D del canal objeto de estudio. Las posibilidades que ofrece EV

son particularmente valiosas cuando se trata de estudiar objetos de geometría irregular, como los canales turbidíticos (Guglielmo et al., 1997). Al tratarse de objetos largos, estrechos, sinuosos y asimétricos, la representación precisa de los canales turbidíticos mediante mapas batimétricos creados por medios informáticos no está exenta de dificultades (Fierstien y Brewster, 1992).

Posteriormente, se han aplicado una serie de programas denominados *Levar*, *Lemor* y *Levol*, que aprovechan las capacidades de EV y permiten abordar el estudio cuantitativo 3-D de canales turbidíticos siguiendo la metodología descrita y desarrollada en Casamor (2006). El principio básico usado en todos los programas es la generación automática y el análisis de múltiples secciones interpoladas y distribuidas a lo largo del canal a partir de unas secciones de control definidas por el usuario. A partir de la generación de estas secciones, cada uno de los programas desarrollados realiza las operaciones necesarias para obtener los resultados requeridos tal y como se ilustra, de manera esquemática, en el diagrama de flujo de la Figura 4. Remitimos a Casamor (2006) para conocer mejor los aspectos técnicos de la metodología empleada.

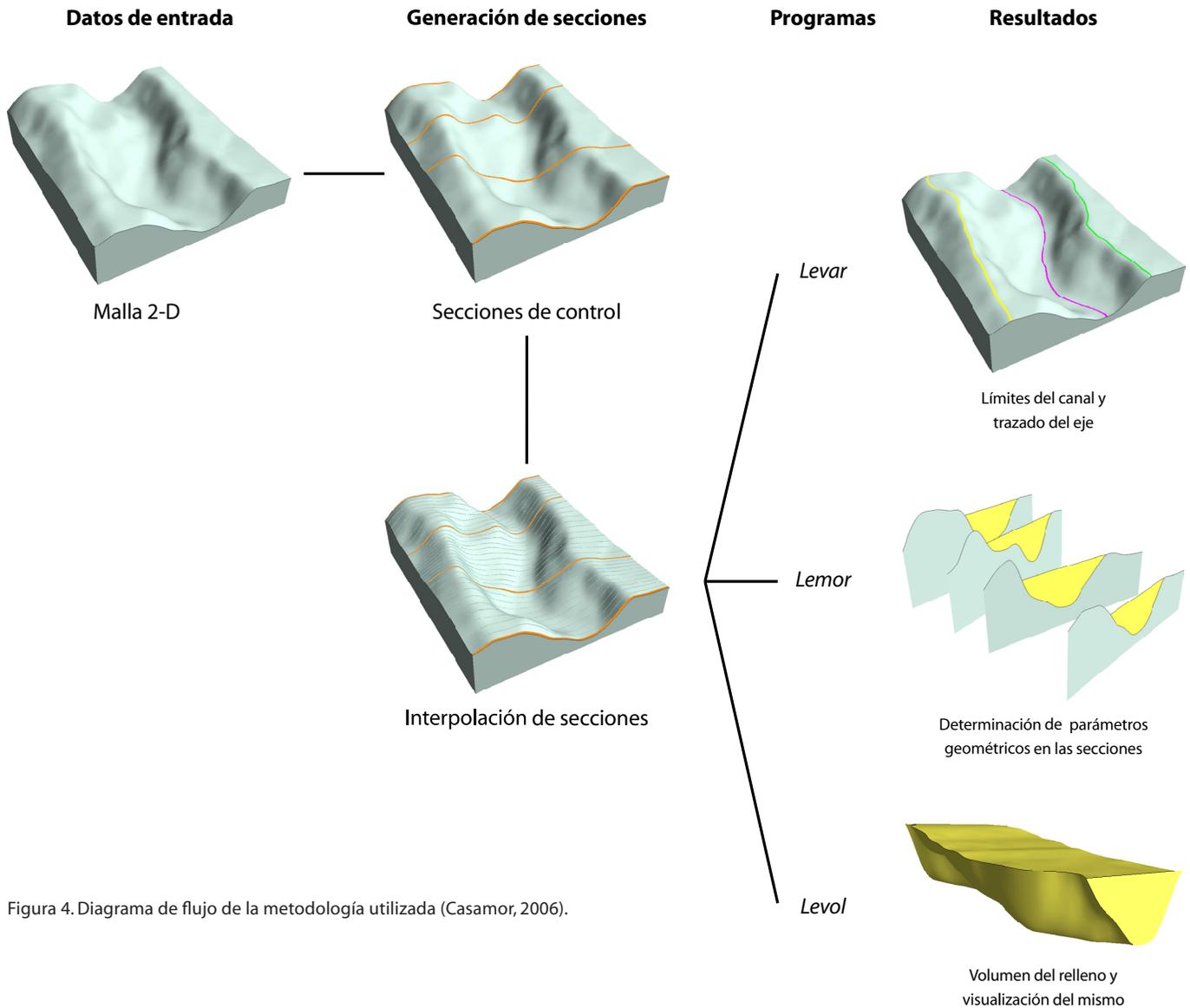
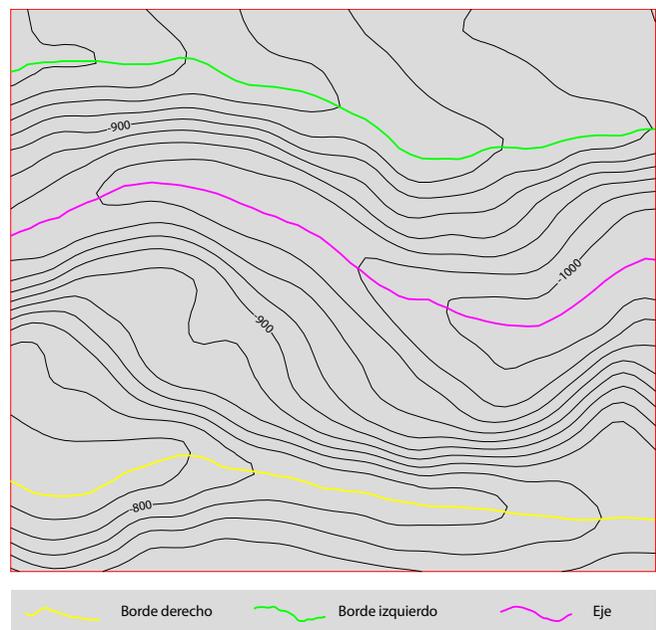


Figura 4. Diagrama de flujo de la metodología utilizada (Casamor, 2006).

El programa *Levar* identifica y dibuja los bordes y el eje del canal determinando en cada sección los puntos que corresponden al eje del canal y a las crestas de los diques que delimitan el mismo. Los límites del canal son representados como un polígono definido por dos líneas más o menos paralelas que tienen en cuenta la posición de todos los puntos de las crestas de los diques (Figura 5). Al inicio y al final del canal, el polígono se cierra mediante dos líneas que corresponden, respectivamente, a la primera y a la última sección consideradas.

Figura 5. Ejemplo del resultado de la aplicación del programa *Levar* en el segmento ilustrativo de la Figura 4. El polígono que delimita el área del canal incluye la unión, en la primera y última sección consideradas, de las líneas (en amarillo y verde) que representan el borde derecho y el borde izquierdo del canal.



Este polígono permite determinar el área ocupada por el canal, la cual no tiene porque coincidir necesariamente con la superficie que drena directamente hacia él. Por su parte, la línea del eje o tálweg quedará definida por las coordenadas X-Y de todos los puntos situados en el eje del canal.

La determinación de los parámetros geométricos del canal turbidítico se realiza mediante el programa *Lemor*. *Lemor* determina la mayoría de parámetros utilizados por autores anteriores, tanto en canales fluviales como submarinos (Flood y Damuth, 1987; Clark y Pickering, 1996b; Babonneau et al., 2002; Nordfjord et al., 2005; Gibling, 2006). El programa puede calcular, de forma opcional, dos grupos de parámetros geométricos: los que definen la planta del canal en su conjunto, y los que definen las secciones generadas (Figuras 6 y 7).

Los parámetros obtenidos de la planta referidos al conjunto del canal entre la primera y la última sección de control son (Figura 6):

- Área del canal (AC).
- Longitud del canal (LC). Es la longitud del canal a lo largo de su eje.
- Longitud del valle (LV). Es la longitud de una línea recta que une directamente la primera y última secciones de control del canal.
- Índice de sinuosidad (IS). Es la relación entre la longitud del canal y la longitud del valle.
- Pendiente del canal (PC). Es la pendiente del eje del canal.
- Pendiente del valle (PV). Es la pendiente del valle según LV.

En cada una de las secciones interpoladas, se calculan los siguientes parámetros de la sección (Figura 7):

- Longitud del canal hasta la sección (LCS). Es la longitud del canal a lo largo de su eje entre la primera sección y la sección considerada.
- Profundidad del eje del canal (PEC). Es el valor de profundidad del punto más profundo de la sección.
- Profundidad de la cresta del dique derecho (PDD) y de la cresta del dique izquierdo (PDI). Corresponden a la profundidad del punto más elevado de los diques derecho e izquierdo, respectivamente.

- Altura del flanco derecho (AFD) y del flanco izquierdo (AFI). Se miden respecto a la profundidad del eje del canal en la sección.
- Altura media de los flancos (AMF). También conocido como altura o relieve del canal (Pirmez y Imran, 2003; Estrada et al., 2005). Es la diferencia entre la profundidad del eje del canal y la media de las profundidades de los diques.
- Diferencia de altura entre flancos (DAF). Es la diferencia de alturas entre los flancos derecho e izquierdo.
- Anchura del canal (ANC). Es la distancia en la horizontal entre las líneas perpendiculares a las crestas de los diques.
- Área de la sección del canal (ASC). Definida por el polígono resultante de la intersección entre la línea que representa la anchura del canal y la sección del canal en sí.
- Relación entre la anchura y la altura en la sección (RAA). Este parámetro es conocido también como “índice de aspecto” (*aspect ratio*).

Finalmente, el programa *Levol* permite (i) generar la superficie que representa el techo del relleno (potencial) del canal, (ii) determinar el volumen del canal (VC), y (iii) visualizar el canal en 3-D.

Para definir el techo del canal, *Levol* identifica primero, en cada una de las secciones, la cresta del dique de menor altura. Seguidamente, transforma la profundidad de todos los puntos distribuidos regularmente a lo largo de la sección, asignándoles el valor de profundidad de la cresta del dique de menor altura (Figura 8), y luego, para controlar mejor la construcción del techo del canal, *Levol* añade más puntos a los ya calculados, aplicando una función de interpolación cúbica entre secciones, con un espaciado fijado por el usuario (Casamor, 2006). La malla 2-D final creada está adaptada a los cambios de gradiente de las líneas de cresta de los diques y a las variaciones de las diferencias de altura entre ellos.

El último paso que efectúa *Levol* es la visualización (Figura 9) usando las superficies que definen la base y el techo de un cuerpo sedimentario que representaría el relleno potencial del canal. Sobre el modelo 3-D pueden efectuarse los cálculos volumétricos correspondientes.

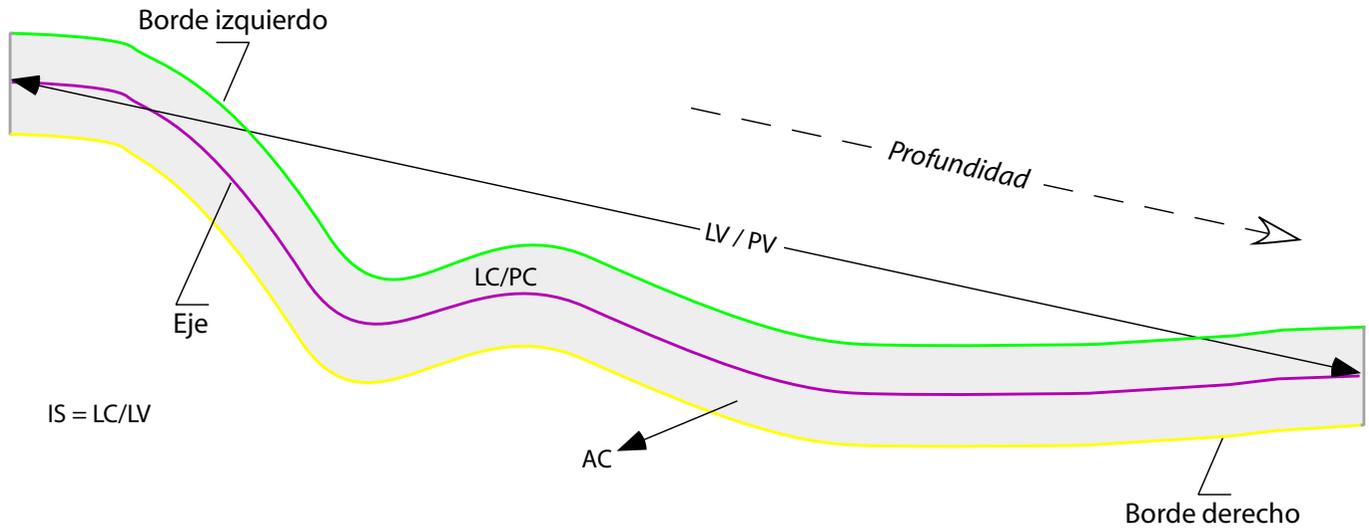


Figura 6. Parámetros geométricos de la planta de un canal turbidítico que obtienes el programa *Lemor*. AC: Área del canal; LC: Longitud del canal; LV: Longitud del valle; IS: Índice de sinuosidad; PC: Pendiente del eje del canal; PV: Pendiente del valle.

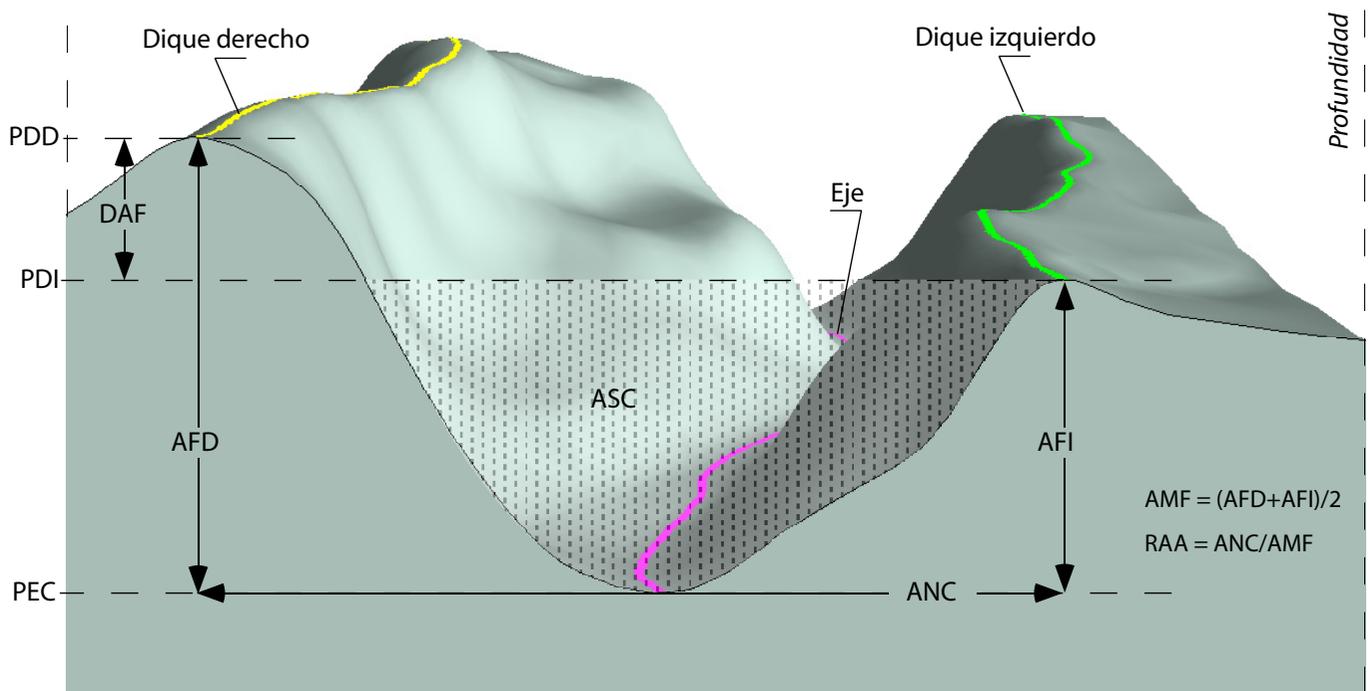


Figura 7. Parámetros geométricos de la sección de un canal turbidítico que obtiene el programa *Lemor*. PEC: Profundidad del eje del canal; PDD: Profundidad de la cresta del dique derecho; PDI: Profundidad de la cresta del dique izquierdo; AFD: Altura del flanco derecho; AFI: Altura del flanco izquierdo; AMF: Altura media de los flancos; DAF: Diferencia de altura entre ambos flancos; ANC: Anchura del canal; ASC: Área de la sección del canal; RAA: Relación entre anchura y altura en la sección.

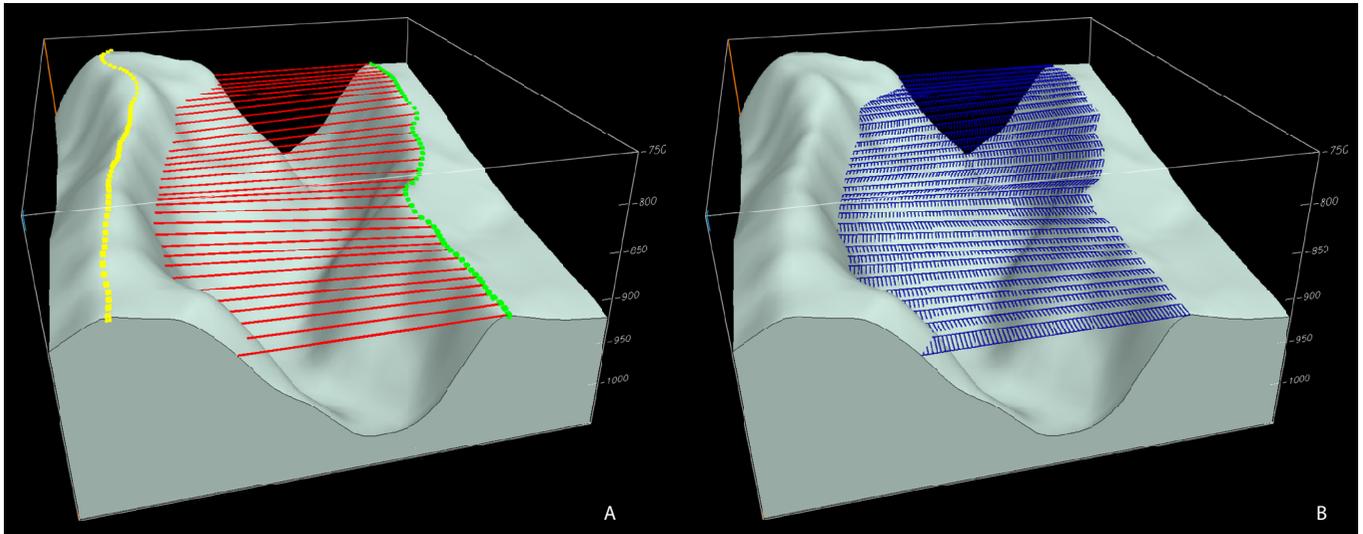


Figura 8. A: Determinación de las líneas (en color rojo) que forman parte de la superficie que representa el techo del canal. B: Fichero de puntos resultante de la interpolación cúbica entre las líneas de A. Ver explicación en el texto.

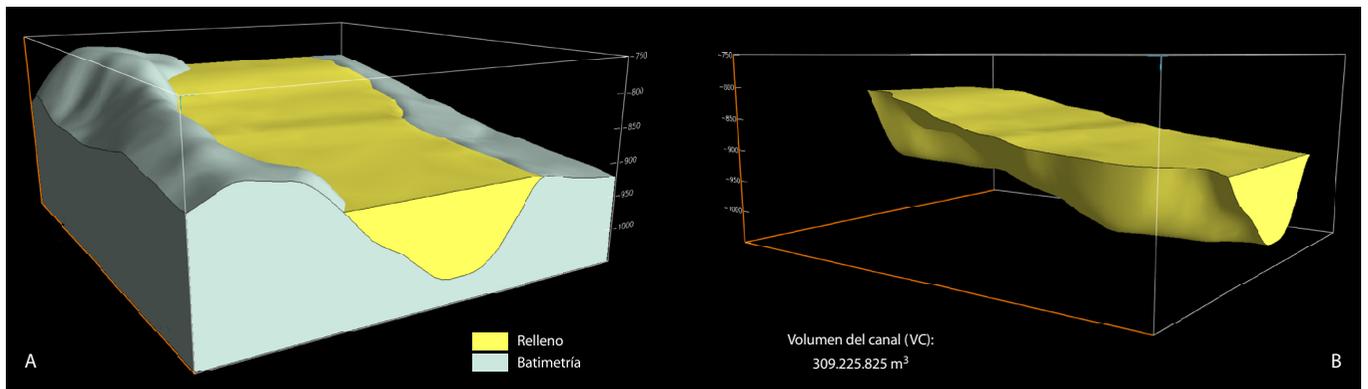


Figura 9. A: Visualización 3-D del segmento ilustrativo de la Figura 4 y del relleno sedimentario potencial del mismo. B: Visualización 3-D y valor del volumen del relleno potencial.

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este apartado describiremos, en primer lugar, la morfología general del segmento del canal del Sistema 1 (cf. Apto. 5.1), utilizando para ello los mapas batimétricos, las imágenes de relieve sombreado, las imágenes 3-D y las secciones representativas obtenidas en EV a partir de la malla 2-D generada con los datos de batimetría de multihaz. A continuación, aplicaremos la metodología y los programas mencionados anteriormente para analizar cuantitativamente el canal, y para calcular y visualizar su relleno sedimentario potencial.

### 5.1. Morfología general

El mapa batimétrico general del Sistema 1 de cañón-canal se muestra en la Figura 10. La cabecera del segmento de cañón está encajada en la plataforma continental, a pocos kilómetros de las Islas Columbretes. La cabecera del cañón se inicia a una profundidad de unos 100 m, siguiendo en dirección S hasta aproximadamente 500 m de profundidad, desde donde vira progresivamente hasta tomar una dirección E a partir de los 700 m de profundidad.

La transición de cañón a canal se produce cerca de la base del talud, a unos 800 m de profundidad, y se manifiesta por

la aparición de diques que bordean el canal turbidítico. Se trata, pues, de un sistema de canal-dique cuyo canal se sitúa en una posición relativamente más elevada que el lecho marino situado más allá del sistema, circunstancia que se observa con claridad en los mapas e imágenes 3-D de las Figuras 10 a 16. Por las características citadas, y de acuerdo con Clark y Pickering (1996b), el canal sería de tipo deposicional.

El canal, cuya orientación general es WNW-ESE a W-E, deja de ser distinguible en el glacis continental, a unos 1.300 m de profundidad. Antes de esa cota, el canal es fácilmente seguible gracias a la altura de sus flancos y a su trazado sinuoso, especialmente en el curso superior y medio (800-1.200 m) (Figuras 11, 12, 13 y 14). Es precisamente en el curso superior y medio donde se localizan algunos de los elementos morfológicos más destacados, como un par de meandros muy pronunciados (Meandro 1 y Meandro 2 en la Figura 11; véase también la Figura 15). El meandro 1

tiene un radio de 650 m mientras que el radio del meandro 2 es de 550 m. Según Flood y Damuth (1987), en este tipo de canales el radio de los meandros tiende a decrecer con la profundidad. Independientemente del contexto geológico en que esté situado, un meandro constituye una forma de equilibrio entre la pendiente, el caudal, la carga sedimentaria y la resistencia del cauce a la erosión. En un canal turbidítico, el caudal se referirá al de las corrientes de turbidez que circulen episódicamente por él, y la erosión será la provocada por estas mismas corrientes. Un meandro tiende a exagerarse con el tiempo hasta que, eventualmente, se produce el corte y abandono de las curvas más acentuadas. Se forma así un meandro abandonado, como el situado aguas abajo de los meandros citados (Figuras 11, 12 y 15). Este meandro abandonado, situado a unos 1.200 m de profundidad, tiene un radio de 600 m y está colgado 45 m por encima del eje del canal actual.

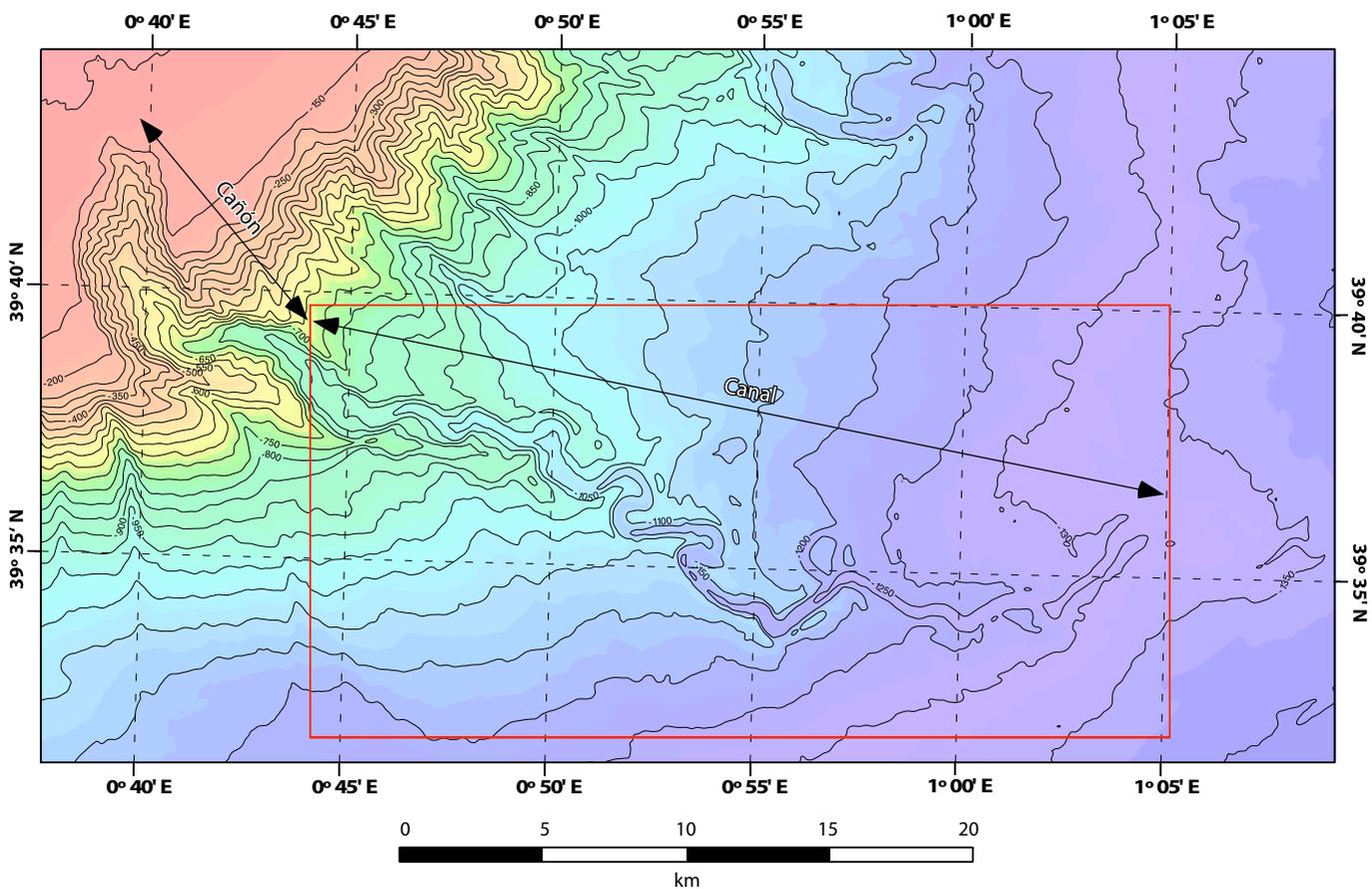


Figura 10. Mapa batimétrico general del Sistema 1 de cañón-canal, con indicación de los segmentos correspondientes al cañón y al canal. Ver la situación del sistema en el margen del Ebro en la Figura 2. El recuadro rojo indica la posición del mapa de la Figura 11. Equidistancia entre isóbatas: 50 m.

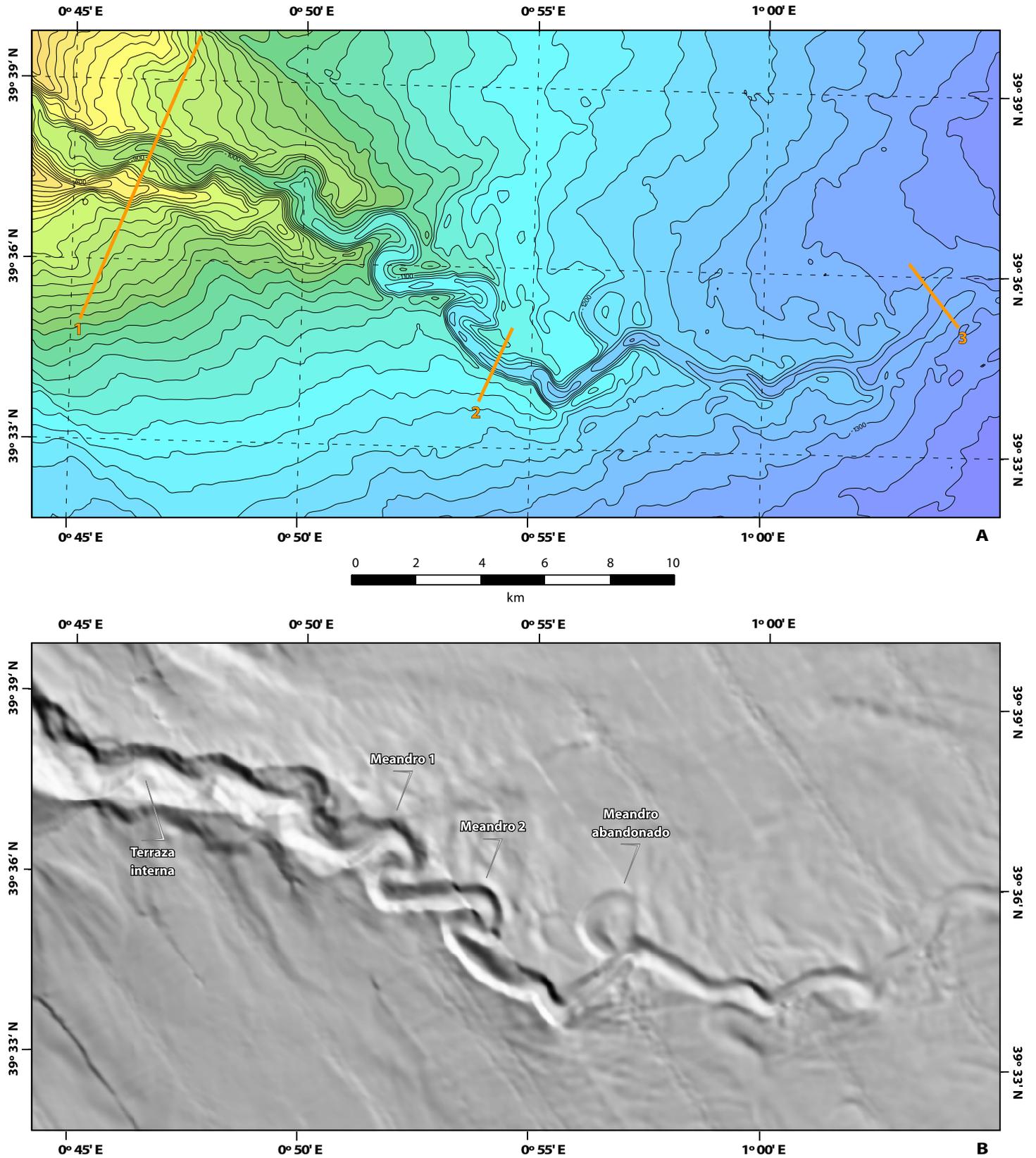
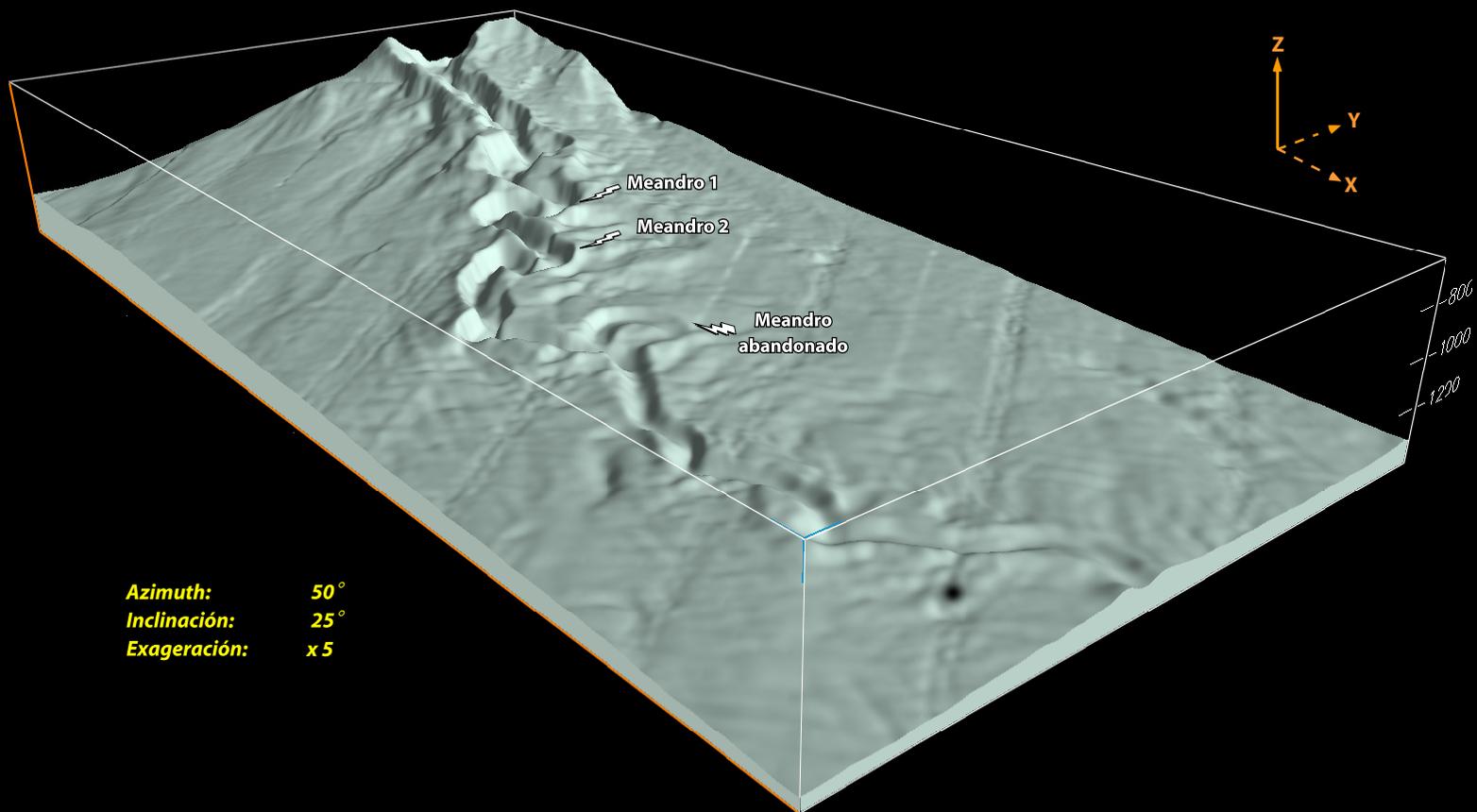
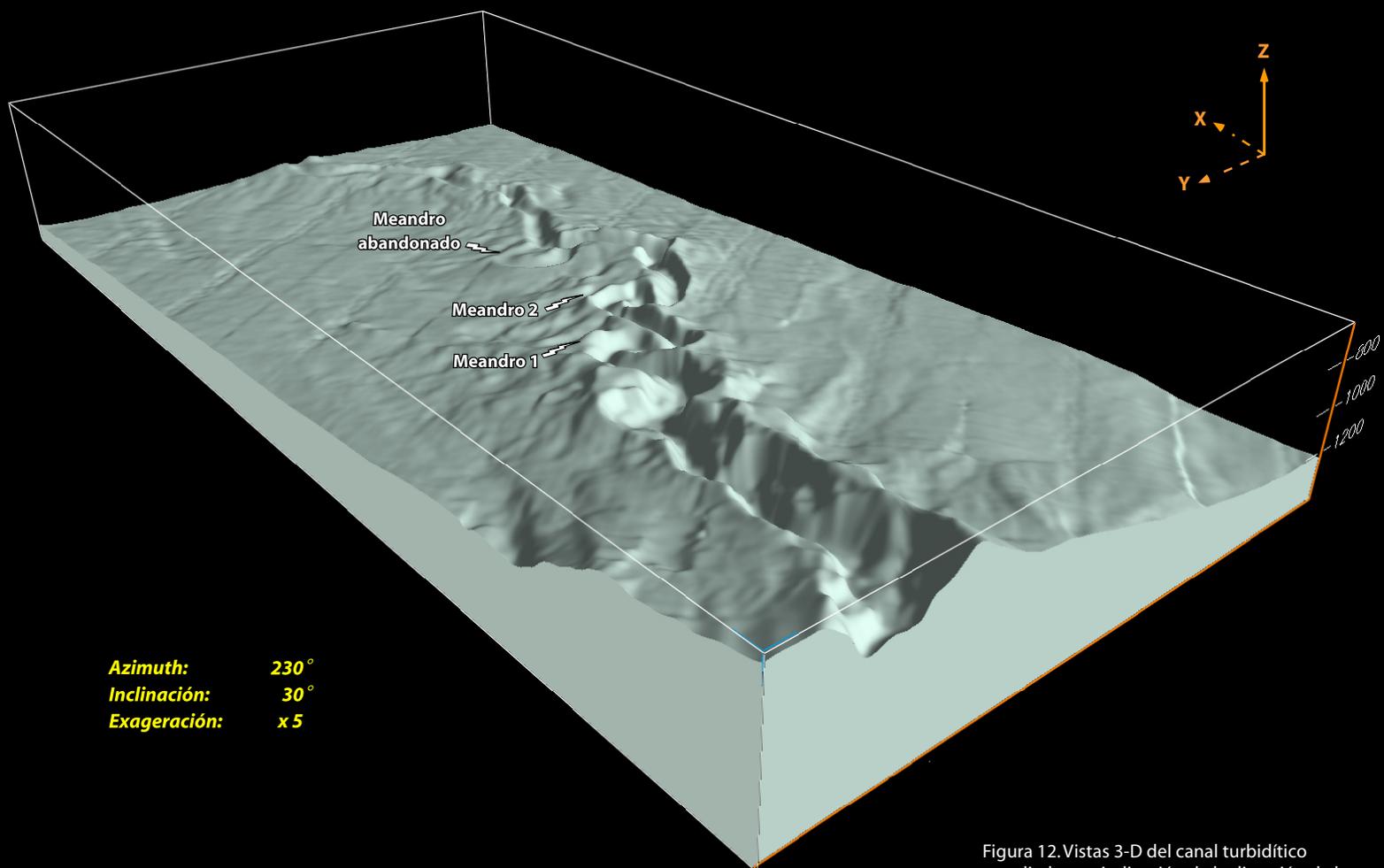


Figura 11. A: Mapa batimétrico detallado del canal turbidítico del Sistema 1 de cañón-canal. Se indica la posición de las secciones representativas de la Figura 18. Equidistancia entre curvas batimétricas: 20 m. B: Imagen de relieve sombreado del canal turbidítico. Se indica la situación de algunos de los elementos fisiográficos descritos en el texto. Ver situación en la Figura 10.



**Azimuth:** 50°  
**Inclinación:** 25°  
**Exageración:** x 5



**Azimuth:** 230°  
**Inclinación:** 30°  
**Exageración:** x 5

Figura 12. Vistas 3-D del canal turbidítico estudiado con indicación de la dirección de la vista, la inclinación respecto a la horizontal y la exageración vertical del modelo.

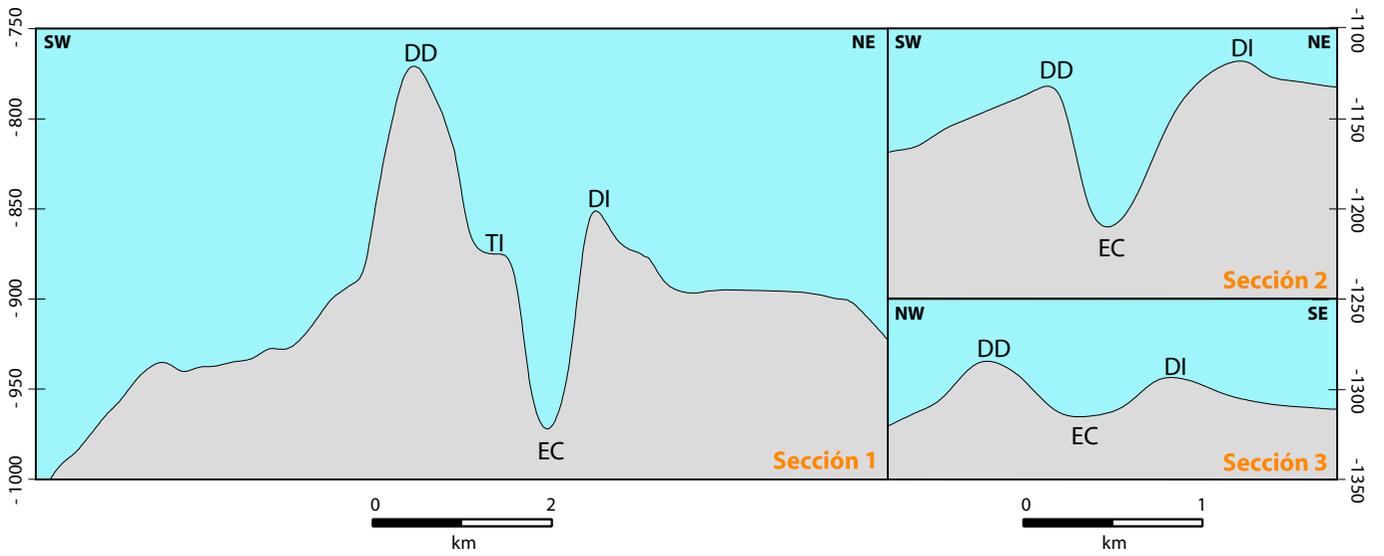
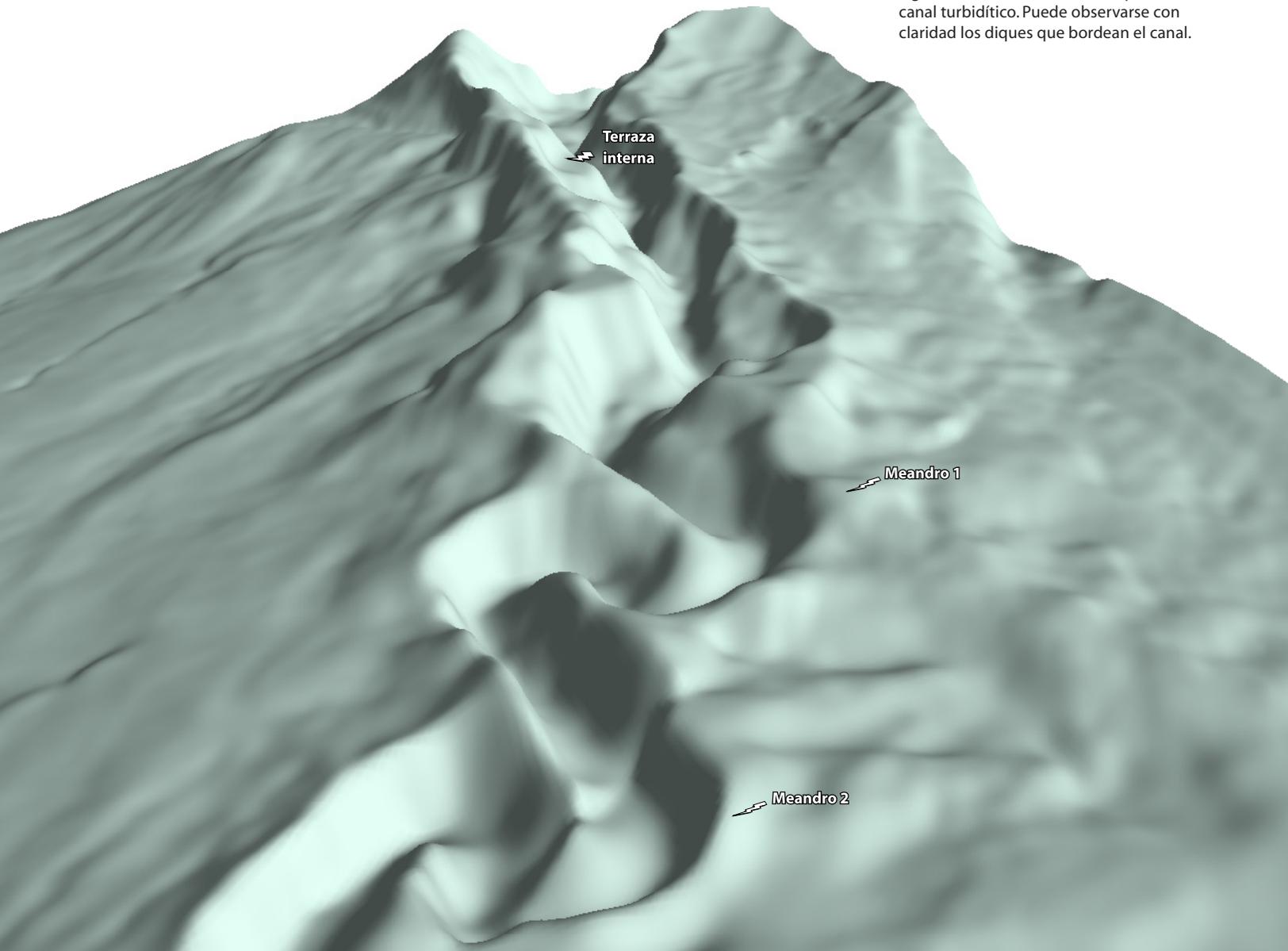


Figura 13. Secciones representativas del canal turbidítico, con indicación de su orientación y de algunos de los elementos más característicos descritos en el texto. Ver situación en Figura 11. DD: Dique derecho; DI: Dique izquierdo; EC: Eje del canal; TI: Terraza interna.

Figura 14. Vista 3-D del curso superior del canal turbidítico. Puede observarse con claridad los diques que bordean el canal.



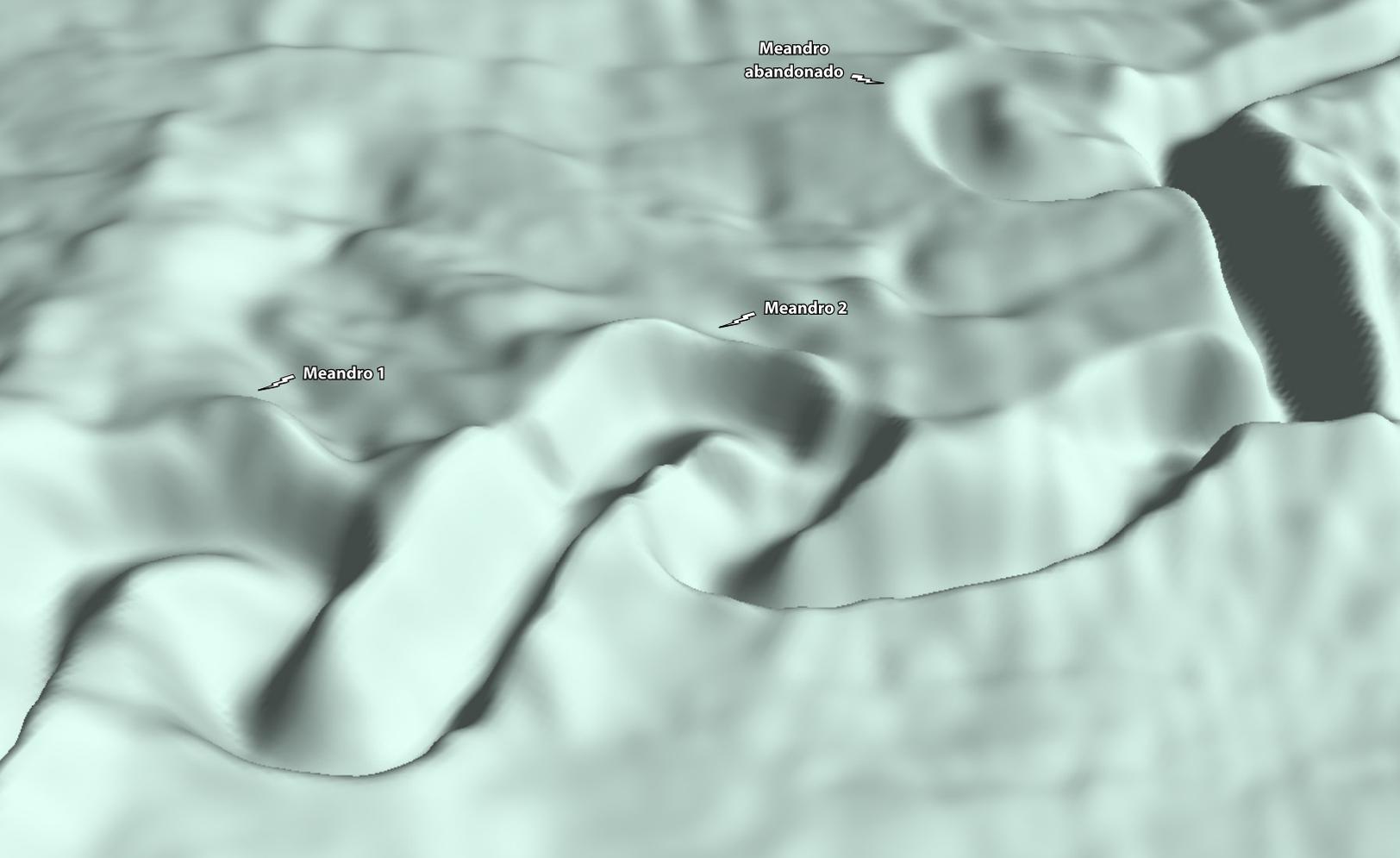


Figura 15. Vista 3-D de detalle del tramo de los meandros y del meandro abandonado del curso superior del canal.

En el curso inferior (1.200-1.300 m), el canal se va haciendo menos profundo y más estrecho (Figura 16) hasta desaparecer en el glacis continental. No se han observado canales distributarios, aunque no se descarta su existencia. En todo caso, se trataría de distributarios de escaso relieve.

La variabilidad morfológica longitudinal del canal queda perfectamente reflejada en las secciones de la Figura 13. El relieve del canal disminuye claramente en sentido descendente, pasando de un perfil transversal en V, en los tramos superiores más rectilíneos, a un perfil en U que se mantiene hasta su terminación. Las secciones muestran la elevación, de decenas de metros, de los diques respecto al lecho marino circundante. Los diques muestran una marcada asimetría a lo largo del canal. El dique derecho o meridional es, generalmente, más alto que el izquierdo o septentrional. Probablemente se deba al efecto combinado de la fuerza de Coriolis, que desvía los flujos hacia la derecha en el hemisferio norte, y de la circulación general hacia el suroeste. La existencia de tal circulación entre el Golfo de León y el Canal de Ibiza ha sido comprobada

hasta al menos un millar de metros de profundidad. No se descarta tampoco la intervención de la fuerza centrífuga en los tramos más meandriformes del canal (Nakajima et al., 1998; McHugh y Ryan, 2000)

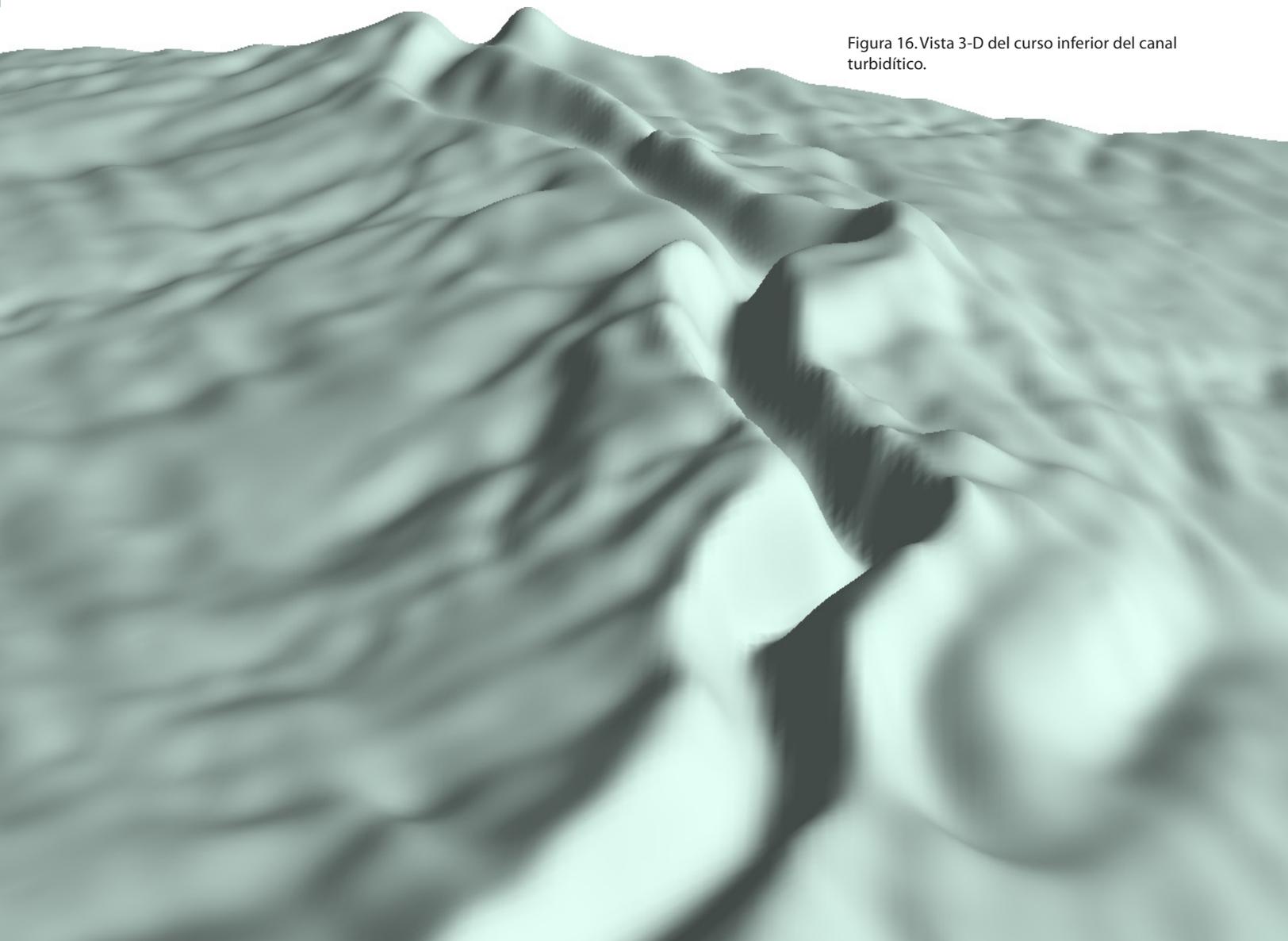
La imagen de relieve sombreado de la Figura 11 y la Sección 1 de la Figura 13 muestran la marcada incisión del eje del canal en determinados tramos. El proceso de incisión ha dado lugar, localmente, a la formación de cursos menores y de terrazas internas colgadas, hecho que prueba la capacidad erosiva de las corrientes de turbidez que han circulado por el canal. Canals et al. (1995) señalaron, en imágenes de TOBI, la presencia de un curso menor de 300 m de anchura encajado en el curso mayor, así como *sand waves* y pequeñas cicatrices semicirculares, sobretudo en la cara interna izquierda del canal. Estas cicatrices, citadas en otros canales turbidíticos (McHugh y Ryan, 2000; Lewis et al., 2002), serían el resultado de pequeños deslizamientos en las vertientes internas de los canales (Posamentier, 2003). Las terrazas situadas entre los cursos mayor y menor, igualmente identificadas en otros

canales turbidíticos meandriformes, se formarían de modo semejante a las terrazas fluviales (Nakajima et al., 1998). También se han observado acarcavamientos en las paredes internas del curso mayor del canal estudiado. Todas estas evidencias morfológicas confirman el carácter erosivo-deposicional de los tramos superior y medio del canal, como apuntaban Canals et al. (1995).

Las respuestas acústicas observadas en perfiles sísmicos TOPAS de muy alta resolución (Canals et al., 1996) sugieren que el lecho del canal es de naturaleza arenosa, resultante de la acumulación de la fracción más grosera transportada por las corrientes de turbidez que han circulado por el mismo (Flood y Damuth, 1987). Se considera que, por su propia naturaleza, este canal al igual que el resto de los canales turbidíticos del margen del Ebro tiene una vida relativamente efímera, ya que los mismos procesos responsables de su formación

generan nuevos canales y dejan abandonados los antiguos a raíz de episodios de avulsión y excavación del tálweg, como lo prueban numerosas evidencias (Canals et al., 1995 y 2000). Los canales y tramos abandonados van desfigurándose progresivamente por deslizamientos internos y externos, relleno con contribución de materiales hemipelágicos, y fagocitación por canales más jóvenes (Canals et al., 1995). El cada vez mayor encajamiento del canal activo tiende a dejar colgados los tramos abandonados, como puede observarse en el caso del meandro estrangulado y colgado de las Figuras 11 y 15. El canal sería activo de forma episódica. Las corrientes de turbidez que circulan por su interior se encargarían de rejuvenecerlo morfológicamente y de mantenerlo expedito como vía preferente de transporte de sedimentos hacia la cuenca profunda.

Figura 16. Vista 3-D del curso inferior del canal turbidítico.



## 5.2. Análisis cuantitativo

### Discretización del canal

El análisis cuantitativo se ha realizado a partir de un archivo con 60 secciones de control distribuidas a lo largo del canal. Las secciones han sido creadas según los requisitos descritos en Casamor (2006). Entre las secciones de control se ha interpolado secciones adicionales separadas aproximadamente 100 m. En total han resultado 423 secciones (Figura 17). A su vez, en cada nueva sección se ha interpolado puntos adicionales cada 5 m con el fin de reflejar lo más fidedignamente posible los cambios morfológicos de pequeña escala. De cada una de las secciones interpoladas se han obtenido los parámetros descritos en el Apto. 3. Los valores en planta para todo el canal, y las medias de los valores obtenidos en las secciones se muestran en la Tabla 1. Los parámetros de la planta del canal también han sido calculados para intervalos de 50 secciones. El número de secciones consideradas en cada intervalo es arbitrario. Si bien es cierto que un número mayor o menor de secciones en el intervalo puede modificar apreciablemente los resultados de los cálculos (Clark y Pickering, 1996b), se ha considerado que en este caso 50 era el valor más conveniente dado que, como se describirá posteriormente, la mayoría de cambios morfológicos significativos se dan en torno a múltiples de 50 secciones.

Tabla 1. Valores en planta para el todo el canal y medias de los valores obtenidos en las secciones. PEC: Profundidad del eje del canal; PDD: Profundidad de la cresta del dique derecho; PDI: Profundidad de la cresta del dique izquierdo; AFD: Altura del flanco derecho; AFI: Altura del flanco izquierdo; AMF: Altura media de los flancos; DAF: Diferencia de altura entre ambos flancos; ANC: Anchura del canal; ASC: Área de la sección del canal; RAA: Relación entre la anchura y la altura.

Secciones	PEC (m)	PDD (m)	PDI (m)	AFD (m)	AFI (m)	AMF (m)	DAF (m)	ANC (m)	ASC (m <sup>2</sup> )	RAA
<b>Valor máximo:</b>	-865,6	-673,3	-663,7	198,9	202,0	200,1	73,9	3369	379.058	55,91
<b>Valor medio:</b>	-1165,0	-1069,9	-1082,8	95,1	82,2	88,7	12,9	1326	58.547	17,97
<b>Valor mínimo:</b>	-1.327,8	-1.311,8	-1.309,7	10,4	11,5	13,2	-58,1	659	3.455	8,67

A partir de los valores obtenidos se ha construido una serie de gráficos que ilustran las relaciones entre diferentes parámetros. En la mayoría de estos gráficos, el eje de abscisas corresponde a la numeración correlativa de las secciones desde el inicio del canal hasta su fin. En la parte superior de cada gráfico, se muestra asimismo la distancia a lo largo del eje del canal.

### Geometría en planta

#### Área y longitud

El área total del canal objeto de análisis es 50 km<sup>2</sup> mientras que su longitud axial es de casi 45 km (Tabla 1 y Figura 18). La longitud del valle es ligeramente superior a 30 km.

#### Sinuosidad

El índice de sinuosidad media del eje del canal es 1,46. Siguiendo la clasificación de Schumm (1963) para canales fluviales (baja: <1,1; moderada: 1,1-1,5; alta: >1,5), se trataría de una sinuosidad en el límite entre moderada y alta. No obstante, esta sinuosidad varía a lo largo del canal. Los datos de la segmentación en intervalos de 50 secciones muestran que el índice aumenta apreciablemente a partir del kilómetro 11, donde empiezan los meandros más pronunciados. El cuarto y el quinto tramos presentan índices de sinuosidad cercanos a 2 (Figuras 18 y 19). Pasados estos dos tramos, el índice de sinuosidad va disminuyendo hasta 1,1 en el tramo más bajo del canal.

<b>Planta</b>	
<b>Área del canal (AC):</b>	50,01 km <sup>2</sup>
<b>Longitud del canal (LC):</b>	44,67 km
<b>Longitud del valle (LV):</b>	30,54 km
<b>Índice de sinuosidad (IS):</b>	1,46
<b>Pendiente del canal (PC):</b>	0,59°
<b>Pendiente del valle (PV):</b>	0,87°

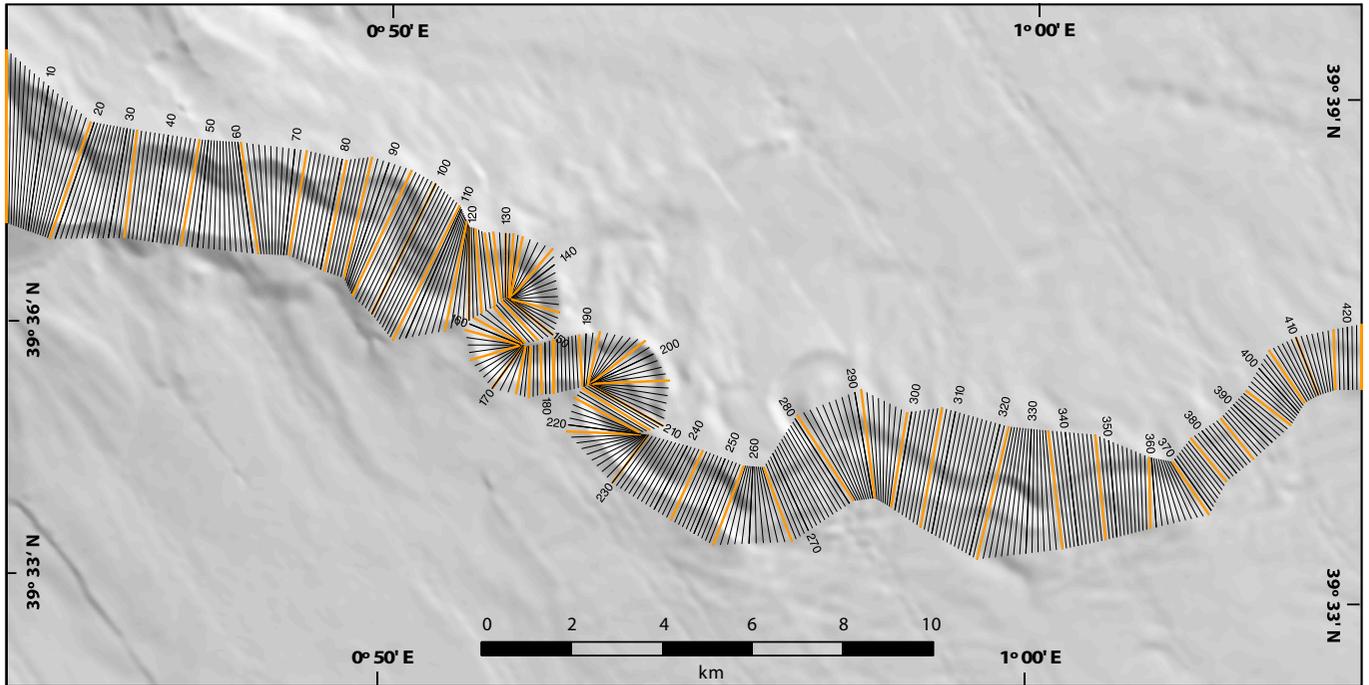


Figura 17. Distribución de las secciones de control (en naranja) y de las secciones interpoladas (en negro). Se indica el número de la sección interpolada en intervalos de 10 secciones.

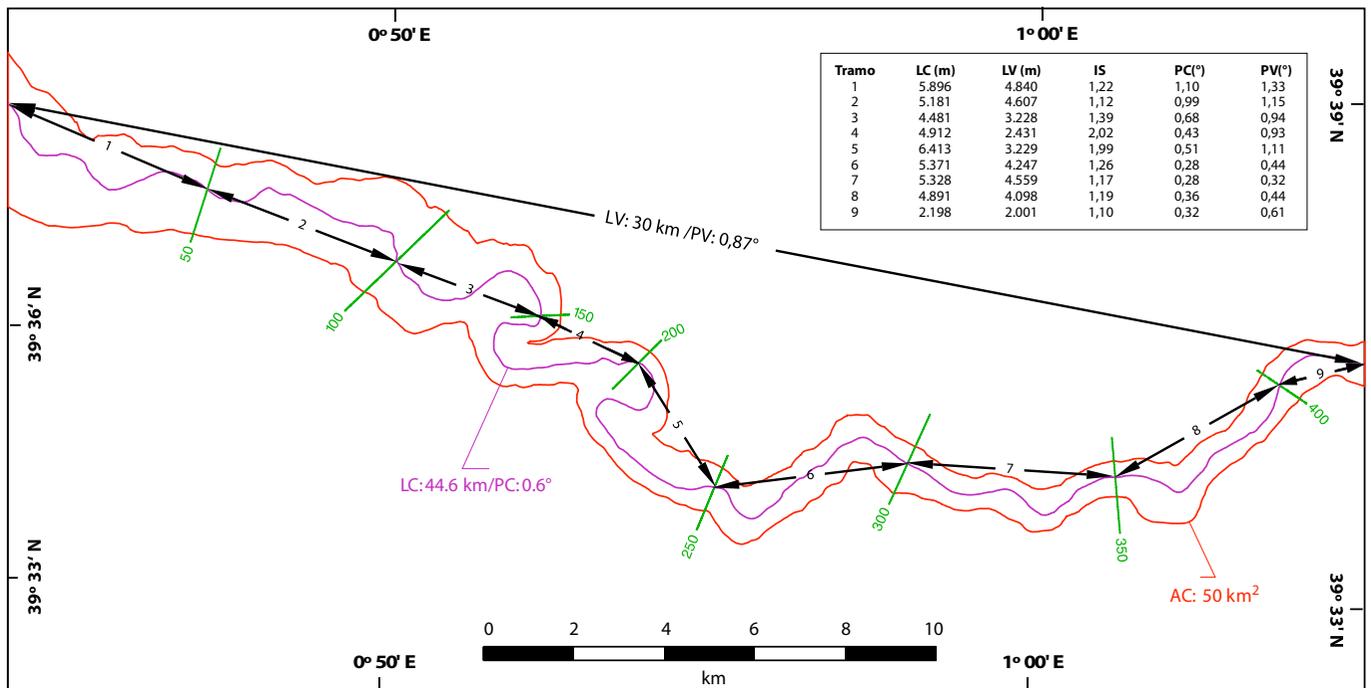


Figura 18. Geometría en planta del canal objeto de análisis. Los límites del área del canal y el trazado de su eje han sido obtenidos mediante el programa *Levar*. Se indican los valores de los diversos parámetros calculados. La tabla incluida muestra los valores de los mismos parámetros para intervalos de 50 secciones (ver explicación en el texto). AC: Área del canal; LC: Longitud del canal; LV: Longitud del valle; IS: Índice de sinuosidad; PC: Pendiente del eje del canal; PV: Pendiente del valle.

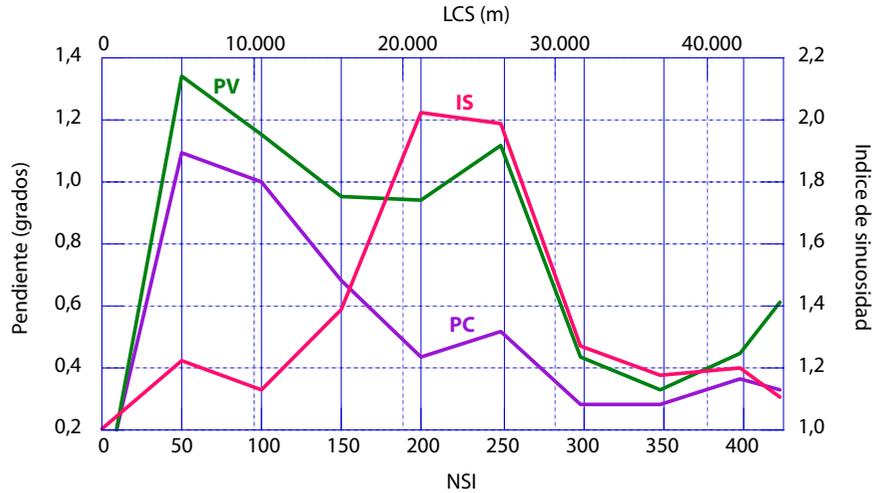


Figura 18. Gráfico comparativo de los perfiles de sinuosidad y de pendientes a lo largo del canal. En el eje de abscisas se representa, en la parte inferior, el número de sección interpolada (NSI). En la parte superior se indica la distancia de la sección respecto al inicio del canal (LCS). En el eje de ordenadas se representa, a la izquierda, la pendiente del canal y, a la derecha, el índice de sinuosidad. IS: Índice de sinuosidad; PC: Pendiente del canal; PV: Pendiente del valle.

### Pendiente

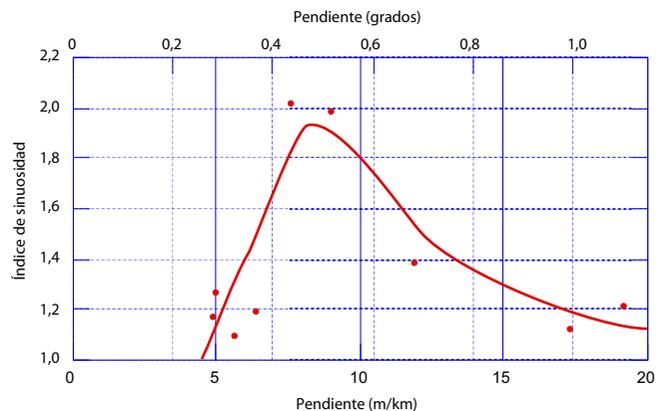
La pendiente axial media es de  $0,6^\circ$ , mientras que la pendiente media del valle es de  $0,87^\circ$ . Por tramos o intervalos de 50 secciones, se observa que las tendencias de ambas pendientes tienen un paralelismo apreciable excepto en el tramo final del canal donde divergen (Figura 18). Como es natural, al ser mayores los recorridos según el eje, en todos los tramos la pendiente axial es inferior a la del valle. Ambas pendientes disminuyen, en líneas generales, con la profundidad, aunque la axial lo hace más suavemente por el mismo motivo. El mayor gradiente axial está situado en los primeros tramos del canal y desciende paulatinamente, con algún repunte local (tramo 5). A partir del tramo 6, la pendiente axial es muy baja, entre  $0,28^\circ$  y  $0,36^\circ$  (4,9 a 6,3 m/km, respectivamente) (Figuras 17 y 18).

### Relación pendiente-sinuosidad

De acuerdo con estudios previos, los parámetros de pendiente y sinuosidad están estrechamente ligados, habiéndose observado que la sinuosidad de los canales está afectada por las variaciones de la pendiente (Flood y

Figura 19. Gráfico de la relación entre la pendiente y el índice de sinuosidad del canal objeto de estudio. La línea representa el mejor ajuste de los puntos. Con el fin de facilitar su comparación con gráficos similares publicados, la pendiente se expresa también en grados (abscisa superior) y en m/km (abscisa inferior).

Damuth, 1987; Clark y Pickering, 1996b), según se explica a continuación. La curva ajustada índice de sinuosidad/pendiente del canal objeto de estudio (Figura 19) muestra una forma y alcanza un valor máximo parecidos a los obtenidos por Schumm y Khan (1972) en ensayos de laboratorio. También concuerda con las curvas obtenidas por Clark et al. (1992) para varios canales submarinos. La forma de la curva ajustada se explica porque a medida que aumenta la pendiente también lo hace la sinuosidad del canal, manteniéndose así una pendiente óptima que favorece la acomodación de las corrientes de turbidez y la evacuación de la correspondiente carga sedimentaria. Esta situación se mantiene hasta que se alcanza una pendiente umbral a partir de la cual el canal busca un trazado más directo aguas abajo, lo que resulta en un descenso de la sinuosidad.



## **Geometría en sección**

### *Profundidad del eje del canal y de los diques*

La profundidad axial del canal estudiado va desde los 865 m a los 1.325 m (Figura 20A). El perfil resultante es ligeramente cóncavo y bastante suave. Las profundidades de las crestas de los diques en el canal estudiado se sitúan entre 663 m y 1.311 m. Los perfiles de profundidad de las crestas de los diques son parecidos al perfil axial aunque presentan más y mayores irregularidades. Dado que la altura de los flancos del canal disminuye talud abajo, los perfiles de las crestas de los diques se van aproximando al perfil axial en la misma dirección. La práctica superposición de los perfiles de profundidad de las crestas de los diques a lo largo del curso inferior revela que es en dicho tramo inferior donde los diques son más simétricos.

### *Altura del canal*

La altura media de los flancos del canal es de 95 m, con un máximo de 202 m localizado en el flanco izquierdo y un mínimo medido de 10,4 m en el flanco derecho. El perfil de altura media de los flancos del canal puede dividirse en tres tramos según el gráfico de la Figura 20B. El primer tramo, de 15 km de longitud, alcanza hasta la sección 150, en pleno meandro 1 (Figuras 11 y 18), con un descenso total de 150 m (desde 200 a 50 m) en la altura de los flancos del canal. Este descenso es particularmente acusado en los últimos 5 km del tramo. El gradiente de pérdida de altura de los flancos del canal es, en este tramo, de 1 m cada 100 m. El segundo tramo, de 19 km de longitud, está marcado por un ascenso inicial de la altura de los flancos, seguida por varias oscilaciones marcadas, y una caída pronunciada poco antes de la sección 300 (Figura 26B). En este segundo tramo, la altura media de los flancos del canal es de 75 m. Después de un corto ascenso inicial, en el tercer y último tramo, la altura media de los flancos del canal desciende progresivamente, aunque no sin altibajos, situándose netamente por debajo de los 50 m. La altura media de los flancos del canal es de solo 13 m en el curso más bajo. En

este tercer tramo, el gradiente de pérdida de altura es de 1 m cada 400 m.

### *Diferencia de altura de los flancos*

La curva de este parámetro indica que a lo largo de casi todo el canal el flanco derecho es más alto (valores positivos en la Figura 20C) que el izquierdo, especialmente en los tramos más rectilíneos. Cabe atribuir la mayor altura del flanco derecho al efecto de la fuerza de Coriolis. Los valores negativos se concentran en los meandros y curvas del canal donde predominaría la acción de la fuerza centrífuga.

### *Anchura*

Las anchuras del canal oscilan entre 3.370 m y 660 m, con una anchura media de 1.325 m. Las mayores anchuras se presentan en el curso superior del canal. Las principales variaciones de anchura se reflejan mediante crestas prominentes en el gráfico de la Figura 20D. La principal disminución de anchura se produce entre las secciones 100 y 140 coincidiendo con el inicio del primer meandro marcado (Figura 18) y, prácticamente, con el curso inferior del tramo A definido a partir del gráfico de la Figura 20B. Canal abajo, la anchura presenta oscilaciones de menor entidad, con un valor medio de 1.000 m.

### *Área de la sección*

El valor medio del área de la sección es de 58.000 m<sup>2</sup>, con un valor máximo de 379.000 m<sup>2</sup> al inicio del canal y un mínimo de 3.450 m<sup>2</sup> en una de las secciones del curso más bajo. El perfil ilustrativo de las variaciones del área de las secciones (Figura 20E) guarda un paralelismo notable con los perfiles de altura de los flancos y de anchura del canal, aunque mucho más suavizado. También se pueden diferenciar, con un ligero decalaje, los tramos A, B y C identificados en el gráfico de la Figura 20B.

### *Relación anchura-altura*

El valor medio de este parámetro para el conjunto del canal es 18. Es interesante notar que en el gráfico de la Figura 20F

la relación anchura-altura se mantiene dentro de un rango de variación estrecho (10-20) para los tramos A y B, con sólo dos picos que superan el valor 20, correspondientes a la parte central de los meandros 1 y 2 (Figura 11). En el tramo C, la relación va aumentando con altibajos llegando a superar el valor 50 en las secciones más distales. Los valores obtenidos, relativamente altos, son propios de canales turbidíticos modernos (Clark y Pickering, 1996a).

### ***Interpretación morfosedimentaria***

Aunque sus dimensiones son comparativamente pequeñas, el canal analizado muestra rasgos morfológicos similares a los de otros canales turbidíticos alimentados por cuencas fluviales extensas dominadas por aportes de fango (Skene et al., 2002; Pirmez et al., 2003). La alta sinuosidad de algunos de sus tramos y sus pendientes relativamente bajas llevarían a clasificarlo como un canal de tipo deposicional (Clark y Pickering, 1996b). Las alturas de los flancos, habitualmente inferiores a 150 m, y la existencia de diques bien desarrollados también son rasgos propios de canales de tipo deposicional (Clark et al., 1992; Morris y Normark, 2000).

El análisis cuantitativo de la geometría de los canales turbidíticos permite estimar las características de los flujos de densidad responsables de su formación, mantenimiento y modificación. De acuerdo con Schumm (1981), sinuosidades cercanas a 2 y pendientes suaves como las observadas (Figura 19) serían propias de sistemas alimentados por corrientes de turbidez que transportan, sobretodo, materiales de grano fino fáciles de resuspender.

El grosor de las corrientes de turbidez que han circulado por el canal debe haber sido, como mínimo, algo mayor que la altura de sus flancos, circunstancia que habría posibilitado la acumulación por desbordamiento de los sedimentos que forman los diques y alas del sistema de canal-dique. La tendencia general hacia una disminución de la altura de los flancos del canal en sentido descendente se adecua a la disminución del tamaño del canal en el mismo sentido. Dicha disminución sería consecuencia de la pérdida progresiva

de energía y de buena parte del material transportado en suspensión por las corrientes de turbidez a medida que iban avanzando dentro del canal. Según Babonneau et al. (2002), como consecuencia de la pérdida paulatina de sus componentes más finos, las corrientes de turbidez se volverían más delgadas y concentradas hacia los tramos finales del canal, donde las pendientes son menores. No obstante, la presencia de diques, aunque peor desarrollados, en el curso más bajo de nuestro canal indica que al menos parte de la carga sedimentaria de grano fino alcanza el final del mismo.

La forma cóncava y relativamente suave del perfil de profundidades del eje del canal (Figura 20A) sugiere que prácticamente se ha alcanzado un perfil de equilibrio (Pirmez y Imran, 2003). La generación de meandros ha contribuido sin duda al desarrollo de dicho perfil de equilibrio. La existencia de tal situación de equilibrio en sentido longitudinal implicaría que la sección del canal también estaría en equilibrio (Estrada et al., 2005). No obstante, el meandro abandonado y colgado (Figura 11) y las evidencias locales de erosión indicarían episodios de ruptura del perfil de equilibrio en el pasado reciente.

### **5.3. Volumen del relleno sedimentario**

La visualización 3-D del relleno potencial del canal, 2,2 km<sup>3</sup>, se ilustra en la Figura 21. El volumen calculado corresponde a la capacidad del canal de acuerdo con las consideraciones expuestas anteriormente. Por consiguiente, no se ha tenido en cuenta ni la naturaleza del material de relleno ni la porosidad del mismo. Sin embargo, en este tipo de canales, el relleno suele estar dominado por tamaños de grano fino, con proporciones variables de arenas (Slatt y Weimer, 1999). El volumen obtenido corresponde a la geometría actual del canal y, por tanto, tampoco se ha tenido en cuenta la presencia hipotética de materiales que podrían haber comenzado a colmatarlo. El cubicaje, por ejemplo mediante una malla densa de perfiles de sísmica de reflexión, de un posible relleno parcial permitiría calcular fácilmente su volumen y añadirlo al proporcionado por *Levol*.

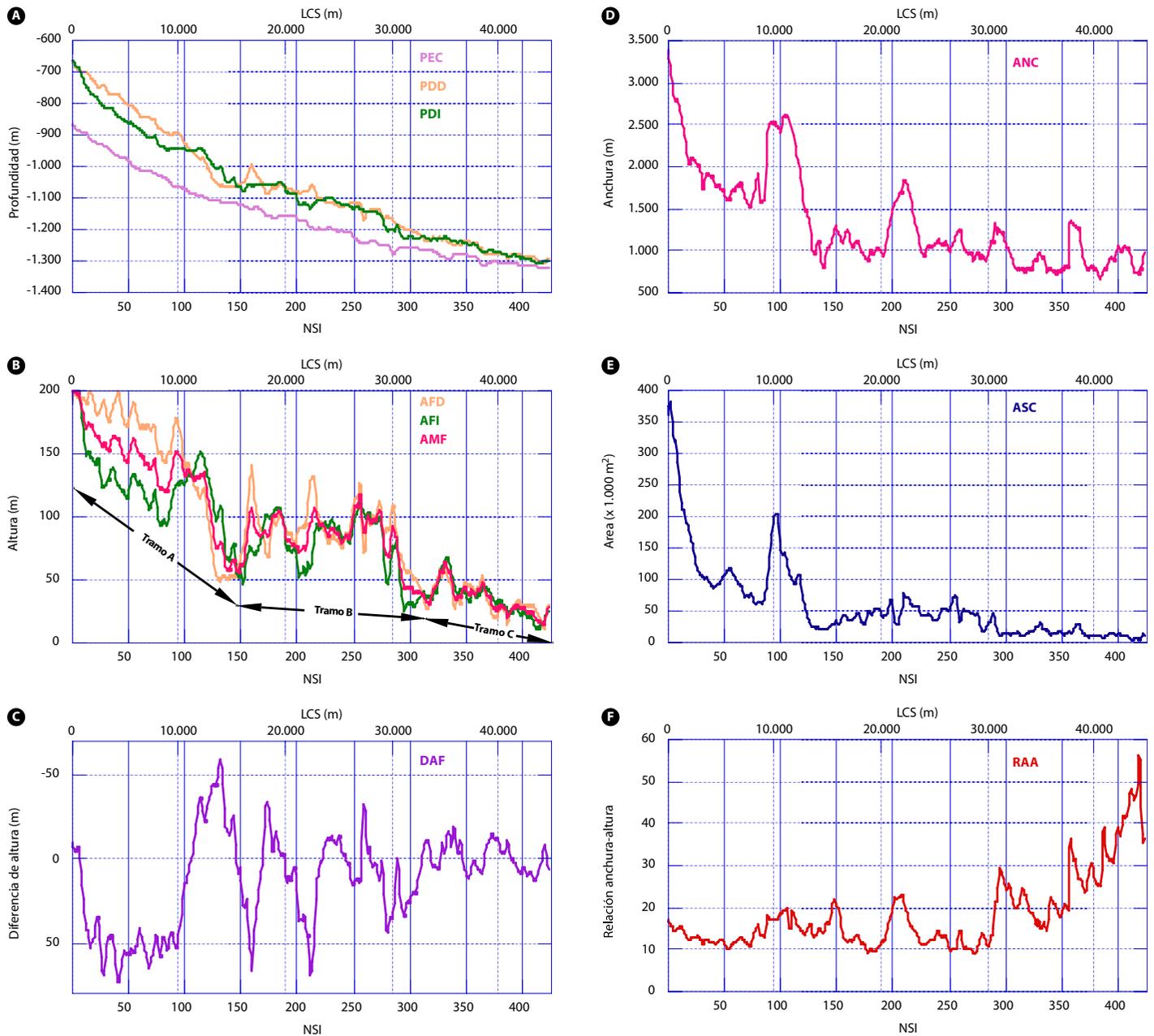


Figura 20. Perfiles ilustrativos de la geometría del canal objeto de estudio. A: Profundidades del eje y de las crestas los diques del canal. B: Altura de los flancos del canal. C: Diferencia de altura entre los flancos del canal. D: Anchura a lo largo del canal. E: Áreas de las secciones a lo largo del canal. F: Relación anchura-altura a lo largo del canal. En el eje inferior de abscisas se representa en todos los el número de sección interpolada (NSI). En el eje superior de abscisas se indica las distancias de respecto al inicio del canal (LCS). PEC: Profundidad del eje del canal; PDD: Profundidad del flanco derecho; PDI: Profundidad del flanco izquierdo; AFD: Altura del flanco derecho; AFI: Altura del flanco izquierdo; AMF: Altura media de los flancos; DAF: Diferencia de altura entre los dos flancos; ANC: Anchura del canal; ASC: Área de la sección del canal; RAA: Relación entre la anchura y la altura del canal.

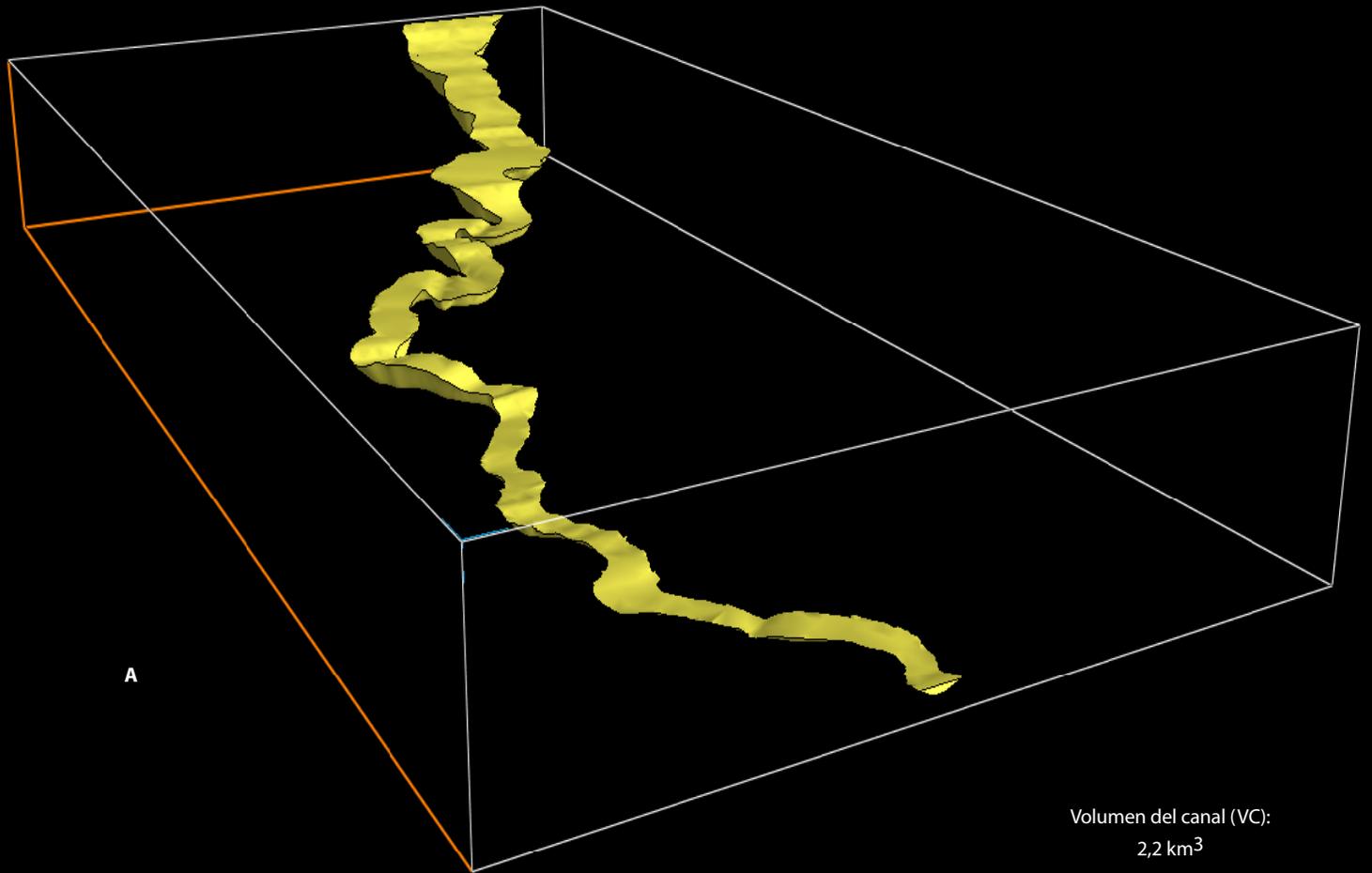
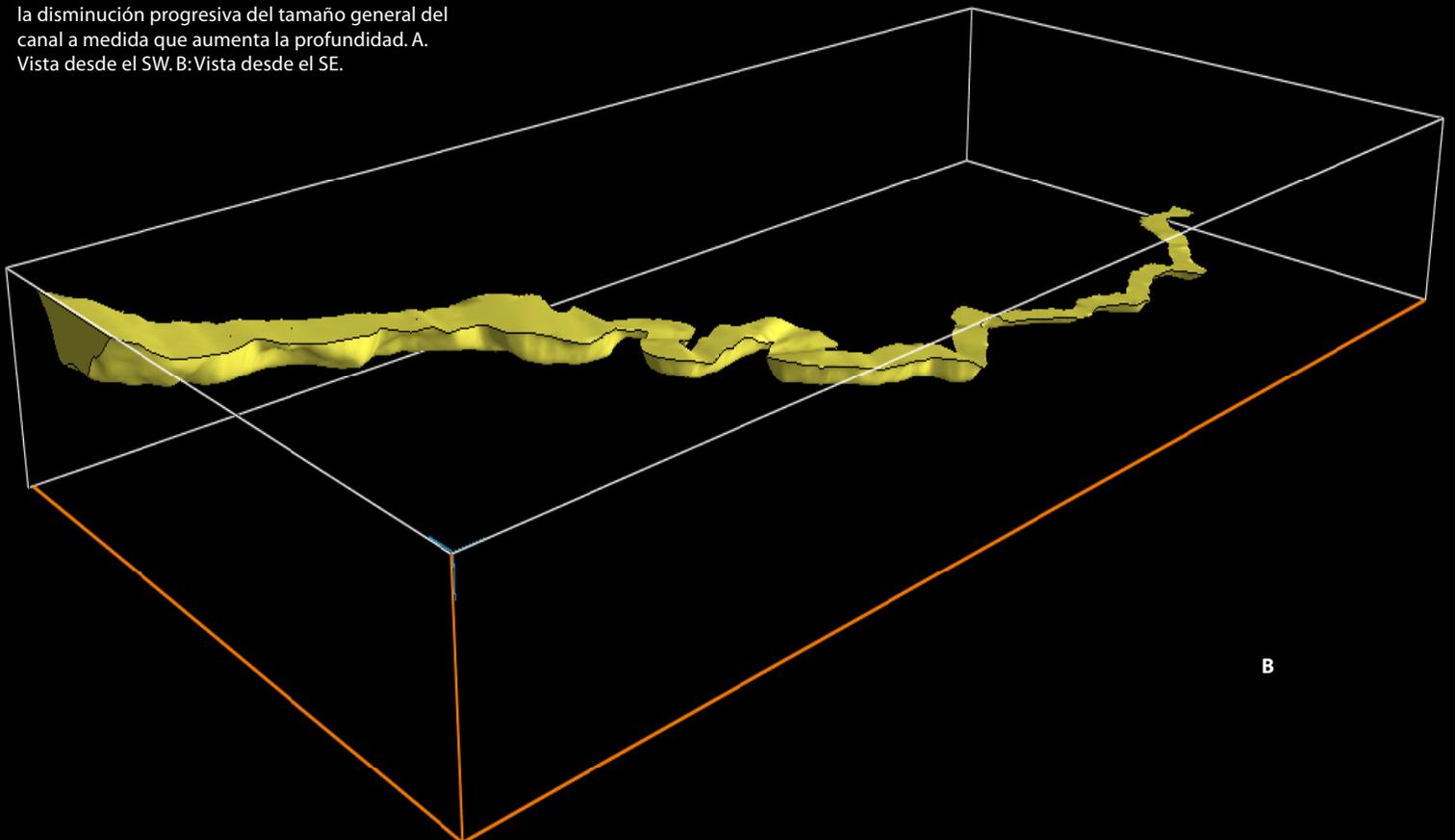


Figura 21. Vistas 3-D del relleno sedimentario potencial del canal turbidítico estudiado. Se indica el valor calculado del volumen del relleno. Nótese la disminución progresiva del tamaño general del canal a medida que aumenta la profundidad. A. Vista desde el SW. B: Vista desde el SE.



## 6. CONCLUSIONES

Los sistemas turbidíticos fósiles constituyen uno de los principales reservorios de hidrocarburos del mundo. En los próximos años, será necesario dirigirse aún más hacia los ambientes profundos para hallar nuevas reservas en depósitos turbidíticos (Weimer y Slatt, 1999). En esta tesitura, la caracterización cuantitativa y la modelización 3-D, tanto de sistemas turbidíticos fósiles como de análogos modernos, serán cada vez más decisivas para desarrollar modelos predictivos que permitan planificar la exploración y la explotación de estos reservorios (Slatt y Weimer, 1999; Bryant et al., 2000). Además de los aspectos cuantitativos, la resolución y la calidad de las visualizaciones 3-D contribuyen también a mejorar la identificación, la interpretación y la comprensión de los procesos que generan y modifican los canales turbidíticos. Todo esto proporciona una respuesta precisa a la necesidad expresada por varios autores de usar los parámetros geométricos de los canales para formular una clasificación más cuantitativa y objetiva de los sistemas turbidíticos (Flood y Damuth, 1987; Clark et al., 1992; Clark y Pickering, 1996b).

Los resultados obtenidos en este trabajo representan una contribución a la caracterización cuantitativa y a la modelización 3-D de canales turbidíticos. La metodología aplicada se ha demostrado particularmente adecuada para describir la morfología y los parámetros geométricos del canal turbidítico estudiado, situado en el margen continental del Ebro. Además, el modelo 3-D del relleno contruido con EV es realista y permite realizar cálculos volumétricos precisos.

La forma cóncava y suave del canal sugiere un perfil de equilibrio, aunque localmente pueden haber evidencias de erosión. Teniendo en cuenta la altura de los flancos (< 150 m), la existencia de diques bien desarrollados, la alta sinuosidad de algunos de sus tramos y las pendientes relativamente bajas, el canal puede clasificarse como de tipo deposicional.

Las sinuosidades cercanas a 2 en algunos tramos y las pendientes suaves sugieren que las corrientes de turbidez de grano fino que circulan por el canal alcanzan el final del mismo.

En el futuro, el estudio combinado de la geometría del canal y de los sedimentos de su interior debería permitir cuantificar aún mejor las características de las corrientes turbidíticas responsables de su formación en cada caso, y mejorar la modelización numérica y experimental de las mismas (Pirmez y Imran, 2003; Mohrig et al., 2006).

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, B., Canals, M., Got, H. y Maldonado, A., 1991. Sea valleys and related depositional systems in the Gulf of Lions and Ebro continental margins. *AAPG Bulletin*, 75(7): 1195-1213.
- Alonso, B., 2000. El sistema turbidítico del Ebro: evolución morfo-sedimentaria durante el Plio-Cuaternario. En: B. Alonso y G. Ercilla (Eds.), *Valles Submarinos y Sistemas Turbidíticos Modernos*. CSIC, Barcelona, pp 91-112.
- Alonso, B., Canals, M. y Palanques, A., 2000. El canal medio-oceánico de Valencia (Mediterráneo Noroccidental): procesos sedimentarios y evolución durante el plio-cuaternario. En: B. Alonso y G. Ercilla (Eds.), *Valles Submarinos y Sistemas Turbidíticos Modernos*. CSIC, Barcelona, pp 229-249.
- Alonso, B. y Ercilla, G., 2000. Introducción: sistemas turbidíticos y canales medio-oceánicos. En: B. Alonso y G. Ercilla (Eds.), *Valles Submarinos y Sistemas Turbidíticos Modernos*. CSIC, Barcelona, pp 19-66.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M. y Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19(4): 445-467.
- Brasington, J., Rumsby, B.T. y Mcvey, R.A., 2000. Monitoring and modelling morphological change in braided river systems using the Global Positioning System. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 973-990.
- Brierley, G.J., Ferguson, R.J. y Woolfe, K.J., 1997. What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology*, 114(1-4): 1-9.
- Bryant, I., Carr, D., Cirilli, P., Drinkwater, N., McCormick, D., Tilke, P. y Thurmond, J., 2000. Use of 3D digital analogues as templates in reservoir modelling. *Petroleum Geoscience*, 6(3): 195-201.

- Canals, M., Riba, O. y Serra-Raventós, J., 1982. Toponímia de la mar catalano-balear (amb un glossari de termes genètics). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 36: 169-194.
- Canals, M., Alonso, B., Baraza, J., Ercilla, G., Calafat, A.M., Masson, D.G., Farran, M., Sorribas, J., Estrada, F., Cavaller, M., Prieto, M.J., Rodríguez, J.P. y Maillard, N., 1995. Estudio oceanográfico multidisciplinar del Mar Catalano-Balear; Informe de la Campaña BIG 95. Universitat de Barcelona, Barcelona. 94 pp.
- Canals, M., Alonso, B., Ercilla, G., Farrán, M., Sorribas, J., Baraza, J., Calafat, A.M., Casamor, J.L., Estrada, F., Masson, D., Pérez-Belzuz, F., Prieto, M.J. y Rojo, P., 1996. Dinámica de los canales submarinos del talud y el glacis continentales del Ebro (Mediterráneo-noroccidental) a partir de imágenes acústicas de alta resolución. *Geogaceta*, 20(2): 363-367.
- Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A.M., De Batist, M., Masson, D., Berné, S., Alonso, B. y Hughes-Clarke, J.E., 2000. The Ebro continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes. *Deep-water Reservoirs of the World*, GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, CD edition, Houston, Texas, Estados Unidos, pp 152-174.
- Canals, M., Casamor, J.L., Lastras, G., Monaco, A., Acosta, J., Berne, S., Loubrieu, B., Weaver, P.P.E., Grehan, A. y Dennielou, B., 2004. The role of canyons on strata formation. *Oceanography*, 17(4): 80-91.
- Casamor, J. L., 2006. Modelización y visualización 3-D en Geociencias Marinas. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 222 pp.: il. col., gráf., tablas, mapas.
- Casamor, J.L. y Tacher, L., 1997. Visualización 3-D y cálculo del volumen de un canal submarino. Aplicación del programa EarthVision® a los datos de la campaña BIG'95. Informes científico-tècnics del GRC Geociències Marines, Informe 1/97, Universitat de Barcelona. 28 pp.
- Cazanacli, D. y Smith, N.D., 1998. A study of morphology and texture of natural levees---Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada. *Geomorphology*, 25(1-2): 43-55.
- Clark, J.D., Kenyon, N.H. y Pickering, K.T., 1992. Quantitative Analysis of the Geometry of Submarine Channels: Implications for the Classification of Submarine Fans. *Geology*, 20: 633-636.
- Clark, J.D. y Pickering, K.T., 1996a. Architectural Elements of Submarine Channels, Growth Patterns and Application to Hydrocarbon Exploration. *AAPG Bulletin*, 80(2): 194-221.
- Clark, J.D. y Pickering, K.T., 1996b. *Submarine Channels: Processes and Architecture*. Vallis Press, London, 232 pp.
- Clark, J.D. y Gardiner, A.R., 2000. Outcrop analogues for deep-water channel and levee genetic units from the Grès d'Annot turbidite system. *Deep-water Reservoirs of the World*, GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, CD edition, Houston, Texas, Estados Unidos, pp 175-189.
- Damuth, J.E., Kowsmann, R.O., Flood, R.D., Belderson, R.H. y Gorini, M.A., 1983. Age relationships of distributary channels on Amazon deep-sea fan: implications for fan growth pattern. *Geology*, 11: 470-473.
- Dañoibeitia, J.J., Alonso, B. y Maldonado, A., 1990. Geological framework of the Ebro continental margin and surrounding areas. *Marine Geology*, 95(3-4): 265-287.
- Escutia, C., 1992. *Estratigrafía sísmica, ambientes deposicionales y procesos de edificación de los márgenes continentales de la Fosa de Valencia (Mediterráneo Noroccidental), desde el Messiniense*. Tesis doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya/Universitat de Barcelona, Barcelona, 411 pp.
- Estrada, F., Ercilla, G. y Alonso, B., 2005. Quantitative study of a Magdalena submarine channel (Caribbean Sea): Implications in sedimentary dynamics. *Marine and Petroleum Geology*, 22: 623-635.
- Ferguson, R.J. y Brierley, G.J., 1999. Levee morphology and sedimentology along the lower Tuross River, south-eastern Australia. *Sedimentology*, 46(4): 627-648.
- Fierstien, J.F. y Brewster, A.V., 1992. The shape-assist technique; incorporating stream channel interpretation into computer-generated surface models. En: D.E. Hamilton y T.A. Jones. (Eds.), *Computer Modeling of Geological Surfaces and Volumes*. Computers Applications in Geology. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, 1, pp 27-35.

- Flood, R.D. y Damuth, J.E., 1987. Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the Amazon Deep-Sea Fan. *GSA Bulletin*, 98: 728-738.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J. y Pirmez, C., 1991. Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon Submarine Fan. En: P. Weimer y M.H. Link (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer, New York, pp 415-434.
- Fonnesu, F., 2003. 3D seismic images of a low-sinuosity slope channel and related depositional lobe (West Africa deep-offshore). *Marine and Petroleum Geology*, 20: 615-629.
- Gibling, M.R., 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76(5): 731-770.
- Guglielmo, G., Jackson, M., P. A. y Vendeville, B.C., 1997. Three-dimensional visualization of salt walls and associated fault systems. *AAPG Bulletin*, 81(1): 46-61.
- Hirst, J.P.P., Blackstock, C.R. y Tyson, S., 1993. Stochastic modelling of fluvial sandstone bodies. En: S.S. Flint y I.D. Bryant (Eds.), *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 15, pp 237-252.
- Klaucke, I., Hesse, R. y Ryan, W.B.F., 1997. Flow parameters of turbidity currents in a low-sinuosity giant deep-sea channel. *Sedimentology*, 44(6): 1102-1997.
- Lane, S.N., 2000. The measurement of river channel morphology using digital photogrammetry. *Photogrammetric Record*, 16(96): 937-961.
- Lastras, G., Canals, M., Hughes-Clarke, J.E., Moreno, A., De Batist, M., Masson, D.G. y Cochonat, P., 2002. Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean. *Geology*, 30(10): 871-874.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., De Batist, M., Calafat, A.M. y Casamor, J.L., 2004. Characterisation of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. *Marine Geology*, 213(1-4): 235-255.
- Lewis, K.B. y Pantin, H.M., 2002. Channel-axis, overbank and drift sediment waves in the southern Hikurangi Trough, New Zealand. *Marine Geology*, 192(1-3): 123-151.
- McHugh, C.M.G. y Ryan, W.B.F., 2000. Sedimentary features associated with channel overbank flow: examples from the Monterey Fan. *Marine Geology*, 163(1-4): 199-215.
- Mohrig, D., Straub, K.M., Buttles, J. y Pirmez, C., 2006. Controls on geometry and composition of a levee built by turbidity currents in a straight laboratory channel. En: G. Parker y M. Garcia (Eds.), *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2005*. Taylor & Francis Group, London, pp 579-584.
- Morris, W.R. y Normark, W.R., 2000. Sedimentologic and geometric criteria for comparing modern and ancient sandy turbidite elements. *Deep-water Reservoirs of the World*, GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, CD edition, Houston, Texas, Estados Unidos. Vol. December 3-6, 2000, pp 606-623.
- Nakajima, T., Satoh, M. y Okamura, Y., 1998. Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea channel system in the Japan Sea. *Marine Geology*, 147(1-4): 25-41.
- Nelson, C.H. y Maldonado, A., 1988. Factors controlling depositional patterns of Ebro turbidity systems, Mediterranean Sea. *AAPG Bulletin*, 72(6): 698-716.
- Nelson, C.H., 1990. Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin, Spain. *Marine Geology*, 95(3-4): 395-418.
- Nibbelink, K., 1999. Modeling deepwater reservoir analogs through analysis of recent sediments using coherence, seismic amplitude, and bathymetry data, Sigsbee Escarpment, Green Canyon, Gulf of Mexico. *The Leading Edge*, 18(5): 550-561.
- Nordfjord, S., Goff, J.A., Austin, J., James A. y Sommerfield, C.K., 2005. Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions. *Marine Geology*, 214(4): 339-364.
- O'Connell, S., Ryan, W.B.F. y Normark, W.R., 1987. Modes of development of slope canyons and their relation to channel and levee features on the Ebro sediment apron, off-shore northeastern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 4(4): 308.

- Orange, D.L., Angell, M. y Lapp, D., 1999. Applications of multibeam mapping to exploration and production; detecting seeps, mapping geohazards, and managing data overload with GIS. *The Leading Edge*, 18(4): 495-501.
- Peakall, J., McCaffrey, B. y Kneller, B., 2000. A Process Model for the Evolution, Morphology, and Architecture of Sinuous Submarine Channels. *Journal of Sedimentary Research*, 70(3): 434-448.
- Pirmez, C., Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J. y Mohrig, D.C., 2000. Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deepwater reservoirs. *Deep-water Reservoirs of the World, GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference*, CD edition, Houston, Texas, Estados Unidos, pp 782-804.
- Pirmez, C. y Imran, J., 2003. Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8): 823-849.
- Posamentier, H.W., 2003. Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system: case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8): 677-690.
- Schumm, S.A., 1963. Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *GSA Bulletin*, 74(9): 1089-1099.
- Schumm, S.A. y Khan, H.R., 1972. Experimental Study of Channel Patterns. *GSA Bulletin*, 83(6): 1755-1770.
- Schumm, S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system: sedimentologic implications. *Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Pub.*, 31: 19-29.
- Shanmugam, G. y Moiola, R.J., 1988. Submarine fans: Characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth-Science Reviews*, 24: 383-428.
- Skene, K.I., Piper, D.J.W. y Hill, P.S., 2002. Quantitative analysis of variations in depositional sequence thickness from submarine channel levees. *Sedimentology*, 49(6): 1411-1430.
- Slatt, R.M. y Weimer, P., 1999. Turbidite systems; Part 2, Subseismic-scale reservoir characteristics. *The Leading Edge*, 18(5): 562-567.
- Stow, D.A.V. y Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 125-135.
- Tribe, A., 1992. Problems in automated recognition of valley features from digital elevation models and a new method towards their resolution. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 17: 437-454.
- Vittori, J., Morash, A., Savoye, B., Marsset, T., Lopez, M., Droz, L. y Cremer, M., 2000. The Quaternary Congo Deep-Sea Fan: Preliminary Results on Reservoir Complexity in Turbiditic Systems Using 2D High Resolution Seismic and Multibeam Data. *Deep-water Reservoirs of the World, GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference*, CD edition, Houston, Texas, Estados Unidos, pp 1045-1058.
- Weimer, P. y Slatt, R.M., 1999. Turbidite systems; Part I, Sequence and seismic stratigraphy. *The Leading Edge*, 18(4): 454-463.
- Wen, R., 2004. 3D modeling of Stratigraphic heterogeneity in channelized reservoirs, methods and applications in seismic attributes facies classification. *Canadian Society of Exploration Geophysicists (CSEG) Recorder (March 2004)*: 39-45.
- Wonham, J.P., Jayr, S., Mougamba, R. y Chuilon, P., 2000. 3D sedimentary evolution of a canyon fill (Lower Miocene-age) from the Mandorove Formation, offshore Gabon. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 175-197.





2007