

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE ANÁLISIS MATEMÁTICO



FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE MÁLAGA



CENTRO OCEANOGRÁFICO DE MÁLAGA
INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA

Procesos Morfogenéticos y Evolución
Reciente de los Depósitos Prodeltaicos del
Sureste de la Península Ibérica: Aplicaciones
de Modelos Matemáticos

PATRICIA BÁRCENAS GASCÓN

TESIS DOCTORAL

MÁLAGA, 2012



Publicaciones y
Divulgación Científica

AUTOR: Patricia Bárcenas Gascón
EDITA: Publicaciones y Divulgación Científica. Universidad de Málaga



Esta obra está sujeta a una licencia Creative Commons:
Reconocimiento - No comercial - SinObraDerivada (cc-by-nc-nd):
[Http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/es](http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/es)
Cualquier parte de esta obra se puede reproducir sin autorización
pero con el reconocimiento y atribución de los autores.
No se puede hacer uso comercial de la obra y no se puede alterar, transformar o hacer
obras derivadas.

Esta Tesis Doctoral está depositada en el Repositorio Institucional de la Universidad de
Málaga (RIUMA): riuma.uma.es

D. Jorge Macías Sánchez, Profesor Titular del Departamento de Análisis Matemático de la Universidad de Málaga y D. Luis Miguel Fernández Salas, Científico Titular del Instituto Español de Oceanografía

CERTIFICAN:

Que D^a Patricia Bárcenas Gascón, Licenciada en Ciencias del Mar ha realizado en el Departamento de Análisis Matemático de la Universidad de Málaga y en el Centro Oceanográfico de Málaga del Instituto Español de Oceanografía, bajo nuestra dirección, el trabajo de investigación correspondiente a su Tesis Doctoral, titulado:

Procesos Morfogenéticos y Evolución Reciente de los Depósitos Prodeltaicos del Sureste de la Península Ibérica: Aplicaciones de Modelos Matemáticos

Revisado el presente trabajo, estimamos que puede ser presentado al Tribunal que ha de juzgarlo. Y para que conste a efectos de lo establecido en el artículo octavo del Real Decreto 778/1998, autorizamos la presentación de este trabajo en la Universidad de Málaga.

Málaga, a 25 de Septiembre de 2012

Dr. D. Jorge Macías Sánchez

Dr. D. Luis Miguel Fernández Salas

Procesos Morfogenéticos y
Evolución Reciente de los Depósitos
Prodeltaicos del Sureste de la
Península Ibérica: Aplicaciones de
Modelos Matemáticos

Patricia Bárcenas Gascón

Departamento de Análisis Matemático

Universidad de Málaga

*A “ellos”, que lo son todo para mí.
A Raúl, Dani, Lucas y Marcos.*

Agradecimientos

Por fin esta tesis doctoral ha llegando a su fin. Tanto para mí, como para mi familia, su realización ha supuesto un gran esfuerzo y a pesar de las “paradas” que ha sufrido, su final tenía que llegar. Es algo a lo que me comprometí, por lo que aposté y en la que he puesto muchísima dedicación, pero sobre todo puedo asegurar que he volcado en ella mucha ilusión. Sé positivamente, que esta ilusión es compartida por todas las personas que confiaron en mí desde el principio, así que espero que el resultado sea satisfactorio para todos ellos, al menos en la medida en la que lo es para mí. Por ello quiero corresponder a todas las personas que confiaron en mí, reconociendo que su ayuda ha sido determinante para la finalización de este trabajo.

En primer lugar quisiera expresar mi agradecimiento a los directores de esta Tesis Doctoral: el Dr. Luis Miguel Fernández Salas, Científico Titular de Instituto Español de Oceanografía (IEO) y el Dr. Jorge Macías Sánchez, Profesor de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Málaga (UMA). Deseo agradecerles la confianza que han mostrado en mí, su dedicación y apoyo en todos los temas que hemos tratado, tanto profesionales como personales, y sobre todo el ánimo y apoyo que me han dado en la recta final de la tesis. Muchas gracias a los dos.

Al Dr. Francisco J. Lobo, investigador del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC), agradecerle la finalización de esta tesis doctoral. Gracias por tu ayuda, tu conocimiento, tus consejos y tu amistad. De todo corazón, gracias Paco.

A la Dra. Nieves López, Científica Titular del IEO, agradecerle su inestimable ayuda en la parte sedimentológica de este trabajo, sus consejos y sobre todo, con el cariño con el que me ha tratado siempre.

A Gerardo Bruque y Francisco J. López, personal contratado del IEO, por el análisis granulométrico de los sedimentos del proyecto MOSAICO y por el filtrado de la reflectividad, y a ambos, por su gran amabilidad y disponibilidad.

A Francisco J. Gómez Jakobsen, Técnico Especialista del IEO, por la realización de un programa en el lenguaje de programación Matlab para facilitarme el procesado de los perfiles sísmicos.

Al Dr. Antonio Jabaloy y al resto de los coautores del artículo Jabaloy *et al.* (2010), por permitirme utilizarlo para varios apartados de esta tesis doctoral.

A la Dra. Carmen Salas, Profesora Titular y perteneciente a la Comisión de Doctorado de la Universidad de Málaga, que gracias a su persistencia y buen hacer, ha sido

posible la lectura de esta tesis en dicha Universidad.

Al Dr. Víctor Díaz del Río, Científico Titular del IEO, por el interés mostrado en todo momento por el trabajo realizado y por ser un gran impulsor del desarrollo del proyecto MOSAICO. Agradecerle sus consejos, y principalmente los ánimos que siempre me da.

Al Dr. Juan Tomás Vázquez, Científico Titular del IEO, por su consejos científicos sobre el Mar de Alborán, su siempre predisposición y cuya serenidad lo es todo, gracias por tu cariño.

A la Dra. Estefanía Llave y al Dr. Adolfo Maestro, Investigadores Titulares del Instituto Geológico y Minero de España, por su inestimable ayuda en la realización de este trabajo y por su ánimo en todo momento.

A Miriam Sayago y Desiré Palomino, Centro Oceanográfico de Málaga (IEO). Agradecerle a Miriam su ayuda en temas de traducción. Agradecerlos a ambas vuestra disposición incondicional en todo momento, vuestra amistad y las conversaciones con vosotras.. las echo de menos!!.

A José Luis Rueda, Científico Titular del IEO, mi compañero de despacho en el último año, agradecerle sus consejos en el camino de la investigación, que me han valido de mucho.

A mis compañeros del Centro Oceanográfico de Málaga, a los que están o estuvieron, agradecerles el cariño con el que me habéis tratado, y lo bien que me habéis hecho sentir allí todos estos años. Les nombraría uno a uno, pero sería una lista interminable ya que son muchas cosas que agradecer y muchas personas que nombrar. Javi, Fran, Loli, Paqui, Lourdes, M^a José, Pepi, Antonio, Francina, Patri, y un largo etcétera. ¡Muchas gracias a todos! Especial agradecimiento a Alberto García, Científico Titular del IEO, por el aprecio y cariño que nos tienes, el cual es recíproco, y por el apoyo que siempre nos das en todo.

Al Grupo de Investigación EDANYA del Departamento de Análisis Matemático (UMA). A sus miembros el Dr. Jorge Macías, Dr. Carlos Parés, Dr. Manuel J. Castro, Dr. José M. González, Dr. Tomás Morales y Sergio Ortega. Agradecerles la realización de los modelos matemáticos utilizados en esta Tesis Doctoral, y sobre todo por guiarme en el difícil campo de las matemáticas. Para mí ha sido un placer trabajar con vosotros, deciros que me habéis impresionado con vuestra profesionalidad, y sobre todo con vuestro buen trabajo en grupo.

Al Grupo de Investigación GEMAR del Centro Oceanográfico de Málaga (IEO), muy importante para mí en la realización de este trabajo y en mi vida personal. A sus miembros: Dr. Víctor Díaz del Río, Dr. Luis M. Fernández-Salas, Dra. Nieves López, Dr. Juan T. Vázquez, Dr. José L. Rueda, Desiré Palomino, Miriam Sayago, Francisco J. López y Gerardo Bruque.

Gracias al proyecto MOSAICO, ha sido posible la realización de esta Tesis Doctoral, mediante una beca de formación dentro de dicho Proyecto de Excelencia Científica (PR)

titulado: “Modelado, simulación numérica y análisis del transporte de sedimentos en los abanicos submarinos de los ríos de Andalucía oriental” (acrónimo: MOSAICO), financiado por la Junta de Andalucía (<http://anamat.cie.uma.es/mosaico>) y, llevada a cabo, mediante un convenio de colaboración entre la Universidad de Málaga (UMA) y el Instituto Español de Oceanografía (IEO). Agradezco a sus participantes la ayuda prestada en todo momento, miembros pertenecen a los departamentos de Análisis Matemático y Matemática Aplicada de la UMA y al Centro Oceanográfico de Málaga del IEO. También forman parte del equipo investigador personal del Departamento de Matemáticas de la Universidad de Córdoba, del Departamento de Matemática Aplicada I de la Universidad de Sevilla y del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC).

Al Instituto Español de Oceanografía por haberme permitido utilizar los datos científicos para parte de la realización de este trabajo, y que son fruto de las actividades desarrolladas en el contexto del proyecto de investigación científica SPACE, realizado en el marco de un Convenio de Colaboración Específico establecido entre la Secretaría General del Mar (SGM) y el IEO. Gracias en especial, al Centro Oceanográfico de Málaga por haberme permitido desarrollar allí mi trabajo durante estos años. Hacer mención a sus directores: Dr. Juan Antonio Camiñas y Dr. Jorge Baro por facilitarme siempre el trabajo en el centro. A Jorge, agradecerle la amabilidad y el ánimo que siempre me ha mostrado en las rectas finales de mi estancia en el IEO.

A la tripulación del B.O. “Odón de Buen”, en el que se han realizado las campañas MOSAICO. Les agradezco su profesionalidad y el trato tan humano que nos dieron. A Enrique Escribano que nos acompañó y ayudó en cada una de las campañas.

A mis excompañeros del IGME, que se han preocupado por el desarrollo de este trabajo y sobre todo, por mí. Muchas gracias a Fernando Bohoyo, Laura Antón, Pilar Mata, Antonio Barnolas y otros muchos.

A mis amigos de Málaga: Javi y Olga, Aude y otros tantos, gracias por vuestra ayuda por estar atentos en la evolución de la tesis y, sobre todo, por preocuparos siempre por nosotros. En especial a Rosa, Jerome, Carlos y Álvaro por la ayuda y el cariño recibido durante el final de este trabajo, y por como nos habéis acogido en vuestra maravillosa familia, os lo agradezco de corazón.

A mis amigos de Cádiz y de Madrid, en especial a Silvia e Ismael, Gonza, Sara y Hugo, Renaud, Alba y Luna, Dani, Raquel e Inés, Mario y su family, Blanca, Elvira y un gran etc. Muchas gracias por ser mis amigos. POR FIN esto está acabando, tenemos que celebrarlo!! A Fernando y Rosa y sus preciosos peques, ya está Fer gracias por tu amistad.

A Miriam y a Manu por estar ahí, por vuestro cariño, por todo de verdad, no sé como agradecerlo, sólo decir que tengo la suerte de teneros. Miri, mucho ánimo en todo... ahora te llega una etapa preciosa en tu vida, disfrútala como nadie... deseando verla!!

A mi familia por su cariño, en especial a mi abuela Elisa y mis tios y primos Oscar, Dina, Gabriel y Gúzman a los que quiero muchísimo.. y a mi familia política: Paloma,

Ricardo y María, Blanca y Luna, David , Olga, Oscar y Marta, Iván, Cristobal, Maribel, Jorge y Lara, Amanda y Samir, y los murcianos que son muchos gracias por todo, de verdad. Soy afortunada de pertenecer a vuestra familia: una gran familia.

A Paloma, por la ayuda que siempre nos dá, dispuesta a todo lo que le pidamos o necesitamos, y sobre todo por su gran cariño. Muchas gracias de corazón.

A Estefanía, la hermana que nunca tuve pero ya tengo, y a su familia (Adolfo, Adolfo Jr., Curro y Gonzalo). Estefi, como agradecerte todo, el cariño, los ánimos, el estar en cada momento en mi vida.. aunque estemos lejos. Agradecerte tu amistad, tengo una inmensa suerte de tenerte, que haría sin ti!!!. Enhorabuena por la familia que tienes, os quiero muchísimo.

A mi hermano y a su familia (Maribel y Miguelillo).. muchas gracias por estar ahí y por darme ese sobrino tan precioso. Os quiero.

Quiero hacer una especial dedicación a mis padres, por su apoyo incondicional en todo momento y en lo que he necesitado, daba igual lo que fuese...ellos están ahí. Me lleno de orgullo hablar de vosotros, y como padres sois para mí un ejemplo a seguir. Os quiero.

Por último, y lo más importante, agradecer a mi marido Raúl y a mis hijos Daniel, Lucas y Marcos (y al hermano peludo Tines) la paciencia que han tenido y todo lo que me dan, que para mí lo es todo. El estar ahí siempre, ha sido para mí el mayor empujón que he tenido, solo necesitaba vuestras sonrisas y vuestros besos para levantarme el ánimo. Ya no tendréis que ir a ningún sitio los chicos solos, para que mami trabaje....¡ya voy yo con vosotros! A Raúl, no sé ni cómo agradecerse, sólo decirte que gracias por todo, y como te dije en otra ocasión: nunca dejes de ser como eres y no pierdas esa sonrisa. No os imagináis lo que os quiero.

Índice general

Objetivos y estructura de la tesis doctoral	1
I INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA	7
1. Introducción	9
1.1. Encuadre geográfico y geológico general	9
1.1.1. Caracterización sedimentológica de las llanuras deltaicas o zonas emergidas	11
1.2. Régimen climático	12
1.2.1. Precipitación	12
1.2.2. Régimen de mareas	13
1.2.3. Régimen de viento y oleaje	14
1.2.4. Régimen de corrientes	14
1.3. Hidrología de las cuencas fluviales	17
1.3.1. Caracterización geomorfológica de las cuencas fluviales	17
1.3.2. Caudal y transporte de sedimento en los sistemas fluviales	19
1.3.3. Principales factores naturales y humanos que han contribuido a la variabilidad de los sistemas fluviales	21
1.3.3.1. Cambios climáticos observados en la precipitación y en la temperatura en Andalucía	21
1.3.3.2. Sequías e inundaciones en el sureste español	23
1.3.3.3. Acción antrópica	26
1.4. Características generales de la plataforma continental	31
1.4.1. Elementos geomorfológicos mayores	31
1.5. Los prodeltas	32
1.5.1. Características morfológicas generales de los depósitos prodeltaicos	32
1.5.1.1. El <i>offlap-break</i>	34
1.5.2. Caracterización estratigráfica de los depósitos prodeltaicos	35
1.5.2.1. Secuencias deposicionales de escala mayor	37
1.5.2.2. Secuencias deposicionales de escala intermedia	38
1.5.2.3. Secuencias deposicionales de escala menor	38
1.5.3. Clasificación de los sistemas deltaicos	38

1.5.4.	Factores que influyen en la formación y preservación de los sistemas deltaicos	40
1.5.5.	Evolución y clima: Principales eventos climáticos	40
1.5.5.1.	Transgresión Flandriense	41
1.5.5.2.	Máximo Transgresivo	41
1.5.5.3.	Alto Nivel del Mar	42
1.6.	Modelos matemáticos de procesos sedimentarios en la plataforma continental y avalanchas	42
1.6.1.	Modelos de Saint-Venant-Exner	44
1.6.2.	Modelos de corrientes hiperpicnales	45
1.6.3.	Modelos de avalanchas submarinas y generación de tsunamis	46
2.	Metodología	49
2.1.	Recopilación de datos hidrológicos y del clima marítimo	49
2.1.1.	Precipitación	49
2.1.2.	Caudal	50
2.1.3.	Viento y oleaje	51
2.2.	Estimación de diversos parámetros hidrológicos de los sistemas fluviales	52
2.2.1.	Estimación del caudal o descarga media del río	52
2.2.2.	Estimación de la descarga de sedimentos	52
2.2.3.	Concentración máxima de sedimentos en condiciones de inundación	53
2.2.4.	Concentración crítica de sedimentos en el agua de mar	54
2.3.	Campañas oceanográficas	55
2.3.1.	Campañas SPACE 01 y SPACE 02	55
2.3.2.	Campaña MOSAICO 0908	57
2.3.3.	Campaña MOSAICO 1108	57
2.3.4.	Campaña MOSAICO 0509	58
2.4.	Métodos de Mar	58
2.4.1.	Métodos geofísicos	58
2.4.1.1.	Ecosonda Multihaz	58
2.4.1.2.	Sistemas sísmicos de muy alta resolución: TOPAS y Geopulse	60
2.4.2.	Métodos de muestreo	64
2.4.2.1.	Técnicas de muestreo del sedimento superficial: draga <i>Van Veen</i> , <i>Shipek</i> y <i>Box Corer</i>	64
2.5.	Procesado y análisis de los datos geofísicos	66
2.5.1.	Procesado de los datos geofísicos	66
2.5.1.1.	Procesado de los datos batimétricos y de reflectividad	66
2.5.1.2.	Procesado de los perfiles sísmicos	69
2.5.2.	Análisis de los datos geofísicos	71
2.5.2.1.	Tratamiento de la información derivada de los datos batimétricos	71
2.5.2.2.	Análisis de la curvatura del perfil del sistema prodeltaico	72

2.5.2.3.	Suavizado del perfil batimétrico de los sistemas prodeltaicos	74
2.5.2.4.	Cartografía y medición de las ondulaciones del fondo marino	74
2.5.2.5.	Caracterización textural de los sedimentos a partir de la reflectividad (<i>backscatter</i>)	75
2.5.2.6.	Análisis de estratigrafía sísmica	76
2.6.	Procesado y análisis de los datos sedimentológicos	78
2.6.1.	Métodos de laboratorio	79
2.6.1.1.	Análisis granulométrico	79
2.6.1.2.	Análisis geoquímico	80
2.6.2.	Métodos de gabinete	81
2.6.2.1.	Cálculo de los parámetros granulométricos	81
2.6.2.2.	Diagrama de Pejrup	83
2.6.2.3.	Factores de Enriquecimiento	83
2.7.	Análisis estadísticos	85
2.7.1.	Análisis de Componentes Principales (PCA)	85
2.7.2.	Análisis Clúster (CA)	85
2.8.	Métodos de experimentación numérica	86
2.8.1.	Plataforma Web y Supercomputación	86
2.8.2.	Modelo hidrodinámico 2D: ecuaciones de aguas someras	86
2.8.2.1.	Ecuaciones del modelo	88
2.8.2.2.	Condiciones de contorno. Imposición de mareas	89
2.8.2.3.	Condiciones de contorno en superficie. Imposición de vientos	89
2.8.2.4.	Condición inicial	90
2.8.2.5.	Formulario	90
2.8.2.6.	Visualización	91
2.8.3.	Modelos de flujos hiperpicnales	92
2.8.3.1.	Mejoras a los modelos existentes	94
2.8.3.2.	Leyes empíricas utilizadas	96
2.8.3.3.	Flujo de arrastre del fondo	97
2.8.3.4.	Inclusión de un fondo no erosionable	99
2.8.3.5.	Nuestras aportaciones	100
2.8.3.5.1.	Parametrización del término de fricción.	100
Fricción con el fondo.	100	
Fricción entre fluidos.	101	
Ley de erosión	101	
2.8.3.6.	Simulaciones realizadas para el desarrollo de este estudio	102
2.8.4.	Tensión tangencial en el fondo	105

II	RESULTADOS	107
3.	Los depósitos deltaicos del Sureste de la Península Ibérica	109
3.1.	Introducción	109
3.2.	Morfología de los depósitos deltaicos	109
3.2.1.	Llanura deltaica	112
3.2.2.	Prodelta	118
3.2.2.1.	Forma en planta de los depósitos deltaicos	118
3.2.2.2.	Geometría del perfil transversal de los prodeltas	123
3.2.2.3.	Morfología del <i>offlap break</i>	127
3.3.	Tipos morfológicos menores	127
3.3.1.	Canales	131
3.3.1.1.	Cárcavas	131
3.3.1.2.	Canales lineales	132
3.3.1.3.	Surcos	134
3.3.2.	Frente elevado del prodelta	134
3.3.3.	Campos de ondulaciones	135
3.3.4.	Deslizamientos	137
3.3.4.1.	Morfologías de relieve positivo	138
3.3.4.2.	Montículos	138
3.3.4.3.	Morfologías lineales de relieve positivo	139
3.3.5.	Lóbulo sedimentario secundario	140
3.4.	Sedimentación en los depósitos prodeltaicos	141
3.4.1.	Caracterización sedimentológica de los depósitos prodeltaicos	142
3.4.2.	Distribución sedimentaria: correlación entre la reflectividad y las muestras de sedimento en los depósitos prodeltaicos	146
3.4.3.	Espesor de sedimento de los depósitos prodeltaicos	147
3.4.4.	Estimación de los parámetros hidrológicos de los sistemas fluviales asociados a los sistemas deltaicos	147
3.5.	Relación entre variables morfológicas e hidrológicas	150
3.6.	Modelización de las cuñas prodeltaicas	152
3.6.1.	Simulaciones numéricas con caudales constantes	152
3.6.1.1.	Simulaciones realizadas con un perfil lineal de pendiente variable	152
3.6.1.2.	Simulaciones realizadas con un perfil sigmoidal	157
3.6.2.	Simulaciones numéricas con caudales variables	160
3.6.2.1.	Simulaciones realizadas con un perfil lineal con pendiente variable	160
3.6.2.2.	Simulaciones realizadas con un perfil sigmoidal	164
4.	Análisis geoestadístico de los campos de ondulaciones	165
4.1.	Parámetros morfométricos	165
4.1.1.	Longitud lateral	165

4.1.2.	Pendiente	166
4.1.3.	Longitud de onda	167
4.1.4.	Altura de onda	168
4.1.5.	Índice de simetría	169
4.1.6.	Índice de forma (L/H)	171
4.2.	Variación de los parámetros morfométricos con la profundidad	173
4.3.	Distribución sedimentaria	177
4.4.	Caracterización estratigráfica de las ondulaciones	179
4.5.	Modelización de las ondulaciones del fondo marino en cuñas prodeltaicas	182
4.5.1.	Simulaciones numéricas con caudales constantes	182
4.5.1.1.	Simulaciones realizadas con un perfil lineal de pendiente variable	182
4.5.1.2.	Simulaciones realizadas con un perfil sigmoidal	186
4.5.2.	Simulaciones numéricas de las ondulaciones con caudales variables	188
4.5.2.1.	Simulaciones de las ondulaciones realizadas con un perfil lineal de pendiente variable y un perfil sigmoidal	189
5.	Distribución de sedimentos y características hidrodinámicas en los depósitos prodeltaicos y áreas adyacentes	191
5.1.	Distribución de sedimentos superficiales en la plataforma continental	191
5.1.1.	Sector occidental	194
5.1.2.	Sector oriental	194
5.2.	Distribución espacial de la reflectividad	195
5.2.1.	Correlación entre la intensidad de la reflectividad y el tamaño de grano	196
5.2.2.	Distribución de la intensidad de la reflectividad en la plataforma	198
5.2.2.1.	Sector occidental	198
5.2.2.2.	Sector oriental	199
5.3.	Modelos de corrientes y tensión tangencial del fondo	199
5.3.1.	Sector occidental	199
5.3.2.	Sector oriental	202
5.3.3.	Perfil transversal de los prodeltas	203
6.	El sistema deltaico del Río Adra	207
6.1.	Morfología submarina del sistema prodeltaico	207
6.1.1.	Lóbulo occidental del sistema prodeltaico del Río Adra	207
6.1.2.	Lóbulo oriental del sistema prodeltaico del Río Adra	208
6.1.3.	Campos de ondulaciones sobre los lóbulos prodeltaicos del Río Adra	210
6.2.	Caracterización sedimentológica y geoquímica de los sedimentos superficiales	212
6.2.1.	Distribución granulométrica	212
6.2.2.	Análisis geoquímico	218

6.2.3.	Relación entre variables sedimentológicas y geoquímicas	221
6.3.	Distribución de la reflectividad en el prodelta del Río Adra	223
6.3.1.	Correlación entre la intensidad de la reflectividad y el tamaño medio de grano	225
6.3.2.	Distribución espacial de la intensidad de la reflectividad	225
6.4.	Análisis de estratigrafía sísmica del sistema prodeltaico del Río Adra .	226
6.4.1.	Unidad Sísmica Basal (USB)	228
6.4.2.	Unidad Sísmica U1	231
6.4.3.	Unidad Sísmica U2	233
6.4.4.	Unidad sísmica U3	234
6.4.5.	Unidad Sísmica U4	235
6.4.6.	Unidad Sísmica U5	236
6.5.	Cambios evolutivos del sistema deltaico del Río Adra	236
6.5.1.	Evolución de la línea de costa y de los depósitos deltaicos del Río Adra	236
6.5.2.	Cambios volumétricos y batimétricos del sistema prodeltaico del Río Adra y áreas adyacentes	239
6.5.2.1.	Estimación del cambio volumétrico durante los siglos XIX y XX	239
6.5.2.2.	Estimación del cambio volumétrico entre 2002 y 2009 .	242
6.5.2.3.	Estimación del cambio batimétrico entre los años 2002 y 2009	243
6.6.	Simulación de las cuñas prodeltaicas y de las ondulaciones	245
6.6.1.	Simulación numérica de las cuñas prodeltaicas con caudales cons- tantes	246
6.6.2.	Simulación numérica de las cuñas prodeltaicas con caudales va- riables	247
6.6.3.	Simulación numérica de las ondulaciones con caudales constantes	250
6.6.4.	Simulación numérica de las ondulaciones con caudales variables	252

III DISCUSIÓN 255

7.	Análisis morfosedimentario de los sistemas prodeltaicos: propuesta de clasificación	257
7.1.	Geometría de los cuerpos deltaicos: un patrón característico para deltas asociados a ríos montañosos y abruptos	258
7.2.	Implicaciones en la clasificación de los sistemas deltaicos	262
7.2.1.	Influencia de los parámetros asociados a la cuenca hidrológica y a la cuenca receptora de sedimentos	264
7.2.2.	Influencia del tamaño de grano	267
7.3.	El papel de la pendiente y el caudal de los flujos turbidíticos en la cons- trucción deltaica	268

8. El transporte sedimentario de los depósitos deltaicos y su implicación en los tipos morfológicos **273**

8.1. Factores genéticos que influyen en la formación de las ondulaciones . . . 274

 8.1.1. Comparación general de los parámetros morfométricos 274

 8.1.2. Correlación de los parámetros morfométricos de las ondulaciones con las características de los sistemas fluviodeltaicos y de la cuenca receptora 276

8.2. Factores influyentes en la formación de las ondulaciones: simulaciones numéricas y datos reales 278

8.3. Comparación con otros campos de ondulaciones del Mediterráneo . . . 284

8.4. Factores que influyen en la formación de las morfologías 288

 8.4.1. Descargas fluviales con altas concentraciones de sedimento: generación de flujos hiperpicnales 292

 8.4.2. Áreas energéticas en los sistemas prodeltaicos 294

9. La zonación de los ambientes energéticos y la influencia de las áreas fuente en la distribución de sedimentos en los depósitos prodeltaicos y áreas adyacentes **297**

9.1. Cambios de la reflectividad y del sedimento longitudinal y transversalmente a la plataforma 298

9.2. Variabilidad de pequeña escala y zonación de la reflectividad 299

 9.2.1. Ambientes dominados por las tormentas 300

 9.2.2. Ambientes sedimentarios de energía mixta 300

 9.2.3. Ambientes sedimentarios dominados por los aportes fluviales . . 301

9.3. Dinámica sedimentaria y áreas fuente de los sedimentos superficiales en el prodelta del Río Adra y áreas adyacentes de la plataforma continental: estudio de detalle 302

10. Modelo estratigráfico secuencial y evolutivo del sistema deltaico del Río Adra **309**

10.1. Arquitectura estratigráfica de alta resolución de los depósitos prodeltaicos del Río Adra 309

10.2. Correlación con otros depósitos prodeltaicos 313

10.3. Modelo estratigráfico secuencial 315

10.4. Evolución del sistema deltaico del Río Adra 320

 10.4.1. Evolución durante el Pleistoceno terminal-Holoceno 321

 10.4.1.1. Último Máximo Eustático 321

 10.4.1.2. Estabilización eustática 322

IV CONCLUSIONES **329**

11. Conclusiones **331**

11.1. Conclusiones parciales 331

11.1.1. Análisis morfológico y sedimentario de los sistemas prodeltaicos del sureste de la Península Ibérica	331
11.1.1.1. Características morfológicas más relevantes de los sistemas deltaicos	331
11.1.1.2. Influencia de los parámetros asociados a la cuenca hidrológica, a la cuenca receptora de sedimentos y al tamaño de grano	332
11.1.1.3. Influencia de la pendiente y el caudal en la formación de los prodeltas	333
11.1.2. Las morfologías más relevantes desarrolladas sobre los prodeltas	333
11.1.2.1. Morfogénesis de los tipos morfológicos	333
11.1.2.2. Factores que influyen en la formación de las ondulaciones	334
11.1.2.3. Factores influyentes en la formación de los tipos morfológicos	334
11.1.3. Relación entre la respuesta de la reflectividad, la distribución del sedimento superficial y la intensidad del régimen hidrodinámico en aguas someras	336
11.1.4. Modelo estratigráfico secuencial del sistema prodeltaico del Río Adra	338
11.1.5. Evolución del sistema prodeltaico del Río Adra	338
11.1.6. Modelo de flujos hiperpicnales	339
11.2. Conclusiones finales	340
11.3. Cuestiones de futuro	341

V BIBLIOGRAFÍA 343

VI ANEXO 379

A. Simulaciones Numéricas	381
A.1. Perfil lineal con pendiente variable	381
A.1.1. Flujo constante	382
A.1.2. Flujo variable	394
A.2. Perfil con geometría sigmoideal	400
A.2.1. Flujo constante	400
A.2.2. Flujo variable	403
A.3. Perfil real Río Adra	404
A.3.1. Perfil real del Río Adra trazado frente al cauce antiguo	404
A.3.1.1. Flujo constante	404
A.3.1.2. Flujo variable	407
A.3.2. Perfil real del Río Adra trazado frente al cauce actual	408
A.3.2.1. Flujo constante	408
A.3.2.2. Flujo variable	410

Objetivos y estructura de la tesis doctoral

Con esta tesis doctoral se pretende dar una visión general de las características morfológicas, sedimentarias y estratigráficas de los sistemas prodeltaicos del sureste de la Península Ibérica, siendo este estudio fundamental para la aplicación de los resultados en los modelos matemáticos de procesos sedimentarios en la plataforma continental. Recíprocamente, el uso de los modelos matemáticos para la simulación de la sedimentación de estos sistemas prodeltaicos nos permitirá una mejor comprensión de los procesos que los generan y de los factores más influyentes en su génesis, así como la posibilidad de predecir la evolución y morfología de los depósitos fluviales frente a diferentes condiciones ambientales.

Objetivos

Este estudio presenta un objetivo principal de carácter multidisciplinar, en el cual se encuentran implicadas dos áreas muy diferentes de la Ciencia: la Geología y la Matemática Aplicada. Dicho objetivo principal se basa en:

- a) El estudio de los procesos morfogénéticos y la evolución reciente de los depósitos prodeltaicos del sureste de la Península Ibérica.
- b) El desarrollo de métodos de experimentación numérica para la obtención de modelos matemáticos que simulen los procesos sedimentarios en la plataforma continental, en general, y en los sistemas deltaicos en particular.
- c) La combinación de (a) y (b) que permita alcanzar un mejor entendimiento de los procesos sedimentarios presentes en la plataforma continental, así como la validación y la mejora de los modelos matemáticos utilizados para su simulación.

El trabajo se desarrollará en el margen continental septentrional del Mar de Alborán, entre las localidades de Torrox y Adra, con el objetivo de determinar los procesos sedimentarios, los sistemas deposicionales, la arquitectura y la evolución sedimentaria existentes en la zona, con un mayor detalle en el sistema deposicional asociado al Río Adra.

Para llevar a cabo el objetivo principal se plantea una serie de objetivos parciales:

1. Caracterización de los rasgos fisiográficos y morfológicos basándose en el análisis de los datos batimétricos de detalle obtenidos mediante la ecosonda multihaz, y en el análisis de perfiles sísmicos de reflexión de alta y muy alta resolución (Geopulse y TOPAS).
2. Caracterización sedimentaria del fondo marino a partir del análisis de la reflectividad y de las muestras de sedimento obtenidas con dragas *Van Veen* y *Shipek*, así como los aspectos geoquímicos de los sedimentos superficiales.
3. Establecimiento de la relación entre los datos de reflectividad superficial y la distribución del tamaño de grano en la plataforma continental, junto con la utilización de los resultados de las simulaciones numéricas de las corrientes para obtener así una mejor comprensión de los procesos sedimentarios que tienen lugar.
4. Determinación de las diferentes tipologías morfológicas de escala menor desarrolladas sobre los depósitos prodeltaicos y sus procesos morfogenéticos, así como la influencia de estos sobre el transporte de sedimentos y su relación con el régimen hidrológico de las cuencas fluviales.
5. Caracterización de la arquitectura estratigráfica y distribución espacial de los depósitos sedimentarios asociados a los sistemas fluviales mediante el análisis sismoestratigráfico y secuencial a partir de los registros sísmicos de alta y muy alta resolución. Con ello, desarrollar un modelo estratigráfico y sedimentológico que explique la arquitectura estratigráfica de los depósitos y procesos sedimentarios.
6. Determinar la relación existente entre los depósitos sedimentarios y, (a) las características morfológicas e hidrológicas de las áreas fuente (cuencas y sistemas fluviales) y (b) las oscilaciones climáticas y las singularidades de la cuenca receptora (morfología, aporte de sedimentos y condiciones oceanográficas). Con ello, se llevará a cabo la identificación y evaluación de los diferentes parámetros morfológicos, sedimentarios y ambientales que influyen tanto en el desarrollo de los sistemas deltaicos como en la ejecución de los modelos de experimentación numérica utilizados.
7. Llevar a cabo mejoras en las parametrizaciones utilizadas en los modelos de corrientes hiperpicnales al uso para que nos puedan servir de herramientas útiles en la simulación de este tipo de fenómenos en situaciones reales, y en particular para su aplicación al caso del Río Adra.
8. Formular un modelo evolutivo que atienda tanto al registro sedimentario pasado como a las posibles modificaciones futuras a tenor del cambio climático. Para ello se realizará un análisis evolutivo de los depósitos sedimentarios objeto de estudio mediante: (a) el estudio de los cambios en la línea de costa, (b) el análisis del

modelo estratigráfico, (c) las modificaciones morfológicas y volumétricas de los sistemas deltaicos durante un largo periodo de tiempo y d) la aplicación de los modelos de corrientes obtenidos mediante simulaciones numéricas bajo diferentes condiciones ambientales.

9. Validar y apoyar la mejora de los modelos matemáticos utilizados a lo largo de este estudio.

Estructura de la memoria de investigación

La organización por capítulos de la presente memoria de investigación está basada en la consecución de los objetivos anteriormente citados y se estructura en seis bloques principales: 1) Introducción y Metodología, 2) Resultados, 3) Discusión, 4) Conclusiones, 5) Bibliografía y 6) Anexo.

El primer bloque, denominado **INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA**, está compuesto compuesto por los Capítulos 1 y 2.

En el **Capítulo 1**, se incluyen aspectos generales del área de estudio, como el encuadre geográfico y geológico, el régimen climático, las características hidrológicas de las cuencas fluviales, la caracterización general de la plataforma continental, las características generales de los sistemas prodeltaicos y, por último, una breve introducción sobre modelos matemáticos de procesos sedimentarios.

En el **Capítulo 2** se realiza una descripción detallada de la metodología empleada tanto en el estudio geológico llevado a cabo en este trabajo de investigación, como en los métodos de experimentación numérica utilizados para las simulaciones realizadas.

El segundo bloque, donde se exponen los **RESULTADOS** obtenidos durante este estudio, abarca los capítulos del 3 al 6.

En el **Capítulo 3**, se realiza la descripción morfológica de los depósitos deltaicos estudiados, con un análisis más exhaustivo de la parte sumergida del prodelta. Se caracterizan los tipos morfológicos de escala menor localizados sobre los prodeltas y se realiza la descripción sedimentológica de los depósitos prodeltaicos. Además, se relacionan las variables morfológicas de los sistemas fluviales y deltaicos con algunos de los parámetros hidrológicos más importantes de las cuencas fluviales. Finalmente, se modeliza la formación de las cuñas prodeltaicas, realizándose un gran número de experimentos numéricos. Por una parte para flujos constantes de diferentes magnitudes y, por otra, para un flujo variable en tiempo. Estas simulaciones, para cada uno de los flujos considerados, se llevan a cabo sobre diferentes perfiles batimétricos teóricos simplificados que hemos considerado.

En el **Capítulo 4** se muestran los resultados del estudio de los campos de ondulaciones del fondo marino desarrollados sobre varios de los prodeltas estudiados. En él se trata sobre las medidas de los diferentes parámetros morfométricos de las ondulaciones del fondo marino que se desarrollan sobre los prodeltas estudiados, la descripción

de la variación de dichos parámetros morfométricos con respecto a la profundidad, se caracterizan sedimentaria y estratigráficamente las ondulaciones del fondo marino y se presentan los resultados de la modelización de las ondulaciones del fondo marino obtenidos mediante de las simulaciones realizadas tanto para los flujos constantes como para el flujo variable en tiempo considerado y para los diferentes perfiles batimétricos teóricos utilizados.

En el **Capítulo 5** se expone el análisis de la distribución de sedimentos y las características hidrodinámicas en los sistemas prodeltaicos y áreas adyacentes del sureste de la Península Ibérica. Este capítulo aborda la distribución de los sedimentos superficiales y la distribución espacial de la reflectividad en los prodeltas y áreas adyacentes de la plataforma continental. Además, se describen los patrones generales de corrientes presentes en el área de estudio, observados a partir de las simulaciones de la velocidad de la corriente promediada en profundidad, obtenidos con la utilización de un modelo hidrodinámico 2D aplicado en dos situaciones de viento extremas y puestas (vientos de poniente y vientos de levante intensos). Por otro lado, se expone la tendencia general de la tensión tangencial en el fondo en el mismo área, obtenida a partir de la velocidad promediada obtenida en las simulaciones con el modelo *shallow water* bidimensional.

En el **Capítulo 6** se realiza un análisis detallado del sistema prodeltaico del Río Adra. Se ha aplicado con mayor detalle cada uno de los estudios expuestos en los capítulos anteriores, con el fin de mejorar el conocimiento del sistema prodeltaico. En él se lleva a cabo una descripción de las características morfológicas, sedimentológicas y geoquímicas del sistema de cuñas prodeltaicas asociadas al Río Adra, y se exponen los resultados obtenidos a partir de las simulaciones del modelo hidrodinámico 2D para la zona del sistema prodeltaico del Río Adra y áreas adyacentes. También se ha obtenido, a partir de las simulaciones, una estimación de la tensión tangencial en el fondo marino en esta región. Además, se realiza un análisis de estratigrafía sísmica del sistema prodeltaico asociado al Río Adra y se exponen los cambios observados en el mismo, de forma que, en primer lugar, se presentan los resultados del análisis de la evolución de la línea de costa y de los depósitos deltaicos del Río Adra. En segundo lugar, se hace una reseña a los cambios volumétricos durante un largo periodo de tiempo (entre 1876 y 2009) y durante un corto periodo de tiempo (entre 2002 y 2009) y a los cambios batimétricos entre 2002 y 2009 del sistema prodeltaico y áreas adyacentes. Estos resultados son una comparativa entre los resultados de Jabaloy (2010) y estudios propios de este trabajo. Finalmente, se muestran los resultados de las simulaciones basadas en la modelización del transporte de sedimentos realizados sobre perfiles reales del Río Adra tanto para flujos constantes como para el flujo variable en tiempo que hemos considerado. El estudio se ha enfocado en el análisis morfológico de las cuñas, así como en los parámetros morfométricos de las ondulaciones del fondo marino desarrolladas sobre dichas cuñas observadas en cada una de las simulaciones.

El tercer bloque, engloba la **DISCUSIÓN** de los resultados expuestos en los capítulos anteriores. Se fundamenta en las discusiones presentadas en los diferentes artículos publicados, así como otros aspectos aún no publicados, como es la caracterización

morfológica y sedimentaria, así como la estratigrafía sísmica de las cuñas prodeltaicas que enriquecen la discusión final. Este bloque está compuesto por los capítulos del 7 al 11.

En el **Capítulo 7** se realiza, por un lado, un análisis morfológico de los deltas asociados a cuencas pequeñas y abruptas, así como el tratamiento de su sistema de sedimentación y la relación con la cuenca fluvial, haciendo especial mención al sistema deltaico del Río Adra. Por otro lado, se analiza la influencia de los parámetros de los sistemas fluviales y de la cuenca receptora sobre el desarrollo de las cuñas prodeltaicas, comparándose con otros deltas del Mediterráneo. Por último, se cotejan los resultados del análisis morfológico de los sistemas prodeltaicos reales y de las cuñas prodeltaicas obtenidas mediante las simulaciones matemáticas, para poder evaluar la efectividad de los modelos matemáticos utilizados y su subsiguiente ajuste para simulaciones posteriores.

El **Capítulo 8** trata de las implicaciones de los tipos morfológicos menores en el transporte sedimentario de los depósitos deltaicos, haciendo especial análisis de los factores genéticos que influyen en la formación de las ondulaciones. Así mismo, se lleva a cabo la correlación de los parámetros morfométricos de las ondulaciones con las características de los sistemas fluviodeltaicos y de la cuenca receptora. En último lugar, se realiza la comparativa de los parámetros morfométricos medidos en las ondulaciones sobre las cuñas prodeltaicas reales y las obtenidas mediante en las simulaciones numéricas, con el fin de obtener una mejor precisión de los parámetros ambientales que influyen sobre la génesis de las ondulaciones.

En el **Capítulo 9** se examina la influencia de los procesos físicos en la distribución de sedimentos en los depósitos prodeltaicos y áreas adyacentes, a partir del estudio conjunto de tres análisis: a) La caracterización sedimentológica de la plataforma continental, b) la distribución de la reflectividad en la misma y, c) el estudio de la distribución de la velocidad de la corriente media obtenida a partir de un modelo hidrodinámico bidimensional de aguas someras y, del comportamiento de la tensión tangencial del fondo.

En el **Capítulo 10** se muestra la evolución del sistema de cuñas prodeltaicas del Río Adra. Para ello, se trata la arquitectura estratigráfica de alta resolución, se propone un modelo estratigráfico secuencial, se analizan los cambios de la línea de costa y de los depósitos deltaicos, así como los cambios volumétricos de las cuñas prodeltaicas durante un largo y un corto periodo de tiempo, y se propone un modelo evolutivo de los depósitos de alto nivel del Río Adra durante el Holoceno Superior. Finalmente, se plantean una serie de factores de control que afectan a la formación y desarrollo de los depósitos estudiados.

El cuarto bloque, tiene como objetivo exponer las **CONCLUSIONES** tanto parciales, como finales a las que se han llegado con el trabajo de investigación realizado.

El quinto bloque recoge las referencias bibliográficas utilizadas para documentar esta tesis doctoral.

El sexto bloque, contiene el **ANEXO** donde se presentan los resultados numéricos correspondientes a las 82 simulaciones que hemos tomado de base para extraer las conclusiones de este trabajo, simulaciones que se han seleccionado a partir de un conjunto mucho mayor de ensayos numéricos que se han realizado con el modelo de flujos hiperpicnales. Estas simulaciones se organizan según el tipo de perfil: a) perfil lineal con pendiente variable, b) perfil sigmoideal suave y c) perfil real del Río Adra (para sus cauces actual y antiguo), combinados con los distintos tipos de caudal (constante y variable) de diversa intensidad que se han considerado.

Parte I

INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA

Capítulo 1

Introducción

En el presente capítulo se encuadra geográfica y geológicamente el área de estudio y se hace una introducción a diferentes factores que la caracterizan. Estos factores son el régimen climático predominante y las peculiaridades que definen la zona terrestre (hidrología de las cuencas fluviales asociadas a los ríos y ramblas estudiados) y la zona marina (características generales de la plataforma continental). Posteriormente, se realiza una breve introducción a los sistemas prodeltaicos, como las morfologías más importantes dentro de este estudio, haciendo referencia a sus características morfológicas y estratigráficas generales. A continuación, se exponen los principales eventos climáticos, así como las clasificaciones existentes de los sistemas deltaicos y los factores que influyen en su formación y preservación. Por último, se hace una breve descripción de los avances recientes en el modelado matemático y la simulación numérica de procesos sedimentarios en la plataforma continental y se muestra una perspectiva de las contribuciones que desde el proyecto MOSAICO se han realizado en este tipo de modelos.

1.1. Encuadre geográfico y geológico general

El área de estudio se encuentra situada entre las localidades de Torre del Mar (Málaga) y Balerma (Almería), encuadrándose entre los paralelos $36^{\circ}38'N$ y $37^{\circ}10'N$ y los meridianos $4^{\circ}00'W$ y $2^{\circ}56'W$ (Fig. 1.1). El estudio se centra, principalmente, en la zona marina aunque, se lleva a cabo también, un análisis de la zona terrestre, para comprender mejor la influencia de las características de las cuencas fluviales en los sistemas deltaicos adyacentes. En la zona terrestre se han analizado las cuencas hidrográficas y los cauces asociados a los 12 ríos y ramblas principales del área estudiada.

La zona marina se halla ubicada en la plataforma continental septentrional del Mar de Alborán, la cual está localizada al SO del Mar Mediterráneo, en el sector más occidental del cinturón orogénico alpino, dentro del arco formado por las Cordilleras Béticas en el sur de la Península Ibérica y las Cordilleras Rifeñas en el norte de África (Fig. 1.1). Por tanto, la cuenca de Alborán se encuentra en una situación transarco originada por procesos extensionales durante la colisión del Dominio de Alborán contra

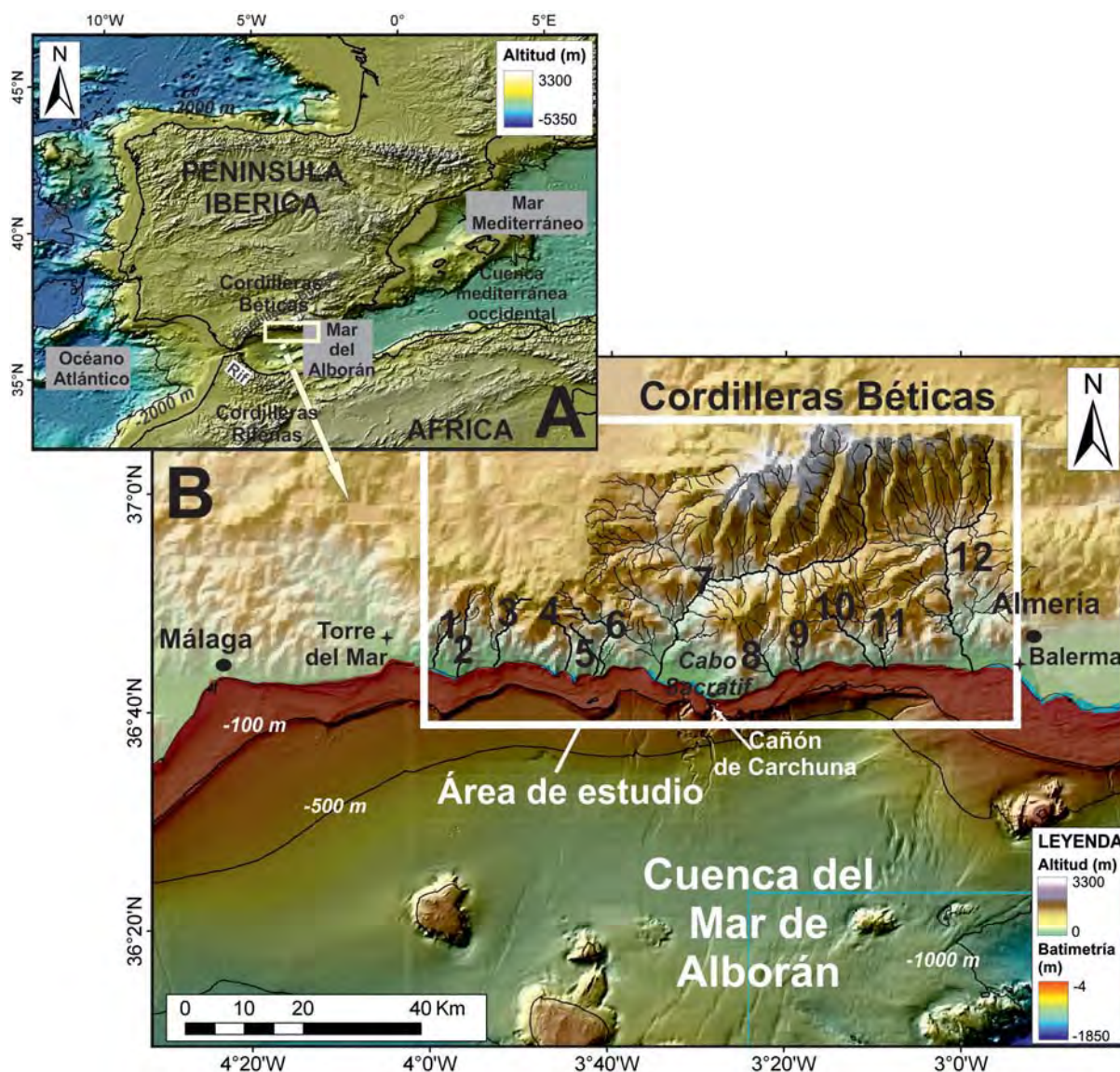


Figura 1.1: Localización geográfica del área de estudio: A. Encuadre geográfico general (imagen batimétrica generada a partir de la base de datos ETOPO). B. Encuadre geográfico de la zona de estudio, ubicada en el margen norte del Mar de Alborán (elevaciones o MDT de la Junta de Andalucía; batimetría perteneciente a la Secretaría General del Mar). Los principales sistemas fluviales estudiados en el área se indican con los siguientes números: (1-7 y 12): Ríos Güí, Torrox, Chíllar, Jate, Seco, Verde, Guadalfeo y Adra, y (8-11): Ramblas de Gualchos, Haza de Trigo, Albuñol y Huarea.

los márgenes suribérico y norafricano en el Neógeno (Watts *et al.*, 1993; Comas *et al.*, 1999).

La fisiografía de la zona emergida es abrupta, ya que está condicionada por el Sistema Penibético, el cual constituye la porción más meridional de la Cordillera Bética. Dichas zonas emergidas pertenecen a las Zonas Internas o Dominio de Alborán (Balanya y García-Dueñas, 1987) constituidas, principalmente, por tres complejos metamórficos: Nevado-Filábride (Egeler, 1964), Alpujárride (Van Bemmelen, 1927) y Maláguide (Blumenthal, 1927), además de las unidades de la Dorsal (Durand-Delga y Foucault, 1967)

y Predorsal (Didon *et al.*, 1973). Tanto el Complejo Alpujárride como, en menor medida, el Nevado-Filábride afloran en la zona de estudio, éste último en los cursos altos de los ríos Guadalfeo y Adra (Fig. 1.2). Estas unidades geológicas están formadas, principalmente, por micaesquistos, esquistos, cuarcitas, filitas y mármoles. Con más detalle, se observa que el Complejo Alpujárride está compuesto por rocas metamórficas de distinto tipo (gneises, migmatitas, esquistos y filitas) de edad Paleozoico a Permo-Triásico y una formación de rocas carbonatadas a techo de la secuencia atribuida al Triásico Medio y Superior (Azañón *et al.*, 1998). El Complejo Nevado-Filábride está constituido básicamente por una secuencia inferior de esquistos grafitosos, seguidos de cuarcitas y una secuencia superior discordante (Nijhuis, 1964) con una variedad litológica mayor, pero que, fundamentalmente está constituida por esquistos y mármoles.

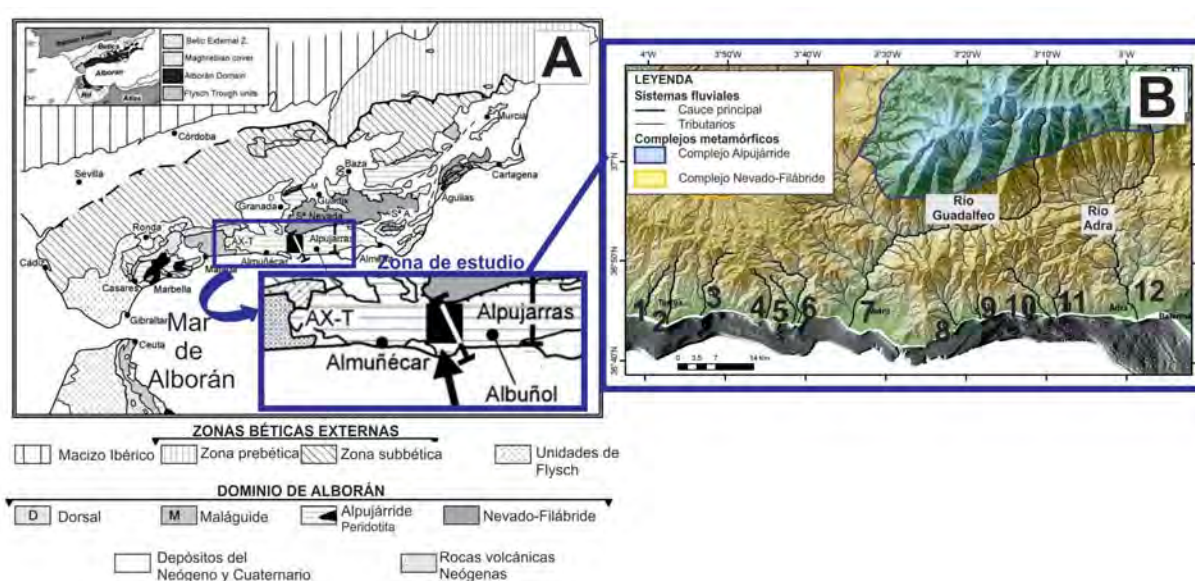


Figura 1.2: A. Mapa tectónico simplificado de las Cordilleras Béticas. Tomado de Orozco *et al.* (2004). B. Detalle de la zona de estudio donde se muestran las dos unidades geológicas principales en las que se excavan los sistemas fluviales estudiados.

1.1.1. Caracterización sedimentológica de las llanuras deltaicas o zonas emergidas

Como se ha indicado anteriormente, los sedimentos aportados a las llanuras deltaicas por la mayoría de los ríos y ramblas estudiados son, en su mayoría, de tipo metamórfico, representados principalmente por esquistos, cuarcitas, esquistos con granate y cantos pertenecientes a los relieves del Complejo Alpujárride circundante.

En concreto las llanuras deltaicas se describen como formaciones cuaternarias que constituyen acumulaciones deltaicas. La granulometría muestra la existencia de calibres variados, desde gravas gruesas hasta arenas fundamentalmente y, menos frecuentemente, limos. Estos materiales quedan interpenetrados lateralmente por arenas de playa

recientes, las cuales se han cartografiado como franjas periféricas de los aluviales en la zona costera; en muchos casos los materiales de las playas son los propios aluviales, sin apenas modificaciones en su disposición y aspecto externo.

El espesor sedimentario de estas llanuras ronda la decena de metros, aunque solamente ha sido posible obtener datos de un corte geológico realizado por el IGME (1981), que atraviesa el Río Torrox, y una escueta descripción de Hoffmann (1987) para un sondeo localizado en el Río Guadalfeo. En estos estudios se hace referencia a un espesor de 11 m.

Los depósitos Holocenos en el Río Adra están representados por dos tipos de facies. Un depósito mixto aluvial-marino de carácter transgresivo de arenas finas y medias, y gravas redondeadas y planas, con potencias que van desde 2 hasta más de 50 m. Sobre éste, y cubriendo casi toda la superficie deltaica, aparecen unas facies limoso-arcillosas regresivas asociadas a la formación de lagunas de inundación en un ambiente de barras litorales (*lagoon*) (Alcalá-García, 2002), que presenta espesores de entre 1 y 5 m (Fourniguet, 1975).

1.2. Régimen climático

En este apartado se presenta una visión general de las características climáticas del área de estudio. Para ello, se describen tanto el régimen de precipitaciones de manera estacional, el régimen de mareas, de viento y de oleaje, así como el patrón de corrientes del Mar de Alborán.

1.2.1. Precipitación

La climatología de la zona de estudio está influenciada por una marcada variabilidad estacional del clima regional, lo cual implica la existencia de episodios torrenciales en los meses de otoño y/o invierno (Fig. 1.3-A), donde la media de las precipitaciones incrementa con la llegada de los frentes atlánticos y la menor extensión de las depresiones mediterráneas (Senciales y Málvarez, 2003). Por el contrario, los meses de verano son muy secos debido a la influencia del anticiclón de las Azores. Asimismo, se observan marcadas diferencias interanuales, con años más lluviosos y años más secos (Fig. 1.3-B).

Por otro lado, la Cordillera Bética actúa como una barrera natural que define dos zonas climáticas principales (Liquete *et al.*, 2005): a) Las zonas montañosas cuya temperatura media está en un rango entre 9° y 13°C y la media de precipitaciones es alrededor de los 1000 mm/año o incluso mayor, con frecuentes nevadas y, b) la zona costera con una temperatura media anual templada, alrededor de los 20°C, y las precipitaciones máximas de 500 mm/año (Fig. 1.3-C).

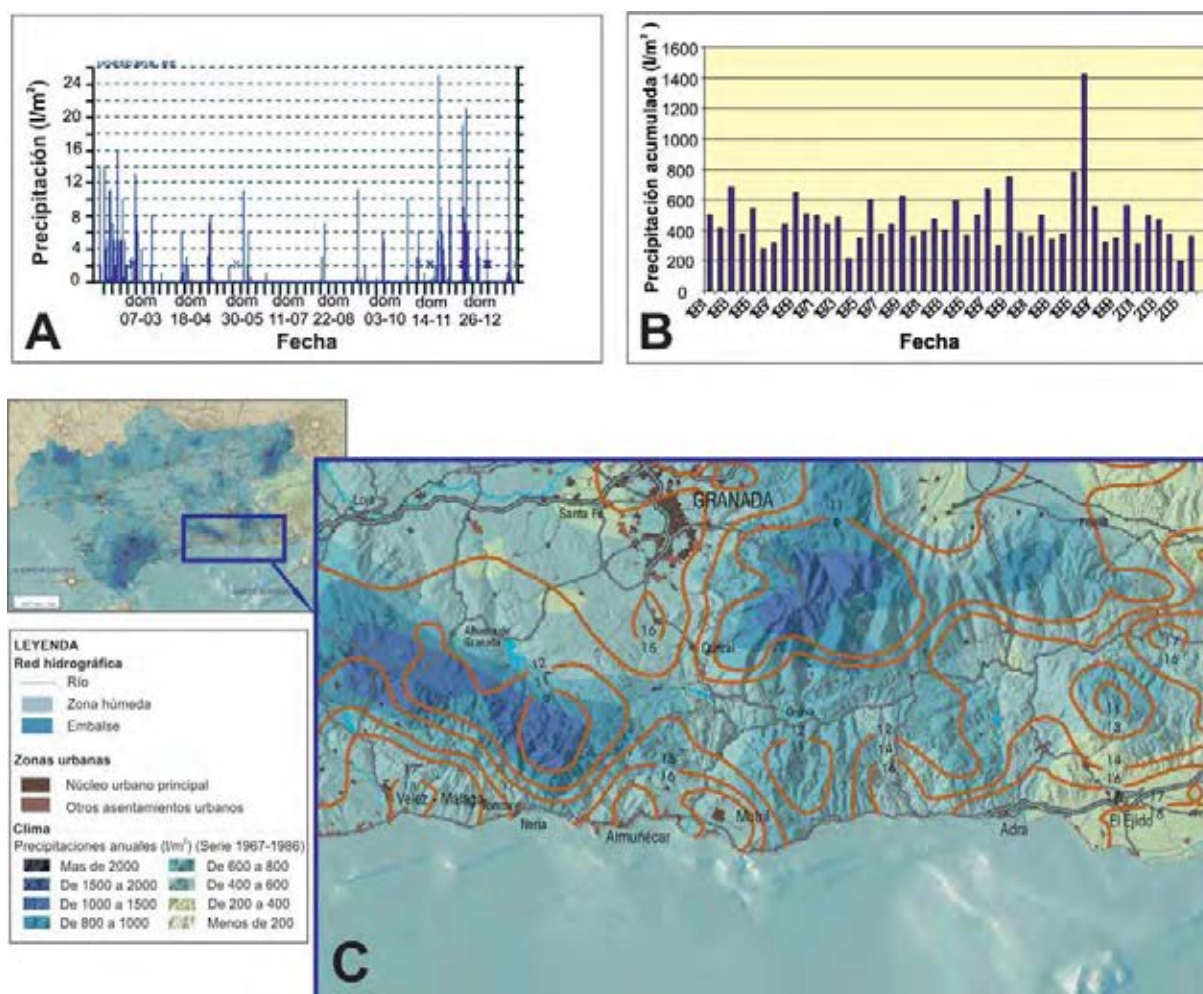


Figura 1.3: A. Precipitación (mm) en el periodo del 1 febrero 2010 al 31 enero 2011 en Granada (estación a 570 m de altitud); B. Mapa de precipitación anual acumulada en el periodo 1961-2007 para la estación de Órgiva (Granada). Datos cedidos por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y C. Mapa de precipitación y temperatura en Andalucía para el periodo de 1967-1996, el cual se ha centrado en la zona de estudio. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía.

1.2.2. Régimen de mareas

Las mareas en el Mar de Alborán están controladas por la influencia periódica del Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar y por un periodo de oscilación propio del Mar Mediterráneo, de alrededor de seis horas (García-Lafuente, 1986; Parrilla y Kinder, 1987). De forma general, la formación de las mareas se debe a la entrada de la onda de marea atlántica por el Estrecho de Gibraltar hacia el Mediterráneo, decreciendo su propagación hacia el Este, hasta alcanzar las costas italianas donde se refleja retornando y generando una onda estacionaria. El Estrecho de Gibraltar es la zona de transición entre la marea atlántica (amplitudes >1 m) y la marea mediterránea (amplitudes $<0,5$ m) (Derrotero, 1991).

1.2.3. Régimen de viento y oleaje

El área de estudio está caracterizada por la alternancia de vientos de levante, con velocidades máximas de 50 km/h, y vientos de poniente, con velocidades de hasta 30 km/h (Parrilla y Kinder, 1987). Más concretamente, en las costas frente a las desembocaduras de los Ríos Guadalfeo y Verde, siguen predominando estas dos direcciones principales de viento (Lobo *et al.*, 2006a) (Fig. 1.4-A): a) Vientos de poniente, con una frecuencia media anual de más del 25% y, b) Vientos de Levante, menos frecuentes, con una asiduidad media del 20%.

En concordancia, la dirección del oleaje muestra dos componentes principales (Fig. 1.4-B): Oleaje del OSO y oleaje del E, cada uno de ellos con una frecuencia de más del 30% anual. Las alturas significativas del oleaje generalmente se encuentran por debajo de 2 m, mientras que olas con una altura superior a 2 m, solamente representan aproximadamente el 2% del total.

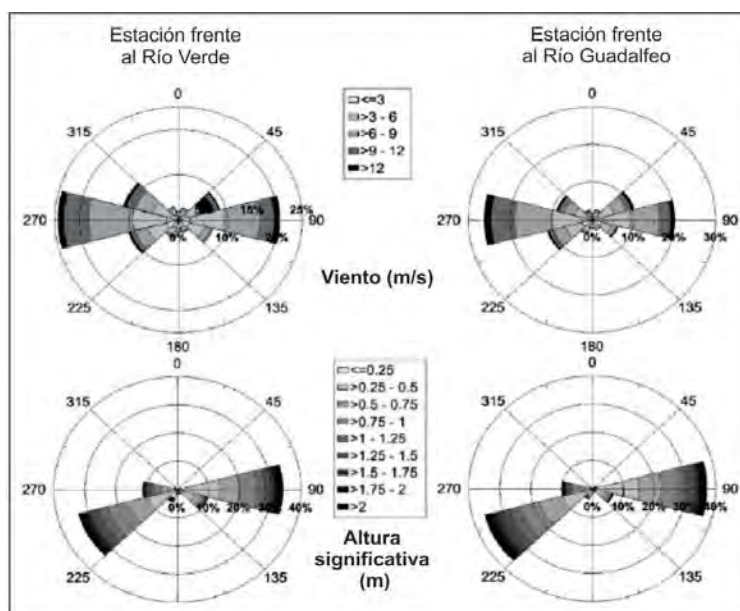


Figura 1.4: Régimen de viento y oleaje representativo de la zona de estudio. Los resultados han sido obtenidos a partir de modelos matemáticos, en estaciones ubicadas frente a los ríos Verde y Guadalfeo. Tomado de Lobo *et al.* (2006a).

1.2.4. Régimen de corrientes

El intercambio de masas de agua entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo, que se produce en el Estrecho de Gibraltar, es la característica más importante para entender el patrón de circulación presente en el Mar de Alborán. Dicho intercambio está propiciado por los insuficientes aportes hídricos de origen fluvial junto con las escasas precipitaciones que recibe la cuenca mediterránea, de forma que los aportes no son suficientes para compensar la pérdida de agua por evaporación, presentando así un balance hídrico negativo. Además, otro factor influyente en este intercambio, es la

diferencia de salinidad y temperatura entre ambas masas de agua de manera que el agua atlántica, menos densa, entra en superficie hacia el Mediterráneo, mientras que la masa de agua mediterránea, más densa, fluye en profundidad hacia el Atlántico.

En el Mar de Alborán, las masas de agua atlántica y mediterránea, se estructuran en un sistema dinámico de dos capas (Fig. 1.5):

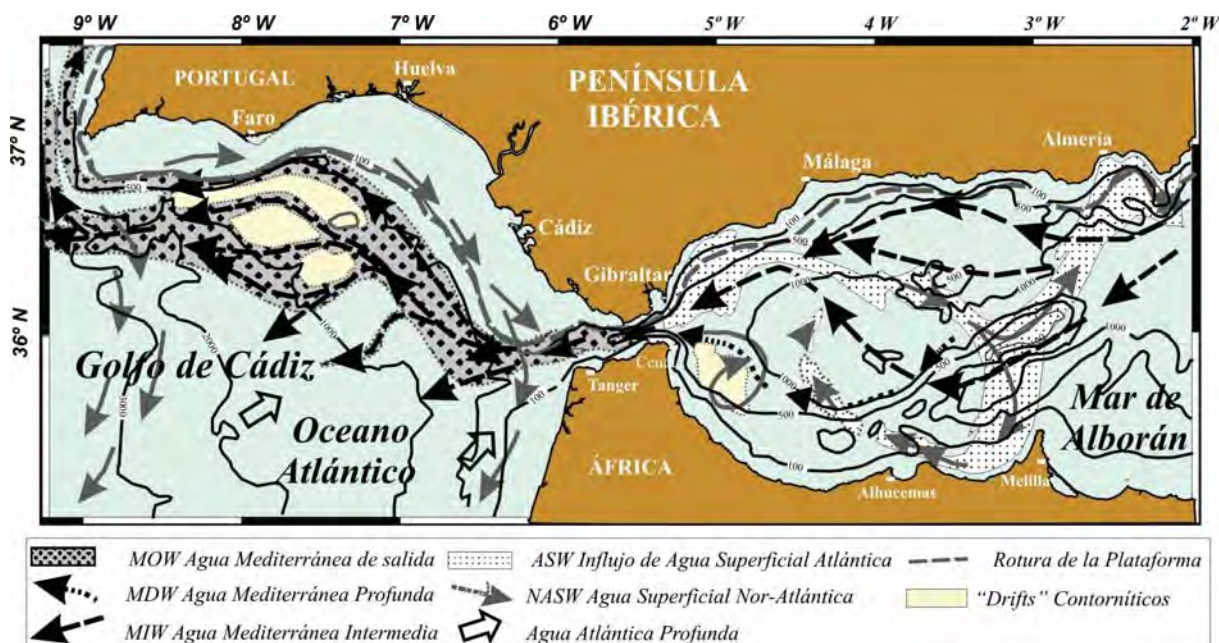


Figura 1.5: Esquema básico de circulación entre las masas de agua atlántica y mediterránea. Tomado de Hernández-Molina *et al.* (2002).

- El Agua Mediterránea Intermedia (MIW) fluye hacia el oeste, en dirección hacia el Estrecho de Gibraltar, y tras su ramificación en la zona de la Isla de Alborán circula por la base del talud continental español en el Mar de Alborán (Font, 1987; Millot, 1987). Por otro lado, el Agua Mediterránea Profunda (MDW) forma una corriente que se adhiere al talud africano antes de elevarse hacia el Estrecho. En el umbral del Estrecho ambas masas de agua se unen y constituyen el flujo que sale al Atlántico (MOW, *Mediterranean Outflow Waters*) (Fig. 1.5). Este flujo mediterráneo pasa a través del Estrecho de Gibraltar hacia el Océano Atlántico a una profundidad de 200 metros, se hunde por debajo de la masa de agua atlántica y se dirige hacia la zona profunda sin introducirse en la plataforma continental del Golfo de Cádiz, por donde únicamente circula el Agua Superficial Noratlántica (NASW) (Fernández y Ortega, 1984; Hernández-Molina *et al.*, 2002).

El intercambio de agua atlántica-mediterránea se produce en el Estrecho de Gibraltar, en la zona de El Umbral a 5°45' O. El flujo principal está controlado por las componentes diurna y semidiurna de las mareas, teniendo la batimetría y los agentes meteorológicos una influencia importante en él. El flujo mediterráneo de salida hacia el atlántico, en ocasiones, y para determinados momentos de la

marea, se presenta separado en Agua Mediterránea Intermedia (MIW) y Agua Mediterránea Profunda (MDW) (Pratt, 1990).

- Por encima de la masa de agua mediterránea fluye hacia el Mar Mediterráneo la masa de Agua Atlántica Superficial (NASW y ASW o AI (flujo atlántico)), con espesores variables en función de la zona y con velocidades superiores a 1 m/s. El flujo atlántico (AI) se mezcla con cantidades variables de masas de agua de origen mediterráneo generando una fuerte corriente de agua atlántica, que se ha denominado *el chorro* (*Atlantic Jet (AJ)*). Esta masa alimenta dos giros anticiclónicos, el cuasi-estacionario Giro Occidental de Alborán (WAG) y el Giro Oriental de Alborán (EAG) (Tintoré *et al.*, 1988; Perkins *et al.*, 1990) (Fig. 1.6). El AJ origina un potente frente termohalino entre masas de agua mediterránea, cálidas y densas a la izquierda, y masas de agua atlántica a la derecha del flujo (Vargas-Yáñez y Sabatés, 2007). Esta circulación del flujo atlántico posee una gran variabilidad espacio-temporal debido a que las corrientes y las condiciones hidrográficas pueden presentar variaciones importantes en un ciclo mareal (Bryden y Stommel, 1984). Dicho flujo posee variaciones estacionales, teniendo su máxima intensidad en los meses de primavera y verano (Cano y Fernández, 1968; Bormans *et al.*, 1985).



Figura 1.6: Imagen de la temperatura superficial del mar, donde se puede observar los dos giros (WAG y EAG) que se forman en el Mar de Alborán. Imágenes SST elaboradas por el Departamento de Teledetección Oceanográfica de la Estación de Recepción de Imágenes de Satélite del Instituto Español de Oceanografía-Centro Oceanográfico de Santander (ERIS-IEO-SANT).

1.3. Hidrología de las cuencas fluviales

El estudio de los sistemas fluviales es básico para el análisis de los depósitos fluviales, ya que los ríos actúan como un vector de transporte de material hacia el mar. Por ello, en este apartado se realizará una descripción de las características geomorfológicas de las cuencas hidrográficas, del caudal y del transporte de sedimentos de los sistemas fluviales, de la existencia de acciones antrópicas, así como de las variaciones importantes que hayan sucedido durante el Holoceno en dichas cuencas, de forma que nos ayuden a abordar y entender la morfología y la evolución de los sistemas deltaicos.

1.3.1. Caracterización geomorfológica de las cuencas fluviales

En concreto, esta tesis se centra en 12 cuencas hidrográficas (Fig. 1.7), definiendo cuenca hidrográfica como la totalidad del área drenada por una red fluvial o sistema interconectado de cauces, principal y tributarios, tales que toda la escorrentía originada en tal área se descarga a través de una única salida. La existencia del Sistema Bético y su cercanía a la costa mediterránea determinan las características geomorfológicas de las cuencas fluviales, presentando generalmente ríos cortos y de alta pendiente. El área media de las cuencas estudiadas es de 219 km², encontrándose los valores extremos entre los 21 y los 1.312 km² (Tabla 1.1).

SISTEMA FLUVIAL	Río Güf	Río Torrox	Río Chillar	Río Jate	Río Seco	Río Verde	Río Guadalfeo	Rambla de Gualchos	Rambla de Haza de Trigo	Rambla de Albuñol	Rambla de Huarea	Río Adra
Área de la cuenca (km ²)	57,9	50	55,7	31,89	21,4	100,6	1312,2	74,7	24,2	118,1	40,8	750,7
Elevación máxima de la cuenca (m)	1427	1534	1588	1363	1069	1624	3243	1755	1378	1335	1172	2682
Índice litológico	4,6	4,6	4	-	5	5	7,3	5	5	5	5	10,1
Índice de vegetación	4	4	5,4	-	3,6	3,6	3,2	2,6	2,6	2,6	2,6	1,8
Longitud del río (km)	14,5	17,5	16,2	11,3	10,5	23,4	72,5	13,4	8,7	20	12,3	51,4
Pendiente del río (°)	2,91	4,74	5,02	6	2,91	3,66	2,38	4,57	8,19	3,6	5,19	2,51
Elevación máxima del río (m)	749	1457	1428	1224	533	1502	2793	1080	1267	1267	1120	2277
% Área regulada	0	0	0	0	0	0	70	0	0	0	0	70

Tabla 1.1: Resumen de las características morfométricas de las cuencas hidrológicas y de los cauces de los principales sistemas fluviales localizados en el área de estudio (extraído de Liqueste *et al.*, 2005), ordenados de oeste a este.

Las cuencas estudiadas se encuentran asociadas tanto a ríos como a ramblas, cuya diferencia estriba, por definición, en que las ramblas carecen de flujo hídrico durante largos periodos que, en algunos casos, pueden ser varios años, típico de áreas de clima semiárido y árido; son, por tanto, características de todo el sureste español, donde las ramblas alcanzan especial desarrollo y envergadura (Pulido-Bosch, 1993). Las peculiaridades climáticas de estas áreas del mediterráneo occidental pueden hacer que las ramblas evacúen elevados caudales durante breves intervalos de tiempo. Otra característica de las ramblas o torrentes es su fuerte pendiente y escasa longitud, lo que las

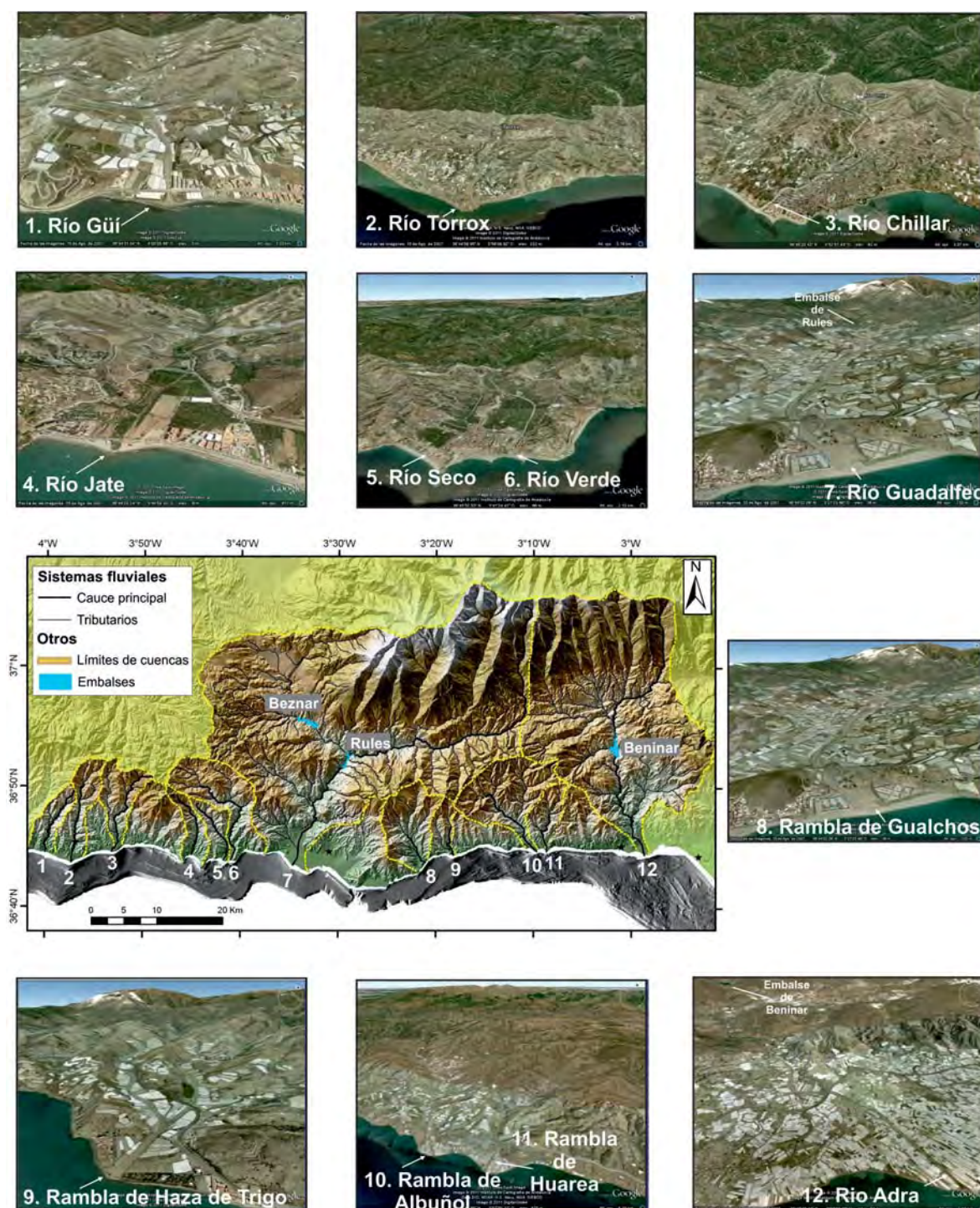


Figura 1.7: Cuencas y cauces estudiados. En el mapa central se muestra la localización de cada uno de los cauces, así como el límite de sus cuencas y los embalses existentes. Las vistas oblicuas muestran una imagen del modelo digital del terreno de cada uno de los cauces (obtenidas de Google-Earth).

diferencia de los ríos, como podemos observar en la Rambla de Haza de Trigo en donde se observa un relieve muy pronunciado en comparación con los ríos Guadalfeo y Adra (Fig. 1.7). Por otro lado, los ríos muestran también un régimen torrencial aunque de manera menos acusada.

En función de los parámetros morfométricos de los sistemas fluviales, los cauces estudiados se pueden clasificar en 3 grupos (Tabla 1.1 y Fig. 1.8): (a) *Grandes ríos*, los cuales incluyen los ríos Guadalfeo y Adra, (b) *Ríos y ramblas de pequeña longitud y poca pendiente* (los ríos Güi, Verde y Seco y la Rambla de Albuñol), y (c) *Ríos y ramblas de pequeña longitud y alta pendiente* (los ríos Torrox y Jate y las ramblas Gualchos, Huarea y Haza de Trigo). El primer grupo destaca por presentar los mayores valores en alturas máximas (>2.200 m), en la longitud de los ríos (72,5 km para el Río Guadalfeo y 51,4 km para el Río Adra) y en el área de las cuencas (entre 750,7 km² y 1.312,2 km² para el Río Adra y el Río Guadalfeo, respectivamente). Presentan, por otro lado, las menores pendientes entre los cauces estudiados ($<2,5^\circ$). El segundo grupo presenta valores intermedios, aunque se asemejan más a las características de las ramblas que de los ríos anteriormente descritos, es por ello que los grupos de los ríos de pequeña longitud y las ramblas se hayan entremezclados. Hay que destacar, que el tercer grupo, al cual pertenecen la mayoría las ramblas, presentan por lo general, valores de menor desarrollo y mayor pendiente ($>3,6^\circ$, teniendo la mayor pendiente la Rambla de Haza de Trigo con casi 8°).

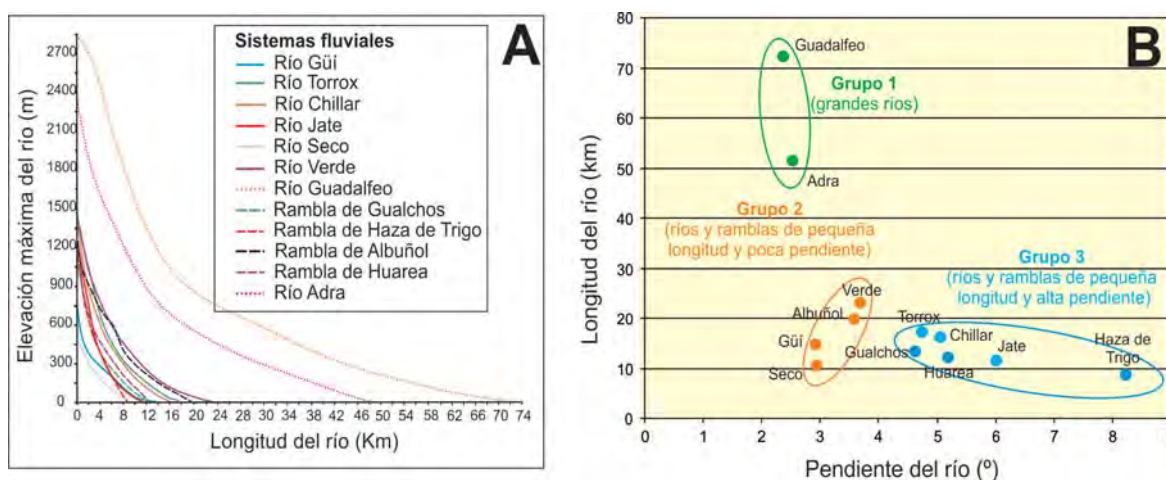


Figura 1.8: A. Perfiles topográficos de los cauces desde su nacimiento hasta la desembocadura y, B. Distribución de la pendiente y de la longitud de cada uno de los sistemas fluviales.

1.3.2. Caudal y transporte de sedimento en los sistemas fluviales

El volumen de material particulado y disuelto que los sistemas fluviales aportan al océano constituye aproximadamente el 95 % de la entrada de sedimento a este sistema oceánico (Syvitski *et al.*, 2003). Por otro lado, los ríos influyen en los márgenes continentales a través de (a) su caudal o descarga líquida y (b) su transporte o descarga particulada disuelta (Liquete, 2005). El caudal medio de estos ríos no superan 1 m³/s siendo el caudal histórico máximo de aproximadamente 60 m³/s, para el Río Guadalfeo (Tabla 1.2).

A. Caudal

El comportamiento de la mayoría de los ríos del margen septentrional del Mar de Alborán está influenciado por la fuerte variabilidad estacional de las precipitaciones, con importantes máximos invernales que condicionan un régimen torrencial y mínimos o caudales nulos durante una parte significativa del año. Asimismo, la descarga fluvial es muy irregular a escala interanual, determinándose la alternancia de años muy secos con años muy húmedos (Fig. 1.9). Se observan caudales medios entre 0,2 y 1 m³/s, con máximos mensuales de alrededor de los 60 m³/s para el Río Guadalfeo (Tabla 1.2).

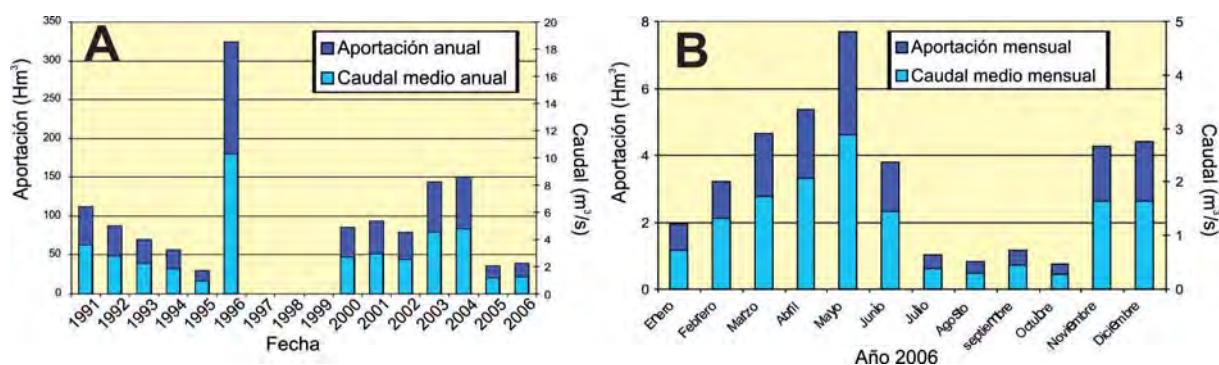


Figura 1.9: A. Variabilidad de la aportación anual acumulada y del caudal medio anual para la serie desde 1991 a 2006 y, B. Variabilidad de la aportación mensual acumulada y del caudal medio mensual para el año 2006. Datos para el Río Guadalfeo medidos en la estación de Órgiva. Cedidos por la Agencia Andaluza del Agua (Red Hidrosur).

B. Transporte de sedimentos

Existen multitud de factores que pueden influir en la carga sólida del río, entre ellos (Liquete, 2005): a) la magnitud, la variabilidad y el tipo de caudal líquido, b) las distancias desde la fuente de sedimento al cauce, o desde el curso alto del río a la desembocadura, c) la topografía, d) la litología de la cuenca de drenaje, e) el tamaño y la forma de las partículas que condicionan la efectividad del transporte, f) la fuerza de los agentes erosivos (intensidad y frecuencia de las precipitaciones y el viento, fuerzas de fricción dentro del cauce, procesos geológicos activos, etc.), g) la climatología, el tipo de cobertura vegetal y los usos del suelo de la cuenca de drenaje y, h) la presencia de obstrucciones al flujo, principalmente presas.

Para los ríos que drenan las cadenas montañosas jóvenes de Andalucía Oriental se ha establecido una relación lineal negativa entre la carga de sedimentos y el área de la cuenca (Liquete *et al.*, 2005). Esta relación fue interpretada como el resultado de la capacidad de estos ríos para responder a inundaciones repentinas y a la ausencia de áreas en las cuencas de los ríos donde almacenar los sedimentos transportados en situaciones de tormenta. Así, la intensidad de las inundaciones repentinas generalmente conduce a un transporte sedimentario a través de la llanura deltaica y el frente deltaico, de forma que la mayor parte de la carga sedimentaria es depositada en el ambiente prodeltaico (Soh *et al.*, 1995; Postma, 2001).

Aunque existen publicados pocos datos acerca del transporte de sedimentos asociados a los ríos estudiados, los datos muestran que el aporte de sedimento varía entre 0,1 y 4,8 kg/s (Tabla 1.2).

SISTEMA FLUVIAL	Río Güif	Río Torrox	Río Chlllar	Río Jate	Río Seco	Río Verde	Río Guadalfeo	Rambla de Gualchos	Rambla de Haza de Trigo	Rambla de Albuñol	Rambla de Huarea	Río Adra
PMME (mm año ⁻¹)	500	1200	1250	900	900	900	500	500	500	500	500	500
Precipitación media (mm año ⁻¹)	-	657,3	-	-	-	7474,5	717,3	-	-	-	-	445,1
Caudal medio (m ³ s ⁻¹)	-	0,2	-	-	-	0,3	0,6	-	-	-	-	1
Caudal histórico máximo (m ³ s ⁻¹)*	-	0,6	-	-	-	5,3	59,47	-	-	-	-	24,12
Escorrentía media (1km ² s ⁻¹)	-	3,9	-	-	-	2,8	0,4	-	-	-	-	1,3
Escorrentía histórica máxima (1km ² s ⁻¹)	-	12,2	-	-	-	52,2	5,3	-	-	-	-	21,3
Aporte de sedimentos (kg s ⁻¹)	-	0,1	-	-	-	0,4	2,7	-	-	-	-	4,8
Producción anual de sedimentos (t km ² /año)	-	66,5	-	-	-	120,9	65,1	-	-	-	-	201,4

Tabla 1.2: Resumen de la precipitación, del caudal, de la escorrentía y del aporte de sedimentos característicos de los sistemas fluviales estudiados (modificado de Liquete *et al.*, 2005). * Datos cedidos por la Agencia Andaluza del Agua (Red Hidrosur). PMME = Precipitación media en la parte de máxima elevación de la cuenca.

1.3.3. Principales factores naturales y humanos que han contribuido a la variabilidad de los sistemas fluviales

En este apartado se describen alguno de los factores principales que han afectado, de una manera u otra, a los sistemas fluviales y a sus cuencas asociadas y, de manera directa o indirecta, a los depósitos deltaicos. La ocupación del territorio (urbanizaciones, infraestructuras, alteraciones de la cubierta vegetal,...) puede crear o aumentar este tipo de riesgos. Las inundaciones de ciudades ribereñas por crecidas de los cauces han supuesto un azote histórico para muchas de ellas.

1.3.3.1. Cambios climáticos observados en la precipitación y en la temperatura en Andalucía

El cambio climático no es una especulación sino una realidad cuantificable (IPCC, 2007). Por lo que respecta a España, nuestro país se encuentra en una zona de especial vulnerabilidad, estimándose, junto a un calentamiento continuado, una reducción del 20 % en la precipitación estival y persistiendo una alta incertidumbre respecto a la precipitación invernal (Castro-Díez *et al.*, 2007).

Rodrigo (2007) realizó una reconstrucción de las características climáticas de Andalucía desde el siglo XVI hasta 2007, basada en el análisis de una amplia variedad de fuentes documentales, observándose que las precipitaciones muestran un comportamiento fluctuante, con alternancia de periodos secos y húmedos que, *grosso modo*, pueden caracterizarse por una mayor frecuencia de sequías e inundaciones. Los aspectos

más relevantes del estudio de Rodrigo (2007) son los siguientes (Fig. 1.10): después de algunos años de condiciones predominantemente secas durante el siglo XVI (mínimo alrededor de 1540), comienza un periodo húmedo entre finales del XVI-medios del siglo XVII. Los años más húmedos corresponden a las décadas de 1591-1600, 1631-1640 y 1641-1650. El siglo XVIII es claramente más seco, con un mínimo alrededor de 1750. A finales del XVIII y comienzos del XIX las precipitaciones aumentan con un máximo a mediados del XIX. Desde este momento, tiene lugar un progresivo descenso en las precipitaciones, sólo interrumpido por las precipitaciones de la década de 1960 y principios de los 70, que incluso llegaron a provocar inundaciones en ciertas regiones de Andalucía, como en Sevilla (Font-Tulot, 1988).

De forma general, se detecta una tendencia decreciente en las series de primavera y anual (Castro-Díez *et al.*, 2007), encontradas también en otras áreas del sur de Europa, y estando en relativo acuerdo con las estimaciones más generales para el área mediterránea. La variabilidad de la precipitación en Andalucía está en gran medida relacionada con las variaciones de la intensidad y posición del Anticiclón de las Azores y con los valores del Índice NAO (North Atlantic Oscillation) (Esteban-Parra *et al.*, 1998; Castro-Díez *et al.*, 2002); Pozo-Vázquez *et al.*, 2005; Pozo-Vázquez *et al.*, 2005b), siendo esta relación de carácter inverso.

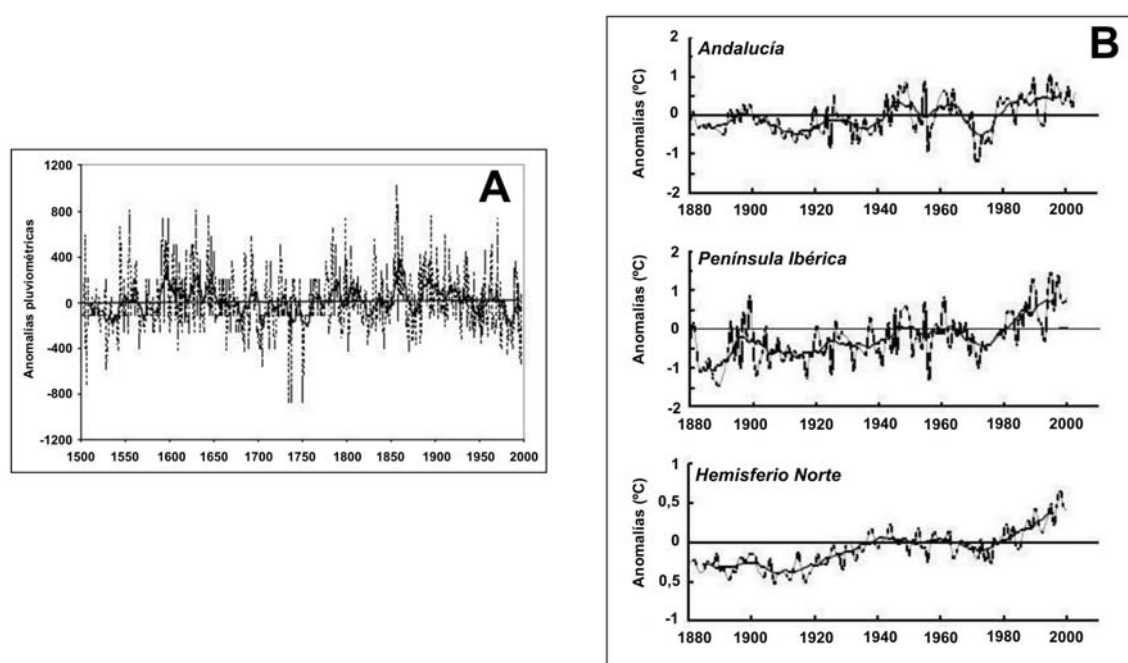


Figura 1.10: Anomalías pluviométricas anuales en Andalucía en el periodo 1500-2000. Línea continua: media móvil de 10 años. Valores expresados como desviaciones respecto a la media del periodo de referencia 1951-1980 (Rodrigo *et al.*, 1999); B. Series de anomalías de temperaturas medias respecto al periodo 1961-1990 y medias móviles de 10 años, en Andalucía, en la Península Ibérica (Staudt, 2004) y en el Hemisferio Norte (www.cru.uea.ac.uk). Tomado de Castro-Díez *et al.*, 2007.

1.3.3.2. Sequías e inundaciones en el sureste español

Como se ha indicado anteriormente, el clima mediterráneo está caracterizado por una pronunciada variabilidad espacial y temporal en el régimen de precipitaciones y temperaturas, pasando por eventos climáticos extremos, como los periodos de sequía y de inundaciones.

A. Sequías

Las sequías afectan a todas las regiones de España, aunque son aquellos territorios en los que las precipitaciones anuales no superan los 600 mm, entre los que se encuentran la práctica totalidad de Andalucía, los que sufren en mayor medida sus efectos. Durante el período 1880-2000, más de la mitad de los años se han calificado como de secos o muy secos (Tabla 1.3).

AÑOS SECOS S.XIX	SECUENCIAS DE SEQUÍA S.XIX
1836, 1853, 1882, 1800-1808	1820-1830, 1840-1850, 1861-1880
AÑOS SECOS S.XX	SECUENCIAS DE SEQUÍA S.XX
1907, 1950, 1952, 1955, 1961, 1966, 1970, 1973, 1998	1909-1914, 1938-1939, 1944-1945, 1963-1964, 1978-1984, 1992-1996

Tabla 1.3: Episodios de sequía en España (Ministerio de Medio Ambiente, 2000).

Las sequías más graves durante estos dos siglos se concentran en tres periodos principales: el periodo de octubre de 1941 a septiembre de 1945, el periodo de octubre de 1979 a septiembre 1983 y el periodo de octubre de 1990 a septiembre de 1995 (Fig. 1.11), siendo esta última, con diferencia, la más aguda en intensidad (Ministerio de Medio Ambiente, 2000).

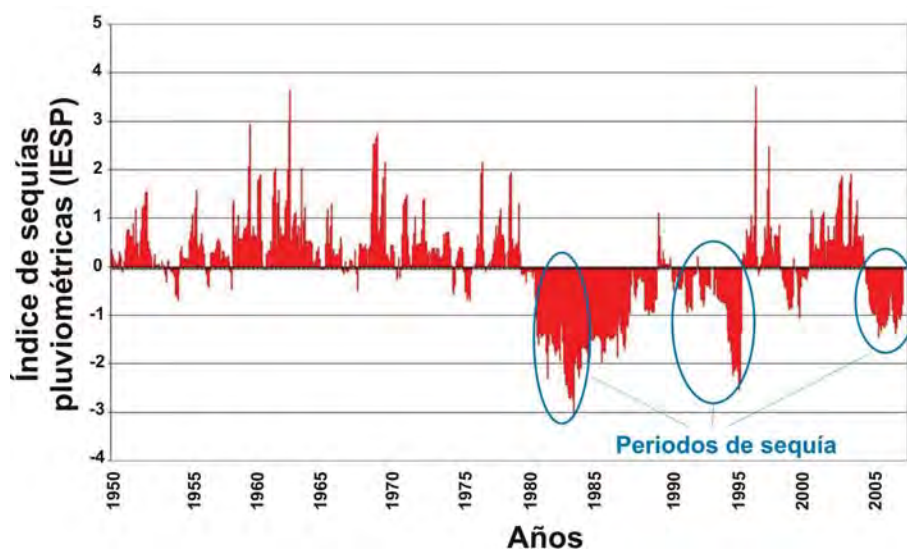


Figura 1.11: Índice Estandarizado de Sequías Pluviométricas (IESP) en España para el periodo 1950-2007. La serie histórica de referencia (normal): Periodo 1971-2000. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía (2001).

Estas sequías fueron muy generalizadas, afectando a la mayor parte del territorio español y dando lugar en las cuencas andaluzas (Guadiana, Guadalquivir y Sur) a porcentajes de disminución de la precipitación entre el 23 y el 30 %. Durante la última sequía se produjeron, además, reducciones muy importantes, superiores al 40 %, en la escorrentía generada en la mayor parte del territorio español. Estas reducciones supusieron el 60 % de la aportación media interanual de la Cuenca Sur. Ya entrado el siglo XXI, el primer periodo seco se produjo entre 2005 y 2008 (Ministerio de Medio Ambiente, 2000).

B. Inundaciones

Andalucía es una de las regiones europeas con mayor riesgo de inundaciones y la comunidad autónoma que presenta mayor riesgo en España. La densidad espacial de las avenidas históricas registradas en Andalucía es un 62 % mayor que la media nacional y un 12 % mayor la densidad de las zonas de riesgo. El Plan de prevención de avenidas e inundaciones en cauces urbanos de la Junta de Andalucía (Decreto 189/2002 de 2 de julio) contabiliza 1.099 puntos de riesgo de inundaciones, 115 de ellos de riesgo máximo, distribuidos por toda la comunidad autónoma (Fig. 1.12-A), siendo las provincias de Granada, Almería y Málaga, las que acumulan el mayor número (Fig. 1.12-B), debido a que tienen grandes niveles de erosión, relieve muy abrupto y lluvias de gran intensidad.

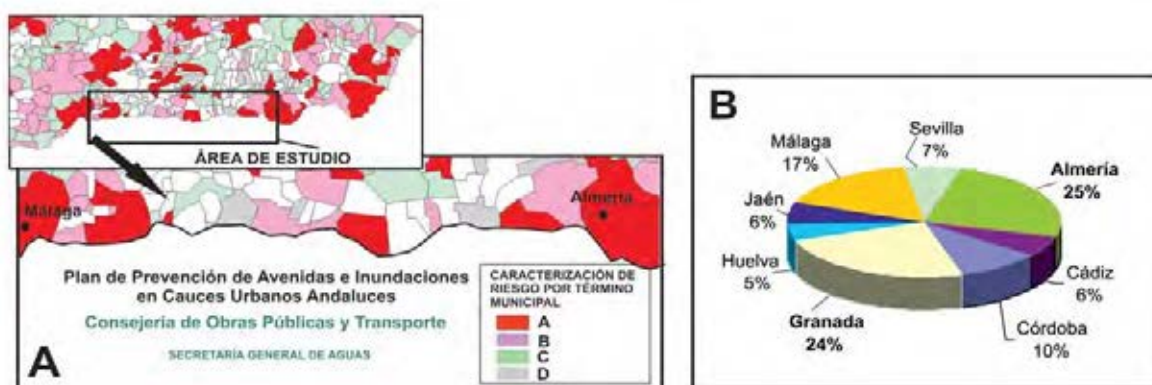


Figura 1.12: A. Mapa de riesgo por inundación en Andalucía. Clasificados de mayor a menor gravedad en A, B, C y D; B. Distribución provincial de la problemática de las inundaciones en Andalucía. Fuente: Decreto 189/2002 de 2 de julio (Junta de Andalucía).

De los cauces estudiados, están incluidos en el inventario de puntos de riesgo, el Río Adra (nivel de riesgo A), el Río Verde (nivel de riesgo B), los ríos Seco y Guadalfeo (nivel de riesgo C) y la Rambla de Albuñol y el Río Chíllar (nivel de riesgo D).

Los episodios catastróficos por inundaciones han afectado a buena parte de la geografía andaluza en distintos momentos de la historia. En el Sureste son frecuentes las lluvias torrenciales generadas por gotas frías del otoño (como las de 1871 y 1891 en Almería, 1879 en el Bajo Almanzora o 1970 y 1973 en el Río Adra) (Consejería de Vivienda y Ordenación del Territorio, 2009). En la Tabla 1.4 se muestra una relación de inundaciones históricas en ríos y núcleos del sureste español.

AÑO	FECHA	LOCALIZACIÓN	EVENTO	FUENTE
1550	-	Rambla de Belén (Almería)	Avenida	(1)
1600	-	Ciudad de Granada y su entorno	Inundaciones importantes	(2)
1619	12 abril	Río Andarax (Almería)	Avenida	(1)
1600; 1629; 1642; 1701 1714	-	Ciudad de Granada y su entorno	Inundaciones importantes	(2)
1725	9-10 noviembre	Almería	Inundaciones catastróficas	(1)
1728	octubre	Albox	Tormenta de magnas proporciones	(1)
1729	otoño	Río Andarax	Gran tempestad	(1)
1769	27 octubre	Río Andarax	Crecida del río	(1)
1799	enero	Río Andarax	Desbordamiento del río	(1)
1814	10 octubre	ramblas almerienses	Desbordamiento por lluvias torrenciales	(1)
1829	septiembre	Río de Almería	Inundación	(1)
1871	21-22-23 octubre	Rambla Almanzora, Río Andarax, Río Guadaletín	Crecidas devastadores	(1)(3)
1879	14 y 15 octubre	Todo el SE Ibérico	Dramáticas inundaciones Importante crecida del Río Almanzora elevándose las aguas 5 m sobre su cauce	(1)(3)
1881	enero	Granada	Inundaciones numerosos núcleos urbanos	(2)
1888	6 septiembre	Río Andarax y su afluente (Río de Nacimiento) y Cuenca del Almanzora	Lluvias torrenciales catastróficas Volumen del caudal del Río almanzora pudo superar los 2000 m ³ /s	(1)
1891	11 septiembre	Ramblas de Almería	Aparatosa tormenta que provocó inundaciones en Almería	(1)(3)
1970	2 abril	Ramblas de Almería, Río Adra	Inundaciones en Almería	(1)(3)
1973	18 y 19 octubre	Río Almanzora, Río Adra, Valle de Lecrín, Albuñol	Brutal temporal de precipitaciones torrenciales provocó desbordamiento de muchos ríos	(1)(2)(3)(4)
1977	2 abril	Río Almanzora	Violentas tormentas/desbordamiento	(1)
1997	3 enero	Albuñuelas, Guadalfeo	Inundaciones	(2)
1998	21 mayo	Dúrcal, Málaga	Inundaciones	(2)(5)
2002		Dúrcal, Málaga, Granada y Almería	Inundaciones	(2)(5)
2007	21 septiembre	Varios puntos de Andalucía	Crecidas de los ríos (Ej. Guadalfeo gran avenida del Río Guadalfeo) (se recogieron entorno a 160 mm (Red Hidrosur)	(6)
2009	20 diciembre	Almería, Motril	Inundaciones	(7)
2010	15-23 febrero	Málaga, Motril y Rúbite	Inundaciones	(7)
2010	6 marzo	Málaga	Inundaciones por persistentes precipitaciones	(7)

Tabla 1.4: Inundaciones históricas en el sureste español. (1) Capel, 1987; (2) Diputación de Granada, 2003; (3) Consejería de Vivienda y Ordenación del Territorio, 2009; (4) Capel, 1974; (5) Ferrer *et al.*, 2004; (6) Olmedo-Cobo y Villacreces, 2008; (7) Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, 2010.

Uno de los episodios más desastrosos ocurrido en el área de estudio fueron las lluvias torrenciales desencadenadas en los días **18 y 19 de octubre de 1973**, que ocasionaron además de pérdidas humanas, (entre otros núcleos urbanos, en la Rábita debido a la crecida de la Rambla de Albuñol (Fig. 1.13)) la desaparición de cultivos, afectando gravemente a las poblaciones que se asentaban en las márgenes de los ríos y ramblas o en sus proximidades (Capel, 1974). Violentas precipitaciones, unidas a la falta de cobertura vegetal y al tipo de suelo de la región provocaron grandes crecidas en los cauces de los sistemas fluviales, los cuales rápidamente, con todo su poder destructivo alcanzaron el Mediterráneo.

La crecida más espectacular se dió en el Río Almanzora, que alcanzó un caudal máximo de avenida de 3.500 m³/s. También fueron importantes los caudales de los



Figura 1.13: A-D. Fotografías históricas de la Rábita tras las inundaciones de octubre de 1973. En la fotografía A se muestra la Rambla de Albuñol antes de la catástrofe y en las figuras B, C y D después de la misma donde se observa la acumulación de sedimento (figura B). <http://www.alicanteblog.es/2007/02/tragedia-en-el-sureste-1973.html>

ríos Guadalfeo ($1.200 \text{ m}^3/\text{s}$), Adra ($2.000 \text{ m}^3/\text{s}$) y la Rambla de Albuñol ($1.100 \text{ m}^3/\text{s}$) (Capel, 1974). En las ramblas de Albuñol y Huarea, la línea de costa avanzó 200 m debido al gran volumen de sedimento transportado por la riada (Fig. 1.14).

1.3.3.3. Acción antrópica

Los sistemas fluviales son los agentes sedimentarios más afectados de forma directa por las acciones humanas (Liquete, 2005). Existen actividades humanas que pueden repercutir negativamente sobre las características ecológicas de los ríos y su entorno, entre las que cabría citar: los aprovechamientos agroganaderos, la tala de los sotos fluviales, los vertidos incontrolados, las canalizaciones y encauzamientos, la modificación de los cursos fluviales, las construcciones dentro del cauce, las presas y azudes, etc. (Ministerio de Medio Ambiente, 2000). Estas actividades han producido una reducción sustancial de los aportes de sedimento al litoral, desequilibrando la evolución costera con balances negativos e incremento de la erosión (Maldonado, 2009). En este apartado describiremos alguna de estas actividades observadas en los cauces estudiados.

A. Canalizaciones y desvío de los cauces

Los encauzamientos, realizados para defensa frente a inundaciones, son un claro ejemplo de actuación antrópica que puede provocar efectos negativos sobre el entorno

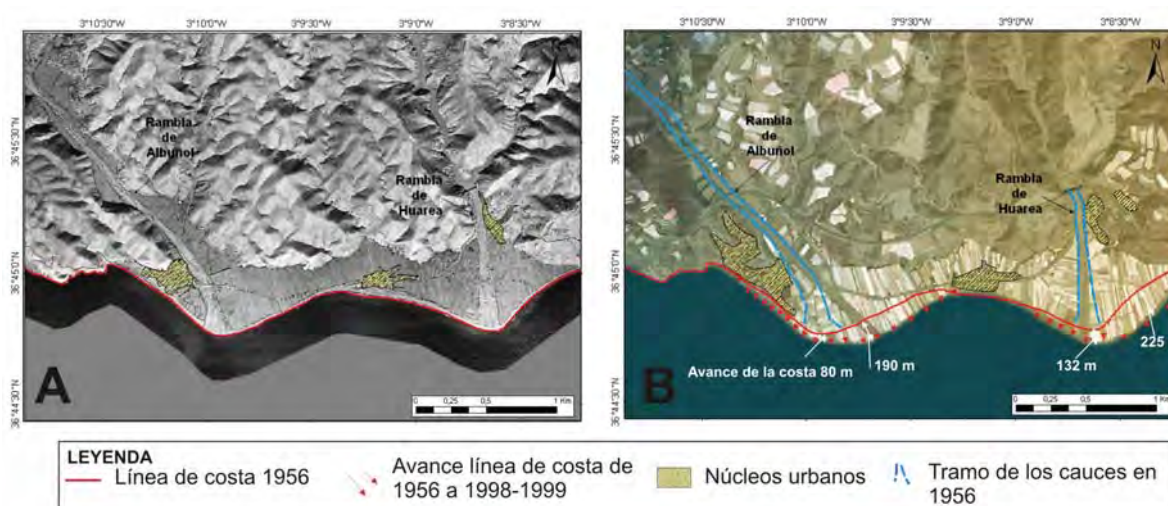


Figura 1.14: A. Ortofotografía digital de Albuñol en 1956 (United States Air Force, 1956); B. Ortofotografía digital de Albuñol en 1998-1999 (Junta de Andalucía, 2003). En B se puede observar el avance de la línea de costa, el aumento del tamaño de los núcleos urbanos y de los invernaderos, así como el desvío y encauzamiento de los cauces.

fluvial produciendo un acusado empobrecimiento de la diversidad biológica y una fuerte artificialización del paisaje (Ministerio de Medio Ambiente, 2000). Los encauzamientos son muy típicos en los ríos estudiados, debido a la diferencia existente entre los caudales medios y los caudales extremos o máximos (Tabla 1.2 y Fig. 1.15) y su problemática frente a las inundaciones.

Nueve de los 12 ríos estudiados muestran canalizaciones a lo largo de su curso (Fig. 1.16) y 4 desvíos de los mismos a lo largo del tiempo.

- En el Río Guadalfeo se ha identificado un antiguo canal distributivo que se ramificaba en una serie de canales distributivos en forma de pata de ave, dando lugar a marismas y lagunas costeras (Maldonado, 2009). Posteriormente se estableció el canal actual, al oeste del antiguo, con recorrido más corto e hidráulicamente más eficaz (Fig. 1.17-A).
- La Rambla de Gualchos también ha sufrido modificación en su cauce (Fig. 1.17-C-F) apreciándose la existencia de un antiguo canal distributivo (Rambla Ancha (Calvache, 2002)) que partía de la Rambla de Gualchos y desembocaba en el mar. Este cauce se encuentra en la actualidad inactivo (Bárceñas *et al.*, 2009).
- Debido a una serie de intervenciones antrópicas el cauce natural del Río Adra sufrió dos desvíos, hacia el este en 1872 y hacia el oeste en 1910, cuando se fijó en la posición actual (Jabaloy *et al.*, 2008) (Fig. 1.17-B). La evolución de la línea de costa y los desvíos del cauce del Río Adra se describirán de manera detallada en el Capítulo 6.
- La Rambla de Albuñol sufrió un desvío hacia el este de su cauce, así como su encauzamiento que se puede observar en la Figura 1.14.

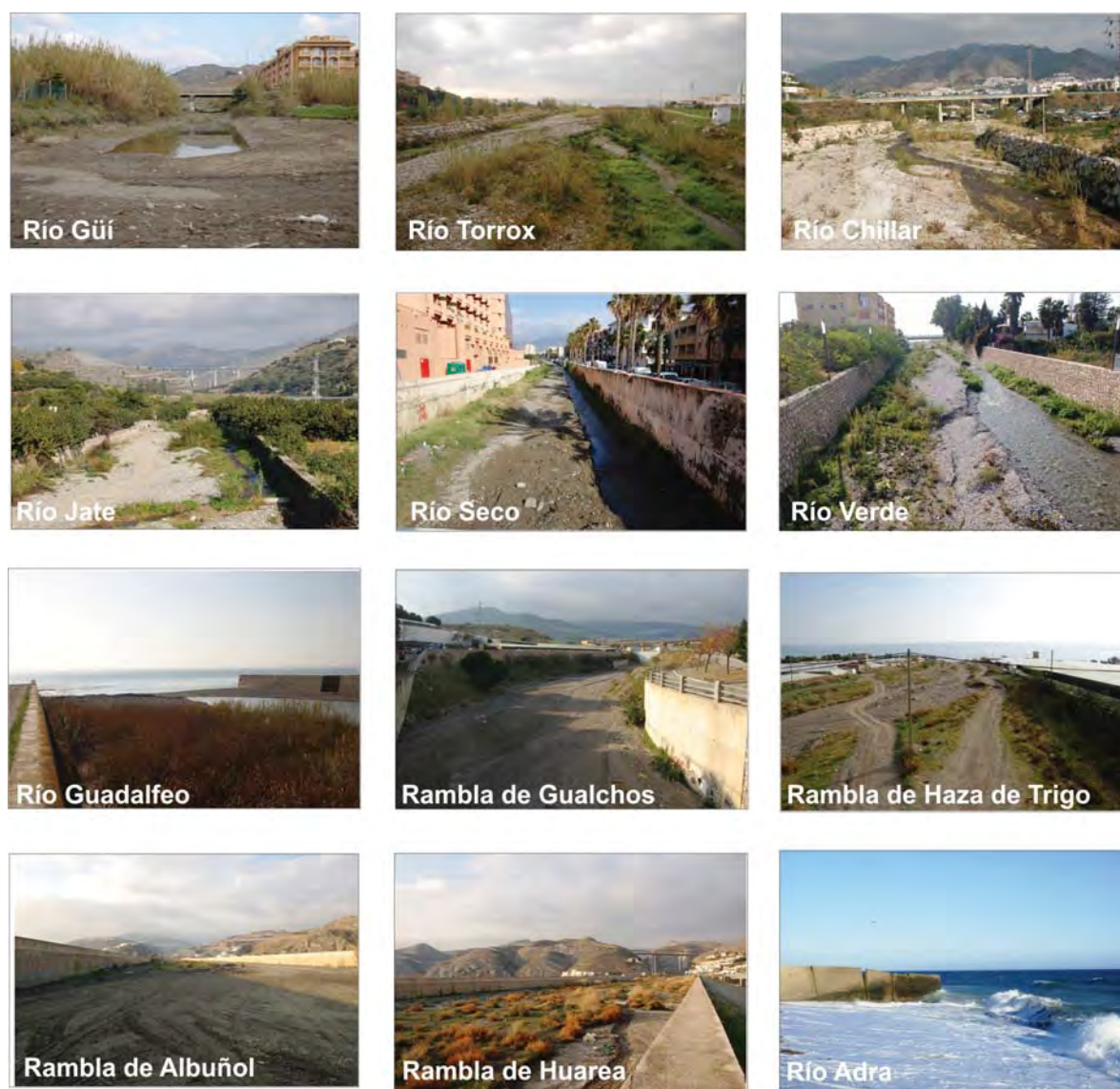


Figura 1.15: Fotografías de los 12 cauces estudiados en las que se pueden apreciar los ríos que han sido afectados por encauzamientos y los que aún mantienen su cauce original (Río Güi, Torrox y Rambla de Haza de Trigo). Fotografías propias realizadas en diciembre de 2010, excepto la del Río Adra que ha sido tomada de Jabaloy *et al.*, 2008.

B. Presas

Las presas constituyen un método estructural muy eficaz de defensa contra avenidas, no produciendo efectos secundarios aguas abajo, como los encauzamientos, y desde el punto de vista ambiental concentran el impacto sobre el ecosistema fluvial en un tramo reducido (Ministerio de Medio Ambiente, 2000). En la zona de estudio, los ríos Guadalfeo y Adra presentan el 70 % de su área regulada por presas (Tabla 1.1), estando el primero de ellos regulado por dos embalses.

La *presa de Rules* está situada en el cauce del Río Guadalfeo, aguas abajo de su confluencia con el Río Ízbor, en el término municipal de Vélez de Benaudalla (ver localización de las presas en la Figura 1.7). Fue construida en el año 2003 y

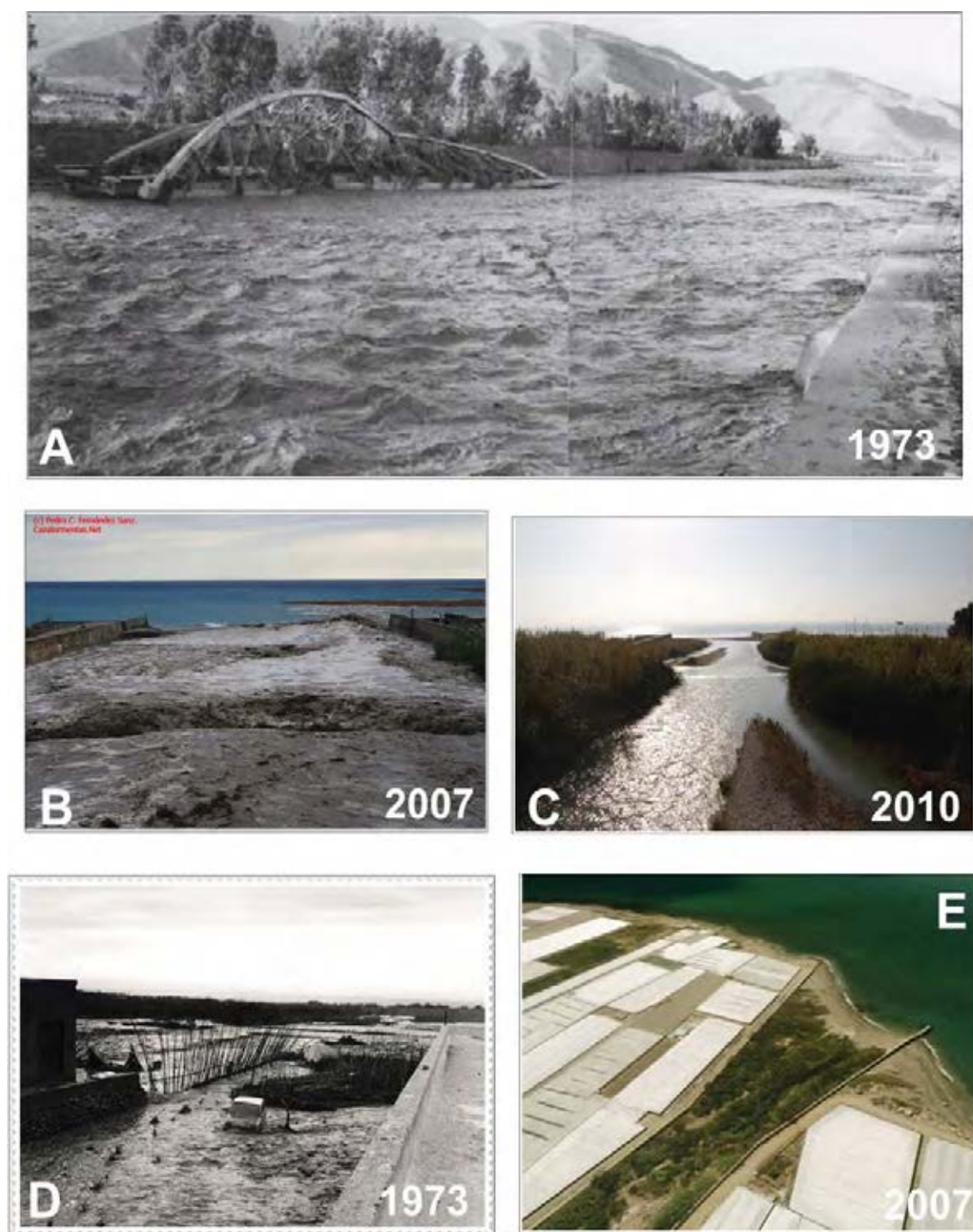


Figura 1.16: A-C. Fotografías de los caudales del Río Guadalfeo en las inundaciones de 1973 (VVAA, 2001), en las fuertes lluvias de 2007 (Fotografía de Pedro C. Fernández Sanz ©) y el cauce normal en diciembre de 2010 (Fotografía propia). D-E: Caudal en el Río Adra en 1973 (Recuperación del Patrimonio Cultural de Adra ©) y su cauce normal en agosto de 2007 (Google Earth).

viene a completar y garantizar los objetivos y demandas del *embalse de Béznar* construido en 1986. Este embalse se encuentra ubicado sobre el Río Ízbor (afluente principal del Guadalfeo), donde termina el Valle del Lecrín. La presa de Rules posee

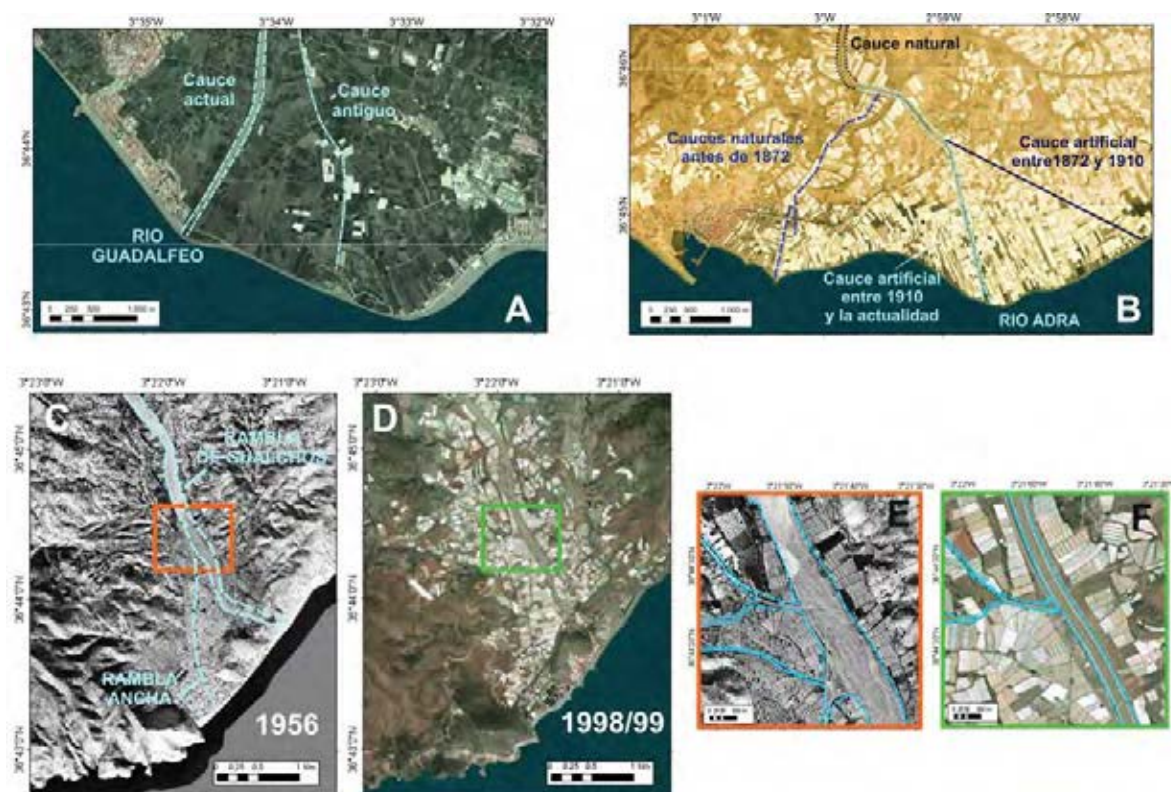


Figura 1.17: A. Desvío del Río Guadalfeo, B. Posición de los cauces naturales y artificiales del Río Adra (Jabaloy *et al.*, 2008) y, C-F: Desvío de la Rambla de Gualchos, donde se incluye un detalle de las áreas afectadas (E y F). Fotografías de 1956 (United States Air Force, 1956) y fotografías de 1998/99 (Junta de Andalucía, 2003).

mayor capacidad y superficie que el embalse de Béznar (Tabla 1.5). Por otro lado, el *Embalse de Benínar*, situado en la cuenca media del río Grande de Adra, construido en 1983 por la Confederación Hidrográfica del Sur posee una capacidad útil de 60 hm^3 y una superficie de 243 ha (Tabla 1.5).

EMBALSES	RULES	BÉZNAR	BENÍNAR
Río	Guadalfeo	Ízbor	Grande de Adra
Provincia	Granada	Granada	Almería
Municipio	Velez de Benaudalla, Salobreña	El Pinar	Benínar
Año de construcción	2003	1986	1983
Capacidad (Hm^3)	112	56	60
Superficie (ha)	309	170	243

Tabla 1.5: Características de los embalses que regulan los ríos Guadalfeo y Adra. Fuente: Ministerio de Medio Ambiente.

1.4. Características generales de la plataforma continental

La plataforma del margen norte del Mar de Alborán se caracteriza por ser estrecha con una anchura comprendida entre 4 y 14 km (Carter *et al.*, 1972, Alonso *et al.*, 1992) incrementando su anchura hacia el este, llegando incluso a alcanzar localmente más de 20 km de ancho en Málaga y Almería, debido al aporte de sedimentos de los ríos principales (Muñoz *et al.*, 2008). El borde de plataforma está constituido por una ruptura de la pendiente situada aproximadamente a 110 m de profundidad (Vázquez *et al.*, 2001), con variaciones entre 100 y 150 m.

La sedimentación actual en la plataforma continental de Alborán es, principalmente, siliciclástica, función directa de los aportes continentales, y se concentra preferentemente frente a la desembocadura de las ramblas y ríos generando depósitos fangosos o fango-arenosos y fosilizando hacia el mar, en su mayor parte, los depósitos arenosos transgresivos previos (Maldonado y Nelson, 1988; Hernández-Molina *et al.*, 1993; López-Galindo *et al.*, 1999; Rodero, 1999).

La distribución de los sedimentos actuales en la plataforma es muy irregular, predominando las fracciones gruesas (arenas y gravas poligénicas) debido a que se encuentra sujeta a un régimen hidrodinámico muy acusado, siendo frecuente por ello los afloramientos rocosos (Rey y Medialdea, 1989; Gutiérrez-Mas *et al.*, 1996; Rodero, 1999; Rodero *et al.*, 1999), así como el desarrollo de dunas submarinas en zonas de fuertes corrientes y escaso recubrimiento sedimentario (Maldonado, 1995; Lobo *et al.*, 2001).

Gran parte del material suministrado a la plataforma es retrabajado y transportado a favor de la dinámica litoral, hacia la región del Estrecho de Gibraltar (Kelling y Stanley, 1972; Hernández-Molina *et al.*, 1993) generando depósitos longitudinales que migran a favor de esta deriva (Hernández-Molina *et al.*, 1993; Lobo, 1995; Palanqués *et al.*, 1995, Gutiérrez-Mas *et al.*, 1996).

1.4.1. Elementos geomorfológicos mayores

En el dominio infralitoral, los tipos morfológicos predominantes son los cuerpos prodeltaicos, de distinta entidad, desarrollados en relación con las principales desembocaduras fluviales, así como los prismas infralitorales (Hernández-Molina, 1995).

Las morfologías más importantes desarrolladas sobre la plataforma interna engloban a los depósitos prodeltaicos desarrollados frente a los principales sistemas fluviales y las cuñas progradantes infralitorales (IPWs), formadas lateralmente a los deltas (Hernández-Molina *et al.*, 1993; Hernández-Molina, 1995; Lobo *et al.*, 2006; Fernández-Salas, 2008; Bárcenas *et al.*, 2009). Amplios sectores de la plataforma externa están cubiertos por las dorsales de arena o por morfologías erosivas y/o tectónicas tales como superficies de abrasión, terrazas y escarpes submarinos (Ercilla, 1992; Hernández-

Molina *et al.*, 1994; Hernández-Molina *et al.*, 1996c; Vázquez, 2005; Lobo *et al.*, 2006a).

La morfología erosiva más importante localizada en la zona de estudio es la cabecera del Cañón de Carchuna, que se encuentra frente al Cabo Sacratif (Fig. 1.1), a menos de 500 m desde la línea de costa, cortando completamente la plataforma. Posee una orientación principal N-S, mostrando varios distributarios (Lobo *et al.*, 2006a).

1.5. Los prodeltas

El principal tipo morfológico en el que se centra este estudio, que se desarrolla sobre la zona infralitoral y la plataforma continental, son los *sistemas deposicionales prodeltaicos*. Se han llevado a cabo diversos estudios acerca de estos sistemas deposicionales debido a que son sistemas muy sensibles a los cambios climáticos (Hernández-Molina *et al.*, 1994, 1995; Postma, 2001). Se hace necesario un mejor conocimiento acerca de la evolución de estos depósitos para poder ayudar a identificar los impactos de las actividades humanas en las cuencas fluviales, llanuras deltaicas y sistemas costeros adyacentes (Stanley y Warne, 1994; Stanley, 2001). Asimismo, los prodeltas poseen un registro sedimentario que permite reconstruir los cambios ambientales de corto periodo en los últimos milenios (Correggiari *et al.*, 2005; Fernández-Salas, 2008).

Los sistemas deltaicos están dominados por una alta carga de sedimentos de grano fino suspendido, aportado directamente por los ríos, que en particular tienden a formar, frente a sus desembocaduras, cuñas progradantes prodeltaicas submarinas predominantemente compuestas por un alto contenido en agua y potencialmente arcillas inestables (Coleman y Wright, 1975; Vanney, 1977). Su desarrollo está condicionado por el volumen de los aportes fluviales, el régimen general de corrientes y la morfología de la costa (Díaz *et al.*, 1984).

1.5.1. Características morfológicas generales de los depósitos prodeltaicos

El rasgo morfológico, a gran escala, que caracteriza a los depósitos prodeltaicos es su forma en cuña progradante o clinofорма sigmoidal cuya superficie pasa de convexa a cóncava a medida que aumenta la profundidad (Field y Roy, 1984; Nelson y Maldonado, 1990; Díaz y Ercilla, 1993; Hernández-Molina *et al.*, 1993; Hernández-Molina y Rey, 1994a; Trincardi *et al.*, 1994; Fumanal *et al.*, 1995; Nittrouer *et al.*, 1996; Kuehl *et al.*, 1997; Cattaneo *et al.*, 2003; Serra *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2004; Lykousis *et al.*, 2005; Fernández-Salas, 2008). Esta clinofорма es una superficie compuesta que registra la compleja interacción entre un variado número de procesos como: el retrabajamiento mareal o, debido al oleaje, la difusión, las avalanchas de talud y el *bypass* (Nittrouer *et al.*, 1996). Más recientemente, otros procesos, como la presencia de fangos fluidos,

han sido también considerados importantes en la formación de clinoforras en distintas zonas del mundo (Cacchione *et al.*, 1995; Bentley *et al.*, 2003; Walsh *et al.*, 2004).

Morfológicamente, en función del gradiente de pendiente, la cuña progradante puede dividirse en tres zonas (Fig. 1.18):

- **Zona proximal o topset:** Zona subhorizontal de poca pendiente (Kuehl *et al.*, 1997) cuya inclinación es típicamente de $0,5^\circ$ (Correggiari *et al.*, 2001), aunque Cattaneo *et al.* (2003a) describe ángulos de $0,02^\circ$. Es la parte más energética de la clinoforra. Se encuentra caracterizada por la existencia exclusiva de las asociaciones de facies marinas y la evidencia de una dominación marcada de la dinámica de la cuenca (Cattaneo *et al.*, 2003a). Los *topsets* experimentan una alta tensión tangencial cerca del fondo resultando en un dominante *bypass* de sedimentos hacia aguas más profundas (Nittrouer *et al.*, 1996).
- **Zona intermedia o foreset:** Es la zona de la clinoforra que presenta mayor pendiente y que se corresponde con el frente de progradación (Field y Roy, 1984). En ella destaca, como elemento morfológico de gran importancia, su borde superior denominado punto de ruptura u *offlap-break*. La pendiente de esta zona es directamente proporcional al tamaño de grano de los sedimentos que la constituyen (Hernández-Molina *et al.*, 1995). En el *foreset*, la sedimentación aumenta con el incremento de la profundidad por lo que la acumulación de sedimentos en esta zona es máxima (Nittrouer *et al.*, 1996).
- **Zona distal o bottomset:** Esta zona presenta poca inclinación, y forma el pie inferior de la cuña (Field y Roy, 1984; Kuehl *et al.*, 1997). En el *bottomset* la acumulación de sedimentos decrece hacia el mar, reflejando una disminución del flujo de sedimentos comparado con la zona *foreset* más proximal (Pirmez *et al.*, 1998; Driscoll y Karner, 1999). El límite distal del prodelta lo constituye un cambio de pendiente que da paso a los depósitos horizontales de la plataforma continental.

El cambio de la pendiente del fondo del mar, en dirección hacia el mar, que sigue la tendencia *baja-alta-baja* y que coincide con el modelo geométrico *topset-foreset-bottomset*, representa una gradación aguas afuera de los ambientes sedimentarios en respuesta al decremento de la energía de resuspensión y del aporte de sedimentos suspendidos conforme aumenta la distancia de la fuente fluvial (McCave, 1972; Díaz *et al.*, 1996; Nittrouer *et al.*, 1996). Este modelo geométrico es propio de deltas de ríos, como reconoció originalmente Gilbert (1885), y otros muchos, posteriormente, en deltas de ríos grandes (Frazier (1967) y Coleman y Wright (1975) en el Mississippi; Nelson y Maldonado (1990) en el Ebro; Nittrouer *et al.* (1996) en el Amazonas; Kuehl *et al.* (1997) en el Ganges-Brahmaputra y Liu *et al.* (2004) en el Río Amarillo).

En una dirección longitudinal a la línea de costa, la variabilidad lateral de una clinoforra es mayor cerca de la fuente de aportes sedimentarios y mínima en posiciones

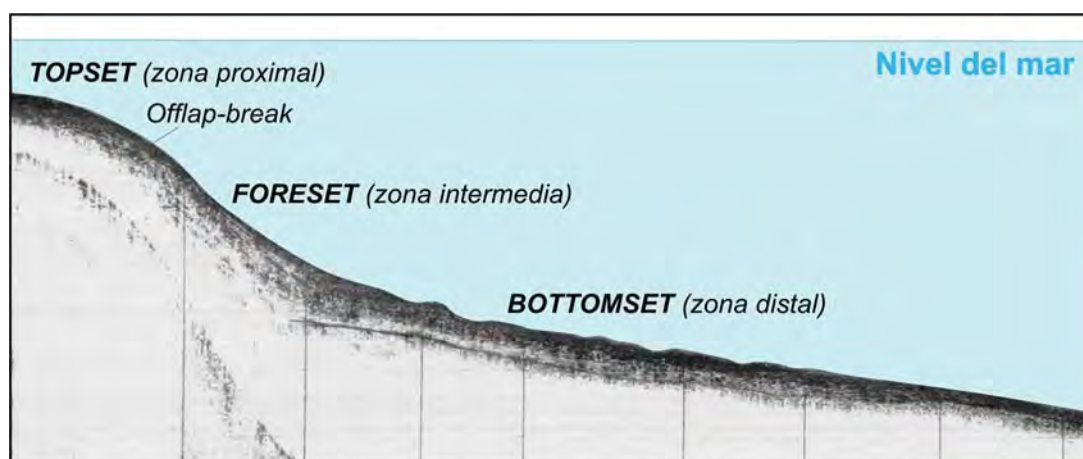


Figura 1.18: Zonas en las que se divide la clinoforma en función de la pendiente.

más lejanas de ésta, ya que los regimenes hidrodinámicos afectan en mayor medida a lo largo de depósito (Driscoll y Karner, 1999).

1.5.1.1. El *offlap-break*

El *offlap-break* es una de las morfologías más importantes dentro de la cuña sedimentaria, siendo el punto de ruptura entre el *topset* y el *foreset*. En función de la forma que tome el *offlap-break* así se desarrollarán los perfiles morfológicos de los depósitos prodeltaicos. Partiendo de un perfil exponencial, la modificación de su parte superior o *topset* puede crear perfiles lineales y sigmoidales (Adams, 2001). El perfil sigmoidal, con un *offlap-break* redondeado, se desarrolla debido a la erosión y a la redistribución de sedimentos causado por los efectos de las variaciones del nivel de base inducido por tormentas, o bien, por cambios del nivel del mar. El perfil lineal se produce cuando se alcanza el máximo ángulo de estabilidad que permite el tipo de sedimento (Adams, 2001).

El *offlap-break* ocurre en relación con la posición del nivel de base y se pueden diferenciar dos grupos de depósitos principales en función de la posición del *offlap-break* en los perfiles de la plataforma continental (Tropeano *et al.*, 2002):

- a) El nivel de base es el nivel del mar y el *topset* está compuesto principalmente por facies sedimentarias muy someras o continentales y el *offlap-break* prácticamente se corresponde con la línea de costa (Ej. deltas altamente constructivos –deltas dominados por los ríos– y las playas progradantes).
- b) El nivel de base se corresponde con la base de la tracción del oleaje y/o marea, y sus *topsets* están compuestos, básicamente, por depósitos del litoral y del infralitoral (Ej. deltas altamente destructivos –deltas dominados por el oleaje y mareas– y las cuñas progradantes infralitorales (Hernández-Molina *et al.*, 2000b). En este caso, ambos niveles de base, el del nivel del mar y el del oleaje/marea, gobiernan la acumulación sedimentaria en las plataformas dominadas por el oleaje/marea

y, por consiguiente, dos *offlap-breaks* pueden ser coetáneos (límite de playa y límite del infralitoral) en ambientes deposicionales someros (Carter *et al.*, 1991).

El *offlap-break* está influenciado por una serie de factores como, la cantidad de sedimentos aportado por los ríos, la morfología de la costa y el régimen oceanográfico. Dichos factores hacen que su distancia a la costa y su profundidad varíen lateralmente (Hori *et al.*, 2002c). Así, cambios laterales en la geometría de las clinofomas en la dirección dominante del transporte de sedimentos lejos de la desembocadura (tendencia a la profundización del *offlap-break*, un decremento de la inclinación del *foreset* y un incremento en la diferencia de profundidad entre el *topset* y el *bottomset*) se interpretan como reflejo de la influencia del régimen energético de las corrientes (Michels *et al.*, 1998; Cattaneo *et al.*, 2003a).

1.5.2. Caracterización estratigráfica de los depósitos prodeltaicos

Los depósitos de alto nivel están constituidos por una cuña sedimentaria progradante, de potencia variable, caracterizada por presentar en los registros sísmicos de alta resolución, una configuración sigmoidal-oblicua (Díaz y Ercilla, 1993; Yoo y Park, 2000; Fernández-Salas, 2008).

De forma general, los prodeltas presentan una sucesión estratigráfica consistente, así, los depósitos son de litología variable y pasan de agradacionales a progradacionales en la columna estratigráfica (Stanley y Warne, 1994). Más detalladamente, hay diferentes interpretaciones en cuanto a las unidades sísmicas definidas en la cuña progradante holocena, correlacionables entre sí, de forma que el número de unidades varía de un lugar a otro.

Unos autores, como Díaz y Ercilla (1993), definen tres unidades para el prodelta de los ríos Fluvia y Muga. Hernández-Molina (1993) identificó 4 unidades, dos progradantes y dos agradantes, para los sistemas prodeltaicos. Somoza *et al.* (1998a) describe que el HST está compuesto de 5 unidades progradantes y 5 unidades agradantes que se disponen en parasecuencias progradantes. Cattaneo *et al.* (2003) diferencia tres unidades sigmoidales *forestepping* cuyos depocentros están cambiando hacia el mar y a lo largo de la costa. Todos los autores coinciden en que los depósitos de alto nivel Holoceno son suprayacentes a una unidad condensada basal.

Estudios realizados en los depósitos de alto nivel del Holoceno en aguas someras (Lobo *et al.*, 2005; Fernández-Salas, 2008; Fernández-Salas *et al.*, 2009), indican que la estructura interna de estos depósitos puede ser mucho más compleja. En este sentido, dichos autores estudiaron con mayor resolución estos depósitos y sugirieron la existencia de un patrón jerárquico de las fluctuaciones ambientales, determinándose para el Mar de Alborán: a) dos secuencias de mayor escala, que podrían corresponderse con las dos unidades progradantes de Hernández-Molina *et al.* (2000b), b) cuatro secuencias de escala intermedia y, c) 12 secuencias de menor escala, descritas éstas últimas en

los depósitos del Golfo de Cádiz mediante perfiles sísmicos y correlacionadas a partir de sondeos en los depósitos del Mar de Alborán (Fernández-Salas *et al.*, 2008b). Con todo esto se concluye que las unidades que componen los depósitos marinos someros se ordenan según un modelo jerárquico de secuencias deposicionales a tres escalas: mayor, intermedia y menor (Fig. 1.19). Este modelo, presumiblemente, se corresponde con tres ciclos ambientales diferentes que operan en distintas escalas temporales.

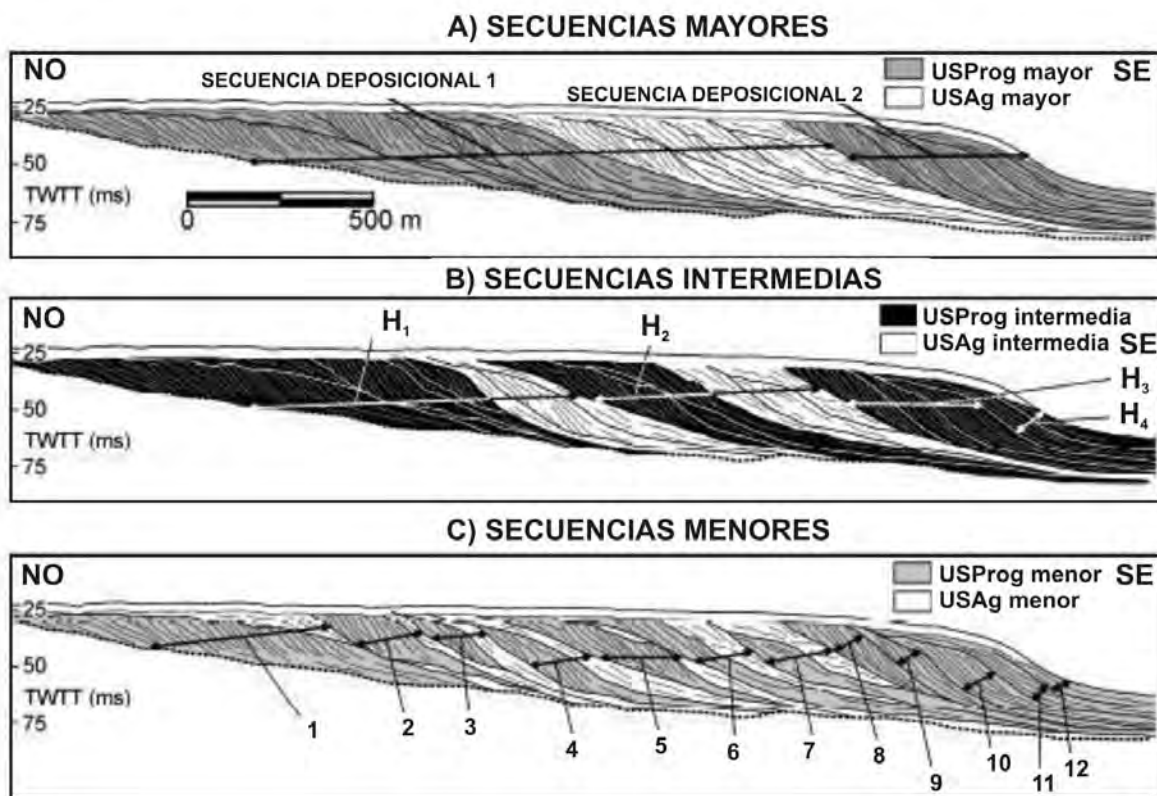


Figura 1.19: Jerarquía de los elementos arquitectónicos en el cortejo sedimentario de alto nivel del mar Holoceno propuesta por Lobo *et al.*, 2005. A) Secuencias de escala mayor, B) Secuencias de escala intermedia, C) Secuencias de escala menor. USProg: Unidad sísmica progradante, USAg: unidad sísmica agradante. TWTT (ms): tiempo doble en milisegundos.

Cronológicamente, los depósitos de alto nivel del mar se desarrollan durante el cortejo sedimentario de alto nivel del mar Holoceno (HST). El límite inferior del cortejo está constituido por la superficie de máxima inundación (**mfs**) que es el techo de la Unidad Sísmica Basal, perteneciente a la parte final del cortejo sedimentario transgresivo (TST) (Fernández-Salas, 2008). El límite superior del HST es la actual superficie del fondo del mar (Fig. 1.19). Por lo tanto, se puede establecer que los depósitos de alto nivel del mar del Holoceno Superior son parte de una secuencia de 5° orden, que se generó en relación con el último hemisiclo eustático y con una periodicidad de aproximadamente 23.000 años (Hernández-Molina *et al.*, 1994, 1996c, 2000b; Lobo *et al.*, 2002).

1.5.2.1. Secuencias deposicionales de escala mayor

La existencia de dos fases constructivas mayores representadas por las secuencias deposicionales de escala mayor 1 y 2 es la característica más importante observada en los depósitos marinos de alto nivel del Holoceno Superior, al sur de la Península Ibérica (Fernández-Salas, 2008)(Figs. 1.19, 1.20).



Figura 1.20: Modelo estratigráfico de los depósitos de alto nivel del mar Holoceno y correlación con los datos del tamaño medio de grano del sondeo T-7 en el prodelta del Río Guadalhorce . Las flechas grises indican las fases de progradación de escala intermedia, las flechas blancas, las fases de agradación de escala intermedia y las flechas pequeñas negras indican las fases de progradación de escala menor. Modificado de Fernández-Salas (2008).

- Secuencia deposicional de escala mayor 1:** Compuesta por la US1 (progradante) y la US2 (agradante) en el Mar de Alborán (Fernández-Salas, 2008). De este modo, las unidades progradantes se corresponderían con depósitos regresivos y de bajo nivel, y las unidades agradantes con los depósitos transgresivos y de alto nivel. El límite inferior es la superficie de máxima inundación (6.800 años B.P.) y su límite superior se corresponde con una superficie de erosión (edad de 3.500 años B.P.), desarrollándose la secuencia en un intervalo de 3.300 años.
- Secuencia deposicional de escala mayor 2:** Está constituida por la US3 (progradante) y US4 (agradante) en el Mar de Alborán (Fernández-Salas, 2008). Igual que ocurría en la secuencia deposicional 1, las unidades progradantes representan los depósitos regresivos y de bajo nivel, y las unidades agradantes, los depósitos

transgresivos y de alto nivel. Su límite inferior es el techo de la secuencia deposicional 1 y su límite superior es el actual fondo del mar. El periodo de tiempo en el que se desarrolló esta secuencia deposicional fue de 3.500 años, periodo de tiempo equivalente a la secuencia deposicional 1.

1.5.2.2. Secuencias deposicionales de escala intermedia

Cada una de las secuencias de orden mayor está compuesta por dos secuencias deposicionales de escala intermedia. Por lo que la US1 está compuesta por la H1 y H2 y la US2 por las secuencias H3 y H4.

- **Secuencia deposicional H1:** Es coincidente con la US1 en el Mar de Alborán, encuadrándose cronológicamente entre los 6.800 y 5.200 años, por lo que se desarrolló en un intervalo de 1.600 años B.P. Esta secuencia (US1) se subdivide en dos subunidades de menor escala: la subunidad sísmica 1a (desarrollada entre los 6.800-6.000 años B.P.) y la subunidad 1b (entre 6.000 y 5.200 años B.P.), con una periodicidad de 800 años.
- **Secuencia deposicional H2:** Se corresponde con la US2 del Mar de Alborán. Su base y techo se corresponden con 5.200 y 3.500 años B.P., luego su depósito se produjo durante 1.700 años.
- **Secuencia deposicional H3:** Esta secuencia está compuesta por la subunidad sísmica 3a del Mar de Alborán. Sus límites cronológicos se sitúan entre 3.500 y 1.350 años B.P., lo que equivale a un periodo de sedimentación de 2.150 años.
- **Secuencia deposicional H4:** Está compuesta por la subunidad sísmica 3b más la US4 en el Mar de Alborán. Esta secuencia se depósito en los últimos 1.350 años.

1.5.2.3. Secuencias deposicionales de escala menor

Se han diferenciado hasta 12 secuencias deposicionales de escala menor (Figs. 1.19, 1.20). Estas secuencias siguen conservando, de forma general, las dos componentes básicas que se han repetido en las escalas mayores e intermedias, una, inferior progradante, y otra, superior agradante. En el Golfo de Cádiz sólo ha sido posible observar la componente progradante, mientras que en el Mar de Alborán sí es posible determinar ambas componentes, progradante y agradante (Fernández-Salas, 2008). Los periodos de formación de las secuencias deposicionales de escala menor se sitúan en intervalos entre 750 y los 400 años.

1.5.3. Clasificación de los sistemas deltaicos

La gran variedad de tamaños y formas de los deltas ha sido el principal problema en los estudios enfocados a una clasificación de los mismos. La mayoría de estos estudios

1.5.4. Factores que influyen en la formación y preservación de los sistemas deltaicos

Los sistemas deltaicos están caracterizados por ser un conjunto de componentes relacionados entre sí de forma dinámica, de manera que cambios en cualquier parte del sistema tendrá repercusiones en todo el sistema (Orton y Reading, 1993). La identificación, el estudio y la interrelación de estos componentes es uno de los problemas existentes para entender estos sistemas complejos. Los factores que juegan un papel importante en la formación y preservación de los cuerpos de alto nivel del mar tienen como elemento central los cambios climáticos durante el Holoceno. A partir de este factor principal se derivan otros factores secundarios que dependen en gran medida del primero (Fig. 1.22): la descarga de agua, la carga de sedimentos, los procesos existentes (régimen del oleaje, mareas, sistemas de corrientes y régimen de vientos) y la tectónica en la cuenca receptora (Wright *et al.*, 1974; Coleman y Wright, 1975; Elliot, 1986; Orton y Reading, 1993). La morfología submarina previa de la cuenca receptora, es otro factor importante para la comprensión de estos sistemas (Cattaneo *et al.*, 2003a). El aporte de sedimentos es importante en cualquier sistema progradante donde la tasa de entrada debe superar el potencial de acomodación de la cuenca receptora (Galloway, 1989; Swift y Thorne, 1991). Estos factores han sido descritos anteriormente en este apartado.



Figura 1.22: Esquema dinámico de los factores que influyen en la formación y preservación de los cuerpos de alto nivel del mar del Holoceno (Tomado de Elliot, 1986).

1.5.5. Evolución y clima: Principales eventos climáticos

La evolución de la plataforma del Mar de Alborán durante el Pleistoceno Superior-Holoceno ha estado ligada a los cambios ambientales climático-eustáticos. La progradación del margen ha sido el resultado de las variaciones relativas y asimétricas del

nivel del mar y del clima que han controlado el volumen de aportes terrígenos y las condiciones oceanográficas (Hernández-Molina *et al.*, 2000b; Lobo, 2000; Lobo *et al.*, 2002, 2004). Deltas pequeños, como la mayoría de los deltas mediterráneos, asociados a cuencas hidrográficas de pequeño tamaño experimentan tasas de cambio (climáticos, inducidos por la tectónica y los cambios del nivel del mar) mucho más altas que en grandes deltas alimentados por cuencas hidrográficas de gran tamaño que, a menudo, cubren varias zonas climáticas y tectónicas (Postma, 1990; 2001). Los principales eventos climáticos implicados en la evolución de la plataforma del Mar de Alborán, se podrían describir en tres grandes etapas:

1.5.5.1. Transgresión Flandriense

En este intervalo se desarrolló una superficie erosiva (superficie transgresiva, TS), debido al rápido ascenso del nivel del mar depositándose sobre ella el cortejo sedimentario transgresivo. Este cortejo se caracteriza por la formación de depósitos retrogradantes asociados a terrazas submarinas durante cortos periodos de estabilización, mientras que en zonas de bajo aporte sedimentario los procesos de retrabajamiento favorecieron la formación de una capa de arena transgresiva (Gutiérrez-Mas *et al.*, 1993, 1996; Hernández-Molina *et al.*, 1993, 1994, 2000b; Lobo, 1995; Roque *et al.*, 1998; López-Galindo *et al.*, 1999; Lobo, 2000, Lobo *et al.*, 2002, 2004).

Entre 11.000-10.500 años B.P. tuvo lugar una estabilización e incluso un breve periodo regresivo coincidente con el evento climático de *Younger Dryas* (Duplessy *et al.*, 1981; Rind *et al.*, 1986; Dansgaard *et al.*, 1989), el cual queda reflejado por un depósito progradante sobre la plataforma media descrito por diferentes autores (Dias, 1987; Rodríguez y Díaz, 1990; Hernández-Molina *et al.*, 1993, 1994, 2000b; Rodero *et al.*, 1999; Lobo, 2000; Lobo *et al.*, 2002, 2004).

Durante el intervalo 10.000-6.450 años B.P. tiene lugar un segundo pulso en la transgresión consecuencia de una mejora generalizada del clima que marca el límite entre el Pleistoceno y el Holoceno (Olausson, 1984; Pons y Reille, 1986). La intensidad de la dinámica y de la estratificación de las masas de agua se incrementa (Weaver y Pujol, 1988).

1.5.5.2. Máximo Transgresivo

El máximo nivel eustático ha sido datado a edades variables entre 6.500 y 4.200 años B.P. según diferentes autores (Hoffman, 1988; Somoza *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, 1994a; Lario, 1996; Dabrio y Zazo, 1998; Dabrio *et al.*, 2000). Durante este máximo eustático, las llanuras costeras y las partes bajas de los valles fueron inundados, desarrollándose en el sur de la Península Ibérica sistemas deposicionales tipo estuarinos. Durante este intervalo de tiempo tiene lugar en los sectores más internos de la plataforma el desarrollo de un depósito agradante en relación directa con la desembocadura de los ríos. La completa inundación de la plataforma, favoreció el establecimiento de sistemas

hidrodinámicos equivalentes a los actuales, aunque más intensos por la situación de máximo eustático (Abrantes, 1988).

1.5.5.3. Alto Nivel del Mar

Durante este intervalo de alto nivel del mar del Holoceno superior, se incrementó el aporte sedimentario debido al aumento de las precipitaciones, motivando la colmatación progresiva de los estuarios, y la progradación de los sistemas litorales (Dabrio *et al.*, 2000). La evolución durante esta etapa se ha caracterizado por el desarrollo de deltas, generados a partir de los principales cursos fluviales, o cuñas infralitorales progradantes, desarrolladas en aquellas zonas donde no existen aportes fluviales, los cuales constituyen el cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST). También pertenece a este cortejo el relleno sedimentario de plataforma.

1.6. Modelos matemáticos de procesos sedimentarios en la plataforma continental y avalanchas

Los avances en la modelización y la simulación numérica de flujos geofísicos y de fenómenos geoambientales asociados a este tipo de flujos han sido muy importantes en los últimos años, siendo varias las razones que han hecho posible estos avances. Por un lado, la mejora en los modelos, basándose en una mejor comprensión de los fenómenos físicos y geológicos subyacentes al problema que se busca modelizar, lo cual ha proporcionado, en muchos casos, una mejor representación matemática de dichos fenómenos. Esto, junto a la experimentación en el laboratorio o las observaciones *in situ*, ha permitido mejorar las diversas parametrizaciones inherentes a estos modelos. Por otra parte, el creciente y cada vez más fácil acceso a recursos de cálculo intensivo ha hecho posible la utilización de modelos cada vez más complejos y, en algunos casos, incluso de forma operacional, algo inimaginable hace tan sólo una década. Por último, a este aumento en la capacidad de cálculo se ha unido una intensa labor investigadora hacia la búsqueda de algoritmos que hagan los códigos más eficientes y precisos. Estos tres ingredientes: 1) Avances en la modelización, 2) Aumento de la capacidad de cálculo y 3) Mejora en los algoritmos, son los tres pilares sobre los que se ha fundamentado el trabajo de investigación sobre Modelado y Simulación Numérica de los flujos sedimentarios que se planteaba en el proyecto MOSAICO, del cual esta tesis recoge una parte importante de sus logros.

En este trabajo nos hemos apoyado en la experiencia del grupo de Ecuaciones Diferenciales, Análisis Numérico y Aplicaciones (EDANYA) de la UMA en cada uno de esos tres puntos. Por una parte, este grupo cuenta con una prolongada experiencia en Modelización en Mecánica de Fluidos, fluidos geofísicos, aguas someras, transporte de sedimentos, avalanchas submarinas, corrientes hiperpicnales, inundaciones, tsunamis, etc. Por otra parte, el grupo EDANYA gestiona el Laboratorio de Métodos Numéricos situado en el SCAI (Servicio Central de Apoyo a la Investigación de la Universidad de

Málaga). Este laboratorio posee un clúster de ordenadores con 77 CPUs (Computer Processor Units) y 8 GPUs (*Graphical Processor Units*) que actualmente ofrecen una potencia de cálculo por encima de los 1.000 GFlops (un *GFlop* equivale a mil millones de operaciones en coma flotante por segundo). En este clúster, que está específicamente preparado para cálculo intensivo en paralelo, hemos realizado todos los cálculos y simulaciones numéricas que presentamos en este trabajo. Por último, el grupo de investigación EDANYA tiene un más que reconocido prestigio nacional e internacional como expertos en el desarrollo de esquemas numéricos y algoritmos, mejora en la eficiencia de los resolvedores numéricos, implementación vectorial y en paralelo de los modelos numéricos, etc. del que este trabajo se ha beneficiado.

Los modelos de transporte de sedimentos que se han desarrollado a lo largo del proyecto MOSAICO tienen como modelos de base las ecuaciones de aguas someras. Este tipo de modelos de *shallow water* son muy utilizados en la práctica para la simulación de flujos geofísicos. El uso frecuente que se hace de este tipo de modelo se debe, en primer lugar, al menor coste computacional que presentan en comparación con los modelos basados en las ecuaciones de *Navier-Stokes* 3D con superficie libre y, en segundo lugar, por los excelentes resultados que proporcionan, incluso en casos en los que las bases teóricas del modelo no permitirían esperarlos. Fenómenos de tanto interés, como inundaciones, tsunamis o corrientes marinas en general, pueden ser simulados adecuadamente con este tipo de modelos.

Desde un punto de vista matemático, el conjunto de ecuaciones que resulta de la modelización de este tipo de sistemas de aguas someras estratificados tiene la estructura de un sistema acoplado de leyes de conservación con términos fuentes y productos no conservativos. A pesar de su relativa simplicidad, este tipo de modelos ha permitido interpretar el funcionamiento hidráulico de estrechos oceánicos y estuarios (véase p. ej: Castro *et al.* (2004a)), simulando correctamente alguno de los fenómenos característicos, como son la aparición de ondas de choque en la interfaz (bores internos).

Desde mediados de la década de los 90, el grupo EDANYA ha acumulado una experiencia creciente en modelos de aguas someras aplicados a flujos estratificados (Macías, 1992; Castro-Macías, 1994; Macías *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1996; Valle *et al.*, 1998; Macías *et al.*, 1999, Macías, 1999 y 2000; Parés *et al.*, 2001, Castro *et al.*, 2001a y 2001b; Castro *et al.*, 2002; Macías *et al.*, 2004; Castro *et al.*, 2004a y 2004b; Castro *et al.*, 2006a, 2006b y 2006c, González-Vida *et al.*, 2008, Castro *et al.*, 2009,...). Ha sido más recientemente, a partir del año 2007, con la concesión del Proyecto de Excelencia de la Junta de Andalucía MOSAICO, que el grupo EDANYA ha aplicado su experiencia, tanto modelizadora como su experiencia en el desarrollo de algoritmos, en la resolución numérica de este tipo de sistemas de aguas poco profundas, al modelado y la simulación numérica del transporte, depósito y erosión de sedimentos.

En concreto, en el proyecto MOSAICO se han considerado tres tipos de modelos: (1) modelos de Saint-Venant-Exner, (2) modelos de plumas hiperpicnales o corrientes de turbidez y (3) modelos de avalanchas submarinas. Además, otro de los objetivos

planteados por el proyecto MOSAICO fue el de integrar en la Plataforma de supercomputación HySEA los módulos que se desarrollaron a lo largo del proyecto. Esta plataforma web, desarrollada por el grupo EDANYA, permite la realización de simulaciones numéricas y su visualización y postratamiento, sin más que disponer de un ordenador con acceso a internet y un navegador web. Los cálculos se realizan, desde cualquier localización, en el clúster de supercomputación del Laboratorio de Métodos Numéricos de la UMA. Este trabajo se ha beneficiado de la existencia de esta plataforma de cálculo y de su interface web, y ha sido utilizando esta herramienta cómoda y muy versátil como hemos realizado todos los experimentos numéricos recogidos en este trabajo y con la que hemos realizado su visualización.

1.6.1. Modelos de Saint-Venant-Exner

Los modelos de Saint-Venant-Exner son útiles para el análisis del arrastre de sedimentos. Este es, junto con los procesos de erosión y sedimentación, un factor clave en la morfología del lecho de un río o del fondo marino en las zonas próximas a una desembocadura. En el contexto del proyecto MOSAICO, se ha desarrollado un modelo que en su configuración actual consta de una componente hidrodinámica, modelada mediante un sistema de aguas someras, y una componente morfodinámica, que viene dada por un flujo de transporte de sedimentos (Fig. 1.23). En la literatura se han propuesto distintas expresiones matemáticas para parametrizar este flujo, como son las propuestas por Grass (1981) y Meyer-Peter y Müller (1948). Ambas fórmulas han sido utilizadas e implementadas en módulos de cálculo, aunque es el único módulo de los desarrollados que aún no está disponible en la plataforma de computación HySEA.

Si bien el modelo de Grass es el más sencillo desde el punto de vista matemático, el modelo de Meyer-Peter y Müller está más cercano a la física del problema al tener en consideración la cohesión de los sedimentos, de forma que el arrastre de estos sólo tiene lugar cuando la velocidad del río supera un cierto umbral crítico (Castro *et al.*, 2009).

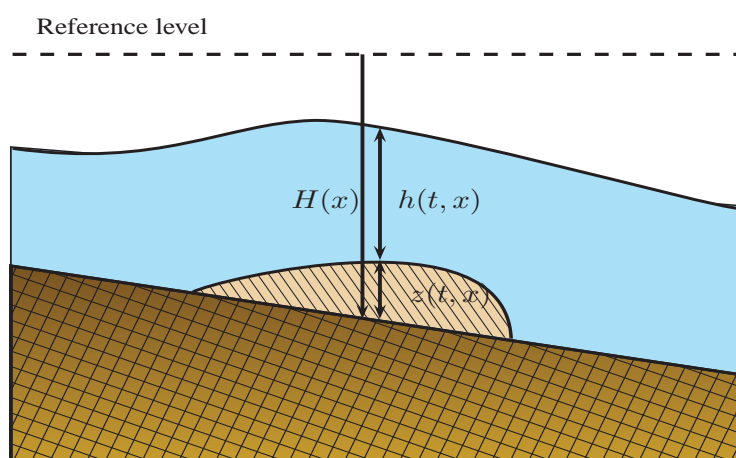


Figura 1.23: Esquema de un fondo con sedimentos dentro de un fluido en movimiento.

Sin embargo, estos modelos aún no han sido aplicados a casos reales. Ésta es una de las líneas futuras de trabajo que se proponen y que quedan recogidas en la memoria del proyecto TESELA, que está próximo a comenzar.

1.6.2. Modelos de corrientes hiperpicnales

Por su lado, los modelos de corrientes hiperpicnales o de turbidez permiten simular la evolución de la capa que se forma en las desembocaduras de los ríos cuando las aguas de estos ríos transportan una importante carga de sedimentos en suspensión, haciendo que su densidad sea mayor que la del agua del océano al que desembocan, por lo que las aguas fluviales se hunden formando dicha capa de "agua turbia" (Fig. 1.24). Estas

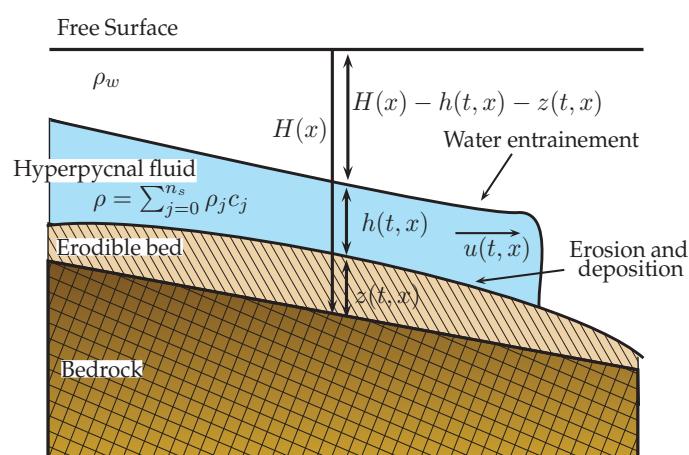


Figura 1.24: Esquema de un fluido hiperpicnal sobre un fondo con sedimentos y dentro de un fluido en movimiento.

plumas actúan sobre el fondo marino modificando su batimetría como consecuencia de los procesos de erosión, transporte y sedimentación que llevan asociados. La comprensión de este tipo de fenómenos resulta, por tanto, de gran interés a la hora de estudiar los procesos objeto de estudio dentro del contexto del proyecto MOSAICO y su sucesor, TESELA. Algunos autores como Bradford (1999), Kubo (2004) y Khan *et al.* (2005) han propuesto diversos modelos matemáticos y han llevado a cabo experimentos encaminados a obtener una mayor información sobre las corrientes de turbidez. Estos modelos suelen consistir en un modelo de aguas someras para representar a la pluma junto a ecuaciones para cada una de las clases granulométricas en suspensión dentro de dicha pluma. A estas ecuaciones se le añaden diversos términos para tener en cuenta fenómenos tales como el depósito de sedimentos o la erosión del fondo. En el contexto del proyecto MOSAICO se han estudiado este tipo de modelos y analizado sus potencialidades y eventuales carencias.

Este estudio nos ha llevado a proponer un nuevo modelo que tiene en cuenta algunos mecanismos físicos ausentes en los modelos propuestos por los autores anteriormente mencionados. Estos trabajos han sido publicados por Morales *et al.* (2009) donde describe un nuevo modelo que considera tanto el transporte de sedimentos mediante arrastre

como en suspensión. Este nuevo modelo permite simular tanto corrientes de turbidez como el transporte de sedimentos en un río. Aunque los resultados obtenidos con este nuevo modelo resultan bastante prometedores, aún existen fenómenos físicos que no se han tenido en cuenta de forma adecuada en su formulación. En particular, en Macías *et al.* (2013) se recoge la necesidad de mejorar las parametrizaciones de los términos de fricción para que este tipo de modelos puedan convertirse en una herramienta realmente útil para la simulación numérica de flujos hiperpicnales para casos reales.

En aras de una mayor simplicidad, tanto en Morales *et al.* (2009) como en los trabajos arriba citados se desprecia el movimiento del *fluido ambiente* considerando ecuaciones sólo para la pluma de sedimentos. Como consecuencia, los patrones de erosión y depósito que predicen estos modelos se ajustan a los datos experimentales que utilizan para su validación, aunque se observan algunas discrepancias que pueden deberse a esta simplificación. Del mismo modo, la velocidad de la pluma observada en las simulaciones numéricas es, en general, mayor que la observada. Más aún, la velocidad propia del fluido ambiente puede actuar sobre la pluma modificando su forma y los patrones de depósito correspondiente, siendo un factor importante en modelos bidimensionales.

Khan *et al.* (2005) incluyeron en las ecuaciones del modelo que proponen una velocidad media asociada al fluido ambiente con el fin de capturar algunos de estos efectos. No obstante, la física propia del problema parece indicar que la inclusión de ecuaciones propias al movimiento del fluido ambiente pueden mejorar sensiblemente estos resultados. Es más, incluyendo tales ecuaciones se pueden considerar los efectos asociados a las mareas. Estos modelos podrían mejorarse notablemente considerando un modelo tricapa para las corrientes de turbidez, en el cual la capa superior corresponda al fluido ambiente (agua del mar), la capa intermedia represente a la pluma hiperpicnal y la capa inferior corresponda a la capa de sedimentos presente en el fondo y que es arrastrada por la lengua hiperpicnal. Además, podrían incluirse eventualmente términos que simulen la transferencia de agua entre las dos capas superiores. Un paso más en la evolución y mejora de los modelos consistiría en considerar modelos multicapa continuamente estratificados con densidad variable. De esta forma, se tendrían en cuenta los términos de transferencia de masa y momento entre capas (Audusse *et al.*, 2009). A partir de los resultados se podría estimar la posición de la pluma hiperpicnal en función de las curvas de nivel para la densidad. El desarrollo de este nuevo tipo de modelos es uno de los objetivos en los que nos planteamos trabajar en un futuro próximo, en el contexto del proyecto TESELA.

1.6.3. Modelos de avalanchas submarinas y generación de tsunamis

Finalmente, los modelos de avalanchas submarinas que se han considerado a lo largo del proyecto MOSAICO constan de dos capas superpuestas: una capa de aguas someras que fluye sobre una capa de material granular, cuyos poros se suponen llenos

de agua. Siguiendo el trabajo pionero de Savage-Hutter (1989), que dedujo un modelo de tipo aguas someras en el que incluía un término fricción de *Coulomb* para modelar la interacción de la avalancha con la topografía del fondo, un gran número de trabajos sobre modelos de avalanchas se han propuesto en los últimos diez años, modelos que han extendido y generalizado el modelo original de *Savage-Hunter*.

Entre todos estos trabajos mencionaremos el modelo presentado recientemente por Pelanti *et al.* (2008), donde se propone un modelo integrado en profundidad para un flujo gravitacional compuesto por los granos sólidos y el fluido que se mueve sobre fondo que evoluciona. Sin embargo, el único modelo del que tenemos conocimiento que tiene en cuenta el movimiento del fluido en cuyo seno se produce la avalancha fue propuesto en Fernández-Nieto *et al.* (2008). Este modelo consiste en un sistema bicapa de aguas someras, en el que cual la avalancha de material fluidificado se modela mediante una ley de tipo *Savage-Hutter* y una ley de *Coulomb* para simular la fricción con el fondo rocoso. Este tipo de modelos permite simular avalanchas submarinas (Fig. 1.25) producidas por inestabilidades del fondo marino, así como la formación de ondas inducidas en el agua. Como es sabido, éste es, junto con los seismos, un posible mecanismo de generación

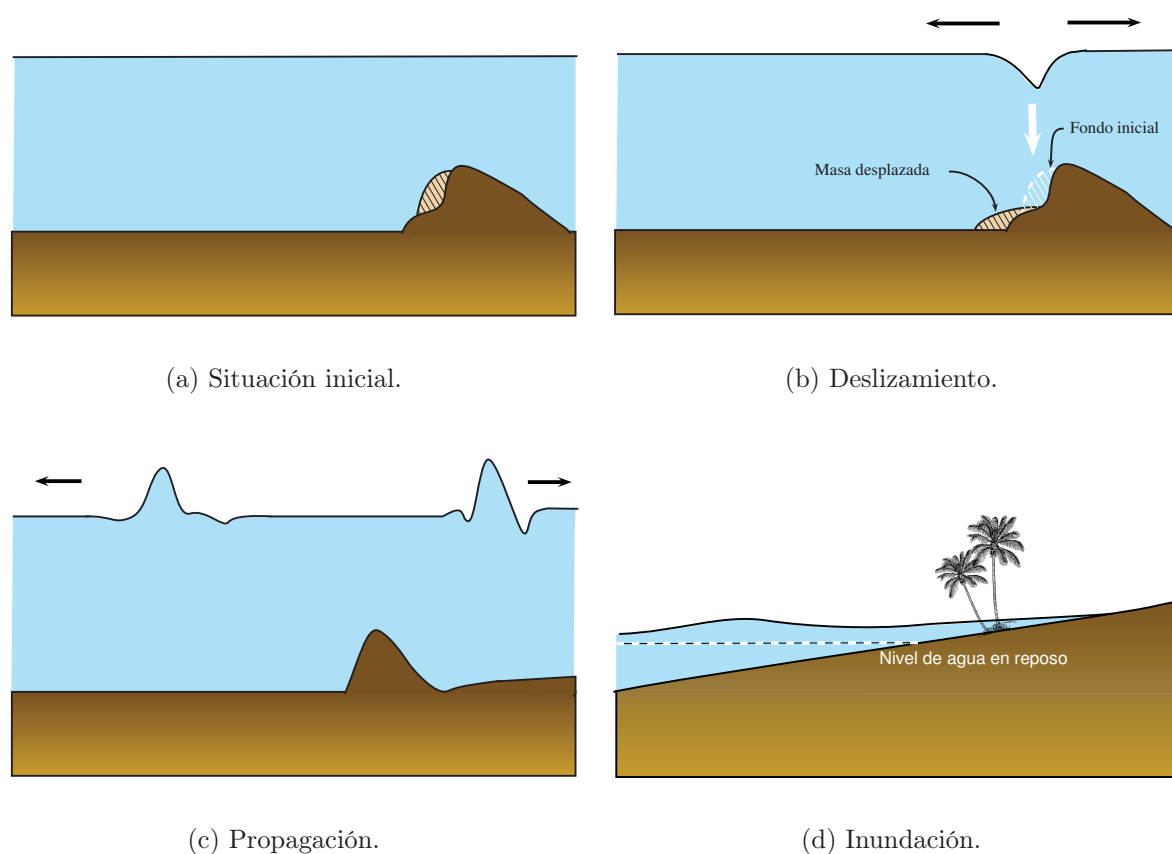


Figura 1.25: Fases de un tsunami generado por un deslizamiento submarino.

de tsunamis. Para visualizar simulaciones 2D de tsunamis reales producidos por la inestabilización de sedimentos, como por ejemplo en los casos de Papúa-Nueva Guinea en 1998, Sumatra en 2004, Isla de Montserrat o uno hipotético iniciado en la dorsal de

Alborán, ir a la página web <http://edanya.uma.es/en/menulandslides>.

En particular, hemos trabajado intensamente en la puesta a punto de un modelo para la simulación del último de los tsunamis mencionados en el párrafo anterior, suministrando los datos necesarios para la definición del escenario geomorfológico donde se produce este tsunami. La morfología de la plataforma continental en las proximidades de la isla de Alborán permite identificar una zona en la que tuvo lugar en el pasado una avalancha de proporciones importantes. En la parte final del proyecto MOSAICO comenzamos a trabajar en la simulación de dicha avalancha, aunque no es objeto de esta tesis, si ha sido un tarea relacionada con el trabajo de investigación realizado dentro del proyecto subvencionado por la Junta de Andalucía y en el que hemos colaborado de forma activa. Para realizar esta simulación, en primer lugar tuvimos que estimar la cantidad total de material involucrado en la avalancha (mediante un cálculo aproximado de la cantidad de material depositado) y se intentó reproducir la forma que se supone que tendría la plataforma antes de producirse dicha avalancha. El objetivo de este trabajo ha sido el de simular el posible tsunami generado por este hipotético movimiento masivo de materiales y comparar los resultados obtenidos mediante la simulación con el registro histórico de tsunamis disponibles en esta región del Mediterráneo, para así poder situar en el tiempo la eventual ocurrencia de este evento. Este trabajo interdisciplinar ha sido recogido en la publicación de difusión científica Macías *et al.* (2012).

Capítulo 2

Metodología

En el presente capítulo se describe la metodología utilizada especificándose los sistemas y los datos usados para el desarrollo de esta memoria.

2.1. Recopilación de datos hidrológicos y del clima marítimo

Para el desarrollo de este trabajo se han recopilado una serie de datos para poder caracterizar, de manera más detallada, la zona de estudio desde el punto de vista climático (datos de precipitación, viento y oleaje) e hidrológico (datos de caudal). Por otro lado, estos datos se han utilizado para seleccionar fechas concretas para la realización de la simulación hidrodinámica que se expone en el Capítulo 5. Además, se han utilizado datos bibliográficos (mareas, corrientes, transporte de sedimento, etc.) y datos propios (fotografías, longitud del río, área de la cuenca, etc.) para un mayor conocimiento del área. El compendio de estos datos se han expuesto en el Capítulo 1.

2.1.1. Precipitación

La Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) ha cedido la base de datos de precipitación de 2 estaciones de muestreo (Fig. 2.1 y Tabla 2.1) situadas en las cuencas de los ríos Guadalfeo y Adra. La frecuencia de muestreo en estas estaciones es mensual y el periodo de datos está comprendido entre enero de 1961 y septiembre de 2007 (Tabla 2.1).

Los **campos** incluidos en la base de datos de precipitación son los siguientes:

- *Indicativo climatológico* o número de referencia.
- *Nombre, altitud, provincia y coordenadas* de la estación.
- *Valor de precipitación* diario en décimas de milímetro.

ESTACIÓN	COORD.X (Huso 30N)	COORD.Y (Huso 30N)	ALTITUD (m)	ORGANISMO	DATO	PERIODO	FRECUENCIA
Orgiva	464152	4075293	450	AEMET	Precipitación	01/1961-10/2007	mensual
Ugijar (CMA)	495129	4091089	559	AEMET	Precipitación	01/1961-10/2007	mensual
Fuentemarbella (nº9) (Adra)	498451	4076240	182	HIDROSUR	Caudal	10/1983-09/2007	mensual
Puente Orgiva (nº101) (Guadalfeo)	448450	4087650	504	HIDROSUR	Caudal	10/1983-09/2007	mensual
WANA 2020013 (Motril)	455292	4053456	0	PUERTOS DEL ESTADO	Viento y oleaje	14/01/1996-10/05/2007	Cada 3 horas
WANA 2024013 (Adra)	500000	4053339	0	PUERTOS DEL ESTADO	Viento y oleaje	14/01/1996-10/05/2007	Cada 3 horas

Tabla 2.1: Resumen de las características de las estaciones de muestreo utilizadas para la obtención de datos de precipitación, caudal, viento y oleaje.

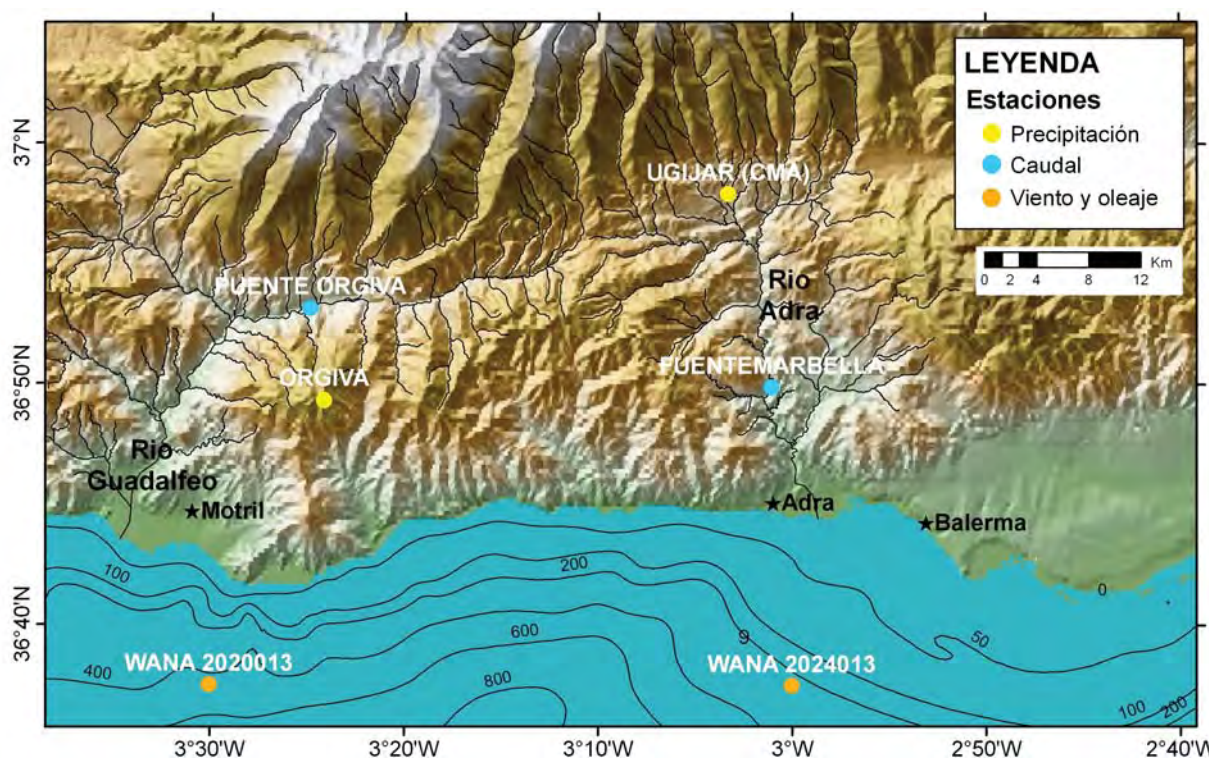


Figura 2.1: Mapa de localización de las estaciones de muestreo utilizadas (precipitación, caudal, viento y oleaje).

2.1.2. Caudal

Los datos de caudal fueron cedidos por la Agencia Andaluza del Agua (Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía). La información proviene del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Cuenca Sur (Red Hidrosur). Se trata de mediciones tanto de parámetros hidrometeorológicos (niveles de agua, caudales, pluviometría, nivometría, estaciones meteorológicas, captadores de posición de compuertas, detectores de tormenta, etc.), así como de parámetros necesarios para comprobar el buen funcionamiento y la seguridad de las estaciones.

Para los datos de caudal se solicitaron las bases de datos de las estaciones de aforo más próximas a la desembocadura del Río Guadalfeo y del Río Adra (Fig. 2.1). La frecuencia de estos datos es mensual y corresponden al periodo de octubre de 1983 hasta septiembre del 2007 (Tabla 2.1).

Los **campos** que contiene la base de datos son los siguientes:

- *Número* de la estación y *Mes* correspondiente a la toma de datos.
- *Volumen de agua* aportado durante todo el mes en Hm^3 .
- *Caudal medio mensual* en m^3/s .
- *Máximo caudal mensual* de la media diaria en m^3/s .
- *Fecha* del máximo caudal mensual de la media diaria.

2.1.3. Viento y oleaje

Las bases de datos que se han utilizado para la consulta de datos de viento y oleaje provienen de Puertos del Estado. En concreto se solicitaron los datos de los dos puntos WANA más cercanos a las desembocaduras de los ríos Adra y Guadalfeo (Fig. 2.1 y Tabla 50), entre enero de 1996 y mayo de 2007. Se trata de datos sintéticos obtenidos a partir de los modelos numéricos *HIRLAM* y *WAM* operativos en la Agencia Nacional de Meteorología. El primero de ellos es un modelo atmosférico de tipo mesoescalar, cuya resolución espacial media es de 15 km. Los datos tienen una cadencia de 3 horas, pero representan valores medios horarios. Los datos de viento se encuentran reducidos a 10 m de altura. El segundo modelo, se trata de un modelo de generación de oleaje que trabaja con una resolución media de 15 km en el Mediterráneo.

Los datos de oleaje proporcionan, siempre, condiciones en aguas abiertas y profundidades indefinidas. Los datos de viento no reproducen efectos geográficos de baja escala, ni procesos con escala temporal inferior a 6 horas. De modo general, son más fiables los vientos procedentes de mar.

Los **campos** que contienen estas bases de datos son los siguientes:

- *Altura significativa espectral* ($Hm0$) en metros.
- *Periodo medio espectral momentos 0 y 2* ($Tm02$) en segundos.
- *Periodo de pico espectral* (Tp) en segundos.
- *Dirección media de procedencia del oleaje* ($DirM$), donde $0=N$ y $90=E$.
- Mar de viento:
 - *Altura significativa espectral* ($Hm0-V$) en metros.
 - *Dirección media de procedencia* ($DirM-V$), donde $0=N$ y $90=E$.
- Mar de Fondo 1 (F1) y Mar de Fondo 2 (F2):
 - *Altura significativa espectral* ($Hm0-F1$) y ($Hm0-F2$) en metros.
 - *Periodo medio espectral* ($Tm02-F1$) y ($Tm02-F2$) en segundos.
 - *Dirección media de procedencia* ($DirM-F1$) y ($DirM-F2$).
- *Velocidad media del viento* ($VelV$) en m/s .
- *Dirección media de procedencia del viento* ($DirV$).

2.2. Estimación de diversos parámetros hidrológicos de los sistemas fluviales

Se ha llevado a cabo la estimación de tres parámetros hidrológicos asociados a los 12 ríos estudiados: (1) caudal o descarga media del río (*average river discharge*, m^3/s), (2) la descarga de sedimentos (*sediment load*, kg/s) y (3) la concentración máxima de sedimentos en condiciones de inundación (kg/m^3). Para la estimación de los dos primeros parámetros se han considerado las relaciones empíricas propuestas en diversos trabajos. El valor final considerado ha sido un promedio de los diversos valores obtenidos. La estimación de la concentración media de sedimentos, se ha hecho a partir de los datos reales de caudal y descarga de sedimentos para 4 de los ríos estudiados (Torrox, Verde, Guadalfeo y Adra). Estos datos han sido cedidos por la Agencia Andaluza del Agua (Red Hidrosur) en unos casos y, en otros, se han tomado de Liquete *et al.* (2005). Por otro lado se ha calculado la concentración crítica de sedimentos en el agua de mar para poder confirmar la generación de flujos hiperpicnales de 4 de los ríos estudiados.

2.2.1. Estimación del caudal o descarga media del río

Para la estimación del caudal medio (Q_{av} , en m^3/s) se han considerado las relaciones empíricas propuestas en el trabajo de Mulder y Syvitski (1996). Estos autores proponen relaciones mediante funciones potenciales entre las variables hidráulicas de los ríos y las características morfométricas de la cuenca, que ajustan utilizando los datos correspondientes a 279 ríos. Como indican los propios autores, estas expresiones proporcionan aproximaciones que son poco precisas pero que pueden servir a geólogos e ingenieros como una herramienta útil para el análisis ambiental en ausencia de mejores datos o estimaciones.

1. Expresión (4) de Mulder y Syvitsky (1996)

$$Q_{av} = 0,161 A^{0,749} \quad r^2 = 0,743, \quad (Q_{av1})$$

2. Expresión (5) de Mulder y Syvitsky (1996)

$$Q_{av} = 1,439 \left(\frac{PA}{\cos(\alpha)} \right)^{0,821} \quad r^2 = 0,902, \quad (Q_{av2})$$

En estas expresiones Q_{av} es la descarga media del río en m^3/s , A representa el área en m^2 de la cuenca, P las precipitaciones anuales medias en m/s y α la pendiente media del río en radianes.

2.2.2. Estimación de la descarga de sedimentos

Para la estimación de la descarga de sedimentos (Q_s , en kg/s) se han considerado 6 expresiones empíricas propuestas en los siguientes trabajos: la expresión (1) en Mulder

y Syvitski (1996), Syvitski y Morehead (1999) y Syvitsky *et al.* (2000); las expresiones (2), (3) y (4) en Mulder y Syvitski (1996); la expresión (5) en Mulder *et al.* (2003) y la expresión (6) en Morehead *et al.* (2003).

1. Fórmula (6) de Syvitski y Morehead (1999)

Esta expresión también se utiliza en Syvitsky *et al.* (2000) (ecuaciones (7) y (8)).

$$Q_s = \beta \rho \sqrt{g} H^{\frac{3}{2}} A^{\frac{1}{2}}, \quad \beta = 2,410854962263924 \cdot 10^{-12}$$

o, equivalentemente,

$$Q_s = 2 \cdot 10^{-5} H^{\frac{3}{2}} A^{\frac{1}{2}}; \tag{Q_s1}$$

donde H es la altura máxima de la cuenca, g la gravedad y ρ es la densidad del grano (2.650 kg/m³).

2. Expresiones propuestas en Mulder y Syvitski (1996):

- Expresión (6)

$$Q_s = 7,24 \left(\frac{P A}{\cos(\alpha)} \right)^{0,718} \tag{Q_s2}$$

- Expresión (7)

$$Q_s = 2 A \alpha^{0,749} \tag{Q_s3}$$

- Expresión (9)

$$\log(Q_s) = 0,4058 \log(A) + 1,2789 \log(H) - 3,679 \tag{Q_s4}$$

3. Fórmula (2) de Mulder *et al.* (2003)

$$Q_s = \alpha_3 H^{\frac{3}{2}} A^{\frac{1}{2}} e^{k_3 T}, \quad \alpha_3 = 2 \cdot 10^{-5}, \quad k_3 = 0,1331; \tag{Q_s5}$$

4. Fórmula (18) de Morehead *et al.* (2003)

$$Q_s = 0,4 \cdot 10^{-5} 10^{k_4 T} H^{\frac{3}{2}} A^{\frac{1}{2}}, \quad k_4 = 0,0578; \tag{Q_s6}$$

2.2.3. Concentración máxima de sedimentos en condiciones de inundación

Se ha realizado el cálculo de la concentración máxima de sedimentos en condiciones de inundación (C_{flood}) para 4 de los ríos estudiados (Torrox, Verde, Guadalfeo y Adra). Para la estimación de C_{flood} (kg/m³) se ha utilizado la siguiente ecuación (Mulder y Syvitski, 1995):

$$C_{flood} = \bar{C} \left(\frac{Q_{flood}}{Q_v} \right)^b$$

donde Q_v es la descarga media del río o caudal (m^3/s), Q_s es la descarga media de sedimentos (kg/s) y $\bar{C} = Q_s/Q_v$ es la concentración media de sedimentos (kg/m^3), Q_{flood} es la descarga máxima (m^3/s) y b es el índice empírico exponencial (adimensional). Este índice, junto con el índice de coeficiencia a , definen una relación entre la concentración de sedimentos (C) y la descarga del agua (Q) para un determinado río. Esta relación (fórmula (2) de Mulder y Syvitski (1995)) se escribe como: $C = a Q^b$.

Para los ríos Torrox, Verde, Guadalfeo y Adra, tenemos estimaciones de los valores Q_v y Q_s , recogidos en Liqueste *et al.* (2005). Estos autores estiman Q_v a partir de una serie cronológica de descargas fluviales (1942-2000) y Q_s a partir de varios modelos empíricos de erosión.

Para la estimación de Q_{flood} se ha aplicado la relación entre el área de la cuenca de drenaje con el flujo o caudal máximo (Matthai, 1990), ya utilizada en otros trabajos para cálculos similares (Mulder y Syvitski, 1995) :

$$\log(Q_{flood}) = -0,07 \log(A^2) + 0,865 \log(A) + 2,084$$

para $A < 10^6$ km^2 , $r^2 = 0,99$ donde A es el área de la cuenca de drenaje (km^2).

Los índices de coeficiencia (a) y empírico exponencial (b) deberían calcularse empíricamente a partir de valores reales de concentraciones de sedimentos y de descargas de agua obtenidos en estudios hidrogeológicos (Mulder y Syvitski, 1995). Como no se dispone de estos datos empíricos de estos ríos, estos índices (a y b) pueden ser estimados a partir de varias fórmulas basadas en varias características de las cuencas fluviales (Syvitski *et al.*, 2000). En este trabajo, se ha usado aquellas formulas que explican un mayor porcentaje de la varianza:

$$\log(a) = 2,93 - 1,72 \log(Q_v) - 0,058 Lat$$

donde Lat es la latitud ($^{\circ}N$).

$$b = 0,64 - 0,50 \log(Q_v) + 0,23 \log(Q_s) - 0,32 \log(a).$$

2.2.4. Concentración crítica de sedimentos en el agua de mar

Para estimar la posibilidad de generar flujos en los ríos se aplicó el procedimiento desarrollado por Mulder y Syvitski (1995), basado en la determinación de la concentración máxima de sedimentos durante condiciones de inundación (C_{flood}) y la posterior comparación con la concentración crítica de sedimentos en el agua de mar (C_c).

Para la estimación de C_c (kg/m^3) se ha utilizado los datos de temperatura estacional ($^{\circ}C$) y la salinidad ($\%$) de los puntos más próximos a las desembocaduras de los ríos Torrox, Verde, Guadalfeo y Adra disponibles en "the World Ocean Atlas 2009" (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr_woa09.html con una separación entre puntos de un cuarto de grado) (Antonov *et al.*, 2010; Locarnini *et al.*, 2010). Para el cálculo de la densidad estacional del agua de mar (kg/m^3) en cada uno de

los puntos de las desembocaduras de los ríos estudiados se emplearon los algoritmos propuestos por Fofonoff y Millard (1983) a partir de los datos de temperaturas y salinidades anteriormente citados.

2.3. Campañas oceanográficas

Los datos geofísicos y sedimentológicos utilizados para el desarrollo de este trabajo de investigación, se han obtenido en 5 campañas oceanográficas llevadas a cabo por el Instituto Español de Oceanografía (IEO). En el caso de las campañas ESPACE, se realizaron en conjunto con la Secretaría General de Pesca Marítima (SGPM), en la actualidad Secretaría General del Mar (SGM). En estas campañas se adquirieron, tanto datos geofísicos con ecosonda multihaz y sísmica de alta y muy alta resolución (Geopulse, 3,5 kHz y TOPAS), como muestras de sedimentos mediante dragas, vibrocorer y posicionamiento GPS diferencial (*Differential Global Positioning System, DGPS*).

El objetivo principal del uso de los datos batimétricos ha sido caracterizar morfológicamente los depósitos fluviales observados en el área de estudio, así como las morfologías menores asociadas a los mismos. Por otro lado, los datos de reflectividad se han usado para la caracterización de las facies sedimentológicas de estas áreas, asociando las reflectividades obtenidas con los parámetros texturales de los sedimentos extraídos en las diferentes campañas, así como con los datos obtenidos en las simulaciones realizadas usando el modelo hidrodinámico. El procesado de esta información obtenida en diferentes años, va a permitir conocer aquellas zonas donde se produce erosión y sedimentación, acercándonos al entendimiento de la dinámica sedimentaria reciente de la zona.

Por otro lado, los perfiles sísmicos obtenidos con TOPAS (*Topographic Parametric Sonar*) y Geopulse nos proporcionarán, tras un análisis geomorfológico, información para caracterizar los diferentes depósitos fluviales, y otros tipos morfológicos menores, que se observan en el área de estudio. Del mismo modo, son un instrumento clave para estudiar la arquitectura estratigráfica de los sedimentos más recientes.

Las muestras de sedimento superficial se han utilizado para: a) Caracterizar el tamaño de grano del sedimento, b) Servir de apoyo en la interpretación de las facies sedimentológicas a partir de los datos de reflectividad obtenidos con la ecosonda multihaz y c) Intentar definir áreas fuente de los sedimentos a partir de un análisis geoquímico de los mismos.

2.3.1. Campañas ESPACE 01 y ESPACE 02

Ambas campañas se desarrollaron entre los meses de abril y septiembre del 2001 (ESPACE 01) y 2002 (ESPACE 02), a bordo del *B/O Teresa Rosa*. En ellas se obtuvieron datos de batimetría y reflectividad con una **Ecosonda Multihaz** dual de alta de resolución (*Kongsberg Simrad EM3000D*) con la que se barrió la zona entre Almerimar (Almería) y la Línea de la Concepción (Cádiz). La toma de datos en ambas campañas

se llevó a cabo realizando transectos subparalelos a la pendiente de la plataforma continental a una velocidad de 10 nudos. El solape medio entre ellos fue del 10 al 15 % de su anchura, cubriéndose totalmente la zona comprendida entre las profundidades de 9-10 m hasta los 160 m, salvo en aquellas zonas someras, donde por seguridad, se deja sin explorar una zona de, como máximo, unos 350 m a la costa. Los datos, una vez procesados, se almacenaron en un archivo con formato ESRI Grid, a una resolución espacial de 5×5 metros proyectados en UTM zona 30 en el elipsoide WGS-84.

Del total de la información batimétrica obtenida en estas campañas, se ha utilizado para este estudio, un total de 662,8 km² de área barrida por la ecosonda multihaz de la campaña SPACE 01, en concreto entre el municipio de Torrox (Málaga) y el núcleo ejidense de Balerna (Almería) (Fig. 2.2). Estos datos pertenecen a 4 hojas de la Serie cartográfica “*Estudio de la Plataforma Continental Española*”, editada por el Instituto Español de Oceanografía: (a) Hoja MC052 (Almerimar) (Sanz *et al.*, 2004a), (b) Hoja MC053 (Adra) (Sanz *et al.*, 2004b), (c) Hoja MC054 (Motril) (Sanz *et al.*, 2006a) y (d) Hoja MC055 (Almuñecar) (Sanz *et al.*, 2006b).

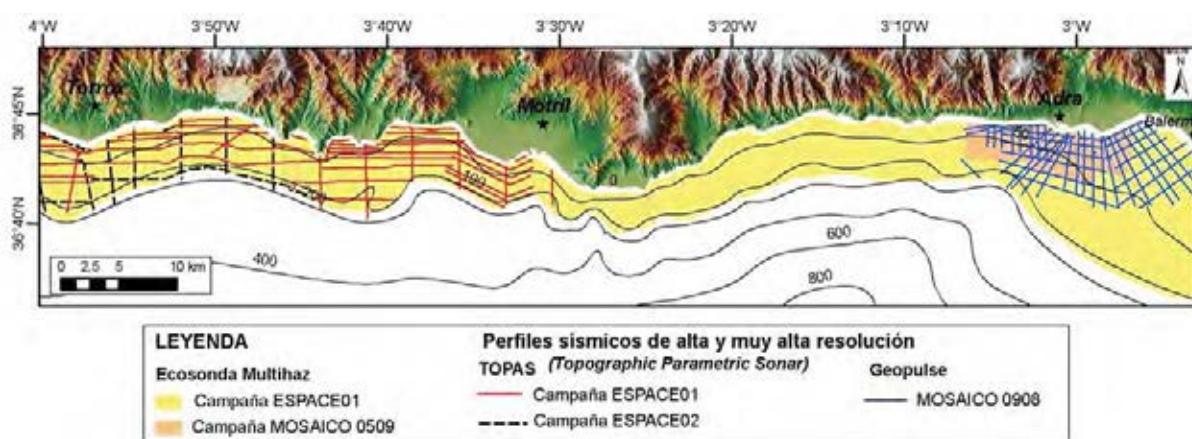


Figura 2.2: Situación de los perfiles sísmicos y zona barrida mediante la ecosonda multihaz de las diferentes campañas oceanográficas.

Por otro lado, el área comprendida entre el municipio de Motril (Granada) y La Línea de la Concepción, se prospectó con el sistema de sismica de alta resolución *TOPAS*, con el que se obtuvo una malla de perfiles sísmicos perpendiculares y paralelos a la línea de costa a lo largo de toda la plataforma continental, en un rango de profundidad entre los 7-8 m y los 150 m. Para este trabajo se han utilizado un total de 82 perfiles de TOPAS (46 perfiles de la campaña SPACE 01 y 14 de la campaña SPACE 02), los cuales cubren la plataforma continental entre los municipios de Torrox (Málaga) y Motril (Granada) (Fig. 2.2).

Para el muestreo de sedimentos superficiales se utilizó la draga *Van Veen* con la que se recogieron alrededor de 500 muestras entre el límite de Almería con Murcia y La Línea de la Concepción (Cádiz). Del total de muestras recogidas se han utilizado únicamente 177 muestras (Fig. 2.3). De las muestreadas en 2001 se han seleccionado

110 muestras, mientras que de las obtenidas en el año 2002 corresponde un total de 67 las muestras utilizadas, con una distancia entre muestras que oscila entre los 2 y los 6 km.

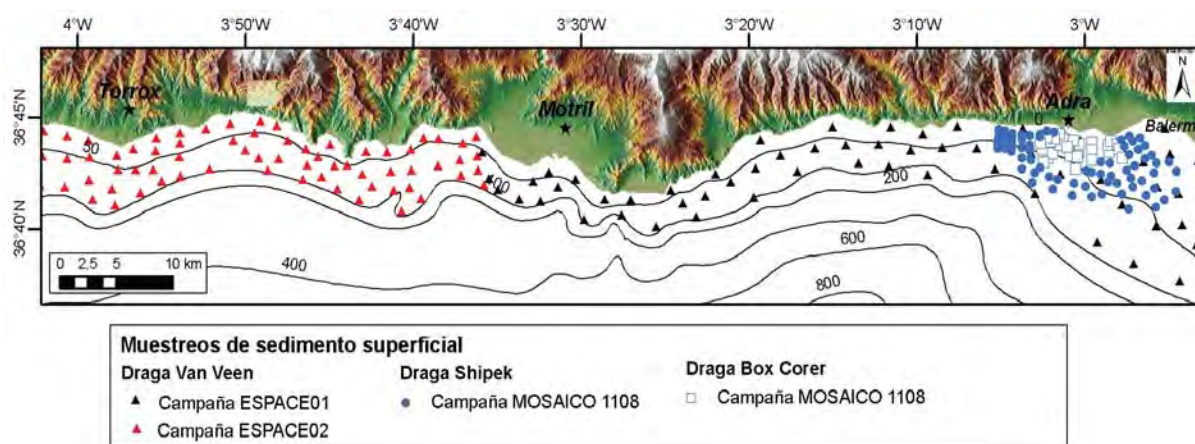


Figura 2.3: Situación de las muestras de sedimento superficiales obtenidas con dragas tipo *Van Veen*, *Shipek* y *Box Corer* a lo largo de las distintas campañas oceanográficas en las que se basa este estudio.

2.3.2. Campaña MOSAICO 0908

Esta campaña de prospección geofísica se llevó a cabo entre el 25 de septiembre y el 5 de octubre de 2008 a bordo del *B/O Odón de Buen*. Se prospectó la plataforma continental frente a la localidad de Adra (Almería), cubriéndose la zona del prodelta del Río Adra y las zonas adyacentes, a una velocidad media de 3 nudos. Se obtuvieron un total de 43 líneas sísmicas paralelas o semiparalelas a la línea de costa. Se utilizaron dos tipos de sistemas sísmicos: a) *Geopulse*, como sistema sísmico de media penetración y b) *Penetrador de sedimentos (3,5 kHz)*, para la obtención de sísmica de muy alta resolución.

Se obtuvieron, aproximadamente, un total de unas 137 millas náuticas de perfiles, lo que supuso unos 11 Gb de archivos digitales. Los perfiles se realizaron en dirección perpendicular y paralelos a las isóbatas entre los 7 m y los 165 m de profundidad (Fig. 2.2). Para este trabajo de investigación se han utilizado las 43 líneas sísmicas adquiridas con *Geopulse*.

2.3.3. Campaña MOSAICO 1108

Se realizó entre los días 22 de noviembre y 5 de diciembre de 2008 a bordo del *B/O Odón de Buen*. Las áreas muestreadas se corresponden con los prodeltas de los ríos Adra y Guadalfeo y zonas adyacentes. El objetivo principal de esta campaña fue la caracterización sedimentológica de los depósitos prodeltaicos y para ello se recogieron 167 muestras de sedimentos superficiales con draga *Shipek* y *Box Corer* y 15 sondeos por vibración (*Vibrocorer*). Se realizaron en un rango de profundidades entre los 7 m

y los 96 m. Para este estudio se han utilizado un total de 98 muestras, 71 recogidas con draga *Shipek* y 27 con *Box Corer*, localizadas en la zona del prodelta del Río Adra (Fig. 2.3).

2.3.4. Campaña MOSAICO 0509

Dicha campaña se realizó entre el 2 y el 8 de mayo de 2009 a bordo del *B/O Odón de Buen*, muestreándose el área del prodelta del Río Adra y zonas adyacentes. En el transcurso de la campaña se obtuvieron datos de batimetría y reflectividad usando la ***Ecosonda Multihaz EM3002D*** a una velocidad media de 8 nudos. Las derrotas se diseñaron en dirección paralela o semiparalela a las líneas batimétricas abarcando un área de unos 51 km², en un rango de profundidad entre los 7 y los 82,5 m (Fig. 2.2). Se realizaron aproximadamente 276 millas náuticas de navegación, lo que supuso unos 16 Gb de archivos digitales en formato *.raw*. Para este trabajo de investigación, se ha utilizado el total de los datos recogidos en esta campaña. Los datos fueron proyectados en UTM Zona 30N en el Elipsoide WGS-84.

2.4. Métodos de Mar

En este apartado se exponen los diferentes equipos utilizados para la obtención de los datos geofísicos y sedimentológicos necesarios para llevar a cabo este trabajo de investigación.

2.4.1. Métodos geofísicos

Los datos batimétricos y de reflectividad se adquirieron utilizando la *Ecosonda Multihaz* y mediante la utilización de *TOPAS* y *Geopulse*, se obtuvieron los perfiles sísmicos del suelo y subsuelo marino.

2.4.1.1. Ecosonda Multihaz

La gran ventaja del uso de la tecnología multihaz es el grado de cobertura tan elevado que se consigue con una sola pasada sobre la zona a prospectar. Esto permite asegurarnos de que, a diferencia de las ecosondas monohaces, se tiene una cobertura de casi el 100 % del fondo marino, proporcionándonos así una gran densidad de datos a la vez que una mayor resolución en los mismos y, por tanto, se aumenta notablemente la definición de la morfología del fondo marino.

Los sistemas de ecosondas multihaces emiten numerosos haces acústicos, con el propósito de cuantificar la profundidad del fondo submarino. El sistema mide el tiempo que tarda cada onda emitida en recorrer la distancia existente desde la superficie hasta el fondo del mar, donde se refleja, y su vuelta a la superficie.

En concreto, las ecosondas utilizadas para la toma de datos batimétricos, en este estudio han sido (Tabla 2.2): a) La *EM3000 Dual* y b) la *EM3002 Dual*, ambas de *Kongsberg Simrad* y operativas desde los 0,5 m hasta los 200 m de profundidad. La primera de ellas se utilizó en el proyecto SPACE y la segunda en la toma de datos batimétricos del proyecto MOSAICO.

Características Técnicas	EM3002D	EM3000D
<i>Frecuencia nominal (kHz)</i>	300	300
<i>Cobertura angular</i>	130° - 160°	140° - 170°
<i>Nº de sondas por barrido</i>	508	254
<i>Anchura del haz</i>	1,5° × 1,5°	1,5° × 1,5°
<i>Resolución en profundidad (cm)</i>	1	5
<i>Tasa de disparo (Hz)</i>	máximo de 40	25
<i>Nº de haces × disparo × cabeza (Hz)</i>	aprox. 140	120

Tabla 2.2: Características técnicas de las ecosondas multihaz EM3000 Dual y EM3002 Dual, de Kongsberg Simrad.

El sistema de una ecosonda multihaz se compone de las siguientes unidades (Fig. 2.4):

- **Dos transductores** (*Sonar Head*): Esta unidad posee una componente electrónica receptora y otra emisora. Es la única parte del sistema que va sumergida.
- **Unidad de procesamiento:** Lleva a cabo la formación del haz, la detección del fondo y controla los transductores respecto a la ganancia, tasa de disparo y ángulo de emisión. A ella llegan los datos de los sensores externos, como la unidad de movimiento inercial, la posición del barco y el reloj externo.
- **Estación de trabajo del operador:** Contiene la pantalla del operador, las pantallas de datos recogidos que registra en un disco DVD o en cintas DAT. La profundidad, la imagen del fondo, la posición y movimientos del barco, la velocidad del sonido y los parámetros de instalación y puesta a punto son los datos que se graban de forma estándar. La estación del operador transforma los datos de ángulos y rango a coordenadas *xyz*, aplicando todas las correcciones requeridas.
- **Unidades adicionales:** Sensor de movimiento del barco, sistema de posicionamiento, sensor de velocidad del sonido y sistema de post-procesado. Los perfiles de velocidad del sonido se cargan desde un sensor CTD, aunque la sonda también usa un sensor de velocidad del sonido que va instalado junto a los transductores para leer continuamente y en tiempo real la velocidad del sonido a la profundidad de los transductores.

Para corregir los efectos de los cambios de salinidad y temperatura en la velocidad del sonido en el agua, se realizó diariamente, en cada una de las campañas, un perfil de velocidad del sonido mediante una sonda CTD. Los perfiles de velocidad del sonido se

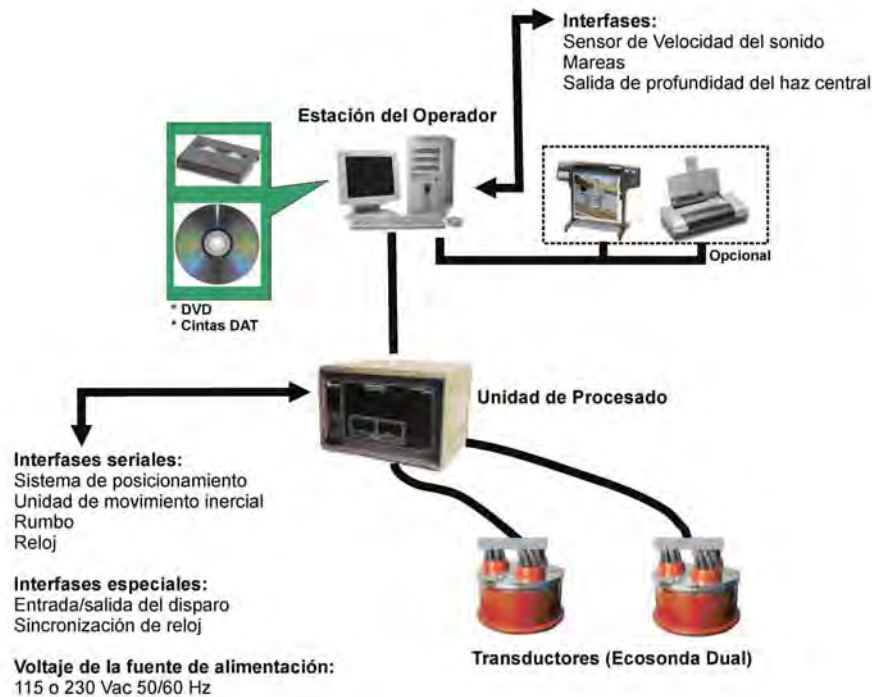


Figura 2.4: Unidades del sistema de la Ecosonda Multihaz.

realizaron al comienzo de cada día de trabajo, a una profundidad mayor a la máxima que se preveía alcanzar durante la jornada.

2.4.1.2. Sistemas sísmicos de muy alta resolución: TOPAS y Geopulse

Los sistemas sísmicos por reflexión utilizados (TOPAS y Geopulse), se basan en la emisión de un pulso acústico a través del agua y la posterior recogida de sus ecos, procedentes de la reflexión de la energía sísmica transmitida al incidir en una interfase acústica, o zona del subsuelo donde existe algún contraste de impedancia acústica. Las interfases acústicas separan materiales de distinta impedancia y se comportan frente a los pulsos acústicos como espejos, reflejando gran parte de la energía emitida. Al producirse el registro de las ondas reflejadas, estas interfases quedarían representadas en este registro en forma de reflectores sísmicos que, normalmente, no tienen porque coincidir con una superficie física concreta del subsuelo geológico, pero sí con una variación de una propiedad física que responde a un concepto geológico concreto. Al ir avanzando el barco según un rumbo constante prefijado, el resultado es un registro donde queda representada la disposición geométrica del fondo marino y los reflectores del subsuelo por donde ha pasado el barco. El eje horizontal de dicho registro es la distancia recorrida por el buque, mientras que la variable vertical es el tiempo, a partir del cual se puede conocer la profundidad de los reflectores, midiendo la diferencia de tiempos desde la emisión del pulso hasta la recepción de un eco determinado y multiplicando este tiempo por la velocidad de propagación del sonido en el medio (Trabant, 1984; Abarzuza, 1991).

A. TOPAS (*Topographic Parametric Sonar*)

El perfilador paramétrico del subsuelo, TOPAS (*Topographic Parametric Sonar*) es un aparato diseñado para obtener perfiles sísmicos de muy alta resolución del subsuelo marino. Estos sistemas utilizan una antena paramétrica aprovechando las características de propagación no lineal del agua para generar un pulso acústico de baja frecuencia, desde una emisión de alta frecuencia corta o desde la intermodulación de dos señales de alta frecuencia.

El sistema TOPAS puede operar con varias formas del pulso: pulso simple (modo *Ricker*), modo CW (modo *Continuous Wave*), pulsos FM (modo *Chirp*). Otra característica importante de este sistema es que el haz acústico es estabilizado corrigiendo el balanceo, el cabeceo y el movimiento vertical del barco, obteniéndose una mejor definición de la señal del fondo del mar. Los sistemas TOPAS tiene la capacidad de procesar en tiempo real y presentar los datos brutos y procesados en un monitor, en una impresora o en un registrador gráfico. Los parámetros de procesado se pueden ajustar para alcanzar la mejor calidad de los datos. El almacenaje de los datos se puede realizar en discos duros, en cintas magnéticas, CDs o DVDs.

El rango de resolución del sistema es menor de 0,1 m y tiene una capacidad de penetración de más de 100 m dependiendo del sedimento, profundidad de agua y ruido ambiental. La profundidad de agua operacional va desde los 30 m hasta más de 1.000 m. La tasa de almacenaje de datos es de 1 Mbyte por minuto disparando a una frecuencia de 1 Hz.

En concreto, el sistema utilizado se corresponde con el modelo **TOPAS PS 040** que comprende las siguientes unidades principales (Fig. 2.5):

- **Fuente acústica paramétrica (PS 040):** Consiste en un amplificador de potencia lineal, una matriz de transductores y otra de hidrófonos. La anchura del haz es de 7° en la dirección del barco y de 4° a las bandas.
- **Unidad de operación y procesado:** Está formada por una unidad de interfase y una estación de trabajo UNIX. La unidad de interfase se encarga del intercambio analógico-digital de los datos y de la conversión digital-analógica para la salida al registrador gráfico. La estación de trabajo contiene la interfase del operador, el cual se basa en ventanas, presentando en pantalla los datos brutos y procesados, la grabación de los datos a disco o cintas y los mensajes del estado del sistema, así como otras informaciones desde fuentes externas.
- **Unidades periféricas:** El sistema TOPAS recibe desde unidades exteriores los datos de posición (*Differential Global Position System*, DGPS), los de profundidad (ecosonda) y los del movimiento del barco (*Inertial movement unit*, IMU). Además, envía datos procesados a un registrador gráfico para obtener los datos en papel.

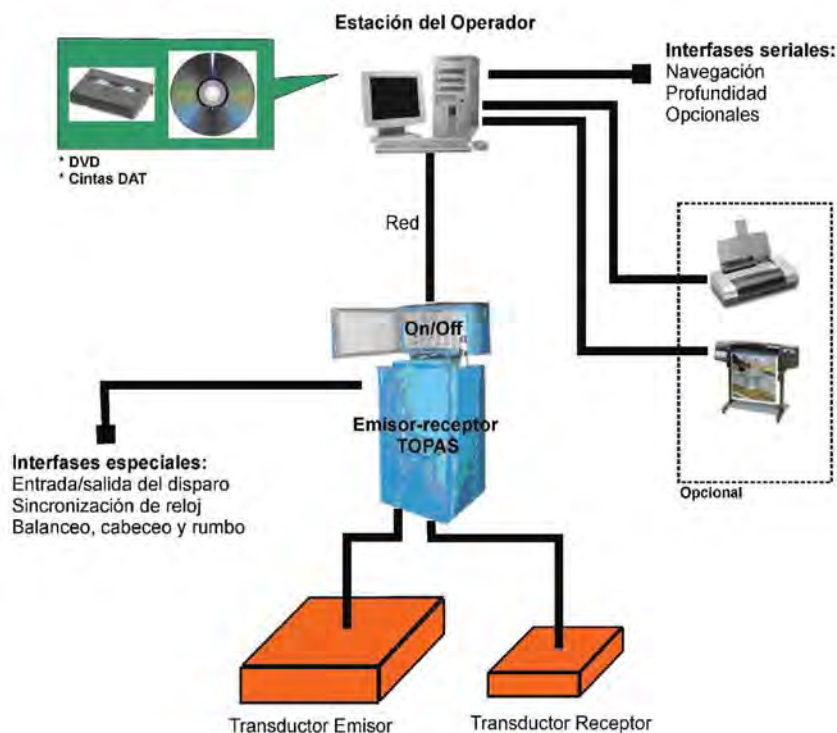


Figura 2.5: Configuración del sistema TOPAS PS 040.

B. GEOPULSE

Se trata de un sistema de alta resolución (0,3-0,5 m) y media penetración (75-100 m). La energía del pulso de emisión se encuentra entre 75-1.000 J y el rango de frecuencia que puede utilizarse está entre 200-2.000 kHz.

Este sistema se subdivide en varios subsistemas:

- **Banco energético:** Grupo de capacitadores que pueden liberar una corriente de alto voltaje.
- **Receptor o Streamer:** Subsistema compuesto por varios elementos receptores pasivos denominados hidrófonos y por un amplificador previo, alojados en un elemento flexible de PVC y relleno de un líquido oleaginoso. Dicho líquido proporciona a los hidrófonos flotabilidad positiva y genera un medio con una impedancia acústica similar a la del agua marina.
- **Registrador sísmico de precisión:** Tiene las funciones de recibir la señal eléctrica del hidrófono, filtrar, amplificar y elaborar el perfil sísmico a la escala de tiempo considerada. Se utiliza tanto un registrador analógico como digital.

Durante la toma de datos en la campaña MOSAICO 0908 el sistema de Geopulse se llevó remolcado en la popa de la embarcación y estaba compuesto por un catamarán y una línea de hidrófonos (Fig. 2.6). La energía del pulso de emisión fue de 175 Julios y la señal se filtró mediante un filtro paso banda 0,5-2 kHz.

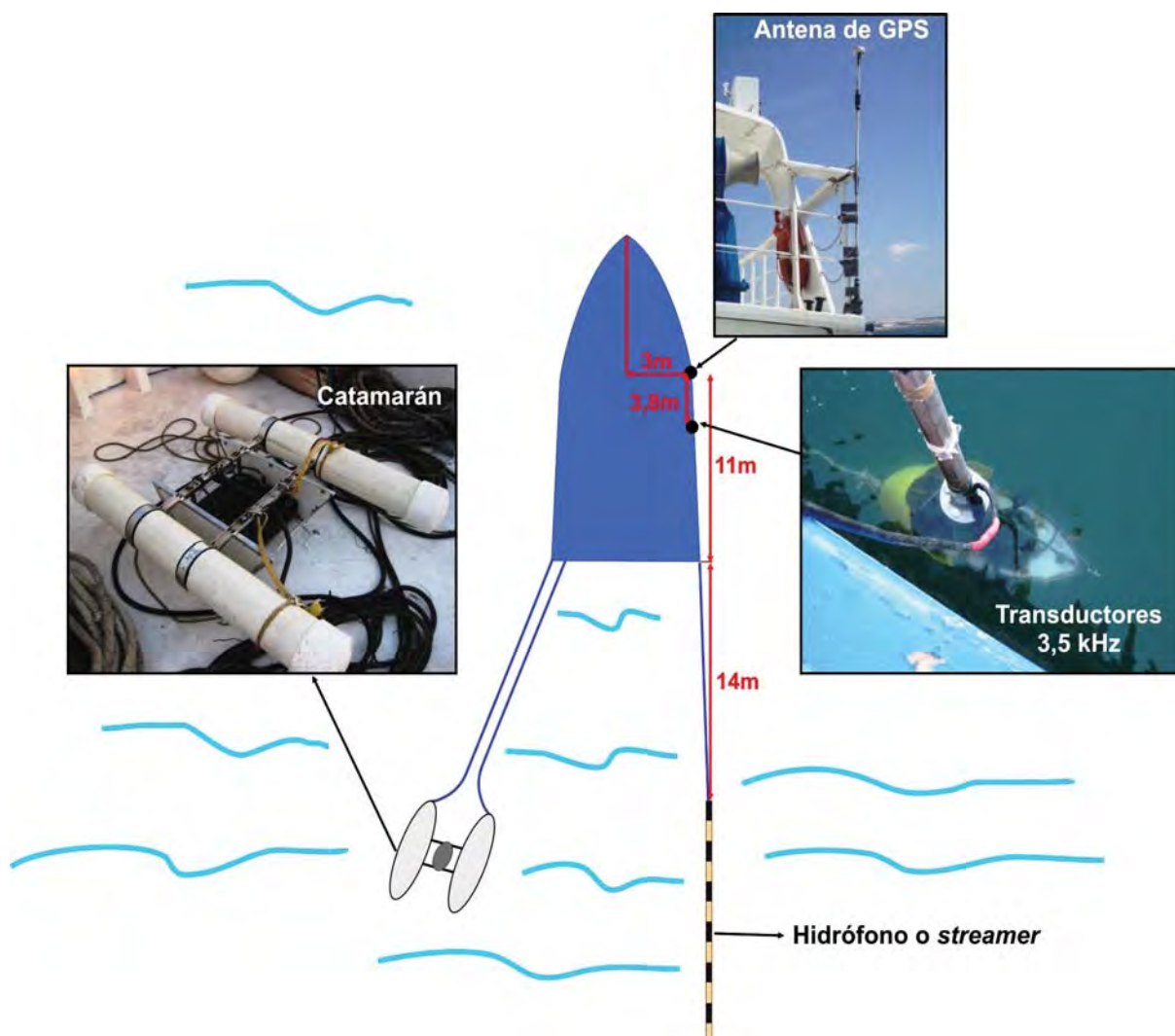


Figura 2.6: Disposición de los equipos en el barco durante la campaña MOSAICO 0908, en relación a la posición de la antena GPS. Las distancias representadas son utilizadas para corregir los *offsets* y obtener la posición real de los datos de cada uno de los equipos.

La señal recibida se grabó en formato SEG-Y (de extensión .sgy) mediante el software *SonarWiz* que convertía la señal analógica de los equipos utilizados (Geopulse y Penetrador de Fangos: 3,5kHz) en señal digital. Se grabaron en dos canales, correspondiendo el canal 1 al penetrador de fangos y el canal 2 al Geopulse. La longitud del registro (*Record length*) fue de 250 ms y el intervalo de disparo (*Trigger interval*) de 400 ms. Se obtuvo un total de 260 archivos en formato SEG-Y, los cuales contenían ambos canales, para 43 líneas sísmicas. Esta información se almacenó en soporte óptico (DVD) y en un disco duro portátil. Como se ha indicado en la descripción de la campaña MOSAICO 0908, solamente ha sido posible utilizar para el desarrollo de este trabajo los datos de Geopulse debido a la baja calidad de los datos obtenidos mediante el Penetrador de Fangos.

2.4.2. Métodos de muestreo

Las muestras de sedimento superficial utilizadas en este estudio han sido obtenidas mediante 3 tipos de dragas: *Van Veen*, *Shipek* y *Box Corer* (Fig. 2.3).

2.4.2.1. Técnicas de muestreo del sedimento superficial: draga *Van Veen*, *Shipek* y *Box Corer*

El sistema de cucharas o dragas se considera el más elemental en la toma de muestras de sedimentos superficiales. Básicamente, consiste en un equipo (cuchara) que cuelga de un cable, el cual, al bajar al fondo del mar va en posición abierta. Choca con el fondo y, al tirar del cable se cierra y con ello se recupera una cantidad de sedimento.

A. DRAGA VAN VEEN

La draga *Van Veen* está compuesta de dos cazoletas articuladas y enfrentadas que giran alrededor de un eje que las une (Fig. 2.7). Los extremos de las cazoletas están ensamblados mediante una cadena o barra de metal a un enganche que cuelga de un cabo que mantiene la draga abierta en la bajada hacia el fondo. Cuando la cuchara impacta con el fondo, salta el enganche y, en la maniobra de virado, se unen ambas cazoletas atrapando el sedimento en su interior.

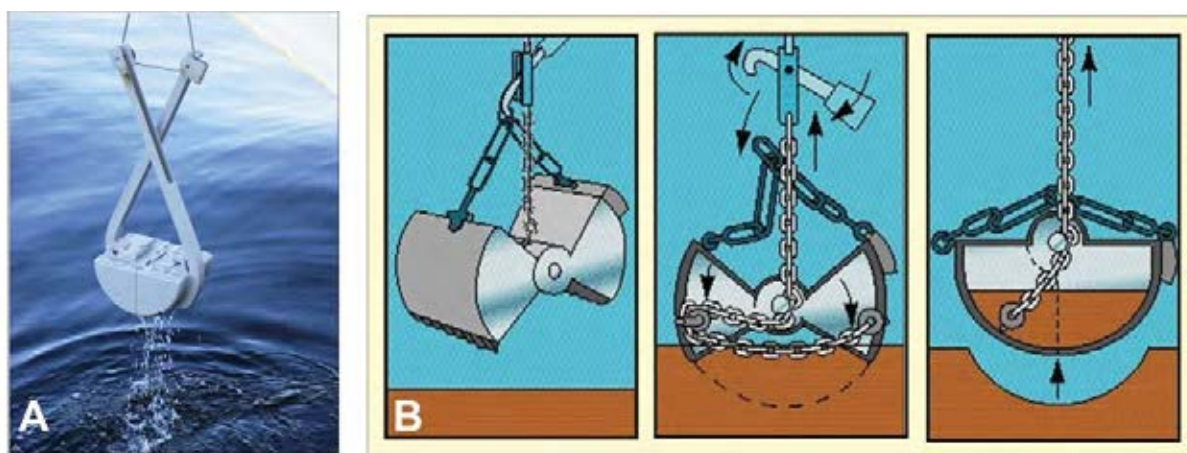


Figura 2.7: A. Draga *Van Veen* en el momento de muestrear y, B. Modo de operar de la draga *Van Veen*.

B. DRAGA SHIPEK

La draga *Shipek* está compuesta de una cazoleta que gira sobre un eje central (Fig. 2.8). La draga va abierta en la bajada hacia el fondo. Una vez que ésta impacta con el fondo, salta el enganche que la mantiene abierta haciendo que la cazoleta gire 180 grados y atrape el sedimento en su interior.

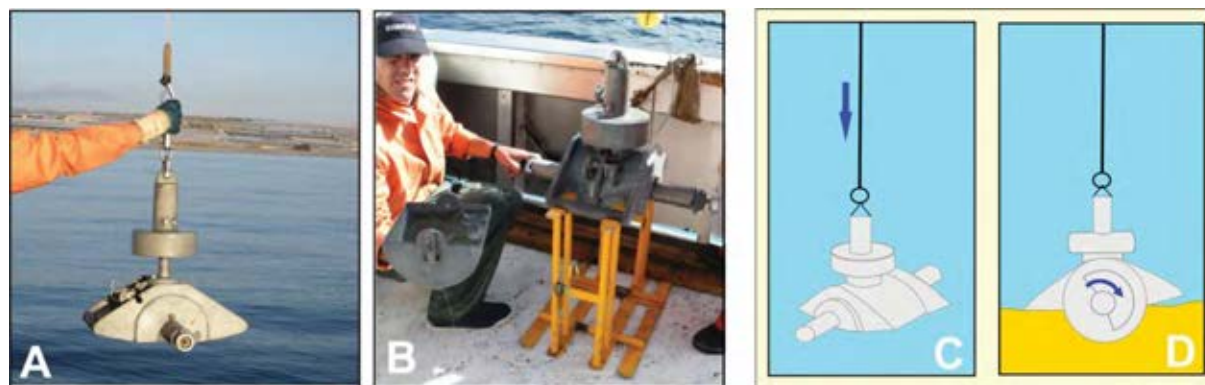


Figura 2.8: A. Draga *Shipek* en el momento de lanzarla para el muestreo en la campaña MOSAICO 1108, B. Cazoleta cargada de sedimentos y desmontada para la recogida de la muestra, C y D. Modo de operar de la draga *Shipek*.

C. DRAGA BOX CORER

La draga *Box Corer* o draga de caja, permite obtener una columna de sedimentos con muy poco grado de mezcla o perturbación de forma que se preserve la estructura original de la muestra. El procedimiento de muestreo con la draga *Box Corer* se muestra en la Figura 2.9. En primer lugar, la draga se sumerge en el agua con el brazo abierto y, cuando se encuentre a 5 m del fondo, se detiene el lanzamiento y se deja un minuto de estabilización. En segundo lugar, se lanza en caída libre desde esta distancia, de manera que el cajetín se introduce en el fondo y, por último, al virar, el cajetín de la draga se cierra mediante un brazo que gira. La draga utilizada presenta un área de $10 \times 17 \text{ cm}^2$ y penetra unos 35 cm en el sedimento.

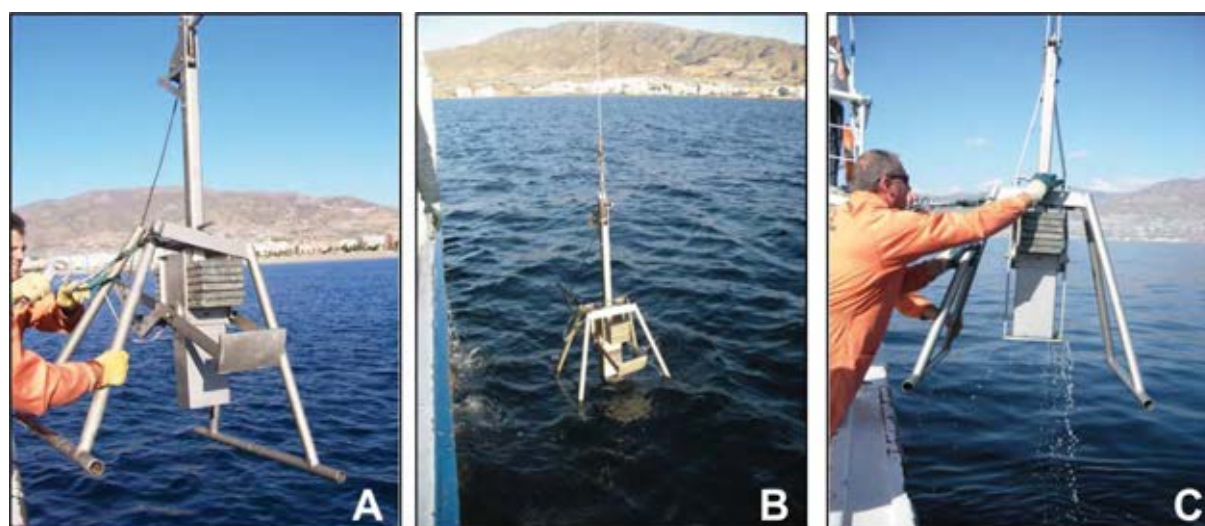


Figura 2.9: A. Lanzamiento de la draga *Box Corer* con el cajetín abierto, B. Inmersión y, C. Arriado de la draga donde se puede ver el cajetín cerrado.

2.5. Procesado y análisis de los datos geofísicos

El paso siguiente a la obtención de los datos es el procesado y análisis de los datos obtenidos para prepararlos para su interpretación.

2.5.1. Procesado de los datos geofísicos

El procesado de los datos geofísicos se ha realizado con distintos *software*. Por un lado, para los datos batimétricos y de reflectividad, se han utilizado los *software Neptune* y *CARAIBES* y, para los perfiles sísmicos de muy alta resolución, el programa de procesado *Kingdom Suite*.

2.5.1.1. Procesado de los datos batimétricos y de reflectividad

Los datos batimétricos obtenidos con la ecosonda multihaz, han sido procesados con dos tipos de *software*, en función de la campaña en la que han sido obtenidos. Este procesado se detalla a continuación.

A. *Procesado de los datos batimétricos y de reflectividad obtenidos durante la Campaña ESPACE01*

Los datos brutos de profundidad (archivos .all) obtenidos con la ecosonda EM3000D, fueron procesados con el *software Neptune*. El procesado comienza dividiendo automáticamente cada cuadrícula, de $1' \times 1'$, en bloques de 500.000 puntos de sonda, siendo el número de bloques creados inversamente proporcional a la profundidad y a la velocidad del barco. A cada bloque se le aplica un filtrado automático consistente en la eliminación de puntos con errores de posición o batimetría, fuera de límites o sin agrupación significativa. A los datos de batimetría también se le aplica la corrección de la marea. A continuación, y dentro del módulo de limpieza estadístico de datos (*BinStat*) de *Neptune*, se realiza un tratamiento manual, eliminando falsas reflexiones, interferencias, picos extraños y cualquier otro error que pueda aparecer. Este proceso se graba en archivos de texto donde queda constancia de todo el tratamiento que han recibido dichos datos. Finalmente, se graban dos archivos ASCII de profundidad y de reflectividad con los datos x,y,z depurados.

Posteriormente, los datos binarios depurados se procesan con el *software C-Floor*, obteniéndose isóbatas equidistantes 2 m en formato DGN, así como matrices de profundidad. De esta matriz de profundidad se obtiene una malla 5×5 m, utilizando el método *gridding* basado en un esquema gaussiano de peso promediado, pues es el mejor que se ajusta a la batimetría en ausencia de artefactos (Wright *et al.*, 2000).

B. *Procesado de los datos batimétricos obtenidos en la Campaña MOSAICO 1108*

El procesado de los datos batimétricos obtenidos con ecosonda multihaz EM3002D, al igual que los de reflectividad que se describen en el apartado siguiente, se ha realizado en el Centro Oceanográfico de Málaga empleando el *software CARAIBES* versión 3.5,

diseñado por IFREMER. El diagrama de flujo del procesado de batimetría se muestra en la Figura 2.10.

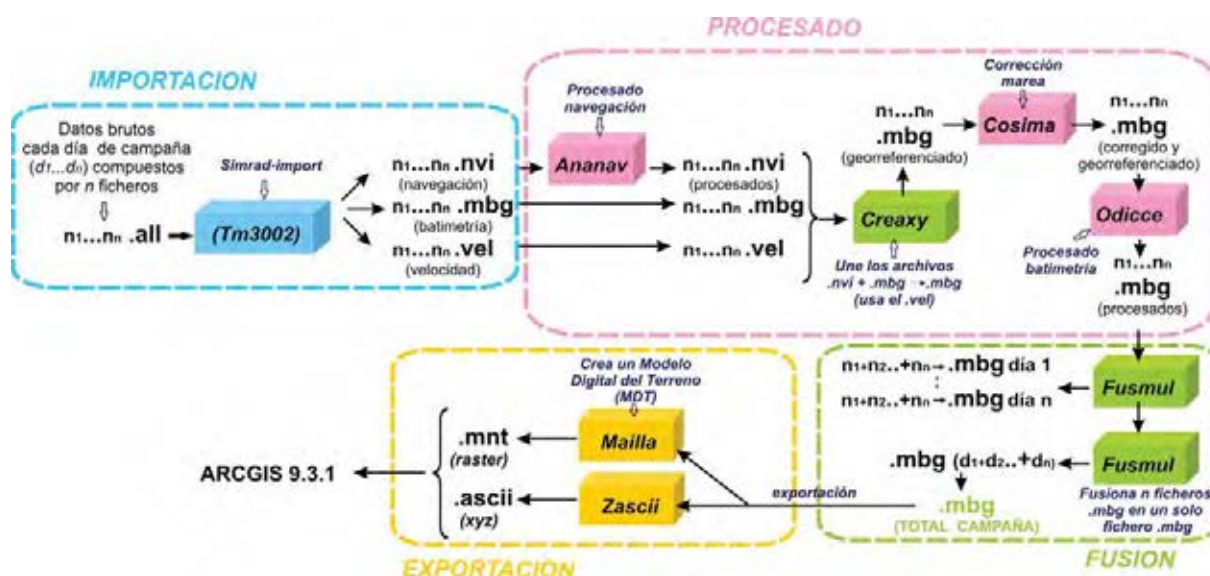


Figura 2.10: Diagrama de flujo del procesado realizado con el *software CARAIBES* de los datos batimétricos obtenidos en la campaña MOSAICO 1108.

Los datos brutos (archivos con extensión .all) se importaron empleando el módulo TM3002, el cual extrae de cada uno de estos archivos brutos tres tipos de ficheros: a) *Ficheros de navegación* (.nvi), con información acerca de la posición geográfica del buque durante la navegación, b) *Ficheros de batimetría* (.mbg), con los datos batimétricos y c) *Ficheros del perfil de velocidad* (.vel) que presentan la información del perfil de velocidad que se ha empleado durante la obtención de los datos.

Los ficheros de navegación han sido revisados empleando el módulo ANANAV, que permite visualizar las derrotas de la navegación con el objeto de poder localizar posibles errores o falta de datos. Posteriormente, se fusionan los ficheros de navegación, batimetría y perfil de velocidad del sonido, a través del módulo CREAXY para obtener ficheros de batimetría georreferenciados. A estos datos batimétricos georreferenciados se les aplica una corrección con el fin de paliar los errores provocados por los cambios del nivel del mar durante su obtención (ondas de marea, cambios de presión atmosférica, dinámica de corrientes, etc.). Para realizar esta corrección se ha utilizado el módulo COSIMA, el cual proporciona un fichero corregido a partir del original y da una tabla que contiene el nivel del mar a intervalos regulares de tiempo. Esta tabla se crea a partir de los datos del mareógrafo del Puerto de Almería, perteneciente a Puertos del Estado.

Los ficheros .mbg georreferenciados, con corrección de marea, son procesados mediante la subrutina ODICCE, que permite visualizar los datos batimétricos y eliminar las sondas anómalas, provocadas por objetos existentes en la columna de agua (normalmente bancos de peces) o por ruidos provocados por movimientos bruscos del barco,

burbujas de aire o cualquier otro agente generador de ruido. La identificación de estas sondas anómalas se ha hecho de forma manual. Este procesado se ha realizado para cada día por separado. Una vez eliminadas las sondas anómalas, todos los ficheros pertenecientes a un mismo día de trabajo han sido fusionados en un único archivo, empleando para esto la subrutina FUSMUL. Estos archivos resultantes han sido de nuevo unidos en único archivo, el cual contiene la información de toda la campaña.

Se han empleado dos técnicas para exportar este archivo de forma que fuese compatible con ArcGis: a) Realizando un raster mediante la subrutina MAILLA con una resolución de $5\text{m} \times 5\text{m}$. El archivo obtenido es del tipo "*Digital Terrain Model*" (extensión .mnt); b) Exportando los datos en formato ASCII (x,y,z).

B. *Procesado de los datos de reflectividad obtenidos en la Campaña MOSAICO 1108*

Para el procesado de los datos de reflectividad, en primer lugar se ha llevado a cabo la importación de los datos brutos (.all) con el módulo TFIMSI (Fig. 2.11), generando dos tipos de ficheros (.im y .IM).

El procesado de reflectividad impone que el conjunto de líneas a procesar posea una misma dirección. Para ello, es necesario preparar los ficheros de navegación, ya procesados anteriormente, que se van a utilizar con el fin de realizar una selección de líneas con la misma dirección general. Para lo cual utilizamos de nuevo el módulo ANANAV, con el que se han creado ficheros .profile, que permite efectuar la separación de las líneas o trozos de líneas, en función de su dirección, así como la obtención, a partir de histogramas, de la dirección general de las mismas.

Cada grupo de ficheros seleccionados con una misma dirección se introducen en el módulo EPREMO, que prepara los datos para la creación del mosaico de reflectividad, el cual será generado posteriormente con el módulo EREAMO. Para la preparación del mosaico, el módulo solicita la siguiente información: a) Ficheros de batimetría provenientes del módulo ODICCE (.mbg georreferenciados y procesados), b) Ficheros .profile correspondientes a las líneas seleccionadas con una misma dirección y c) Valor del azimut del mosaico a generar o dirección general de los perfiles del grupo de líneas a procesar. Como datos de salida genera tres tipos de ficheros: a) Fichero de comandos para la generación del mosaico (.cmd), b) Fichero de datos de desviación (.lac) y c) Fichero de localización geográfica (.geo_imo).

Los archivos obtenidos se utilizan como ficheros de entrada del módulo EREAMO el cual genera un archivo .imo (mosaico de reflectividad). El tamaño de celda elegida para realizar el mosaico ha sido de 5×5 m. Una vez creado el mosaico, se visualiza y edita mediante el módulo ANALIM. Con este módulo se ajustan las escalas de contraste obtenidas para igualar la escala a todas las imágenes. Mediante el módulo EFILTR se realiza la interpolación con datos adyacentes o filtrado de los valores del mosaico de imagen para no dejar píxeles sin datos de reflectividad. Se aplica la interpolación tres veces consecutivas. Mediante el módulo CARTIM, se previsualizan los datos georreferenciados, como paso previo a la exportación a ArcGis. Por último, se exportan los datos en formato ASCII (x,y,valor de reflectividad) a través del módulo MOSASC.

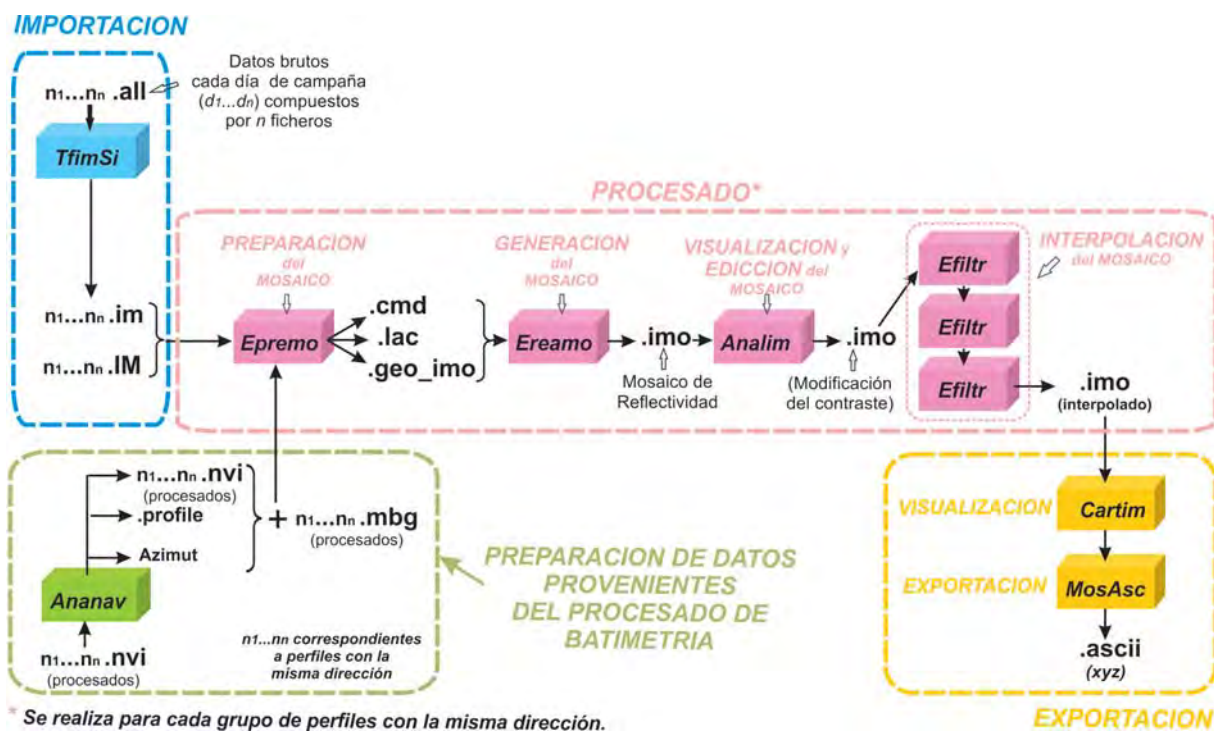


Figura 2.11: Diagrama de flujo del procesamiento realizado con el *software* CARAIBES de los datos de reflectividad obtenidos en la campaña MOSAICO 1108.

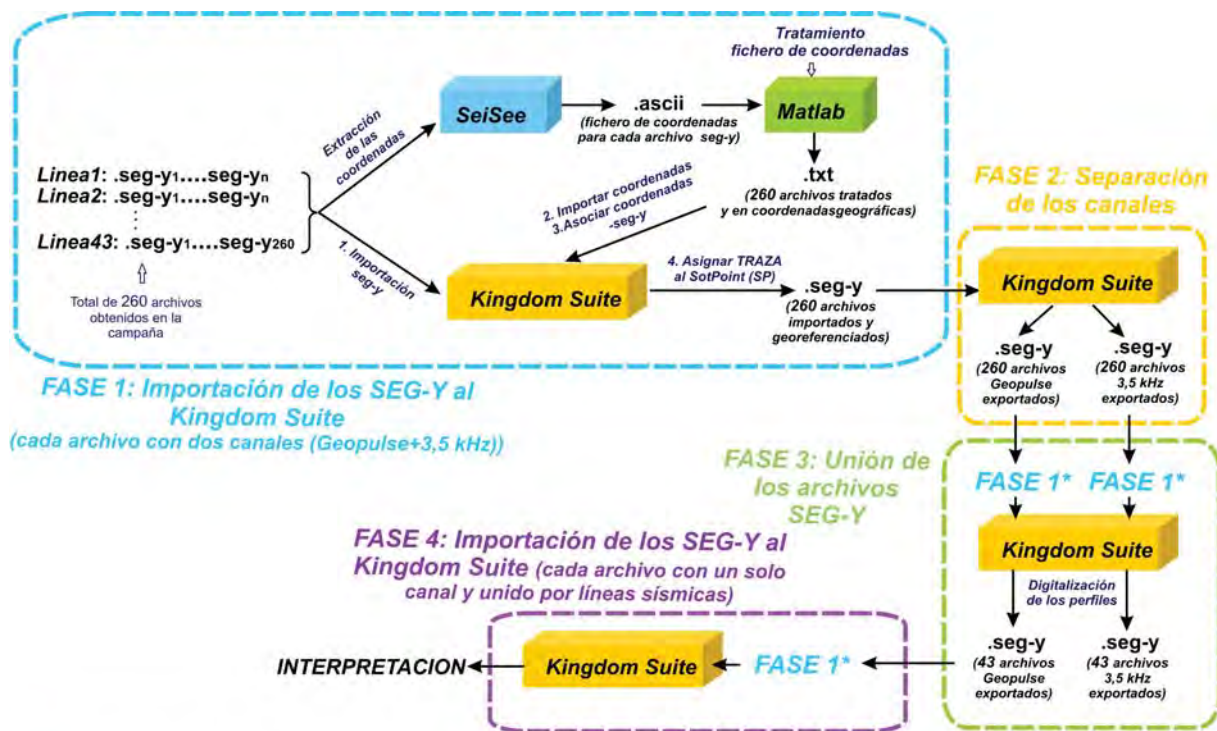
2.5.1.2. Procesado de los perfiles sísmicos

Los perfiles sísmicos obtenidos con Geopulse y con el Penetrador de sedimentos (3,5 kHz) se procesaron utilizando el *software* Kingdom Suite (KS). Se obtuvieron un total de 260 archivos digitales en formato SEG-Y, correspondientes a los diferentes trozos que componen cada una de las 43 líneas sísmicas (Fig. 2.2). Cada uno de estos ficheros registraron, en dos canales diferentes, los datos correspondientes a los sistemas de prospección utilizados (Geopulse y 3,5 kHz). Para la separación de ambos canales, el procesamiento de los datos sísmicos se realizó en varias fases (Fig. 2.12):

Fase 1. Incorporación de los archivos en formato SEG-Y en el KS: Se extrajeron las coordenadas de cada uno de los 260 archivos SEG-Y con el *software* SeiSee, obteniéndose un archivo .ascii para cada uno de ellos con coordenadas geográficas en centésimas de segundo de arco. A través de un programa diseñado en Matlab se transforman los archivos .ascii en un .txt con coordenadas en grados decimales, preparado para introducirlo en el KS, en el cual se realizan los siguientes pasos:

- Importación de los ficheros SEG-Y.
- Se carga el fichero de coordenadas (.txt) en el KS.
- Se asocia dicho fichero de coordenadas al .sgy correspondiente a cada uno de ellos.

- Se asigna la traza al *Shotpoint* (SP). Esta fase genera un total de 260 archivos .sgy importados en KS, georreferenciados y preparados para separar los canales.



*Se realizan de nuevo los pasos de la FASE 1 para cada fichero por separado.

Figura 2.12: Diagrama de flujo del procesamiento realizado con el *software Kingdom Suite* de los datos sísmicos obtenidos en la campaña MOSAICO 0908.

Fase 2. Separación de los dos canales de adquisición: Se exportan los .sgy en el KS, paso que genera un total de 260 archivos SEG-Y correspondientes al Geopulse y otros tantos correspondientes al 3,5 kHz.

Fase 3. Unión de los archivos SEG-Y que componen una línea sísmica: En primer lugar, se incorporan los 520 archivos .sgy y se realizan los mismos pasos que en la FASE 1, hasta tener los .sgy importados y georreferenciados. Se activan los archivos correspondientes a una línea sísmica y se digitaliza la línea completa. Se exporta dicha línea digitalizada. Se repite para las 43 líneas sísmicas.

Fase 4. Importación de los archivos .sgy unidos al KS: Una vez unidos los 43 archivos .sgy resultantes, se volvieron a cargar en el KS para su posterior interpretación, realizando los pasos de la FASE 1. En este caso los ficheros de coordenadas extraídos se encontraban en coordenadas UTM.

2.5.2. Análisis de los datos geofísicos

Una vez procesados los datos geofísicos se procede a su análisis e interpretación. Estos procesos se realizan de diferente manera en función del tipo de dato.

2.5.2.1. Tratamiento de la información derivada de los datos batimétricos

Se ha utilizado un Sistema de Información Geográfica (SIG), para la integración de todos los datos utilizados en este trabajo. El SIG ha permitido obtener diferentes tipos de información mediante el tratamiento de los datos de batimetría.

- A. Modelos Digitales del Terreno (MDT):** A partir de los datos batimétricos obtenidos con la ecosonda multihaz, una vez editados y eliminados los datos erróneos y artefactos de los datos brutos, es posible generar modelos digitales del terreno (MDT) (Fig. 2.13A). El método utilizado es el *gridding*, basado en un esquema gaussiano de peso promediado (Wright *et al.*, 2000; Sanz *et al.*, 2004a). El tamaño de celda elegido fue de 5×5 m.
- B. Mapas de sombras o *Hillshade*:** Este mapa representa el sombreado producido por una fuente de luz sobre un modelo digital del terreno (Fig. 2.13B). Este tipo de sombreado se suele representar con escalas de grises asociadas con enteros de 0 a 255, y con una posición de la fuente de luz con azimut determinado, en función de los elementos morfológicos que se deseen destacar permitiendo realizar una morfología de detalle de la zona de estudio.
- C. Mapas de orientación del fondo o *Aspect*:** El mapa de orientación identifica la dirección a la que se encuentra más inclinada, pendiente a bajo, cada celda hacia sus vecinos. La orientación es medida a favor de las agujas del reloj tomando el valor 0 en el norte. Los fondos planos no tienen dirección, así que se les asigna el valor -1 (Fig. 2.13C). Con este tipo de mapas es posible cartografiar con exactitud los ejes de diferentes tipos morfológicos como barras, dunas, y cualquier otro elemento morfológico que tenga planos inclinados hacia diferentes orientaciones.
- D. Mapas de pendientes o *slopes*:** Este mapa es el resultado del cálculo del cambio máximo en elevación sobre la distancia entre una celda y sus ocho vecinas (Fig. 2.13D). Los fondos llanos tendrán un valor bajo y los valores más altos corresponden a fondos más inclinados. Los datos de pendientes se pueden expresar en porcentajes o en grados, optándose por este último modo en esta memoria. Los mapas de pendientes del fondo marino se han utilizado en la interpretación morfológica y en la delimitación de cuerpos sedimentarios cuyos límites se identifican con un cambio de pendiente.
- F. Perfiles batimétricos:** Los perfiles batimétricos muestran el cambio de la profundidad de la superficie del fondo a lo largo de una línea (Fig. 2.13B). Los perfiles se obtienen trazando una línea sobre un modelo digital del fondo y utilizando la

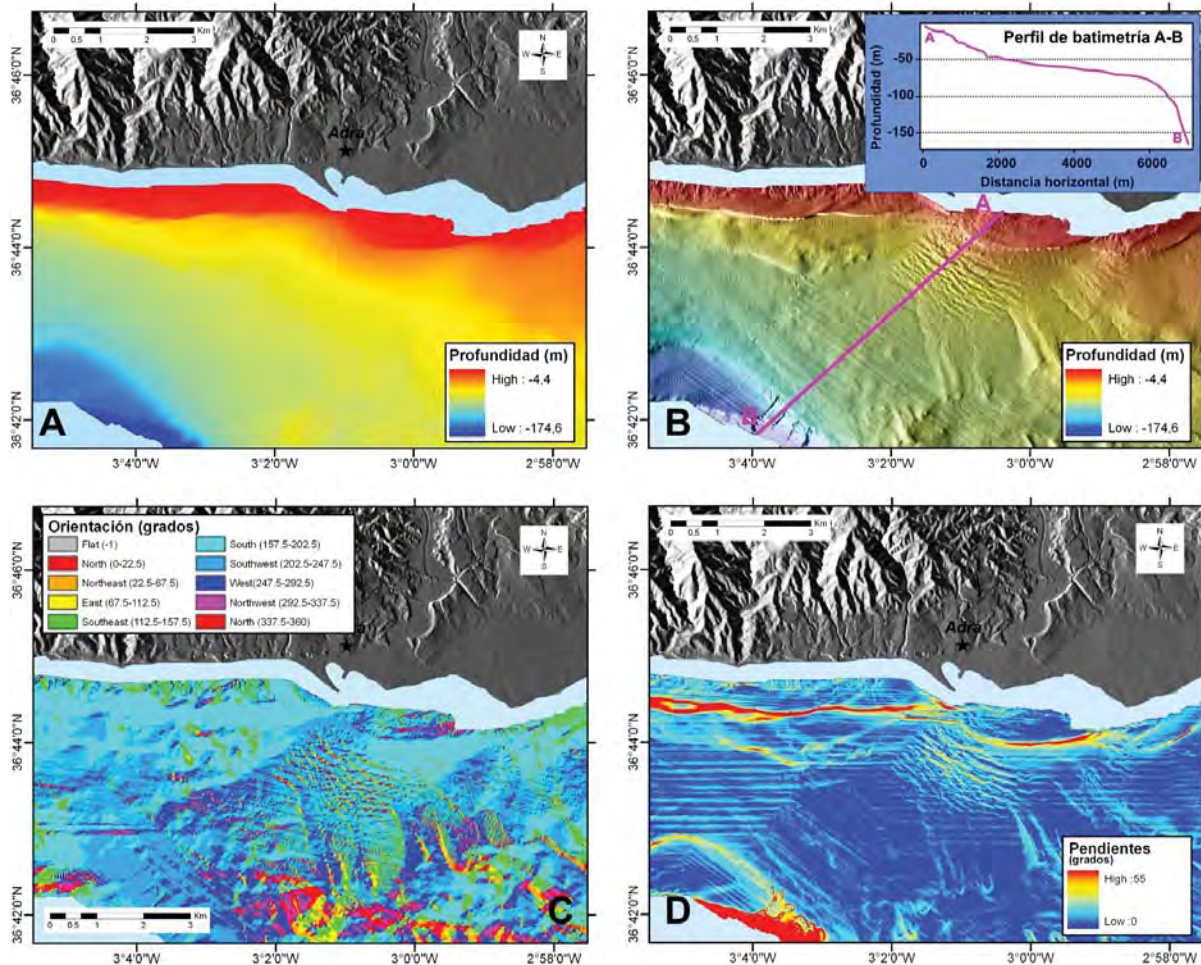


Figura 2.13: A. Modelo Digital del terreno (DTM). B. Mapas de sombras o *Hillshade*. Se incluye un perfil batimétrico. C. Mapas de orientación del fondo o *Aspect*. D. Mapas de pendientes o *slopes*.

función *interpolate line* de la extensión *3D-analyst* del software *ArcGis* de Esri y, posteriormente, *Create profile graph*.

La utilización de este tipo de cartografías, junto con el apoyo de los perfiles de sísmica de alta y muy alta resolución, ha permitido identificar los diferentes tipos morfológicos del área de estudio, realizar sobre ellos diferentes medidas cuantitativas (longitud, anchura, altura, pendiente, etc.), así como, efectuar la descripción de su morfología en planta (forma, simetría, área, perímetro, etc.).

2.5.2.2. Análisis de la curvatura del perfil del sistema prodeltaico

El ajuste adecuado de la curvatura general del perfil prodeltaico a partir del *offlap break*, se ha llevado a cabo siguiendo una metodología análoga a la propuesta por diversos autores (Adams *et al.*, 1998; Adams y Schlager, 2000; Adams, 2001; Adams *et al.*, 2001) para la morfología de primer orden de los perfiles de taludes recientes observados en los márgenes continentales. Esta metodología se basa en que la mayoría de los

perfiles se ajustan a la forma de tres funciones matemáticas sencillas. Las morfologías de primer orden predominantes descritas por estas ecuaciones son: lineal, convexa y sigmoideal (Fig. 2.14).

La geometría más simple de las tres es la lineal, la cual se describe por la ecuación de una recta (Fig. 2.14-A):

$$y = ax + b$$

donde y es la profundidad (m), x es la distancia horizontal (km), a es la pendiente y b representa la intersección de la recta con el eje y .

La morfología convexa se describe mediante una función exponencial decreciente, cuya expresión analítica viene dada por (Adams *et al.*, 1998) (Fig. 2.14-B):

$$y = a e^{-bx} + c$$

donde y es la profundidad (m), x es la distancia horizontal (km), b determina la curvatura del perfil, c define el valor horizontal asintótico inferior del perfil y a representa el desnivel del perfil desde $x = 0$ hasta el valor asintótico c .

Por último, la morfología sigmoideal viene dada por una función Gaussiana (Fig. 2.14-C), cuya expresión analítica viene dada por (Adams y Schlager, 2000):

$$y = a + b e^{-\frac{(x-c)^2}{2d^2}}$$

donde y es la profundidad (m), x es la distancia horizontal (km), a define el valor horizontal asintótico para la profundidad y , b representa el desnivel del perfil en metros, c es la posición en el eje x donde la distribución se hace horizontal y d es la distancia desde el centro de la función Gaussiana al punto de cambio de concavidad a convexidad de la distribución.

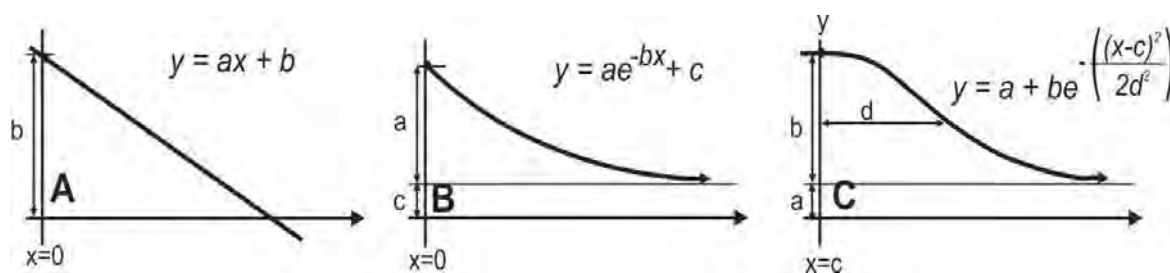


Figura 2.14: Descripción de los tres tipos de talud y sus correspondientes ecuaciones. A. Morfología planar descrita por una ecuación lineal, B. Curvatura convexa descrita por una función exponencial decreciente y C. Morfología sigmoideal descrita por una función Gaussiana. Ver el texto para la descripción de parámetros. Modificado de Adams y Schlager (2000).

Para determinar el ajuste del perfil batimétrico del prodelta, se han extraído los datos de batimetría multihaz de dicho perfil (normalmente realizado frente a la desembocadura y que alcance todo el prodelta). Mediante un programa implementado en el lenguaje de programación MATLAB[®] y los datos del perfil considerado, se lleva a cabo

un ajuste adaptativo para cada uno de estos perfiles básicos en los intervalos deseados, donde un mismo perfil puede ajustarse a un único tipo básico o a varios en distintas porciones del perfil. Para los perfiles exponenciales y Gaussianos se impone que las funciones dadas pasen por tres puntos que se eligen alternativamente. Los valores de los parámetros en las expresiones analíticas correspondientes se obtienen resolviendo los oportunos sistemas no lineales de ecuaciones. Los puntos elegidos pueden cambiarse sucesivamente hasta encontrar los valores para el perfil dado que hagan que éste se ajuste de forma óptima a los perfiles reales considerados, teniendo en cuenta el coeficiente de correlación (r) y apoyándonos en su representación gráfica.

2.5.2.3. Suavizado del perfil batimétrico de los sistemas prodeltaicos

Los perfiles batimétricos se han suavizado utilizando un filtro de paso bajo, que pretende eliminar las pequeñas variaciones en los datos batimétricos que constituyen la alta frecuencia y mantener la tendencia global del perfil, lo que se corresponde a la baja frecuencia, en esta terminología. Para ello se ha tomado un filtro muy sencillo consistente en realizar promedios de valores de profundidades centradas en cada uno de los puntos del perfil. La ventana de promediado que se ha considerado ha sido, siempre que es posible, de 101 puntos, 50 a cada lado del punto central. Dado que la distancia entre datos batimétricos es de 2 metros, esto significa que se promedian valores 100 metros a ambos lados de cada punto. Para los puntos iniciales y finales del perfil se usan siempre datos centrados con la longitud máxima que permita su posición hasta considerar los 101 puntos.

2.5.2.4. Cartografía y medición de las ondulaciones del fondo marino

A partir del grid de batimetría multihaz y con los diferentes mapas derivados de éste se han cartografiado los ejes y las áreas de las ondulaciones observadas sobre los depósitos fluviales estudiados. Por otro lado, se han llevado a cabo diferentes medidas cuantitativas sobre dichas ondulaciones, en concreto la medición de los parámetros morfométricos que se muestran en la Figura 2.15 (parámetros medidos).

A partir de estos parámetros medidos, con el *software SigmaPlot*, se calcularon otra serie de parámetros asociados a dichas ondulaciones (parámetros calculados). La metodología utilizada para la determinación de estos parámetros es análoga a la descrita por diferentes autores (Nakajima y Satoh, 2001, Cattaneo *et al.*, 2004 y Fernández-Salas *et al.*, 2007). Las fórmulas matemáticas que calculan dichos parámetros L_L , α y H , son las siguientes:

- $L_L = (L - L_S)$, donde
 - $L = \sqrt{L_c^2 + (Depth_S - Depth_L)^2}$
 - $L_S = (L_{SC} / \cos \alpha)$
- $\alpha = \arctan((Depth_S - Depth_L)/L)$

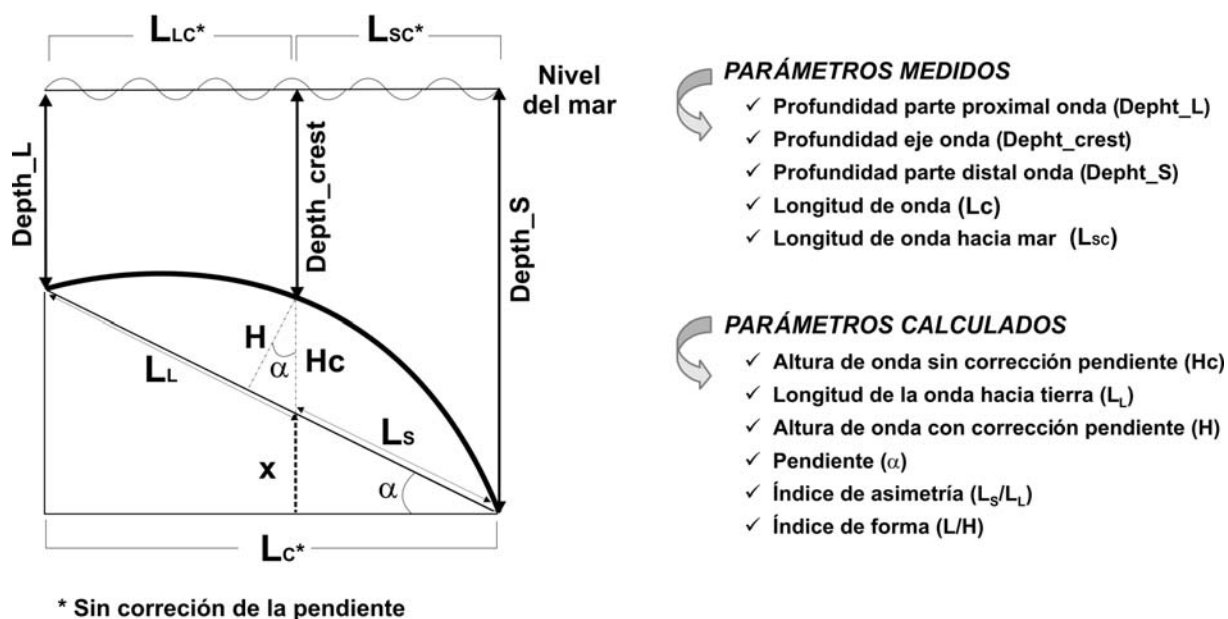


Figura 2.15: Esquema de los parámetros morfométricos medidos en las ondulaciones (modificado de Fernández-Salas *et al.*, 2007). Se diferencian los parámetros medidos directamente sobre las ondulaciones y los parámetros calculados a partir de estas medidas mediante fórmulas matemáticas.

$$\blacksquare H = (Depth_S - Depth_crest - L_S * \tan \alpha) \cos \alpha$$

donde las notaciones utilizadas en estas expresiones aparecen recogidas en la Figura 2.15.

2.5.2.5. Caracterización textural de los sedimentos a partir de la reflectividad (*backscatter*)

Hay numerosos estudios que establecen una relación entre el valor de la reflectividad con el tamaño de grano y las características físicas del sedimento (Goff *et al.*, 2000; Urgeles *et al.*, 2002; Nitsche *et al.*, 2004; Medialdea *et al.*, 2008). Un hecho a tener en cuenta en la interpretación de los valores de reflectividad es que este valor refleja una media ponderada de una porción del fondo y subsuelo marino. En el caso de las ecosondas utilizadas (EM3000D y EM3002D), la reflectividad es el valor medio de los primeros centímetros de espesor sedimentario, ya que ambos emiten a una frecuencia de 300 kHz. La penetración en el sedimento es función de la frecuencia de emisión (Mitchell, 1993). Así, donde el fondo del mar es una superficie altamente reflectiva cubierta de una capa de sedimentos finos, y donde el sedimento no contribuye significativamente a la señal de reflectividad, el espesor puede ser potencialmente inferido desde la pérdida de atenuación de la señal en la capa de sedimentos (Mitchell, 1993).

Los datos originales de intensidad del *backscatter* han sido filtrados para intentar eliminar los errores de los mismos durante su adquisición, y así poder obtener una imagen más homogénea para la descripción general de la zona (Fig. 2.16). El filtrado

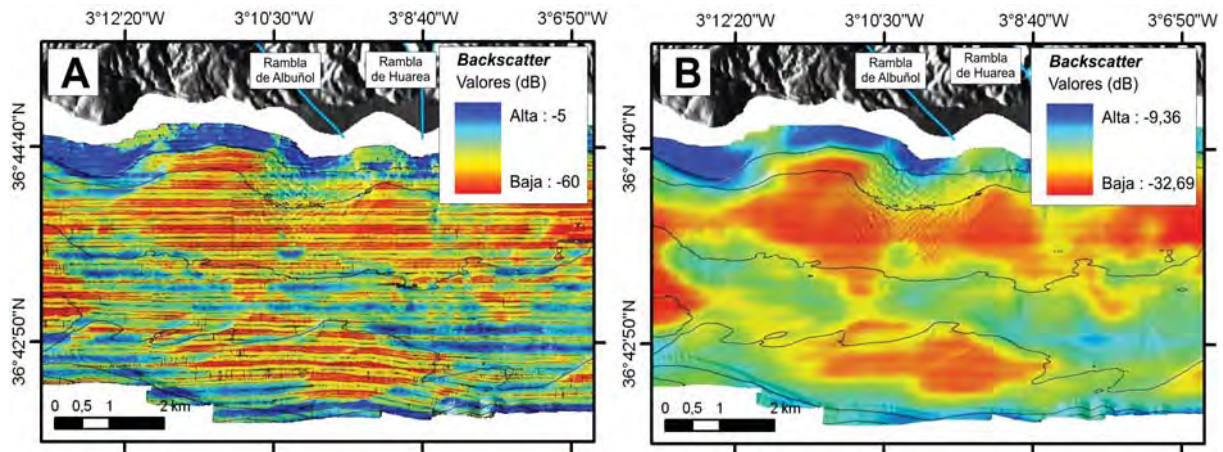


Figura 2.16: A. Imagen del *backscatter* con los datos originales, y B. Filtrado de los datos de intensidad de *backscatter*.

ha consistido en el cálculo de la media de los valores de *backscatter* a través de un análisis estadístico con el *software* ArcGis y la aplicación de un determinado ángulo perpendicular a la dirección del barco durante la adquisición de los datos. La media de estos valores se ha efectuado con un grid de 180 m, asumiendo que este valor es la resolución horizontal de la ecosonda multihaz utilizada (Fig. 2.16).

2.5.2.6. Análisis de estratigrafía sísmica

Para la caracterización estratigráfica del área de estudio se ha tenido en cuenta dos tipos de análisis: a) Análisis geométrico de secuencias sísmicas y b) Análisis de facies sísmicas.

El primer análisis se basa en establecer las secuencias deposicionales a partir del análisis de la secuencia sísmica, siendo ésta el conjunto de reflectores concordantes entre sí, separados por superficies de discontinuidad estratigráficas, y su relación con cambios globales y regionales en el nivel de base de la cuenca (Mitchum *et al.*, 1977a; Mitchum *et al.*, 1977b; Vail *et al.*, 1977; Brown y Fisher, 1980; Cross y Lessenger, 1988). La identificación de las discontinuidades se realiza en función de la posición de los reflectores de una unidad respecto de su base y su techo, distinguiéndose diversos tipos geométricos (Fig. 2.17):

■ *Para el límite inferior:*

- *Onlap*: Es la terminación lateral de los reflectores, horizontales generalmente, contra una superficie inclinada, donde las posiciones más elevadas en esta superficie las ocupan los reflectores más modernos.
- *Downlap*: Corresponde a los reflectores cuya terminación lateral es sobre una superficie menos inclinada, en la que los reflectores más modernos se sitúan en posiciones más profundas.

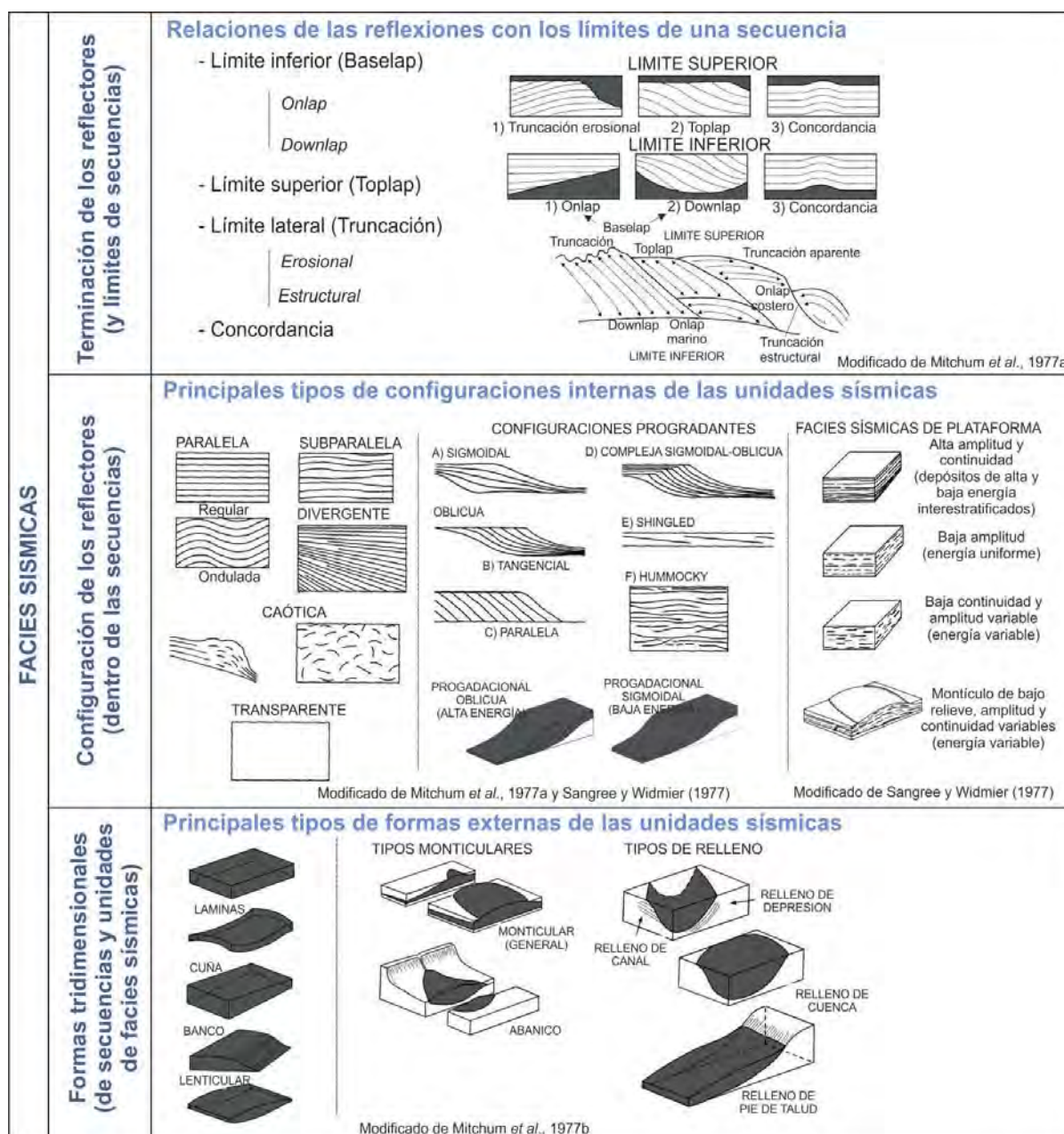


Figura 2.17: Facies sísmicas. Esquema de los criterios de clasificación.

■ *Para el límite superior:*

- *Toplap*: Se define como la terminación en forma tangencial de los reflectores contra la discontinuidad, debida a una erosión o a un escaso crecimiento vertical.
- *Truncación erosional*: Situación en la cual los reflectores terminan lateralmente contra el límite, como consecuencia de procesos de erosión o basculamiento posteriores a la sedimentación.
- *Concordancia*: En este caso los reflectores son paralelos a la base o al techo de una secuencia sísmica.

El segundo análisis se basa en la descripción tridimensional de las características sísmicas de las reflexiones que constituyen la secuencia (Vail *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1984). Su estudio se desarrolla en función de los siguientes criterios (Fig. 2.17):

- **Carácter de las reflexiones:** Se puede definir en función de 5 parámetros (Catafau, 1987): amplitud, continuidad, frecuencia, signatura y número de fases.
- **Configuración interna de los reflectores:** Representa la geometría de los reflectores que constituyen las unidades sísmicas (Vail *et al.*, 1977; Brown y Fisher, 1980). Se pueden clasificar en: Transparente y Semitransparente; Caótica, Paralela y Subparalela; Convergente y Divergente y Progradante (Mitchum *et al.*, 1977b; Ravenne, 1978).
- **Forma tridimensional de las unidades:** Permite definir la geometría de la unidad, caracterizándola y diferenciándola de unidades adyacentes. Se pueden clasificar en: Lámina, Lámina plegada, Cuña, Banco, Lóbulo, Montículo, Abanico y Relleno (Cross y Lessenger, 1988).

Por otro lado, las unidades estratigráficas pueden asimilarse a facies sísmicas, que son la respuesta a una determinada señal acústica con características controladas de una litofacies perteneciente a un sistema de depósito. Una facie sísmica es una unidad tridimensional, formada por un grupo de caracteres constituido por un conjunto de reflexiones internas, relativamente homogéneas, asociadas a un mismo conjunto sedimentario (Mitchum *et al.*, 1977a; Mitchum *et al.*, 1977b; Brown y Fisher, 1980). Las características de las unidades estratigráficas o facies sísmicas dan una idea de la energía de depósito, del ambiente sedimentario y de la litología (Got *et al.*, 1990; Hardage, 1987; Sangree y Widmer, 1977).

Una vez establecidas las relaciones entre la disposición de las distintas unidades estratigráficas y las fluctuaciones eustáticas, puede deducirse teóricamente un encuadre cronológico de las unidades sísmicas en relación con las variaciones relativas del nivel del mar. Para ello es necesario disponer de curvas eustáticas bien datadas. El análisis y la interpretación de las facies sísmicas en términos litológicos y de ambientes deposicionales, es una herramienta que refuerza los dos pasos anteriores. Los cambios del nivel del mar producen modificaciones de los ambientes sedimentarios y viceversa, cualquier cambio de facies sísmica (y por tanto, de ambiente sedimentario) es susceptible de ser el reflejo de una fluctuación eustática, ocurrida en un lapso de tiempo más o menos largo (Catafau, 1987).

2.6. Procesado y análisis de los datos sedimentológicos

Para el análisis de las muestras de sedimento superficial se han utilizado diferentes técnicas y métodos de laboratorio en función del objetivo de estudio. Por otro lado, para la interpretación de los resultados obtenidos y la correlación con otros parámetros, se han llevado a cabo diferentes estudios que se detallarán en este subapartado.

2.6.1. Métodos de laboratorio

Las muestras de sedimentos superficiales obtenidas con diferentes tipos de dragas se describieron de visu en el barco, a medida que se iban muestreando. Las muestras recogidas en la campaña MOSAICO 1108 se fotografiaron y se describieron realizando un dossier con dicha información.

En el laboratorio, se realizaron dos tipos de análisis sobre las muestras de sedimento superficial: a) un análisis granulométrico y b) un análisis geoquímico (únicamente para determinadas muestras de la campaña MOSAICO 1108).

2.6.1.1. Análisis granulométrico

El análisis granulométrico de las muestras de sedimento superficial se realizó a partir de 100 g de muestra homogeneizada y secada en estufa a 60°C durante 48 h o hasta alcanzar peso constante. Una vez seca se le añadió peróxido de hidrógeno, para oxidar la materia orgánica, y hexametáfosfato de sodio, para favorecer la disgregación y dispersión de los sedimentos. Una vez tratada la muestra, se separó en dos fracciones mediante tamizado en húmedo. La fracción que queda retenida en dicho tamiz corresponde a la fracción gruesa (arena y grava), la cual se recoge y se separa por tamaños mediante un tamizado en seco en una columna de tamices con las siguientes luces de malla: > 2-1-0,5-0,25-0,125 y 0,063 mm.

La fracción fina (limo y arcilla) que pasa por el tamiz de 63 micras, se recoge en un vaso de precipitados y centrifugada a 5.000 rpm durante 10 minutos para eliminar el agua sobrante. El sedimento concentrado se somete a ultrasonidos antes de ser introducido en el analizador de partículas por rayos-X *SediGraph* III 5120 (*Micromeritics*®) (Fig. 2.18). El *SediGraph* determina el tamaño de las partículas a partir de la velocidad de sedimentación aplicando la ley de Stokes, bajo condiciones conocidas de densidad y viscosidad del líquido dispersante, y de la densidad de las partículas.

Una vez obtenida la distribución de tamaños de grano, se han agrupado según las clases granulométricas propuestas por Wentworth (1922) en grava (> 2 mm), arena (2 mm - 63 μm), limo (63 μm - 4 μm) y arcilla (< 4 μm) (Fig. 2.19-A). En la escala granulométrica cada clase de tamaño difiere 1/2 de la anterior, y para indicar el tipo de partículas comprendido en cada uno de estos intervalos se le adjudica un nombre específico a cada uno de ellos. De acuerdo con Krumbein (1936), es útil expresar el tamaño en unidades phi (ϕ), siendo $\phi = -\log_2(d)$, o expresada geoméricamente como $2^{-\phi} = d$, donde d es el diámetro del grano en milímetros. De esta forma los límites de clase son números enteros y los intervalos de clase iguales (Fig. 2.19-A).

La clasificación textural del sedimento se realizó mediante los diagramas ternarios propuestos por Folk (1954, 1974), que permite clasificar el sedimento en función de su contenido en grava, arena, limo y arcilla (Fig. 2.19-B).



Figura 2.18: Analizador de partículas por rayos-X *SediGraph III 5120* (*Micromeritics®*) en el laboratorio del Grupo de Geociencias Marinas.

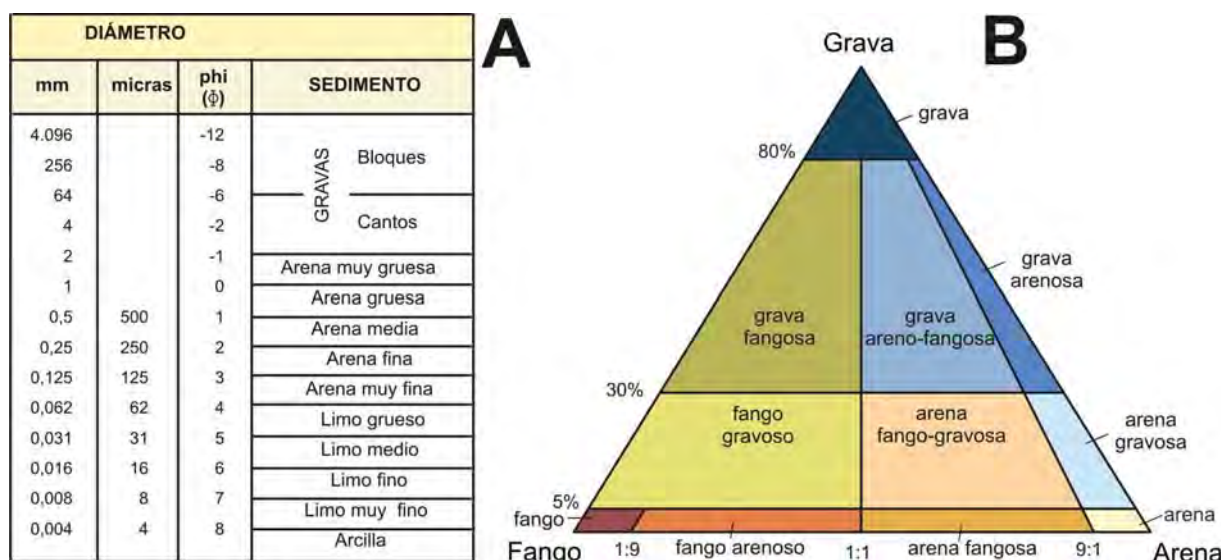


Figura 2.19: A. Escala textural de Wentworth (1922) y, B. Diagrama ternario de clasificación granulométrica de sedimentos (Folk (1954,1974)).

2.6.1.2. Análisis geoquímico

El análisis geoquímico de las muestras de sedimento superficial se ha realizado en los laboratorios Acme (*Acme Analytical Laboratories Ltd.*, Canadá) sobre 20 muestras obtenidas en la campaña MOSAICO 1108 frente al Río Adra (Fig. 2.20). El proceso ha consistido en la extracción química de 0,25 g de muestra, previamente molida con mortero de ágata, a la que se le ha añadido una mezcla de 4 ácidos con diferente capacidad de extracción. En este caso, se ha empleado HF (ácido fluorhídrico), HClO₄ (ácido perclórico), HNO₃ (ácido nítrico) y HCl (ácido clorhídrico). Este ataque es uno de los más vigorosos que se utilizan en geoquímica, ya que es capaz de descomponer la

mayoría de minerales, salvo ciertos minerales pesados (circón, esfena, magnetita), de forma que se obtienen valores totales o casi-totales para todos los elementos analizados. La determinación analítica del contenido en elementos mayores y traza se ha realizado mediante espectrometría óptica (ICP-OES) y de masas (ICP-MS), en función de los límites de detección para cada elemento.

Para evaluar la exactitud y precisión de las extracciones y análisis químicos, se han tratado muestras duplicadas y materiales de referencia internacionales (OREAS24P y OREAS45P). La precisión o coeficiente de variación, ha oscilado entre 0,2% y 9% para la mayoría de elementos, salvo para el Pb, Ag, Cd, W e Y, en los que ha sido mayor al 10%. La exactitud, expresada como porcentaje de recuperación, ha variado entre 112% y 91%, salvo para el As (75%) y el Cd (70%).

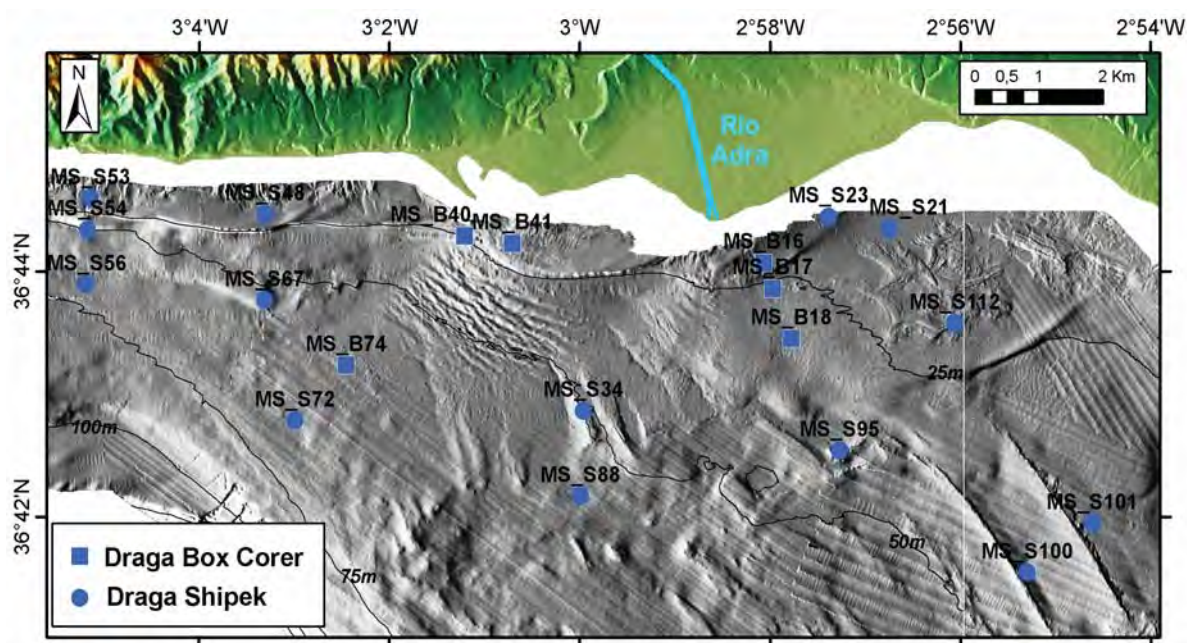


Figura 2.20: Mapa de posición de las muestras de sedimento superficial a las que se les ha realizado el análisis geoquímico, las cuales se obtuvieron en la campaña MOSAICO 1108 con dragas *Shipek* y *Box Corer*.

2.6.2. Métodos de gabinete

A partir de los datos obtenidos con los métodos de laboratorio, se llevan a cabo diferentes metodologías como paso previo a la interpretación de los datos granulométricos y geoquímicos.

2.6.2.1. Cálculo de los parámetros granulométricos

A partir del análisis de los sedimentos superficiales en la zona de estudio, se ha realizado el cálculo de una serie de parámetros granulométricos propuestos por Folk y Ward (1957) que permiten conocer el comportamiento general del conjunto de las variables medidas e interpretar tendencias dinámicas del área estudiada. En concreto

se han utilizado los siguientes cuantificadores estadísticos (Fig. 2.21): (a) La **media** (M_z) es el promedio de todas las partículas que integran el sedimento; (b) la **selección** (*sorting*, σ_1) indica la forma en que se distribuyen los individuos de una población alrededor del valor central; (c) la **asimetría** (*skewness*, SK_1) es una medida independiente de la selección e indica el predominio de una población respecto a la otra, relaciona la separación de los extremos de la población con la media, de esta forma existen dos tipos de asimetría según predominen partículas gruesas (asimetría positiva) o finas (asimetría negativa) y, por último, (d) la **angulosidad** (*kurtosis*, K_G) es una comparación entre la dispersión de la parte central y la dispersión de los extremos de la curva de frecuencia.

	Parámetros Granulométricos (Folk y Ward, 1957)	Significado
(a) Media Gráfica (Graphic Mean)	$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	Tamaño medio de grano de la distribución granulométrica
(b) Desviación Estándar (Standard Deviation)	$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$ <ul style="list-style-type: none"> * <0,35 Muy bien seleccionada * 0,35 - 0,5 Bien seleccionada * 0,5 - 0,7 Moderadamente bien seleccionada * 0,7 - 1 Moderadamente seleccionada * 1 - 2 Selección pobre * 2 - 4 Selección muy pobre * >4 Selección extremadamente pobre 	Índice de distribución de los clastos Grado de selección o <i>Sorting</i>
(c) Asimetría Gráfica (Graphic Skewness)	$SK_1 = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$ <ul style="list-style-type: none"> * +0,3 a +1 Asimetría muy positiva * +0,1 a +0,3 Asimetría positiva * +0,1 a -0,1 Asimétrica * -0,1 a -0,3 Asimetría negativa * -0,3 a -1 Asimetría muy negativa 	Simétrica cuando $M_o = M_d = M$ Asimetría positiva: predominio de valores de phi negativos (sedimento grueso) Asimetría negativa: predominio de valores de phi positivos (sedimento fino)
(d) Angulosidad Gráfica (Graphic Kurtosis)	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})}$ <ul style="list-style-type: none"> * <0,67 Muy platicúrtica * 0,67-0,9 Platicúrtica * 0,9-1,11 Mesocúrtica * 1,11-1,5 Leptocúrtica * 1,5-3 Muy leptocúrtica * >3 Extremadamente leptocúrtica 	Índice de apuntamiento o angulosidad de la distribución granulométrica Grado de dispersión y concentración (selección) de la muestra

Figura 2.21: Parámetros granulométricos utilizados en este trabajo de investigación propuestos por Folk y Ward (1957). Donde ϕ_n denota el tamaño de grano para el percentil n en unidades ϕ .

2.6.2.2. Diagrama de Pejrurp

Para correlacionar la textura del sedimento y los procesos de transporte-depósito que lo generaron, además de indicar las condiciones energéticas e hidrodinámicas del medio sedimentario, se ha utilizado el diagrama triangular propuesto por Pejrurp (1988) (Fig. 2.22) donde se representan los contenidos de arena ($< 4\phi$), limo ($4-8\phi$) y arcilla ($> 8\phi$). En este trabajo el contenido en arena se corresponde con la suma de los porcentajes de arena y grava (tamaño de grano $< 4\phi$).

El diagrama de Pejrurp (Fig. 2.22) se encuentra dividido en:

- *Cuatro zonas hidrodinámicas (I, II, III y IV)*: Limitadas por líneas con una relación limo/arcilla constante, que representan condiciones de calma hidrodinámica creciente desde la IV a la I.
- *Cuatro tipos de sedimentos (A, B, C y D)*: Limitados por líneas de contenido en arena constante, que pueden considerarse como indicador de la proximidad a las zonas de aporte del sedimento, ya que este tamaño de grano es transportado por rodamiento, saltación y suspensión.

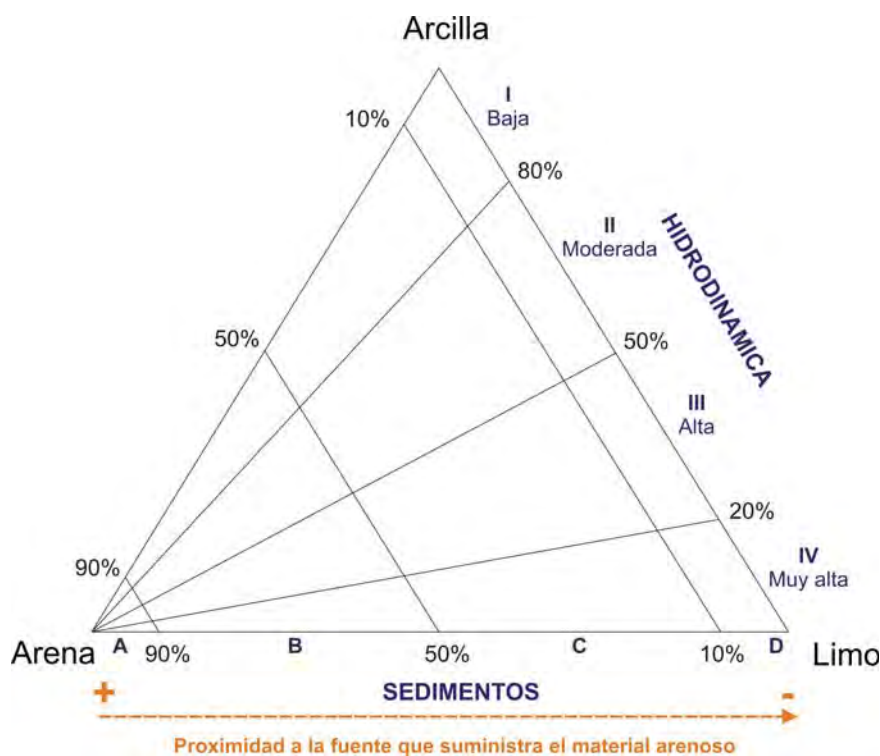


Figura 2.22: Diagrama de Pejrurp (1988).

2.6.2.3. Factores de Enriquecimiento

Es bien conocido que la concentración de elementos traza en los sedimentos no sólo depende de la influencia relativa entre las fuentes antropogénicas y las fuentes naturales,

sino que también está fuertemente condicionada por las características texturales, el contenido en materia orgánica, la composición mineralógica y el ambiente sedimentario de depósito. Como consecuencia de la dependencia de la concentración de elementos mayores y traza respecto del tamaño de grano, es necesario utilizar procedimientos de normalización que corrijan este efecto en muestras con una textura muy diferente, como es el caso de las muestras analizadas en este estudio. Además, los valores de fondo o *background* regionales, también pueden afectar a la composición geoquímica de los sedimentos, ya que dependiendo del área fuente y de los procesos a los que hayan sido sometidos, los valores absolutos de concentración pueden variar de unas zonas a otras.

Para corregir el efecto del tamaño de grano, los valores de concentración se suelen normalizar respecto al Al o Li (Loring, 1990; Salomons y Förstner, 1984), ya que ambos elementos son trazadores o *proxies* del contenido en arcillas, al formar parte de la estructura cristalina de los filosilicatos. De esta forma, se atenúa el efecto del tamaño de grano sobre la variabilidad composicional de los sedimentos como resultado de la mayor afinidad de los metales pesados por las partículas finas.

El efecto de la composición del área fuente, se suele corregir normalizando respecto a una concentración de referencia, como es la composición media de la corteza continental o CC (*Continental Crust*, Wedepohl, 1995), la corteza continental superior o UCC (*Upper Continental Crust*, Taylor y McLennan, 1985), la composición media de pizarras como SHALE (Piper, 1974; De Baar *et al.*, 1983), NASC (*North American Shale Composite*, Gromet *et al.*, 1984; Taylor y McLennan, 1985) o PAAS (*Post Archean Australian Shale*, Nance y Taylor, 1976; McLennan, 1989). En este estudio se ha utilizado la concentración media de la corteza propuesta por Taylor y McLennan (1985) y Wedepohl (1995), ya que el tamaño medio de los sedimentos analizados es arena fina y, por tanto, la normalización respecto de las pizarras podría dar como resultado interpretaciones erróneas. Por otro lado, la composición del área fuente continental es extremadamente variada (Cordilleras Béticas) y es esperable que los sedimentos procedentes de los aportes fluviales presenten una mayor similitud a las composiciones de afinidad cortical que a las de pizarras.

Para el estudio y caracterización de las relaciones entre elementos mayores y traza, con la textura de los sedimentos del sistema prodeltaico del Río Adra y las zonas adyacentes, se han normalizado los valores de concentración absoluta (véase Tabla 6.1 en la página 219) utilizando la fórmula del **Factor de Enriquecimiento** (EF) propuesta por Sutherland (2000):

$$EF = \frac{(X/Al)_{muestra}}{(X/Al)_{background}}$$

donde $(X/Al)_{muestra}$ es elemento analizado (X) en la muestra de sedimento y normalizado respecto al contenido en Al, y $(X/Al)_{background}$ corresponde a los valores de *background* natural o de referencia, que para este estudio han sido los valores medios de la Corteza Continental (Taylor y McLennan, 1985; Wedepohl, 1995). Dichos valores de referencia se presentan en la Tabla 6.1.

De acuerdo con Sutherland (2000), se pueden diferenciar cinco grados enriquecimiento:

EF < 2 enriquecimiento deficiente o muy bajo,

EF = 2-5 enriquecimiento medio o moderado,

EF = 5-20 enriquecimiento significativo,

EF = 20-40 enriquecimiento muy alto,

EF > 40 enriquecimiento extremadamente alto.

2.7. Análisis estadísticos

En este estudio se han utilizado dos métodos estadísticos multivariantes: el Análisis de Componentes Principales (PCA, de inglés *Principal Component Analysis*) y el Análisis Clúster o Análisis de Agrupamiento (CA, del inglés *Cluster Analysis*), ya que son herramientas útiles para los estudios geoambientales. Ambos se han realizado utilizando el programa STATGRAPHICS 7.0.

2.7.1. Análisis de Componentes Principales (PCA)

El Análisis de Componentes Principales es un método que permite reducir las M variables consideradas de un conjunto de N observaciones, a un número inferior de nuevas variables, las cuales soportan la mayor parte de la varianza. A estas nuevas variables se les denomina Componentes Principales (PC, de *Principal Component*) y de ellas se extrae la mayor parte de la información contenida en las N observaciones. El Análisis de Componentes Principales busca también unas pocas combinaciones lineales de las variables observadas, con las que se pierda la menor cantidad de información posible, es decir, combinaciones lineales que sean capaces de recoger la mayor parte de la variabilidad, casi con la misma efectividad que si consideráramos la base de datos completa.

En este estudio, el PCA se ha realizado teniendo en cuenta dieciséis variables, que caracterizan la cuenca de drenaje y los sistemas deltaicos del área de estudio. Con el fin de correlacionar los parámetros hidrológicos con los parámetros morfológicos medidos en los sistemas deltaicos de la PCA, ha sido necesario la estimación de dos variables hidrológicas (el caudal o descarga media del río y la descarga de sedimentos), descritas en el apartado 2.2.

2.7.2. Análisis Clúster (CA)

El Análisis Clúster es una técnica que se utiliza para clasificar observaciones o muestras en categorías o clústers basados en sus similitudes. El objetivo que se persigue es encontrar el agrupamiento más óptimo según el cual las observaciones o las muestras dentro de cada clúster sean similares, mientras que los clústers son diferentes unos de

otros. Como resultado gráfico, se obtiene un diagrama bidimensional (dendrograma) a partir de la aplicación de diferentes métodos de unión y distancias. En este estudio se ha utilizado el método de unión simple para la distancia Euclídea con el fin de identificar los principales agrupamientos de los sistemas fluviales.

2.8. Métodos de experimentación numérica

En este apartado se detallan los métodos de experimentación numérica utilizados para el desarrollo de este trabajo.

2.8.1. Plataforma Web y Supercomputación

Las diferentes simulaciones numéricas que hemos llevado a cabo para reproducir las condiciones hidrodinámicas en la plataforma continental de la zona de estudio (Modelo hidrodinámico 2D), así como para la simulación de flujos hiperpicnales (corrientes de turbidez), se han ejecutado en la plataforma de supercomputación *HySEA* (Fig. 2.23) diseñada, gestionada y mantenida por el grupo EDANYA de la Universidad de Málaga. El clúster que da soporte a esta plataforma de altas prestaciones se aloja en el Laboratorio de Métodos Numéricos del Servicio Central de Apoyo a la Investigación (SCAI) de la UMA. Esta plataforma permite un fácil acceso a sus módulos directamente desde un navegador web sin necesidad de instalar ningún software específico (Fig. 2.23-B). Además, los cálculos realizados a través de esta plataforma se llevan a cabo directamente en un clúster de PCs, que pone a disposición del usuario una gran capacidad de computación muy superior a la que se obtendría con un simple PC de última generación. Por último, esta plataforma de cálculo también pone a disposición de sus usuarios herramientas de análisis y visualización para el tratamiento de los resultados numéricos que se obtienen y su representación gráfica.

2.8.2. Modelo hidrodinámico 2D: ecuaciones de aguas someras

En multitud de aplicaciones en Oceanografía y en flujos geofísicos en general, es de uso frecuente la utilización de las conocidas como ecuaciones de aguas someras. La elección de este tipo de modelos se fundamenta en el hecho de que la dimensión vertical del flujo que se pretende representar es mucho menor que las dimensiones horizontales del dominio que ocupa. Esta circunstancia permite simplificar en gran medida la formulación matemática de los modelos que se pueden utilizar para la simulación de este tipo de flujos. Para ello, se parte de las ecuaciones de *Navier-Stokes tridimensionales*, que son las ecuaciones más generales en la Mecánica de Fluidos. La más importante de estas hipótesis simplificadoras es la de la presión hidrostática, donde se admite que la presión aumenta con la profundidad, siendo la tasa de variación igual al producto de la densidad por la aceleración de la gravedad, tal y como ocurre para los fluidos en reposo.



Figura 2.23: Plataforma *HySEA*. A. Pantalla para la elección del nodo o nodos a los que se envían los cálculos, en ella se muestra el estado de los nodos del clúster que el usuario *mosaico* tiene a su disposición (en rojo los nodos realizando cálculos) y B. Visualización del estado de los diferentes cálculos lanzados por el usuario *mosaico*.

El sistema de Ecuaciones en Derivadas Parciales (EDP) resultante se llama *Ecuaciones Primitivas*, bien de la atmósfera o bien del océano. Dichas ecuaciones se adimensionalizan y simplifican mediante la supresión de los términos pequeños. El sistema, así obtenido, se somete a un proceso de integración vertical, dando como resultado un sistema de EDP no lineales bidimensional que recibe el nombre de *aguas someras o de aguas poco profundas*. En la literatura anglosajona suele denominarse *shallow water* y en la literatura francesa, ecuaciones de *Saint-Venant*, en honor del matemático francés Adhémar Jean Claude Barré de Saint-Venant (1797-1886) que fue el primero en deducirlas en una dimensión espacial (Saint-Venant, 1871).

2.8.2.1. Ecuaciones del modelo

Las ecuaciones que resuelve el modelo hidrodinámico que se han considerado para el análisis de las corrientes en la zona de estudio, para diferentes condiciones de viento predominante (poniente o levante) se muestran a continuación. Estas ecuaciones (Macías (2000) o Castro *et al.*, (2006)) se escriben de la forma:

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0, \\ \frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x^2}{h} + \frac{g}{2} h^2 \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) = gh \frac{\partial H}{\partial x} - S_x, \\ \frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_y^2}{h} + \frac{g}{2} h^2 \right) = gh \frac{\partial H}{\partial y} - S_y. \end{cases} \quad (2.1)$$

Estas ecuaciones rigen el flujo de una capa de fluido homogéneo con densidad constante ρ en un dominio bidimensional $D \subset \mathbb{R}^2$, donde la primera ecuación representa la conservación de la masa y las otras dos ecuaciones la conservación de momento en las direcciones x e y , respectivamente. En estas ecuaciones, el parámetro $H(\mathbf{x})$ representa la función profundidad medida a partir de un nivel de referencia dado, en general el nivel medio de la superficie del mar; g es la gravedad; $q_x(\mathbf{x}, t)$ y $q_y(\mathbf{x}, t)$ representan los flujos de masa en la dirección x e y , respectivamente, y $h(\mathbf{x}, t)$ es el espesor de la capa de agua. Estas cantidades están relacionadas con la velocidad vertical promediada ($u_x(\mathbf{x}, t)$, $u_y(\mathbf{x}, t)$) mediante las expresiones:

$$q_x(\mathbf{x}, t) = u_x(\mathbf{x}, t)h(\mathbf{x}, t) \quad y \quad q_y(\mathbf{x}, t) = u_y(\mathbf{x}, t)h(\mathbf{x}, t).$$

Los términos S_x y S_y parametrizan la fricción con el fondo, los efectos de la acción del viento y, eventualmente, los términos de Coriolis. Nosotros consideraremos solamente los dos primeros efectos, es decir, $S = S_f + S_w$.

El término de fricción con el fondo, $S_f = (S_{f_x}, S_{f_y})$, viene parametrizado de la forma

$$S_{f_x} = ghM^2 \frac{\|u\|u_x}{h^{4/3}}, \quad S_{f_y} = ghM^2 \frac{\|u\|u_y}{h^{4/3}}, \quad (2.2)$$

donde M es el coeficiente de Gauckler-Manning y $\|u\| = \sqrt{u_x^2 + u_y^2}$.

El término de arrastre en superficie del viento se parametriza como:

$$S_w = \gamma_{10} v \|v\|, \quad (2.3)$$

donde v es la velocidad del viento 10 metros por encima de la superficie del agua y γ_{10} es un coeficiente que viene dado por:

$$\gamma_{10} = \rho_{aire}(0,75 + 0,067\|v\|)10^{-3},$$

siendo ρ_{aire} la densidad del aire (que se toma $1,28 \text{ kg/m}^3$).

2.8.2.2. Condiciones de contorno. Imposición de mareas

En las fronteras abiertas del dominio de cálculo se imponen condiciones de contorno que simulan la elevación de la superficie del mar debido al efecto de las mareas. Para ello, en este trabajo, se han considerado las 4 componentes principales de la marea, imponiéndose las dos componentes semidiurnas M2 y S2, y las diurnas O1 y K1. Esta condición se impone en los puntos de las fronteras abiertas como la elevación o depresión de la superficie del mar sobre su posición media, es decir:

$$h(x_B, y_B, t) = \bar{h}_B - \sum_{n=1}^4 A_n(x_B, y_B) \cos(\omega_n t - a_n(x_B, y_B)).$$

En esta expresión, (x_B, y_B) representa un punto en la frontera abierta del dominio de cálculo. $A_n(x_B, y_B)$ y $a_n(x_B, y_B)$ son las amplitudes y fases de la componente n de marea y ω_n su frecuencia en el punto de la frontera considerado y, finalmente, \bar{h}_B es el espesor de la columna de agua para la solución estacionaria. La fase total a_n se descompone en fase de Greenwich g_n y argumento astronómico $V_n(t_0)$ como:

$$a_n = g_n + V_n(t_0).$$

Las amplitudes, frecuencias y la fase de Greenwich se han obtenido de la aplicación FES2004 (Lyard *et al.* (2006)). Los argumentos astronómicos deben darse de forma que la imposición del forzamiento de mareas se corresponda al inicio de la simulación con una fecha dada, fijada en función de otros datos observados de los que se disponga, por ejemplo vientos, para situar la simulación en un tiempo inicial determinado. En las simulaciones realizadas los argumentos astronómicos se han elegido de forma que se correspondieran con las fechas del 14 de febrero de 2003 y 1 de octubre de 2003, de acuerdo con las observaciones de forzamiento atmosférico (vientos) que se iban a utilizar.

2.8.2.3. Condiciones de contorno en superficie. Imposición de vientos

La imposición de vientos en la superficie del mar como una fuerza de arrastre se ha hecho considerando vientos variables en tiempo pero constantes en espacio. Los datos de viento vienen dados, generalmente de forma diaria, es por ello que para evitar transiciones bruscas de un dato diario al siguiente se realiza una simple interpolación lineal que suaviza el paso de un valor al otro.

Los vientos que se han impuesto en el modelo se han derivado de los datos observados de la estación WANA ubicada frente al Río Adra (Fig. 2.1) pertenecientes a Puertos del Estado, como indicamos en la Sección 2.1.3. De esta serie de datos, se seleccionaron dos periodos con condiciones de viento opuestas: a) un periodo de 61 días donde prevalecen los vientos de levante, comenzando el 14 de febrero de 2003 y b) un periodo de 60 días donde dominan los vientos de poniente, empezando el 1 de octubre de 2003 (Fig. 2.24). Dentro de cada periodo, nos centramos en las condiciones hidrodinámicas relacionadas con eventos de tormentas de alta energía (vientos con velocidades mayores de 6 m/s).

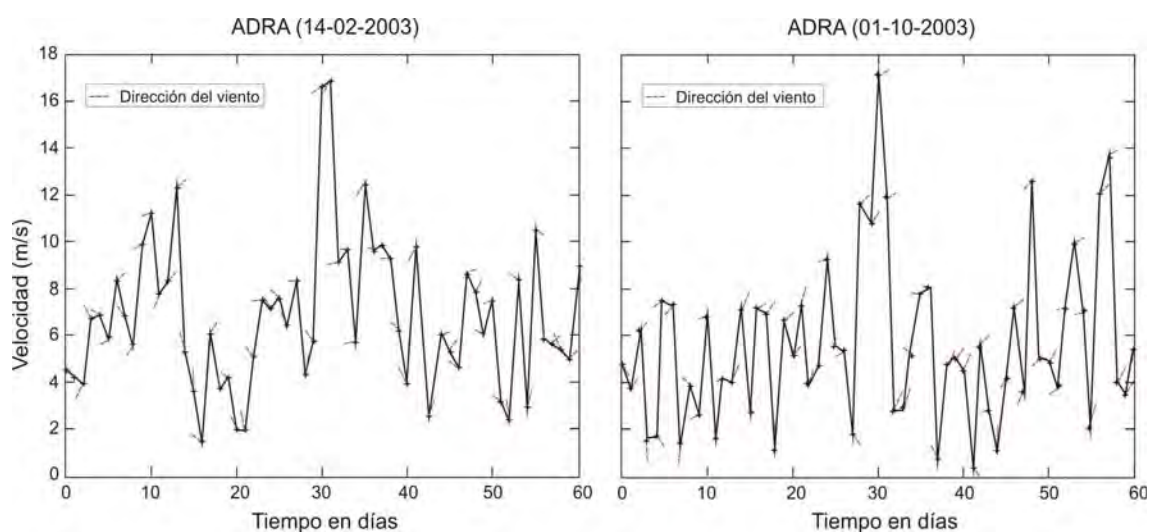


Figura 2.24: Datos de viento procedentes de Puertos del Estado impuestos en el modelo numérico como forzamiento sobre la superficie del mar. Se han considerado dos periodos con vientos dominantes de direcciones opuestas (a la izquierda, periodo con vientos dominantes de levante; a la derecha periodo con vientos dominantes de poniente). Los segmentos pequeños indican la dirección del viento.

2.8.2.4. Condición inicial

En general todas las simulaciones numéricas se inicializan desde un mar en calma, con velocidad nula en todo el dominio y elevación de la superficie del mar constante e igual a la superficie media del mar. Esto hace que tengamos que desechar las primeras horas de simulación, hasta que las condiciones de contorno, en particular el forzamiento de marea y, en menor medida, el forzamiento atmosférico, se convierten en los mecanismos que producen el movimiento del agua.

2.8.2.5. Formulario

Todos los experimentos numéricos que aparecen en esta memoria se han realizado en la Plataforma Web de Supercomputación *HySEA*. Para la ejecución de cada ensayo numérico es necesario rellenar un formulario (Fig. 2.25) donde se recogen los datos necesarios para realizar la simulación. Entre los datos generales que debemos suministrar en este formulario están el nombre del fichero donde se guardan los resultados, el mallado y el fichero de batimetría, el paso de tiempo y el tiempo total de integración, así como el número de procesadores que se utilizan (16 en este caso). A continuación, hay que determinar las condiciones iniciales y de contorno, ya sea mediante funciones matemáticas, ya sea mediante ficheros de datos. En este caso, las condiciones iniciales que corresponden a un mar en reposo se dan mediante expresiones analíticas triviales y los datos para las condiciones de contorno mediante ficheros (ficheros con datos de viento y de marea). Además debe indicarse qué tipo de condición de contorno se impone

en cada una de las fronteras de mar abierto y costa.

The screenshot shows a complex web-based form for configuring a 2D hydrodynamic model. It is organized into several panels:

- Datos generales:** Includes fields for 'Comentarios del Experimento', 'Nombre del fichero de resultados', 'Nodos para emplear en MPI', 'Nombre del fichero de Mallado', 'Fichero de Topografía/Batimetría', 'Definición de la Topografía/Batimetría', 'Tiempo total de Integración', 'Guardar la solución cada 10 segundos', 'CFL', 'G', 'Adimensionalización' (with fields for L and H), 'Manning Fondo', 'Manning Paredes', and 'HEFS'.
- Condiciones Iniciales:** Features a checkbox for 'Condiciones iniciales dadas en un fichero' and a corresponding file input field.
- Condiciones de Contorno:** Contains checkboxes for 'Imposición del viento', 'Imposiciones de mareas en un fichero', and 'Elevaciones experimentales', each with associated file input fields. It also includes a section for 'Imposición de caudal de entrada'.
- Condiciones Iniciales (Funciones):** Provides text input fields for 'Espesor de la Columna de Agua', 'Caudal en la dirección x', and 'Caudal en la dirección y', each with a small code editor for mathematical expressions.
- Condiciones de Contorno (Funciones):** Includes a 'Elevación de la superf. del Flujo' field and a 'Flujo Normal' field, both with code editors.

Figura 2.25: Formulario de datos para el modelo hidrodinámico 2D de una capa.

2.8.2.6. Visualización

En la Figura 2.26, se muestra uno de los módulos de visualización y postprocesado de la plataforma *HySEA*, utilizado para representar el campo de velocidades para la corriente, así como su módulo, en las simulaciones numéricas realizadas. La utilidad WebPlot 2D de la plataforma permite además la realización de animaciones 2D de los resultados numéricos, ya sea en todo el dominio de cálculo o en una región seleccionada.

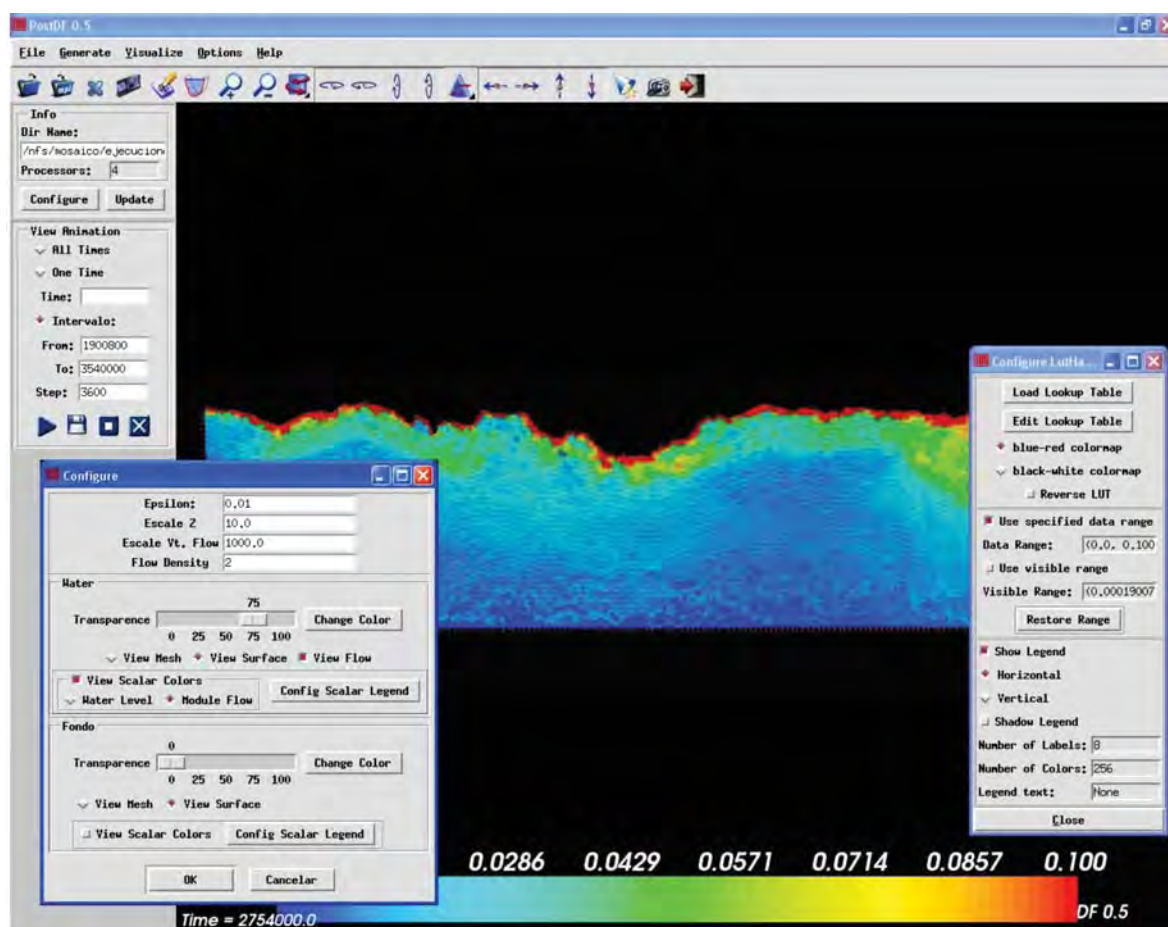


Figura 2.26: Módulo de visualización y postprocesado de la Plataforma *HySEA*. En ella se observa la simulación de la velocidad media de la corriente durante condiciones de levante en el tiempo $T=27543000$ s (tras 318 días, 18 horas y 50 min de simulación).

2.8.3. Modelos de flujos hiperpicnales

En la simulación de flujos hiperpicnales se utilizan, generalmente, modelos promediados por capas (Chu *et al.* (1979); Parker *et al.* (1986); García y Parker (1993); Bradford y Katopodes (1999); Kubo y Nakajima (2002); Kubo (2004); Khan *et al.* (2005)), los cuales suponen que el sedimento contenido en la capa de turbidez está compuesto por $n_s \geq 1$ tipos de materiales, cada uno de ellos caracterizados por un tamaño de grano, D_i (diámetro), y una densidad constante, ρ_j , para $j = 1, \dots, n_s$. Estas distintas especies del sedimento son transportadas por el agua del río, que tiene una densidad ρ_0 . Cuando el río llega al mar esta capa de agua y sedimentos penetra en él y se hunde en sus aguas, de densidad ρ_w , generando una corriente de turbidez (Figura 2.27).

Los modelos presentados en los trabajos arriba mencionados se pueden escribir bajo la siguiente formulación general:

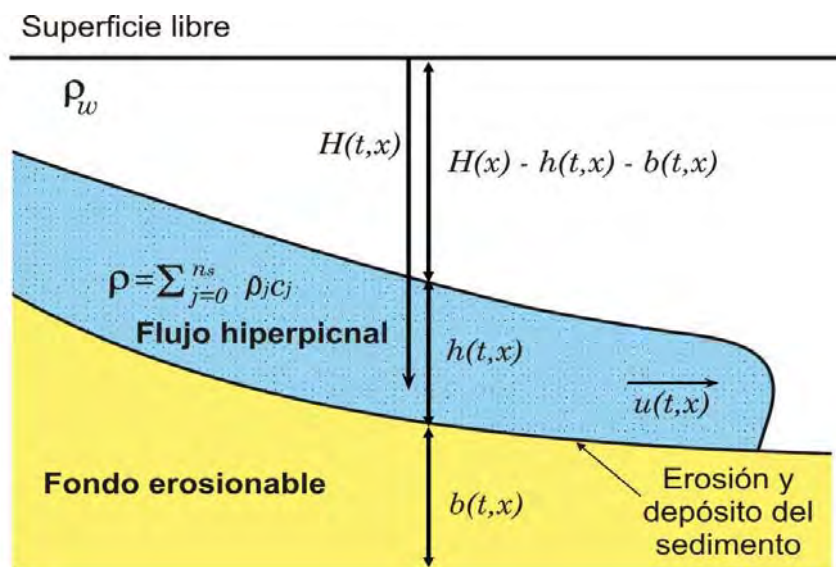


Figura 2.27: Esquema de un flujo hiperpicnal.

$$\left\{ \begin{array}{l} \partial_t h + \partial_x(hu) = \phi_\eta, \\ \partial_t(hu) + \partial_x \left(hu^2 + gR_c \frac{h^2}{2} \right) = g(R_0 + R_c) h \partial_x H + \tau, \\ \partial_t(h c_j) + \partial_x(hu c_j) = \phi_b^j, \text{ para } j = 1, \dots, n_s \\ \partial_t(b p_j) = -\phi_b^j, \text{ para } j = 1, \dots, n_s \\ \partial_t H = \xi \phi_b. \end{array} \right. \quad (2.4)$$

donde h es el espesor de la lengua turbida; u su velocidad promediada en profundidad; c_j para $j = 1, \dots, n_s$ representa las concentraciones promediadas verticalmente para cada una de los tipos de materiales en la capa y p_j para $j = 1, \dots, n_s$ es la fracción volumétrica de la especie de sedimento j en el lecho marino, b es el espesor de la capa de sedimentos erosionables y H es la profundidad del fondo a partir de un nivel de referencia fijado, por ejemplo, el nivel medio del mar (Fig. 2.27). Por último,

$$R_j = \frac{\rho_j - \rho_0}{\rho_0}, \text{ para } j = 1, \dots, n_s; \quad \text{y} \quad R_c = \sum_{j=1}^{n_s} R_j c_j. \quad (2.5)$$

El término fuente ϕ_η representa la cantidad de agua del mar que penetra y se mezcla mediante procesos turbulentos con de la pluma de sedimentos.

El flujo de sedimentos con el fondo marino de la especie j viene dado a partir de las tasas de depósito (F_d^j) y erosión (F_e^j) por

$$\phi_b^j = F_e^j - F_d^j, \quad \text{siendo } \phi_b = \sum_{j=1}^{n_s} \phi_b^j. \quad (2.6)$$

Denotamos por $\xi = 1/(1 - \gamma)$, siendo γ la porosidad de la capa de sedimento depositada en el fondo. Finalmente, τ representa el término de fricción.

En el sistema (2.4) la primera ecuación representa la conservación de la masa de fluido en la capa de turbidez, la segunda ecuación es la conservación del momento, las n_s ecuaciones en las expresiones tercera y cuarta recogen la conservación de la masa para cada una de las especies de sedimento en la capa de turbidez, por un lado, y en el fondo erosionable, por otro y, finalmente, la última ecuación representa la evolución de la forma del fondo debido a los efectos del depósito y erosión de sedimentos.

Las diferencias entre los distintos modelos mencionados anteriormente se basan en las leyes de erosión y depósito, así como los términos de entrada de agua y/o fricción. Más adelante mostraremos cuales han sido las elecciones en el modelo que hemos utilizado.

2.8.3.1. Mejoras a los modelos existentes

Siguiendo el trabajo de Morales *et al.* (2009), que se ha llevado a cabo al igual que el presente trabajo de tesis en el seno del proyecto MOSAICO, se propone introducir algunas mejoras a los modelos de corrientes hiperpicnales descritos en la sección anterior, para su utilización en los problemas que se nos han planteado.

En primer lugar trataremos de poner en evidencia algunos procesos que no se recogen en dichos modelos, estos son los siguientes:

1. En primer lugar, en ausencia de entrada de agua en la capa de turbidez, la masa de agua dulce debe conservarse.

Observemos que si denotamos por c_0 la concentración de agua dulce en la pluma y por c la suma de todas las fracciones de sedimento, entonces se verifica la relación $c_0 = 1 - c$ y de (2.4) se obtiene que

$$\partial_t(c_0h) + \partial_x(c_0hu) = \phi_\eta - \phi_b. \quad (2.7)$$

Esto significa que los efectos de erosión y depósito cambian la masa de agua dulce, mientras que debe resultar evidente que, en ausencia de entrada de agua, es decir si $\phi_\eta = 0$, la cantidad de agua dulce debe conservarse. Morales *et al.* (2009) pusieron en evidencia este comportamiento.

2. En segundo lugar, el depósito, la erosión y la entrada de agua en la capa deberían tener un efecto en la ecuación de momento. Este efecto no se tiene en cuenta. En Morales *et al.* (2009) se comprueba como los términos relacionados con la erosión/depósito y entrada de agua en la capa aparecen de forma natural en la ecuación de momento.
3. En tercer lugar, se observa que la densidad del fluido ambiente ρ_w no aparece explícitamente en las ecuaciones, por tanto el modelo es solamente aplicable cuando $\rho_w \approx \rho_0$. La densidad del fluido ambiente debería tenerse en cuenta de forma que el modelo pudiera simular tanto una pluma que se hunde en un océano

como una corriente subaérea, como para tener en cuenta el efecto de la diferencia entre estas densidades.

4. En cuarto y último lugar, se aprecia que el transporte de partículas en el fondo debido a la velocidad de la corriente tampoco era tenida en cuenta. Además de los flujos de erosión y depósito, el transporte de partículas en el fondo puede ser relevante y por tanto resulta interesante que esté recogido por las ecuaciones del modelo. Es por ello que en Morales *et al.* (2009) se añade un término a la ecuación que modela el espesor de la capa de sedimentos depositados en el fondo para tener en cuenta este proceso.

Teniendo estas consideraciones en cuenta, en Morales *et al.* (2009), se deduce un modelo de corrientes hiperpicnales que intenta resolver las deficiencias de modelos anteriores. Este modelo se obtiene promediando las ecuaciones de Navier-Stokes y haciendo uso de diversas hipótesis simplificadoras como son la aproximación de Boussinesq, la hipótesis de "techo rígido" (*rigid lid*) para el fluido ambiente (superficie del mar en nuestro caso) y las hipótesis de *shallow water*. Las ecuaciones resultantes deben integrarse verticalmente, obteniéndose así el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\left\{ \begin{array}{l} \partial_t h + \partial_x(hu) = E_w u + \sum_{j=1}^{n_s} v_{s_j} (p_j E_{s_j} - c_{b_j}), \\ \partial_t(hu) + \partial_x \left(hu^2 + g(R_0 + R_c) \frac{h^2}{2} \right) = g(R_0 + R_c) h \partial_x H \\ \quad + E_w u^2 + \frac{u}{2} \sum_{j=1}^{n_s} v_{s_j} (p_j E_{s_j} - c_{b_j}) - (1 + \alpha) c_D |u|u, \\ \partial_t(h c_j) + \partial_x(hu c_j) = v_{s_j} (p_j E_{s_j} - c_{b_j}), \text{ para } j = 1, \dots, n_s \\ \partial_t(b p_j) = -v_{s_j} (p_j E_{s_j} - c_{b_j}), \text{ para } j = 1, \dots, n_s \\ \partial_t H - \xi \partial_x q_b = \xi \sum_{j=1}^{n_s} v_{s_j} (p_j E_{s_j} - c_{b_j}); \end{array} \right. \quad (2.8)$$

donde

$$R_0 = \frac{\rho_0 - \rho_w}{\rho_0}. \quad (2.9)$$

Veamos, finalmente, como las ecuaciones del nuevo modelo (2.8) tienen en cuenta aquellos efectos que faltaban en modelos anteriores:

- De (2.8) se tiene que

$$\partial_t(c_0 h) + \partial_x(c_0 hu) = \phi_\eta, \quad (2.10)$$

donde $c_0 = 1 - c$ es la concentración de agua dulce. Por tanto, si no hay entrada de agua del mar en la capa de turbidez, la cantidad de agua en ella permanece constante.

- El término de presión $gR_0h^2/2$ en la segunda ecuación permite tener en cuenta tanto corrientes de turbidez en el mar ($R_0 \approx 0$) como corrientes en medio aéreo ($R_0 \approx 1$).
- Se tienen en cuenta los efectos de la erosión/deposición y entrada de agua en la ecuación de conservación de momento.
- Se incluye el transporte sólido de partículas en el fondo mediante un flujo de transporte sólido q_b .

2.8.3.2. Leyes empíricas utilizadas

Las parametrizaciones utilizadas para representar los términos fuente (ϕ_η y ϕ_b) han sido las propuestas por Parker *et al.* (1986), Kubo y Nakajima (2002) y Khan *et al.* (2005), donde la cantidad ϕ_η de agua marina que penetra y se mezcla por turbulencia con la corrientes de turbidez puede parametrizarse como:

$$\phi_\eta = E_w u, \quad (2.11)$$

donde el coeficiente de entrada de agua, E_w , viene dado por la ley empírica:

$$E_w = \frac{0,00153}{0,0204 + \mathcal{R}i}, \quad (2.12)$$

donde el número de Richardson, $\mathcal{R}i$ se define como:

$$\mathcal{R}i = \frac{R_c g h}{u^2}. \quad (2.13)$$

La tasa de depósito viene dada por el producto entre la velocidad de depósito del sedimento, v_{s_j} (que calculamos haciendo uso de una relación empírica introducida por Dietrich (1982)), y la fracción de la concentración del sedimento en suspensión cerca del fondo, c_{b_j} . Cuando se tienen varios tipos de materiales, es la suma de estos productos la que se utiliza como tasa neta de depósito, es decir,

$$F_d = \sum_{j=1}^{n_s} F_d^j, \quad \text{siendo } F_d^j = v_{s_j} c_{b_j}. \quad (2.14)$$

Es posible encontrar en la literatura diferentes expresiones para determinar la concentración cerca del fondo. En García (1993) o Altinaker *et al.* (1996), c_{b_j} se toma como la mitad de la concentración total promediada c_b , mientras que en Khan *et al.* (2005) o Bradford y Katopodes (1999) se propone la siguiente ley:

$$\frac{c_{b_j}}{c_j} = 0,4 \left(\frac{D_j}{D_{sg}} \right)^{1,64} + 1,64, \quad (2.15)$$

donde D_j es el tamaño característico del sedimento j y D_{sg} denota la media geométrica de los tamaños medios de los tipos de materiales que constituyen la mezcla.

La tasa de entrada de sedimentos del fondo (erosión) está dada por:

$$F_e^j = v_{s_j} p_j E_{s_j}, \quad (2.16)$$

donde p_j representa la fracción volumétrica del sedimento j -ésimo en el fondo, que puede ser constante o que puede expresarse como una función del tiempo como en Bradford y Katopodes(1999). El coeficiente de entrada de sedimentos, E_{s_j} , viene dado por la expresión propuesta por García y Parker (1993) ,

$$E_{s_j} = \frac{1,3 \cdot 10^{-7} Z_j^5}{1 + 4,3 \cdot 10^{-7} Z_j^5}, \quad (2.17)$$

donde

$$Z_j = \alpha_1 \frac{\sqrt{c_D} |u|}{v_{s_j}} \mathcal{R}_{p_j}^{\alpha_2}, \quad (2.18)$$

y

$$\mathcal{R}_{p_j} = \frac{\sqrt{R_j g D_j} D_j}{\nu} \quad (2.19)$$

es el número de Reynolds de las partículas, con ν la viscosidad cinemática. Los parámetros (α_1, α_2) toman los valores $(1, 0'6)$ para $\mathcal{R}_{p_j} > 2'36$ y $(0'586, 1'23)$ para $\mathcal{R}_{p_j} \leq 2'36$. Queremos hacer notar de nuevo que ésta no es la única expresión que pretende describir la física de este proceso. Existen diversas variantes que parametrizan F_e^j (Bradford y Katopodes, 1999; Kubo y Nakajima, 2002 y Kubo, 2004).

El término de fricción, τ , se parametriza en función de la velocidad como:

$$\tau = -(1 + \alpha) c_D |u| u. \quad (2.20)$$

donde c_D es el coeficiente de rozamiento con el fondo, que varía entre 0,002 y 0,05 dependiendo del tipo de flujo y α es la razón entre la fuerza de rozamiento en la superficie superior del flujo y la fuerza de rozamiento de éste con el fondo.

2.8.3.3. Flujo de arrastre del fondo

El transporte de partículas por el fondo debido a la velocidad de la corriente viene representado por el producto ξq_b , donde q_b representa el flujo de transporte sólido, que depende de la velocidad del fluido u , $q_b = q_b(h, hu)$. En la literatura se han propuesto diversas fórmulas para la parametrización del flujo de transporte sólido en el fondo (Meyer-Peter y Müller, 1948; Gras, 1981; Nielsen, 1992, entre otros). La más simple de todas corresponde al modelo de Grass (1981):

$$q_b = A_g u |u|^{m_g - 1}, 1 \leq m_g \leq 4, \quad (2.21)$$

donde A_g es una constante que representa los efectos debidos al tamaño de grano y la viscosidad cinemática y que se determina normalmente mediante estudios experimentales. Generalmente m_g se toma igual a 3.

Esta sencilla parametrización tiene la ventaja de facilitar la obtención y demostración de resultados teóricos (Morales *et al.*, 2009), algo que puede resultar mucho más difícil o incluso imposible para otro tipo de parametrizaciones más sofisticadas.

No obstante, el modelo de Grass tiene la desventaja de que el movimiento de las partículas empieza instantáneamente en cuanto la velocidad u es distinta de cero. Esto no suele ocurrir así en la realidad, donde el fluido debe llevar una velocidad mínima que consiga *romper* la cohesión entre las partículas para empezar el movimiento. Para poder tener en cuenta este tipo de efectos, se deben considerar otras parametrizaciones que suelen estar basadas en un coeficiente llamado *esfuerzo de cizalla* o *shear stress* que viene dado por:

$$\tau_b = \rho_w g h S_f, \quad (2.22)$$

donde ρ_w es la densidad del fluido y S_f puede definirse de distintas formas según consideremos una ley de tipo *Darcy-Weissbach*

$$S_f = \frac{f u |u|}{8 g h}, \quad (2.23)$$

o una ley tipo *Manning*

$$S_f = \frac{M^2 u |u|}{h^{4/3}}, \quad (2.24)$$

siendo f y M constantes que dependerán del tipo de partículas que consideremos.

Con frecuencia suele tomarse el llamado parámetro de *Shields*, que es un coeficiente adimensional dado por

$$\tau_b^* = \frac{\tau_b}{(\rho_s - \rho_w) g d_s}, \quad (2.25)$$

siendo ρ_s la densidad de las partículas y d_s su diámetro medio.

Se puede definir entonces un flujo de transporte sólido según la fórmula

$$q_b = \text{sgn}(u) \Phi \sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1\right) g d_s^3} \quad (2.26)$$

siendo Φ una función que dependerá del parámetro de *Shields* y que variará según los distintos modelos que consideremos. Además, Φ tendrá la propiedad de ser 0 siempre que el coeficiente de Shields no supere un cierto umbral crítico τ_{cr}^* . Entre los flujos más conocidos tenemos:

- Meyer-Peter & Müller (1948):

$$\Phi = 8(|\tau_b^*| - \tau_{cr}^*)_+^{3/2} \quad (2.27)$$

- Nielsen (1992):

$$\Phi = 12 \sqrt{|\tau_b^*|} (|\tau_b^*| - \tau_{cr}^*)_+ \quad (2.28)$$

- Fernández Luque y Van Beek (1976):

$$\Phi = 5,7(|\tau_b^*| - \tau_{cr}^*)_+^{3/2}$$

- Ribberink (1987):

$$\Phi = 11(|\tau_b^*| - \tau_{cr}^*)_+^{1,65} \quad (2.29)$$

Ahora bien, todos los modelos anteriores presentan dos defectos:

- q_b sólo depende de las variables hidrodinámicas h y u . Esto puede provocar problemas en la conservación de la masa del sedimento. Por ejemplo en situaciones donde el sedimento que se mueve queda aislado en el interior del dominio.
- Los efectos gravitatorios no se tienen en cuenta. Una forma característica consecuencia del flujo de arrastre es la formación de ondas sedimentarias. Así, las partículas *suben* pendiente arriba arrastradas por el fluido hasta que llegan al frente de la onda para luego caer. Pero no es esto lo que se observa en las simulaciones numéricas, donde un frente vertical se aprecia en el frente de la onda (Fig. 2.28) debido a la ausencia de estos efectos gravitatorios.

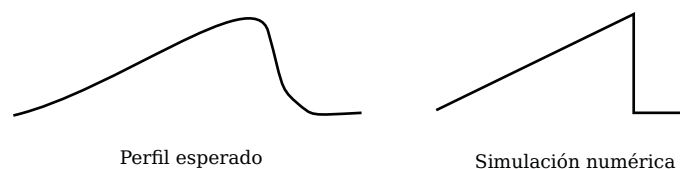


Figura 2.28: Perfil esperado en la formación de una onda (izquierda) y perfil obtenido en las simulaciones numéricas (derecha).

Estos problemas han sido estudiados en Morales *et al.* (2010). En las simulaciones numéricas que presentamos en este trabajo se ha optado por no considerar este término del flujo de arrastre. Suponemos la simplificación por la cual estos efectos quedan incluidos en los fenómenos de erosión y depósito parametrizados por el modelo. Una futura línea de trabajo consistirá en el estudio y análisis de la influencia sobre los resultados numéricos que se obtengan de la inclusión de este tipo de fenómenos de forma independiente en el modelo.

2.8.3.4. Inclusión de un fondo no erosionable

Normalmente el fondo está formado por una fina capa de sedimentos que pueden ser erosionados o transportados por la pluma y que se sitúan sobre un fondo compacto que no se puede erosionar. En dicho caso, debe darse una función, $M_0(x)$, que nos determine la posición de ese fondo no erosionable (Fig. 2.29). Además, en determinadas situaciones, una parte del sedimento depositado puede solidificarse y entrar a formar parte del fondo no erosionable, en tal caso, M_0 variaría con el tiempo.

En estos casos, los términos fuente $(\phi_b^j)^n = v_{s_j}(p_j^n E_{s_j}^n - c_{b_j}^n)$ deben limitarse de tal forma que la cantidad de sedimento erosionado no supere nunca la masa total de la capa de sedimentos.

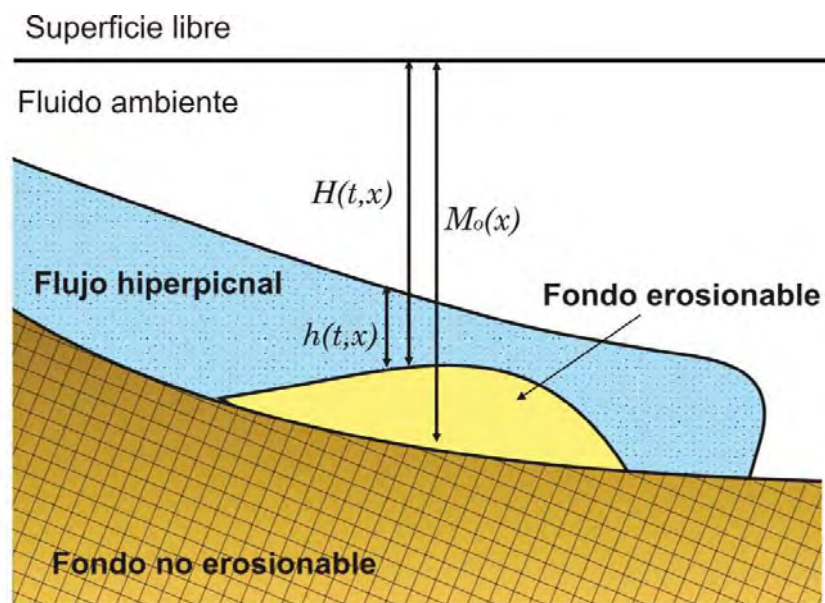


Figura 2.29: Esquema de un flujo hiperpicnal sobre un fondo no erosionable.

2.8.3.5. Nuestras aportaciones

En el desarrollo de esta tesis doctoral, se propone introducir algunas aportaciones a los modelos de corrientes hiperpicnales descritos en la sección anterior, para su utilización en los problemas que se nos han planteado.

2.8.3.5.1. Parametrización del término de fricción. En los modelos de corrientes de turbidez que hemos considerado y los que se encuentran en la bibliografía, el término de fricción se parametriza como presentábanos en la expresión (2.20):

$$\tau = -(1 + \alpha) c_D |u|u. \quad (2.30)$$

donde el término $c_D |u|u$ parametriza la fricción de la capa de turbidez con el fondo y la contribución $\alpha c_D |u|u$ representa la fricción entre fluidos (lengua turbida y fluido ambiente), siendo α la razón entre estas dos términos de rozamiento.

Este tipo de parametrizaciones se ha mostrado inadecuada para el caso de los modelos de corrientes de turbidez cuando se aplican a ejemplos que pretenden emular la realidad, a pesar de haber proporcionado resultados adecuados en problemas test en geometrías reducidas o al ser comparados sus resultados con experimentos de laboratorio. Es por ello que en este trabajo proponemos separar estas dos parametrizaciones y tratarlas de forma independiente considerando diferentes expresiones para cada una de ellas.

Fricción con el fondo. Para la parametrización de la fricción con el fondo se considera la siguiente expresión de tipo Manning análoga a la que se utiliza en el modelo

hidrodinámico:

$$\tau_f = -g h \frac{M^2}{h^{4/3}} |u| u. \quad (2.31)$$

Fricción entre fluidos. Para parametrizar la fricción entre capas consideraremos la siguiente expresión:

$$\tau_i = -\frac{\alpha(h_1) h}{r h_1 + h} |u| u. \quad (2.32)$$

donde $h_1 = \max\{H - (z_b + h), 0\}$ es el espesor de la capa del fluido ambiente, h es el espesor de la capa de turbidez, $r = \frac{\rho_w}{\rho_m}$ es la razón de densidades entre ρ_w , la densidad del agua de la cuenca receptora, y ρ_m , densidad del flujo turbídico calculada como el promedio

$$\rho_m = \rho_0(1 - \Sigma c_j) + \Sigma c_j \rho_j \quad (2.33)$$

donde recordemos que ρ_0 es la densidad del agua del río y c_j para $j = 1, \dots, n_s$ son las concentraciones volumétricas promediadas verticalmente para la j -ésima especie de sedimento cuya densidad constante es ρ_j .

Por último, $\alpha(h_1)$ modula la intensidad de la fricción en función del espesor de la capa de fluido superficial, entre un valor mínimo de fricción, α_0 , que tomamos igual a 0,001 y un valor máximo, α_s , que tomamos igual a 0,015. La expresión analítica que hemos considerado para esta función, es una combinación lineal convexa de estos dos valores dada por:

$$\alpha(h_1) = (\alpha_0 (1 - g(\chi)) + \alpha_s g(\chi)) h_1, \quad (2.34)$$

donde

$$g(\chi) = \left(\frac{\chi(1 + \chi)}{1 + \chi^2} \right)^n \quad \text{con} \quad \chi = \begin{cases} \frac{h_1}{H_R} & \text{si } h_1 \leq H_R \\ 1 & \text{si } h_1 > H_R \end{cases} \quad (2.35)$$

donde H_R es una profundidad de referencia que hemos tomado igual a 30 metros y $n = 2$.

Ley de erosión La expresión de la ley de erosión que proponemos utilizar es formalmente igual a la que hemos descrito en (2.16) donde en la expresión para Z_j el coeficiente de fricción C_D se sustituye por la función:

$$C_D(h) = g \frac{M^2}{h^{1/3}} \quad (2.36)$$

con lo cual la expresión para Z_j viene dada por:

$$Z_j = \alpha_1 \frac{\sqrt{g \frac{M^2}{h^{1/3}} |u|}}{v_{s_j}} \mathcal{R}_{p_j}^{\alpha_2}, \quad (2.37)$$

2.8.3.6. Simulaciones realizadas para el desarrollo de este estudio

Los objetivos alcanzados y los resultados obtenidos a lo largo de este trabajo de modelado matemático y simulación numérica que presentamos han debido superar diversas etapas hasta llegar a las simulaciones finales que aquí se presentan. En primer lugar hubo que evaluar las eventuales bondades y deficiencias de los modelos hiperpicnales de los que disponíamos. Esto requirió la realización de un gran número de experimentos numéricos, cuya finalidad era la de determinar las razones por las cuales los resultados obtenidos en geometrías reales no eran satisfactorios y qué procesos parecían no estar adecuadamente parametrizados. Una vez que se determinó lo inadecuado de la parametrización para la fricción, hubo que proponer e implementar parametrizaciones alternativas y, posteriormente, evaluar su eficiencia y la validez de los resultados numéricos obtenidos. Por último hubo que realizar toda una serie de experimentos numéricos sobre los que fundamentar los resultados y conclusiones de este estudio, sobre diferentes perfiles, teóricos y reales, y para diferentes flujos de diversa intensidad y constantes o variables en tiempo. Así pues, finalmente han sido 82 las simulaciones de flujos hiperpicnales de 8 días de duración las que incluiremos para su análisis y de las cuales extraeremos diversas conclusiones. En la Tabla 2.3 se recogen los principales parámetros utilizados en todas las simulaciones.

PARAMETROS UTILIZADOS	
Nº de especies de sedimento utilizadas	3
Porcentaje de cada especie	33 %
Densidad del agua del mar (kg/m^3)	1.020
Densidad del agua en la lengua turbida (kg/m^3)	1.028
Coefficiente de fricción (Nº de Manning, Mn)	0,02
Coefficiente α_0 de fricción	0,001
Coefficiente α_s	0,015
Profundidad de referencia H_R	30
Umbral de concentración	10^{-3}
Porosidad del fondo	0,0
Viscosidad del agua	$3,6 \cdot 10^{-6}$
Nº de sedimentos en suspensión	3
<i>Sedimento 1 (Sed1)</i>	
Diámetro medio Sed1 (mm)	0,0004
Densidad Sed1 (kg/m^3)	1.930
Velocidad de sedimentación Sed1 (m/s)	0,02738
<i>Sedimento 2 (Sed2)</i>	
Diámetro medio Sed2 (mm)	0,00035
Densidad Sed2 (kg/m^3)	1.922
Velocidad de sedimentación Sed2 (m/s)	0,022597
<i>Sedimento 3 (Sed3)</i>	
Diámetro medio Sed3 (mm)	0,0003
Densidad Sed3 (kg/m^3)	1.900
Velocidad de sedimentación Sed3 (m/s)	0,017755

Tabla 2.3: Parámetros utilizados en las simulaciones de modelos de flujos hiperpicnales.

Todas las simulaciones se han realizado durante un periodo de tiempo de 8 días, y se han llevado a cabo con dos tipos de flujos principales:

1. *Flujo constante*: Este flujo está caracterizado por un flujo o caudal continuo de igual intensidad durante el tiempo total de integración. Los caudales utilizados: 0,05; 0,1; 0,2; 0,25; 0,3; 0,4; 0,45; 0,5; 0,6; 0,7; 0,8; 0,9 y $1 \text{ m}^2/\text{s}$. En principio se fijaron caudales que variaban $0,1 \text{ m}^2/\text{s}$, introduciendo posteriormente caudales intermedios para buscar el caudal crítico en el que aparecen las ondulaciones de sedimento del fondo marino.
2. *Flujo variable*: El flujo variable en tiempo que se ha impuesto se caracteriza por tener cada 24 horas dos máximos y dos mínimos (Fig. 2.30) con una diferencia de caudal de $0,6 \text{ m}^2/\text{s}$ entre ellos y siendo el flujo máximo de $0,8 \text{ m}^2/\text{s}$ y el mínimo de $0,2 \text{ m}^2/\text{s}$.

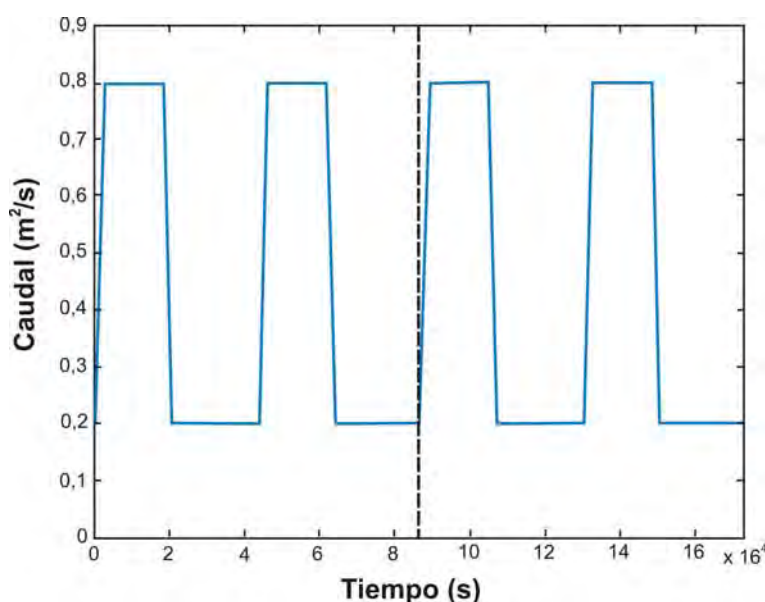


Figura 2.30: Tipo de flujo-caudal variable utilizado para las simulaciones de modelos de flujos hiperpicnales. En la figura se muestran dos periodos de 24 horas.

Debido a la integración en la dimensión que define la anchura del río en su desembocadura para las variables del modelo de flujo hiperpicnal utilizado, esto hace que las unidades que hay que dar para el flujo o caudal en el modelo son de m^2/s . Estos valores deben multiplicarse por la anchura del cauce (m), para obtener los valores en m^3/s . Se han realizado simulaciones en igual número a las que presentamos para otros 4 tipos de flujos variables que no presentaremos aquí, con otros valores máximos y mínimos, diferente frecuencia y perfiles de caudal suavizados.

Por otro lado, las simulaciones tanto para el flujo continuo, como para el flujo discontinuo se han realizado utilizando tres tipos de perfiles batimétricos (Fig. 2.31):

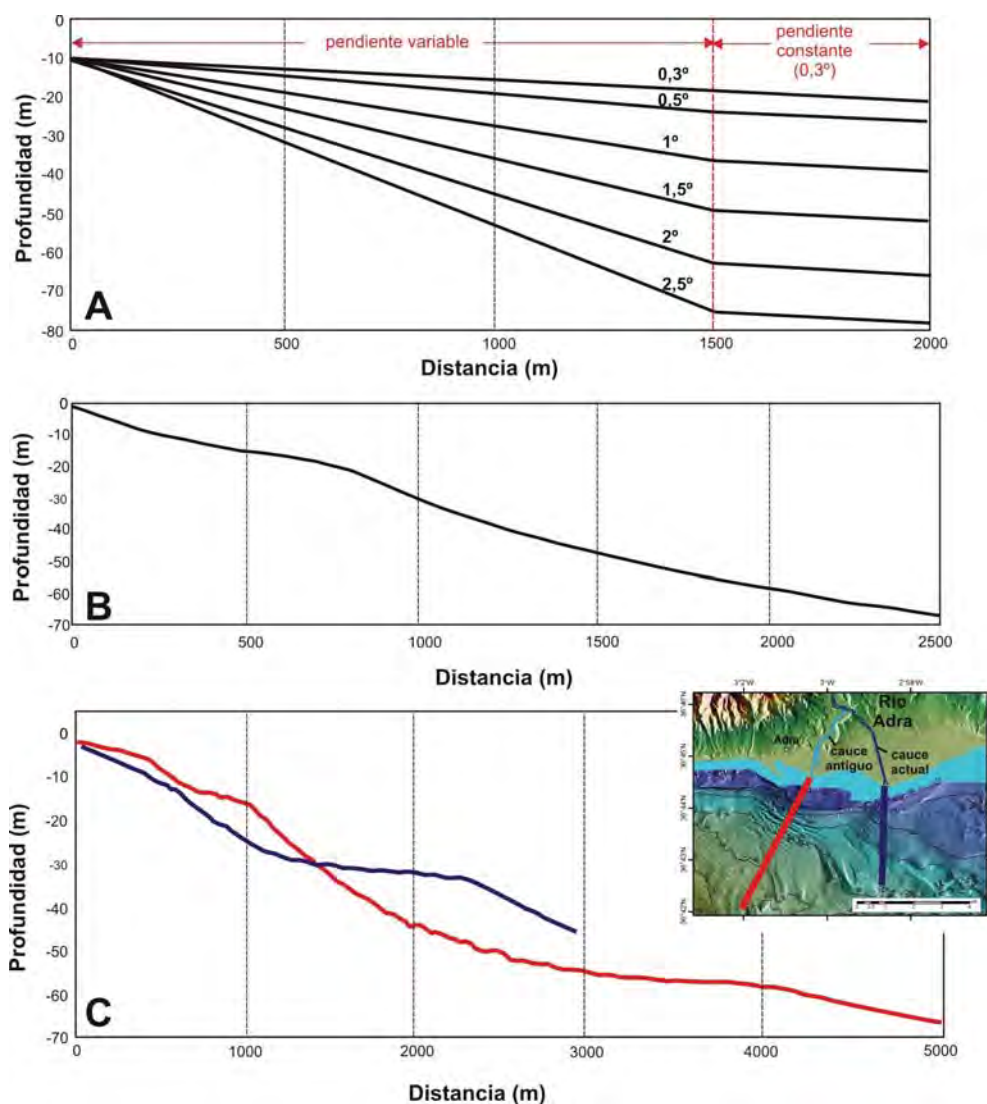


Figura 2.31: Perfiles batimétricos utilizados para las distintas simulaciones de modelos de flujos hiperpicnales. A. Perfil lineal con pendiente variable, en el que se muestran las diferentes pendientes utilizadas; B. Perfil con geometría suavizada y, C. Perfiles reales asociados al Río Adra. En el mapa se muestra la posición de los mismos.

1. *Perfil lineal con pendiente variable*: Esta simulación se ha realizado con un perfil batimétrico teórico con una longitud de 6 km, en el cual la pendiente se ha variado en cada uno de los casos simulados hasta los 1.500 m de distancia, a partir de aquí, en todos los casos la pendiente es la misma ($0,3^\circ$) (Fig. 2.31-A). Ésta es la pendiente de la unidad sísmica en la que ya comienzan a observarse la formación de las ondulaciones del fondo marino, en los perfiles sísmicos de muy alta resolución del prodelta del Adra. Las pendientes utilizadas para los diferentes casos han sido: $0,3^\circ$; $0,5^\circ$; 1° ; $1,5^\circ$; 2° y $2,5^\circ$, pendientes similares a las obtenidas en los prodeltas.
2. *Perfil con geometría suavizada*: Se trata de un perfil sigmoidal teórico sin ondulaciones iniciales (Fig. 2.31-B).

3. *Perfiles reales del Río Adra*: Para estos se han utilizado dos perfiles batimétricos reales asociados al Río Adra, obtenidos a partir de los datos batimétricos adquiridos con ecosonda multihaz. Uno de ellos se ha trazado frente al cauce antiguo del río y el otro, frente a su cauce actual (Fig. 2.31-C).

En resumen, se han realizado un total de 82 simulaciones, las cuales se pueden ver resumidas en la Tabla 2.4 y más detalladamente en las tablas y figuras del Anexo B.

SIMULACIONES FLUJOS HIPERPICNALES	
A. Perfil lineal con pendiente variable (total de 54 simulaciones)	
Flujo constante	48 simulaciones con las diferentes pendientes y diferentes caudales continuos
Flujo variable	6 simulaciones con las diferentes pendientes y el mismo flujo discontinuo
B. Perfil con geometría suavizada (total de 10 simulaciones)	
Flujo constante	9 simulaciones con diferentes caudales continuos
Flujo variable	1 simulación con el flujo discontinuo
C. Perfiles reales del Río Adra (total de 18 simulaciones)	
C.1. Perfil cauce antiguo del Río Adra (10 simulaciones)	
Flujo constante	9 simulaciones con diferentes caudales continuos
Flujo variable	1 simulación con el flujo discontinuo
C.2. Perfil cauce actual del Río Adra (8 simulaciones)	
Flujo constante	7 simulaciones con diferentes caudales continuos
Flujo variable	1 simulación con el flujo discontinuo

Tabla 2.4: Resumen de las simulaciones realizadas utilizando los modelos de flujos hiperpicnales.

2.8.4. Tensión tangencial en el fondo

A partir de los datos de velocidades medias en la columna de agua, obtenidos a través del modelo hidrodinámico anteriormente descrito, se ha calculado la tensión tangencial del fondo (τ_0 , *bed shear stress*) usando la fórmula propuesta por Soulsby (1997):

$$\tau_0 = \rho u_*^2$$

El valor de la densidad de agua de mar (ρ) es igual a 1.027 kg/m^3 y la velocidad de fricción (u_*) está definida como:

$$u_* = 0,121 \left(\frac{d_{50}}{z} \right)^{1/7} u_z$$

En esta expresión d_{50} es la mediana del tamaño de grano de las muestras de sedimento utilizadas, z es la altura sobre el fondo del mar (equivalente a 1 m en este estudio) y

u_z es la velocidad media a una altura z del fondo, definida por Soulsby (1997) como:

$$u(z) = \left(\frac{z}{0,32h} \right)^{1/7} \bar{u}, \text{ para } 0 < z < 0,5h$$

donde \bar{u} es la velocidad media de la corriente obtenida a partir del modelo hidrodinámico y h la profundidad.

Parte II

RESULTADOS

Capítulo 3

Los depósitos deltaicos del Sureste de la Península Ibérica

3.1. Introducción

Los depósitos deltaicos descritos en este estudio se encuentran fuertemente ligados a los ríos y ramblas más representativos situados entre las localidades de Torrox (Málaga) y Adra (Almería). La morfología de estos depósitos está muy influenciada, entre otros factores, por las características de la cuenca de drenaje. Cerca de la desembocadura del río se produce una disminución brusca de la velocidad del flujo, dando lugar a la sedimentación de parte de la carga de sedimento que transporta la corriente, formando la parte emergida del depósito deltaico. Por otro lado, el resto de la carga de sedimento es transportada mar adentro y depositada en la plataforma continental donde se desarrolla la parte sumergida del depósito deltaico.

Este capítulo abordarán los siguientes aspectos: a) El estudio morfosedimentario de la parte emergida y sumergida de los depósitos deltaicos y b) La descripción morfológica de los tipos morfológicos menores ubicados en los prodeltas.

3.2. Morfología de los depósitos deltaicos

Se han identificado un total de 14 depósitos deltaicos ubicados en la zona de estudio. Estos depósitos están limitados hacia tierra por la curva de nivel de los 50 m, aproximadamente, y se desarrollan mar adentro, generalmente, hasta la isóbata de 60 m de profundidad, llegando alguno de ellos incluso hasta el borde de la plataforma continental a 108 m de profundidad (Fig. 3.1). Para su descripción, el área de estudio se ha dividido en dos sectores (occidental y oriental) separados por el Cañón de Carchuna (Fig. 3.1). En el sector occidental se localizan los sistemas deltaicos asociados a los ríos Güí, Torrox, Chíllar, Jate, Seco, Verde y Guadalfeo, mientras que el sector oriental se encuentran los vinculados a las ramblas de Gualchos (depósito oriental y occidental), Haza de Trigo, Albuñol, Huarea y al Río Adra (depósito oriental y occidental) (Fig. 3.1).

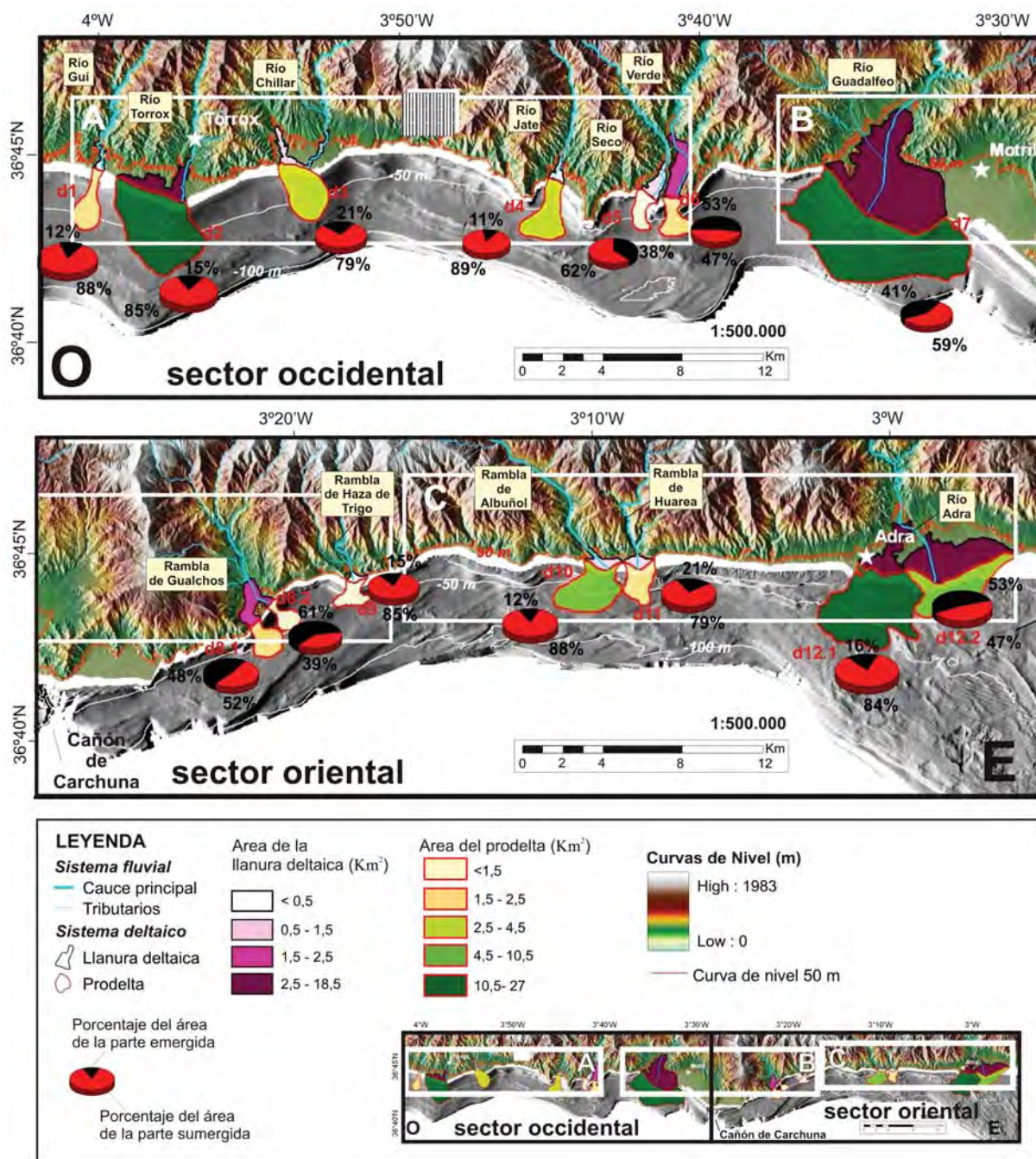


Figura 3.1: Depósitos deltaicos descritos en la zona de estudio. Se muestra la relación entre la parte emergida (llanura deltaica) y la parte sumergida (prodelta) de los depósitos, así como el porcentaje de ambas representado en gráficos circulares. La variación en las dimensiones de las llanuras deltaicas y de los prodeltas se presenta en gradación de colores. La nomenclatura en rojo hace referencia al nombre asignado a cada depósito.

El estudio morfológico de estos depósitos muestra la presencia de dos partes claramente diferenciadas: a) una parte emergida, a la que se le ha denominado **llanura deltaica** desarrollada en el *onshore* o zona terrestre y b) una parte sumergida o **prodelta**, que se extiende en el *offshore* o zona marina. Dichas partes se encuentran limitadas por la línea de costa (Fig. 3.2).

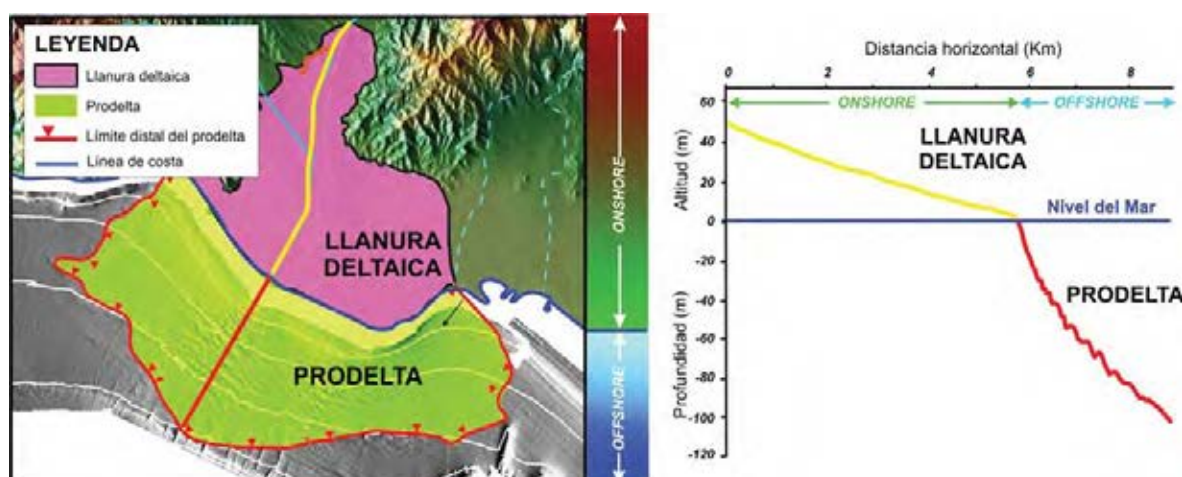


Figura 3.2: Esquema de las partes que componen los depósitos deltaicos. A la izquierda se muestra el esquema morfológico en planta y a la derecha se representa su perfil trasversal.

Los depósitos deltaicos de la zona presentan áreas muy variables, oscilando entre los 2 y los 48 km² (Tabla 3.1). El depósito deltaico con mayor extensión se encuentra asociado al Río Guadalfeo, mientras que el de menor superficie se halla ligado a la Rambla de Haza de Trigo (Fig. 3.1). En la mayoría de los depósitos se advierte que el área de la parte sumergida es superior a la de la parte emergida, excepto en los depósitos vinculados al Río Verde, al brazo oriental de la Rambla de Gualchos y al Río Adra oriental (Fig. 3.1). En algunas ocasiones, el porcentaje del área de la parte sumergida representa casi el 90 % del área total del depósito deltaico (los asociados a los ríos Güi, Torrox, Jate y Adra occidental y a la Rambla de Albuñol), y nunca se encuentra por debajo del 39 % (Fig. 3.1).

DEPÓSITO DELTAICO	Área (km ²)	Longitud (km)	Porcentaje área sumergida (%)
Río Güi (d1)	2,82	4,46	88
Río Torrox (d2)	16,75	5,90	85
Río Chillar (d3)	5,58	4,50	79
Río Jate (d4)	4,15	4,20	89
Río Seco (d5)	2,33	3,50	62
Río Verde (d6)	4,16	5,20	47
Río Guadalfeo (d7)	45,20	8,90	59
Rambla de Gualchos (Occ.) (d8.1)	3,75	3,80	52
Rambla de Gualchos (Orient.) (d8.2)	2,93	3,20	39
Rambla de Haza de Trigo (d9)	1,77	1,60	85
Rambla de Albuñol (d10)	6,28	3,30	88
Rambla de Huarea (d11)	2,86	2,40	79
Río Adra (Occ.) (d12.1)	17,28	6,20	84
Río Adra (Orient.) (d12.2)	13,52	3,90	47

Tabla 3.1: Resumen de los parámetros morfológicos de los depósitos deltaicos.

Las longitudes de los depósitos deltaicos varían desde 1,5 km a casi 9 km (Tabla 3.1). Esta medida se ha realizado desde la llanura deltaica (a lo largo del recorrido del cauce), siguiendo por el prodelta (en un perfil trazado con la misma dirección que el

cauce) hasta llegar al límite distal, correspondiéndose con la distancia horizontal en el perfil de la Figura 3.2. Se observa que el depósito deltaico del Río Guadalfeo tiene la mayor longitud de todos ellos, llegando incluso hasta el borde de plataforma.

Los perfiles transversales de los depósitos deltaicos presentan, de manera general, un perfil sigmoidal aunque existen algunos perfiles abruptos sin una clara morfología sigmoidal. Existe un aumento de la pendiente en la parte sumergida del depósito deltaico y aguas afuera, y una disminución de la misma en la parte más distal del prodelta (Fig. 3.3). El depósito deltaico más abrupto se localiza en la Rambla de Haza de Trigo, con valores de pendiente entre los $2,7^\circ$ y los $5,4^\circ$. El caso opuesto se encuentra en el depósito desarrollado en el Río Guadalfeo, donde la pendiente oscila entre $0,43^\circ$ y $2,5^\circ$.

3.2.1. Llanura deltaica

En general, se puede considerar que las llanuras deltaicas descritas están limitadas hacia tierra por la curva de nivel de 50 m de altitud, aunque solo la Rambla de Gualchos llega a alcanzar esa cota (Tabla 3.2), siendo la que presenta mayor elevación. La llanura deltaica que tiene menor elevación es la asociada al Río Adra (oriental) que se inicia a partir de los 19 m de altitud. El punto del río a partir del cual comienza a formarse la llanuras presenta un valor medio de 36 m de altitud (Tabla 3.2).

Las áreas de las llanuras deltaicas están comprendidas entre los 0,27 y los 18,5 km², aunque la mayoría se encuentran en el intervalo de 0,27 y 2,51 km² (Fig. 3.1 y Tabla 3.2), correspondiéndose las de mayores dimensiones con los ríos Adra y Guadalfeo (Fig. 3.1). El perímetro o medida del contorno de la llanura deltaica, varía en un rango entre 2,6 - 23,80 km. Las llanuras deltaicas de los Río Chíllar, Torrox y Adra (occidental) presentan contornos muy irregulares, los cuales muestran perímetros mucho mayores que llanuras deltaicas con áreas semejantes. Un claro ejemplo lo podemos ver en las llanuras deltaicas de los Río Chíllar y Seco, donde tienen prácticamente el mismo área pero la primera de ellas dobla en perímetro a la segunda (Tabla 3.2).

Las llanuras deltaicas estudiadas representan un bajo porcentaje en la relación entre el área de la llanura deltaica y el área de la cuenca de drenaje. Este porcentaje oscila entre 1,5% y 5% (Tabla 3.2). Con carácter general, se observa que existe una clara tendencia lineal del área de las llanuras deltaicas con respecto al área de sus cuencas de drenaje con un $R^2 = 0,98$. Esto indica que las llanuras deltaicas más pequeñas están asociadas a cuencas de drenaje de menor tamaño y viceversa (Fig. 3.4).

Tras la representación de su anchura frente a su longitud (Fig. 3.5) se observa que las anchuras se encuentran mayoritariamente por debajo de 1 km y las longitudes por debajo de 2,5 km. La forma en planta de las llanuras deltaicas varía, de manera general, de triangular a lineal (Fig. 3.6). En función del diagrama de dispersión de la anchura frente a la longitud, se han establecido tres clases principales para definir con más detalle su forma en planta triangular:

- a) *Triangular Regular*: con valores prácticamente iguales de longitud y anchura, como ocurre en las llanuras deltaicas de Haza de Trigo, Albuñol y Huarea;

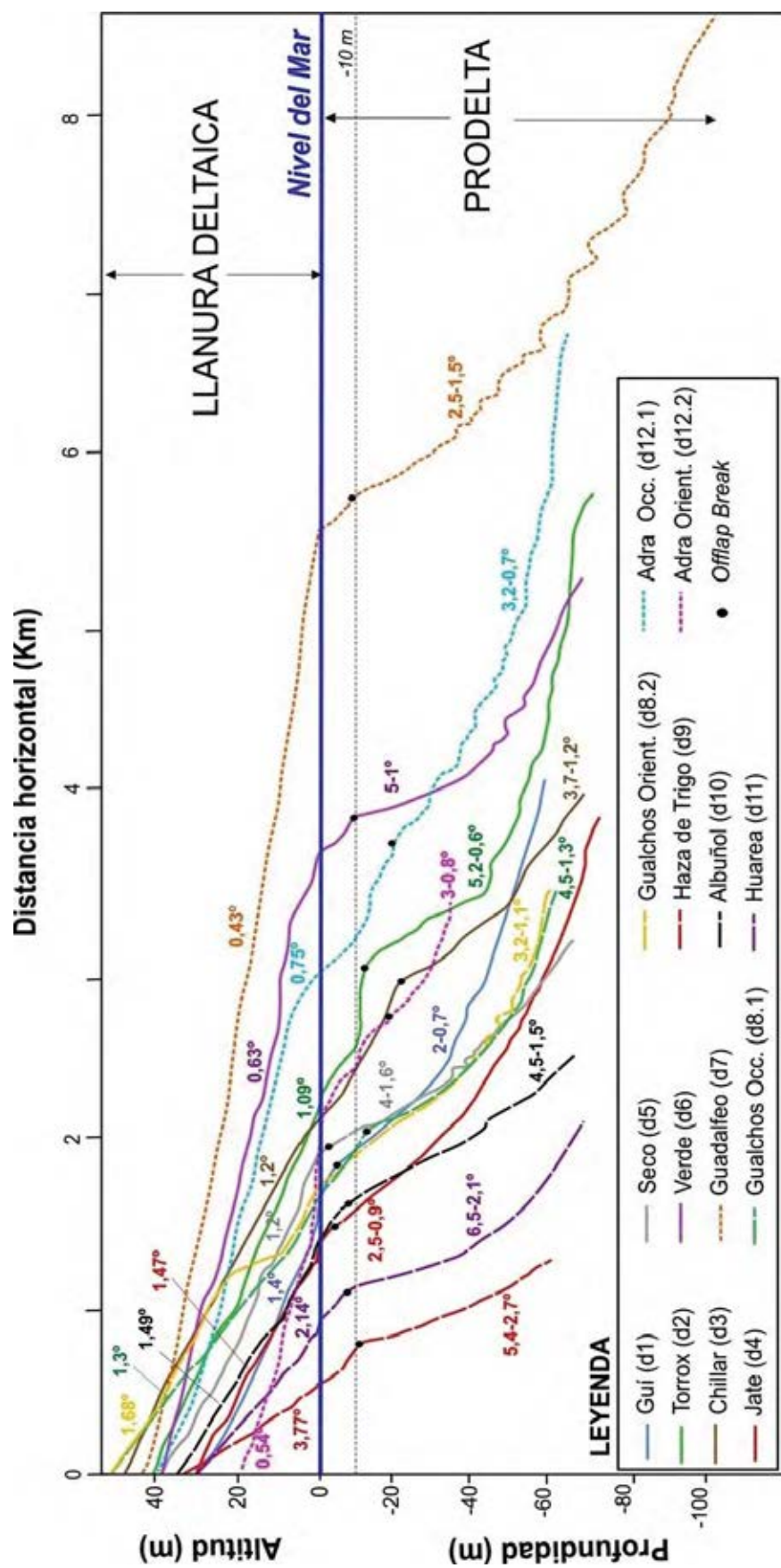


Figura 3.3: Perfiles topobatimétricos transversales de los depósitos deltaicos. En el esquema se diferencia la zona emergida o llanura deltaica, y la zona sumergida o prodelta. Las pendientes en el prodelta se corresponden con las pendientes en el *foreset* y *bottomset*. La posición de los perfiles transversales realizados en las llanuras deltaicas se presentan en la Figura 3.6 y los trazados en los prodeltas en la Figura 3.14-I.

SISTEMA FLUVIAL	Inicio LID (m)	Forma	Termin. Lcosta	Simetría	Área (km ²)	Longitud (km)(L)	Anchura (km) (W)	L/W	Perimet. (km)	Perfil	Pte (°)	Cauce	Anchura cauce (m)	Canaliz. artificial	Orient. (°)	% LID/C
<i>RIO GUF</i> (d1)	30	A	Re	As	0,35	1,50	0,22	6,82	4,3	L	1,14	U	44	NO	90	0,60
<i>RIO TORROX</i> (d2)	40	A	Re	As	2,51	2,10	1,03	2,04	12,2	L	1,09	U-Csec	47	NO	90	0,60
<i>RIO CHILLAR</i> (d3)	47	A	Re	As	1,17	2,10	0,47	4,47	12,3	L	1,28	U-Csec	29	SI-Solo tramo	90	0,60
<i>RIO JATE</i> (d4)	31	A	Re	S	0,46	1,2	0,38	3,16	3,9	L	1,47	U	14	SI-Solo tramo	90	0,60
<i>RIO SECO</i> (d5)	38	A	Re	S	0,90	1,80	0,60	3,00	5,7	L	1,20	U	15	SI	90	0,60
<i>RIO VERDE</i> (d6)	40	A	Re	As	2,20	3,60	0,63	5,71	8,9	LC	0,63	U	30	SI	90	0,60
<i>RIO GIUADALFEO</i> (d7)	42	A	Sa	S	18,50	5,50	3,20	1,72	23,8	L	0,43	U	65	SI	90	0,60
<i>RAMBLA DE GUALCHOS</i> (d8)	50	A	Re	As	1,80	1,70	0,82	2,07	7,7	L-LC ¹	1,3-1,68 ¹	An-U ¹	53	SI	134	0,60
<i>RAMBLA DE HAZA DE TRIGO</i> (d9)	33	R	Sa	S	0,27	0,50	0,49	1,02	2,6	L	3,77	U	52	NO	90	0,60
<i>RAMBLA DE ALBUÑOL</i> (d10)	34	R	Sa	S	0,78	1,30	1,20	1,08	5,4	L	1,49	U-Csec	75	SI	118	0,60
<i>RAMBLA DE HUAREBA</i> (d11)	30	R	Sa	S	0,60	0,80	0,70	1,14	3,6	L	2,14	U	69	SI	90	0,60
<i>RIO ADRA</i> (occ.) (d12.1)	38	A	Sa	S	2,80	2,90	1,12	2,59	12,5	LC	0,75	An	-	-	-	0,60
<i>RIO ADRA</i> (orient.) (d12.2)	19	E	Sa	As	7,14	2,00	2,67	0,75	14,3	L	0,54	U	71	SI	103	0,60

Tabla 3.2: Resumen de los parámetros morfológicos de las llanuras deltaicas (LID). A: alargada; R: regular; E: elipsoidal; Re: recta; Sa: con saliente hacia costa; As: asimétrica; S: simétrica; L: lineal; LC: lineal-converso; U: único; U-sec: existencia de otro cauce; An: cauce antiguo. (1) Brazo occidental-Brazo oriental.

- b) *Triangular Elipsoidal*: con un ratio $L/W < 1$, el cual lo presenta la llanura deltaica oriental de Adra;
- c) *Triangular Alargada*: donde la longitud supera a la anchura ($L/W > 1$), lo cual ocurre en la mayoría de las llanuras deltaicas (Tabla 3.2 y Figura 3.5).

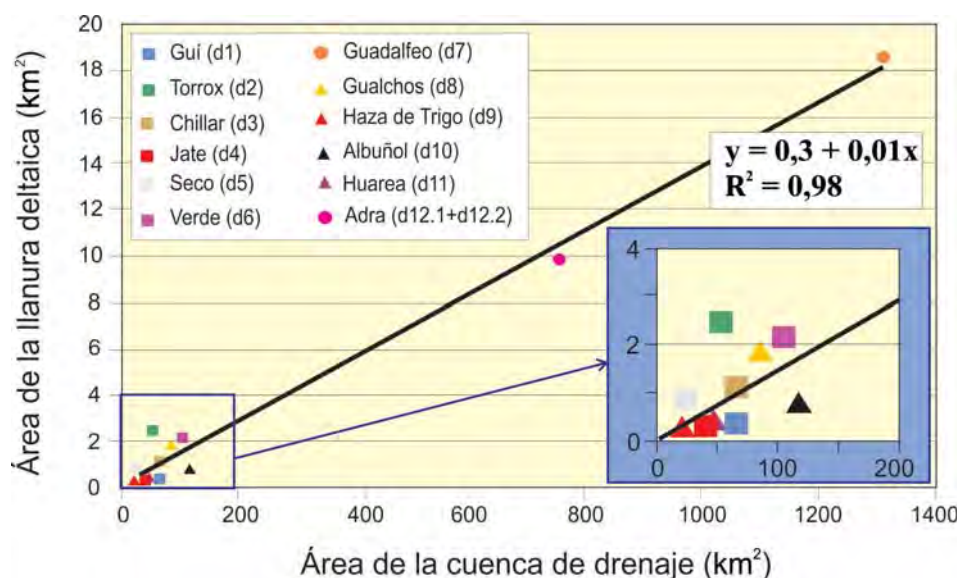


Figura 3.4: Distribución del área de la llanura deltaica frente al área de la cuenca de drenaje.

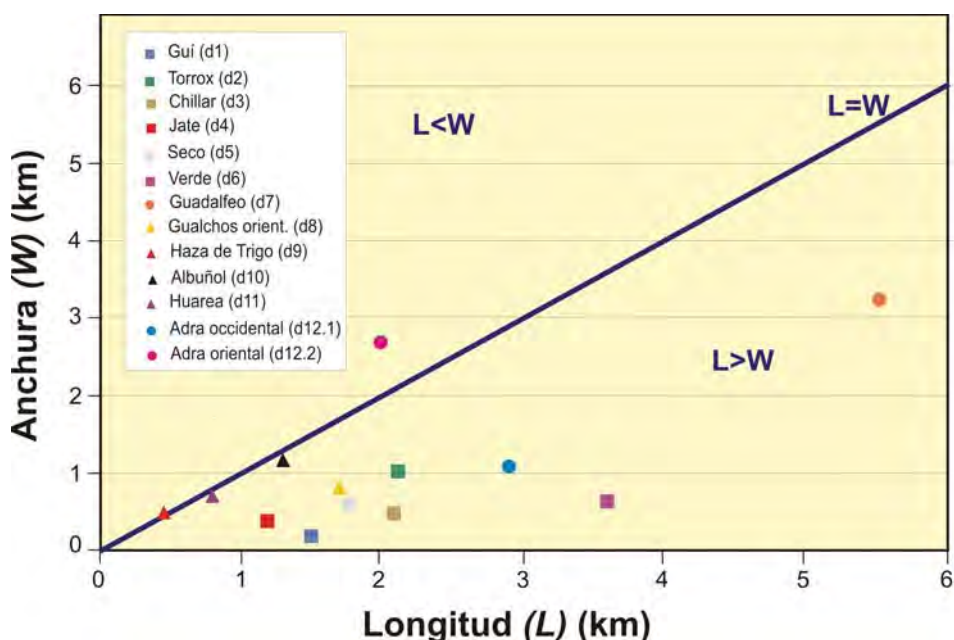


Figura 3.5: Distribución de la anchura frente a la longitud de las llanuras deltaicas.

Existe una gran diferencia de tipos de línea de costa de los deltas, lo que ha posibilitado su clasificación en dos tipos: a) *rectas* y b) *con saliente hacia el mar* (Tabla 3.2 y Figura 3.6). La primera de ellas presenta una terminación recta con respecto a la línea de costa, como es el caso de la mayoría de las llanuras deltaicas ubicadas en el sector

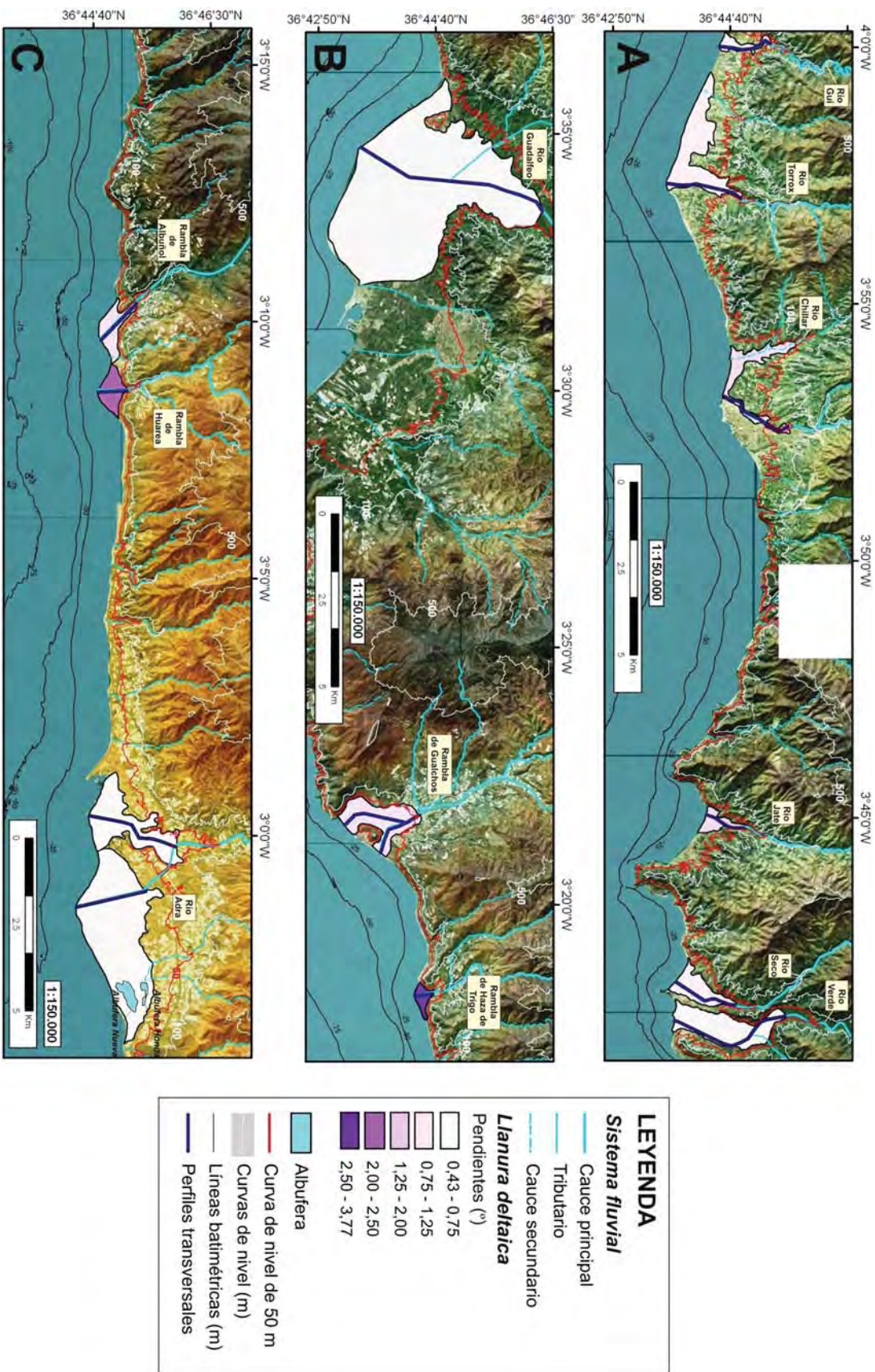


Figura 3.6: Pendientes de las llanuras deltaicas. Se añaden los trazados de los perfiles transversales representados en la Figura 3.3. La posición de A, B y C se presenta en la Figura 3.1.

occidental de la zona de estudio, a excepción de la llanura deltaica del Río Guadalfeo. La segunda de ellas, observada mayoritariamente en el sector oriental, presenta una protuberancia hacia el mar desarrollada siempre en las desembocaduras de los ríos (Fig. 3.6).

El estudio del perfil transversal muestra un valor medio de la pendiente de la llanura deltaica de $1,35^\circ$. Como se observa en las Figuras 3.3 y 3.6, la llanura deltaica de la Rambla de Haza de Trigo es la más abrupta, con una pendiente de $3,77^\circ$. La llanura deltaica más suave es la del Río Guadalfeo, con tan solo una pendiente de $0,43^\circ$. Las llanuras deltaicas tienen dos tipos de curvatura principales: a) *Perfil lineal*, observado en la mayoría de las llanuras, b) *Perfil lineal-convexo*, el cual se muestra lineal en casi todo su recorrido, y cambia a convexo en alguno de sus tramos. Este es el caso de las llanuras deltaicas de los ríos Verde y Adra (depósito occidental) y de la Rambla de Gualchos (brazo oriental).

Atendiendo a los cauces que atraviesan las llanuras deltaicas, se observa en casi todas ellas un único canal principal. Existen excepciones, como en las llanuras deltaicas de los ríos Torrox y Chíllar y de la Rambla de Albuñol, donde se advierte la existencia de otro cauce que posiblemente aporte sedimentos al depósito deltaico. La llanura deltaica de la Rambla de Gualchos (brazo occidental) y del Río Adra (depósito occidental) se encuentran asociadas a antiguos cauces, tema que trataremos posteriormente en el Capítulo 6.

Por otro lado, hay que indicar la particularidad de la llanura deltaica de la Rambla de Gualchos. Esta llanura posee un depósito principal que se bifurca en dos brazos en dirección hacia el mar. El brazo occidental se encuentra asociado a un cauce antiguo y, el brazo oriental está ligado al cauce actual. Cada uno de estos brazos tiene su continuación mar adentro desarrollando prodeltas independientes (Fig. 3.1). Los datos que se muestran en la Tabla 3.2 hacen referencia a la totalidad de la llanura deltaica, a excepción de las pendientes que se ha realizado para cada uno de los brazos. Los perfiles transversales de la Figura 3.3 han sido también trazados para cada uno de los brazos.

Los cauces principales, en el tramo correspondiente a la llanura deltaica, poseen las siguientes características: a) sus anchuras se encuentran en un rango entre los 15 m en el Río Seco y los 75 m en la Rambla de Albuñol (Fig. 3.7); b) en la desembocadura del río presentan anchuras de 65 m como valor medio; c) la canalización artificial de los cauces se aprecia en 9 de los ríos estudiados, aunque en el Río Chíllar y en el Río Jate, sólo poseen un pequeño tramo canalizado; d) el 75% de los canales principales tienen un perfil perpendicular a la línea de costa, en ángulos de 90° con respecto a la misma, a excepción de las ramblas de Gualchos y Albuñol, y del Río Adra, que se encuentran inclinados hacia el oeste con respecto a la línea de costa (Fig. 3.6).

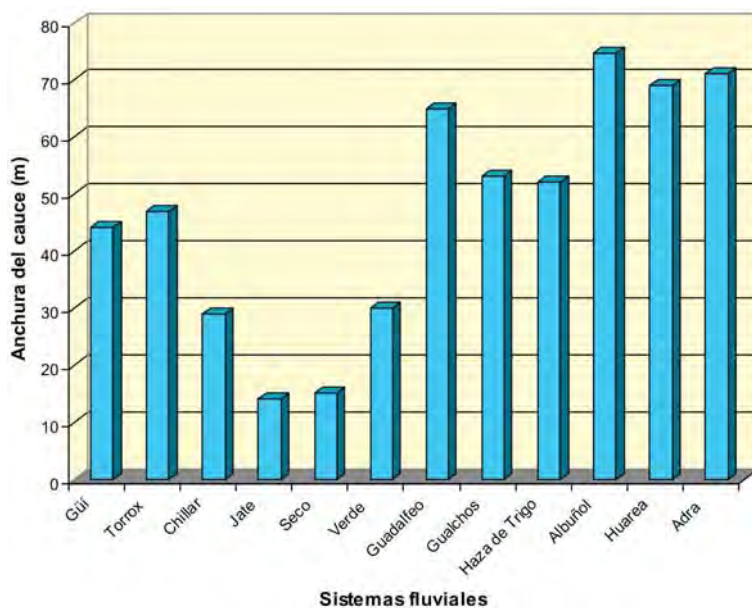


Figura 3.7: Distribución de las anchuras de los cauces, en el tramo correspondiente a la llanura deltaica, en los distintos sistemas fluviales estudiados.

3.2.2. Prodelta

Se han descrito 14 depósitos prodeltaicos (d1-d12.2) asociados a los distintos ríos y ramblas analizados en el área de estudio (Fig. 3.8). Sus parámetros morfológicos se muestran en la Tabla 3.3. El intervalo donde se engloban la mayoría de las áreas de estos depósitos prodeltaicos está comprendido entre 1,13 y $\simeq 5 \text{ km}^2$ (Fig. 3.1). El prodelta desarrollado frente al Río Guadalfeo es el que tiene mayor área ($26,70 \text{ km}^2$), mientras que el prodelta asociado a la Rambla de Gualchos (oriental) es el que está menos desarrollado ($1,13 \text{ km}^2$). El límite distal de los prodeltas se encuentra mayoritariamente entre los 60 y 70 m de profundidad, siendo el prodelta que alcanza menor extensión el formado frente al cauce del Río Adra (depósito oriental), el cual no supera la isóbata de los 28 m de profundidad, y el más profundo el prodelta del Río Guadalfeo que alcanza incluso el borde de plataforma (108 m de profundidad) (Fig. 3.3 y Tabla 3.3).

La representación del área de los prodeltas frente al área de sus cuencas de drenaje (Fig. 3.9), muestra una relación lineal positiva ($R^2 = 0,69$) entre ambas variables, que cumple la ecuación:

$$y = 2,5 + 0,01x$$

donde y representa el área del prodelta y x el área de la cuenca de drenaje.

3.2.2.1. Forma en planta de los depósitos deltaicos

Tras el análisis morfológico de los depósitos prodeltaicos, se observa que presentan en planta tres formas principales: a) forma lobular, b) forma lingoidal y c) forma elongada (Fig. 3.10).

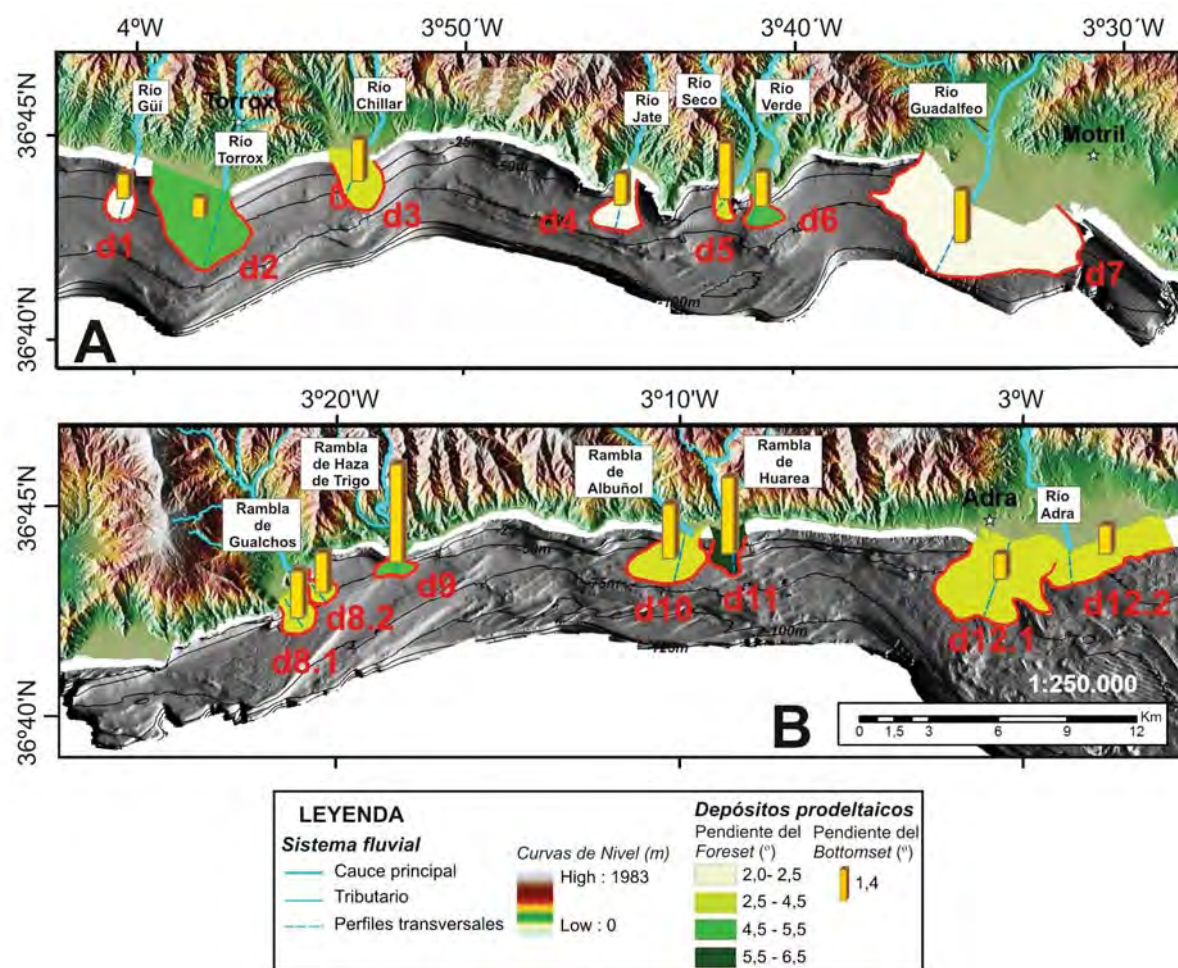


Figura 3.8: Distribución de los depósitos prodeltaicos localizados en el área de estudio: (A) sector occidental; (B) sector oriental. En escala de color se muestra la pendiente en el *foreset* y en tamaño de columnas la pendiente en el *bottomset* de cada prodelta.

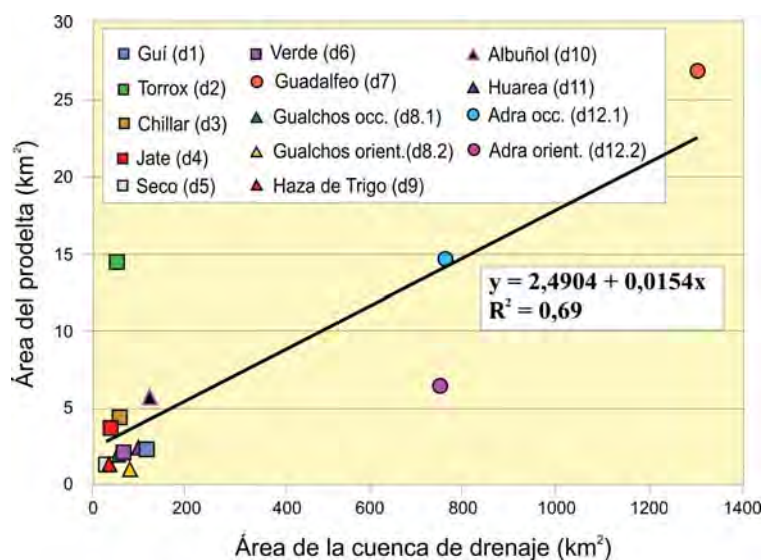


Figura 3.9: Distribución del área del prodelta frente al área de la cuenca de drenaje.

SISTEMA FLUVIAL	Forma	Simetr.	Área (km ²)	Long. (km) (L)	Anch. (km) (W)	Prof. LD	L/W max	Curv. F-B	Pte F-B (°)	Prof. F-B (m)	Distancia F-B/LC (km)	Prof. OB (m)	Distancia OB/LC (km)	Curv. OB	Morfologías menores
<i>RÍO GÜÍ</i> (d11)	Lo	S	2,47	2,96	0,80	57	3,70	L	2,0-0,7	35,50	1,40	7	0,60	Ab	CL, CO
<i>RÍO TORROX</i> (d2)	Li	As	14,24	3,80	3,20	68	1,19	Co	5,2-0,6	43,20	1,60	13	0,96	S	C, D
<i>RÍO CHILLAR</i> (d3)	Li	As	4,41	2,40	1,60	68	1,50	L	3,7-1,2	39,50	1,40	20	0,85	Ab	C, Lsec (CL, CO)
<i>RÍO JATE</i> (d4)	Lo	S	3,69	3,00	1,42	70	2,11	Co	2,5-0,9	50,00	1,60	<7 ¹	0,22	Ab	CL, CO
<i>RÍO SECO</i> (d5)	Li	As	1,43	1,70	0,73	65	2,33	L	4,0-1,6	-	-	<7 ¹	0,10	Ab	CL, CO, D
<i>RÍO VERDE</i> (d6)	Lo	As	1,96	1,60	1,10	65	1,45	Co	5,0-1,0	48,20	1,00	10	0,40	Ab	CL, CO
<i>RÍO GUADALFEO</i> (d7)	El	S	26,70	3,40	6,88	108	0,49	L	2,5-1,5	47,60	1,30	10	0,50	Ab	C, CL, S, CO, M, ML
<i>RANBLA DE GUALCHOS</i> (occ.) (d8,1)	Lo	S	1,95	2,10	1,20	56	1,75	Co	4,5-1,3	39,10	0,88	13	0,40	S	CO, D
<i>RANBLA DE GUALCHOS</i> (orient.) (d8,2)	Lo	S	1,13	3,20	0,85	50	3,76	Co	3,2-1,1	39,50	0,72	-	-	-	CO
<i>RANBLA DE HAZA DE TRIGO</i> (d9)	Lo	S	1,50	1,10	1,21	59	0,91	L	5,4-2,7	32,50	0,75	10	0,50	Ab	D
<i>RANBLA DE ALBUÑOL</i> (d10)	Lo	As	5,50	2,00	2,21	62	0,90	L	4,5-1,5	46,15	1,15	9	0,50	S	O
<i>RANBLA DE HUAREA</i> (d11)	Li	As	2,26	1,60	1,10	67	1,45	Co	6,5-2,1	45,60	0,94	9	0,50	S	C, D
<i>RÍO ADRA</i> (occ.) (d12,1)	El	S	14,48	3,30	3,45	60	0,95	Co	3,2-0,7	42,40	1,98	18	1,25	Ab	C, Fe, CO, M
<i>RÍO ADRA</i> (Orient.) (d12,2)	El	As	6,38	1,90	2,60	28	0,73	L	3,0-0,8	24,00	1,12	17	1,20	Ab	C, Fe, CO

Tabla 3.3: Resumen de los parámetros morfológicos de los prodeltas. Lo: lobular; Li: lingoidal; El: elongada; S: simétrica; As: asimétrica; L: lineal; Co: cóncavo; Ab: abrupta; Si: suavizada; C: cárcavas; CL: canales lineales; S: surcos erosivos; Fe: frente elavado del prodelta; CO: campos de ondulaciones; D: desizamiento; M: montículos; ML: morfologías lineales con relieve positivo; Lsec: lóbulo secundario. (1) Sin datos batimétricos ni sísmicos.

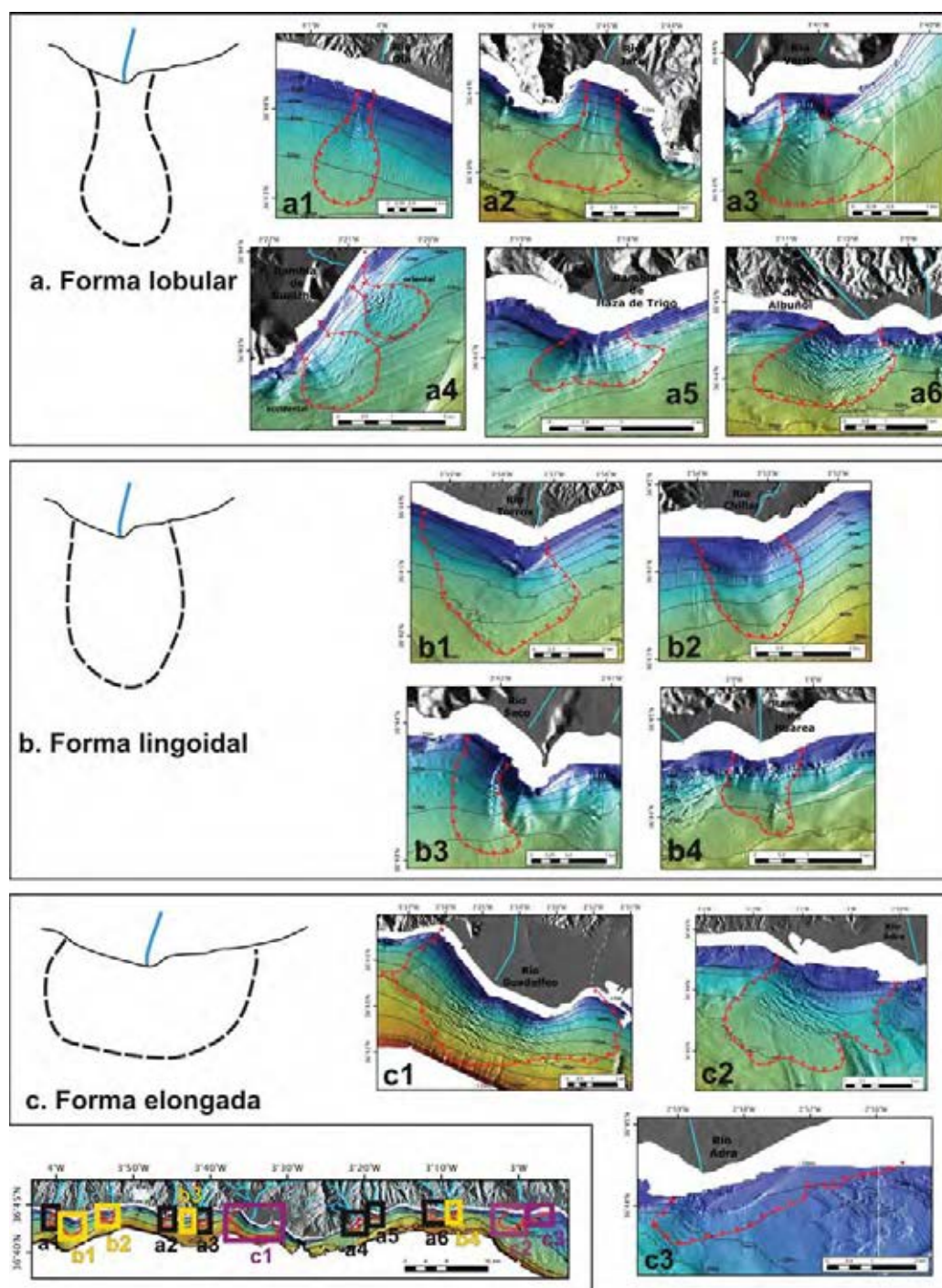


Figura 3.10: Forma en planta de los diferentes prodeltas estudiados. Se observa la diferenciación entre a) forma lobulada, b) forma lingoidal y c) forma elongada, así como los distintos depósitos prodeltaicos que presentan dichas formas.

a. Forma lobular

Los prodeltas que tienen esta forma son más estrechos en su parte proximal, aumentando su anchura mar adentro en su parte más distal (Fig. 3.10-A). Esta forma en planta se ha observado en la mayoría de las ramblas y algunos ríos de pequeño tamaño (ríos Güi, Jate y Verde) (Fig. 3.10-(a1-a6)).

b. Forma lingoidal

Esta morfología en forma de lengua presenta una mayor longitud frente a la anchura (normal a la línea de costa), manteniendo dicha anchura más o menos constante a medida que avanzamos mar adentro (Fig. 3.10-B). Esta forma en planta lingoidal la observamos en el resto de los ríos de pequeño tamaño (Torrox, Chíllar y Seco) y en la Rambla de Huarea (Fig. 3.10-(b1-b4)).

c. Forma elongada

Por último, la forma elongada se muestra paralela a la línea de costa y presenta una mayor anchura frente a la longitud. Es la que muestra, con diferencia, mayor anchura del depósitos de las tres formas en planta (Fig. 3.10-C). Esta forma en planta elongada se observa en los ríos de mayor tamaño (Fig. 3.10-(c1-c3)).

Tras la representación de la longitud frente a la anchura de los prodeltas, se observa que el rango de anchuras más frecuentes se encuentran entre 1 y 2 km aproximadamente, mientras que las longitudes aparecen mayoritariamente entre 1 y 3 km (Fig. 3.11).

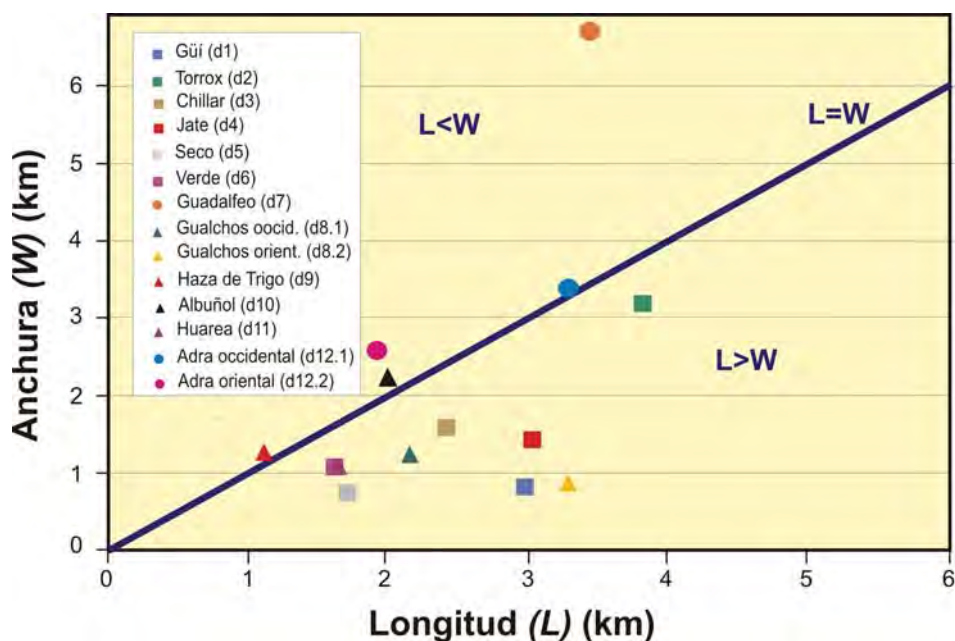


Figura 3.11: Distribución de la anchura frente a la longitud de los prodeltas.

Los depósitos prodeltaicos con forma lobular o lingoidal presentan generalmente un ratio $L > W$ y en ocasiones $L \simeq W$ (prodeltas de las ramblas de Haza de Trigo y Albuñol). El mayor ratio L/W lo muestran algunos prodeltas lobulados (Fig. 3.11), ya que el depósito se forma lejos de la desembocadura pasado el *offlap break*, depositándose muy poco material en la parte proximal, como es el caso de los río Güi, Jate y Rambla de Gualchos (Fig. 3.10-A). En los prodeltas elongados la anchura supera a la longitud ($L < H$) cuya diferencia es evidente en el Río Guadalefo y prodelta oriental del Río Adra, y en menor medida en el prodelta occidental del Río Adra, donde a pesar de mostrar una tendencia hacia la forma elongada presenta un ratio $L \simeq W$ (Fig. 3.11).

La simetría de los depósitos prodeltaicos se ha descrito con respecto al cauce principal, siendo la mitad de ellos simétricos (prodeltas de los ríos Güí, Jate, Guadalfeo, y Adra (occidental) y de las ramblas de Gaulchos y Haza de Trigo) y la otra mitad, asimétricos (prodeltas de los ríos Torrox, Chíllar, Seco, Verde, Adra (oriental) y de las ramblas de Albuñol y Huarea) (Tabla 3.3).

3.2.2.2. Geometría del perfil transversal de los prodeltas

De manera general se advierte, en la forma transversal de los prodeltas, un perfil típico, donde se reconoce una parte proximal de menor pendiente (*topset*) que tiende a aumentar su gradiente mar adentro dando lugar al dominio prodeltaico del *foreset*. En el *foreset* las pendientes oscilan entre los 2° (Río Güí) y los $6,5^\circ$ (Rambla de Huarea), siendo el intervalo más frecuente entre los 2° y los $4,5^\circ$ (Fig. 3.3 y Tabla 3.3). La parte distal o *bottomset* muestra un cambio a menor pendiente hacia mar adentro, donde se observan pendientes desde $0,6^\circ$ (Río Torrox) a $2,7^\circ$ (Rambla de Haza de Trigo), con un valor medio de $1,1^\circ$ (Fig. 3.3 y Tabla 3.3).

A veces es difícil cartografiar el límite *topset-foreset*, debido a la falta de datos en esa zona, o bien, a que el *offlap break* no está bien definido (como ocurre en el depósito prodeltaico oriental de la Rambla de Gualchos (Fig. 3.3-F)). Por otro lado, en ocasiones la transición entre el *foreset-bottomset* (F-B) no se encuentra muy marcada, como es el caso del prodelta del Río Seco (Fig. 3.3-D). Los prodeltas desarrollados frente a la Rambla de Haza de Trigo y a la Rambla de Huarea son los que presentan mayor pendiente en ambos dominios *foreset-bottomset*. La profundidad media del límite *foreset-bottomset* aparece habitualmente entre los 24 y los 48 m, a una distancia media aproximada de la línea de costa de 1,22 km (Tabla 3.3).

La geometría de la curvatura del perfil de los prodeltas se analiza siguiendo el ajuste a tres ecuaciones matemáticas que describen la morfologías de primer orden de los prodeltas, siendo estas de tipo lineal o planar, exponencial y sigmoideal (ver metodología en la página 72). Los resultados obtenidos del análisis de los 14 prodeltas, muestra que los perfiles transversales de éstos se ajustan únicamente a dos de esos tres tipos de curvatura: a) *planar*, siendo esta la geometría más simple descrita por una función lineal (Fig. 3.12), y b) *cóncavo*, descrito por una función exponencial (Fig. 3.12) o también a una combinación de ambas (Fig. 3.13).

A. Geometría planar

Únicamente uno de los prodeltas estudiados (el asociado al Río Chíllar) se describe mediante una geometría planar. En este caso, el perfil se ajusta a la combinación de dos funciones lineales con una pendiente máxima de $3,2^\circ$ en la parte proximal del perfil, disminuyendo en su parte más distal a $1,2^\circ$ (Fig. 3.12-a1). El ajuste de la función lineal en la parte superior es bastante mejor que en el talud inferior, con un coeficiente de correlación (r) de 0,9992.

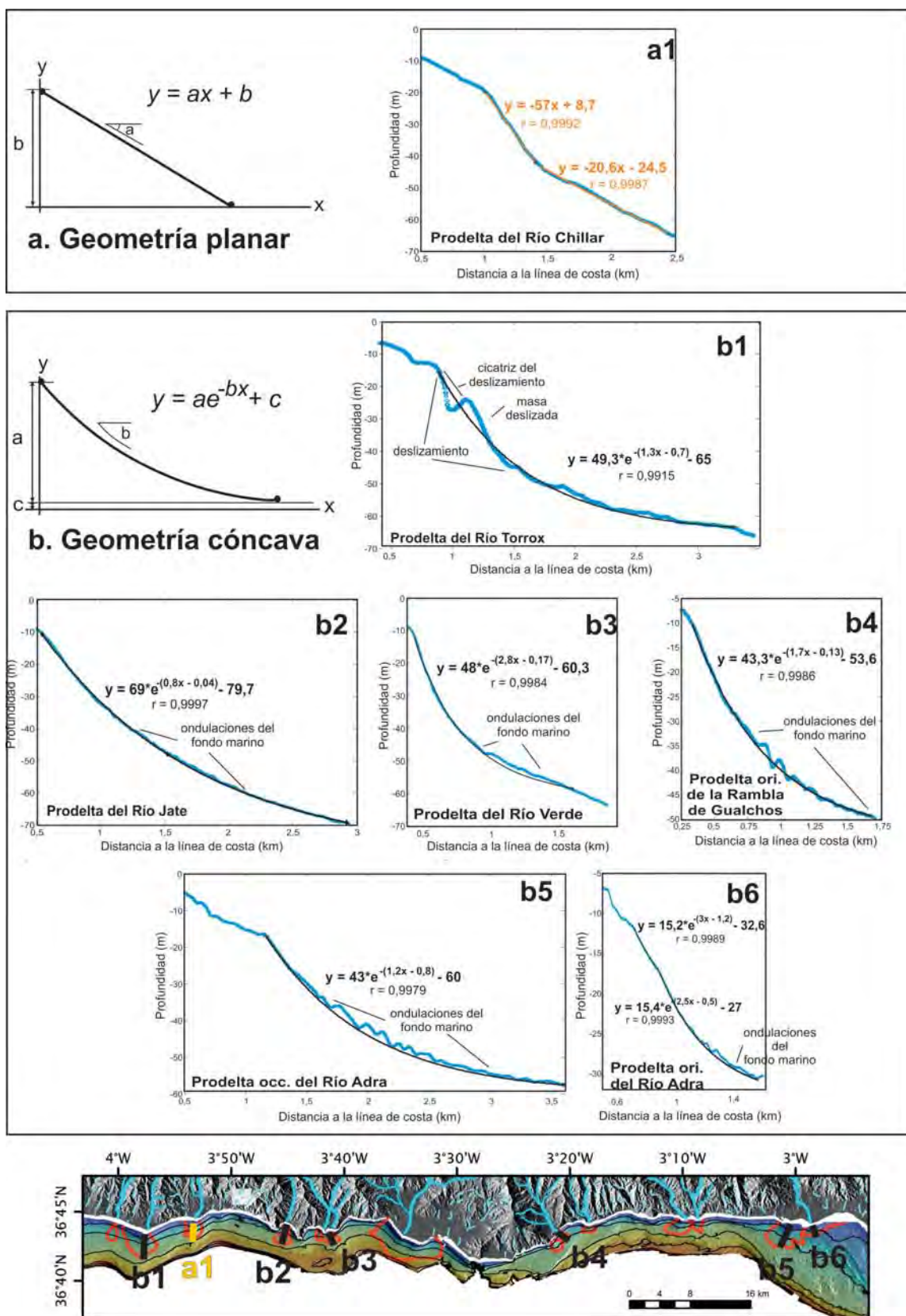


Figura 3.12: Ajuste de la curvatura planar y cóncava del perfil de los diferentes prodeltas del área de estudio.

B. Geometría cóncava

Esta geometría la presentan la mayoría de los prodeltas, observándose en un 42 % de los casos un ajuste de todo su perfil a una función exponencial (Fig. 3.12), mientras que en el resto de los prodeltas una pequeña parte de su perfil se ajusta a una función lineal (geometrías combinadas, Fig. 3.13).

Los prodeltas de la zona de estudio que presentan geometría cóncava se describen a partir de funciones exponenciales que tienen pendientes máximas entre $2,2^\circ$ (parte distal del prodelta oriental del Río Adra, Fig. 3.12-b6) y $7,6^\circ$ (prodelta del Río Verde, Fig. 3.12-b3). Sus funciones tienen un ajuste con un coeficiente de correlación medio de 0,9978; el mejor ajuste se consigue para el perfil del prodelta del Río Jate ($r=0,9997$) y el peor para el prodelta del Río Torrox ($r=0,9915$). El coeficiente de correlación más bajo ($r=0,9915$) puede ser debido a las morfologías menores desarrolladas sobre los prodeltas, en este caso el deslizamiento generado en el *foreset* del prodelta del Río Torrox, que distorsionan la geometría de primer orden del perfil (Fig. 3.12-b1). Si no tuviésemos en cuenta el coeficiente asociado a este prodelta, el ajuste medio de las funciones sería mayor, con un coeficiente medio de correlación de 0,9988.

C. Geometría combinada

Este tipo de geometrías muestran la combinación a lo largo de su perfil de curvaturas planares y cóncavas, aunque en la mayoría la geometría cóncava se observa en una parte más amplia del perfil (Fig. 3.13).

- *Geometría planar-cóncava*: En 4 de los prodeltas estudiados se observa este tipo de curvatura, donde la parte proximal del prodelta está descrita con una función lineal y la parte distal con una función exponencial. En este caso, dos de ellos muestran un perfil donde la mayor parte está descrito con una función lineal y el resto con una función exponencial (prodeltas asociados al Río Güí (Fig. 3.13-c11) y la Rambla de Haza de Trigo (Fig. 3.13-c14)). Por el contrario, los otros dos prodeltas se ajustan en su mayor parte a una función exponencial, aunque también se observa un ajuste a una función lineal en su parte proximal, en una zona muy pequeña (prodeltas asociados al Río Seco (Fig. 3.13-c12) y occidental de la Rambla de Gualchos (Fig. 3.13-c13)). Esta geometría combinada (lineal-cóncava) tiene mayores pendientes máximas en las zonas proximales las cuales presentan geometrías planares (entre 3° (prodelta del Río Güí) y $9,3^\circ$ (prodelta occidental de la Rambla de Gualchos), mientras que las funciones exponenciales presentan pendientes máximas entre $1,2^\circ$ y 4° , para los prodeltas asociados a las ramblas de Haza de Trigo y Gualchos occidental. Por el contrario, los mayores ajustes de las funciones se observan en las exponenciales con un coeficiente de correlación medio de 0,9994.
- *Geometría cóncava-planar*: Esta geometría combinada se observa en 3 de los prodeltas estudiados, aunque hay que indicar prevalece la geometría cóncava frente a la planar, sobre todo en el prodelta del Río Guadalfeo (Fig. 3.13-c21). En esta

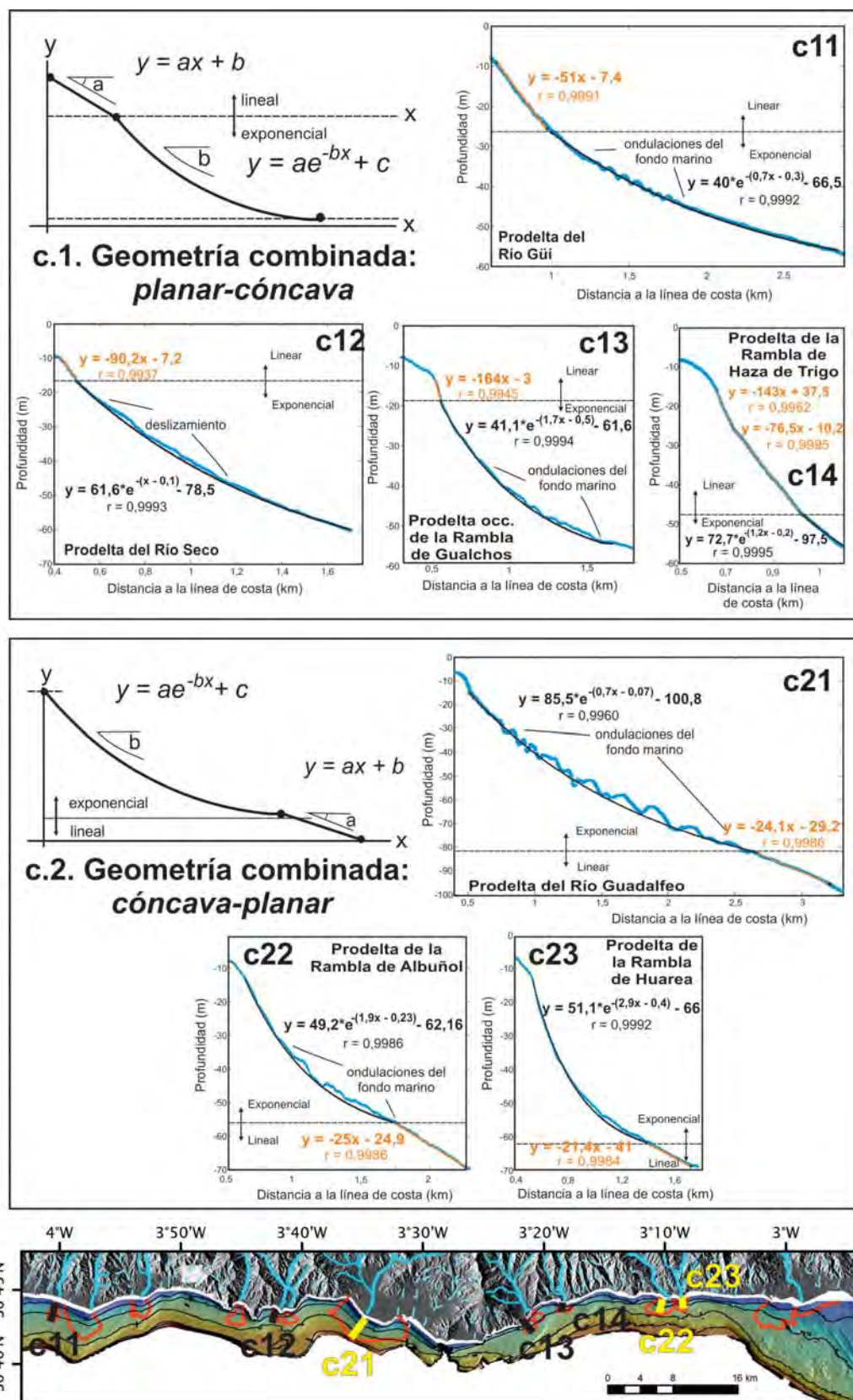


Figura 3.13: Ajuste de la curvatura combinada del perfil de los diferentes prodeltas del área de estudio.

geometría la parte proximal se ajusta a una función exponencial, mientras que en la parte más distal el ajuste es a una función lineal, siendo la parte proximal la que presenta mayores pendientes máximas (entre $3,4^\circ$ para el prodelta del Río Guadalfeo (Fig. 3.13-c21) y $8,4^\circ$ para el prodelta asociado a la Rambla de Huarea (Fig. 3.13-c23)). La geometría cóncava-lineal es la que presenta menor coeficiente de correlación con un valor medio de 0,9982.

3.2.2.3. Morfología del *offlap break*

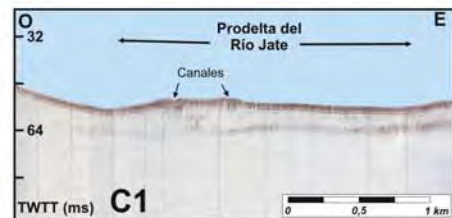
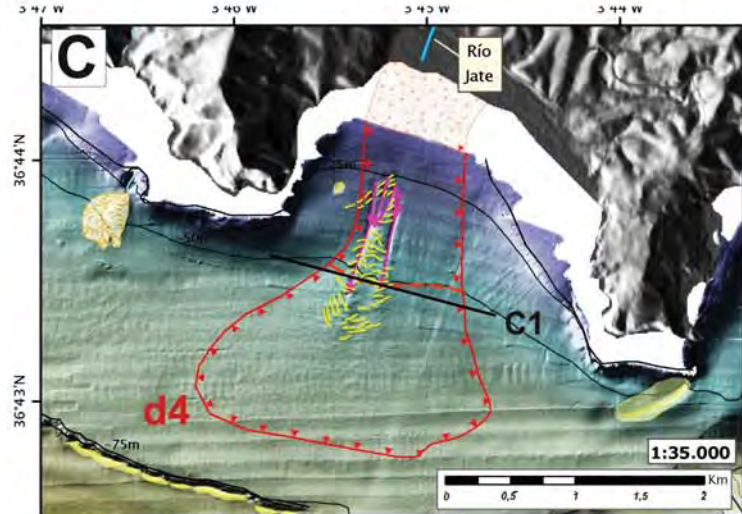
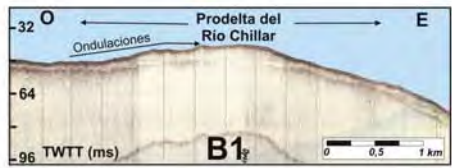
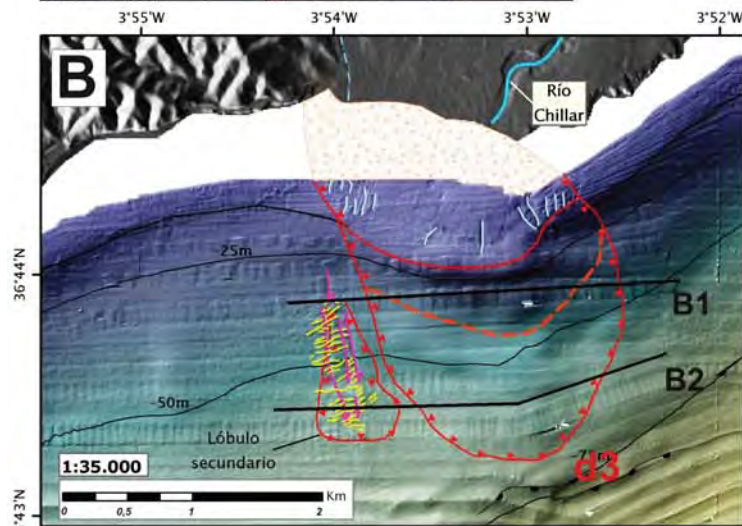
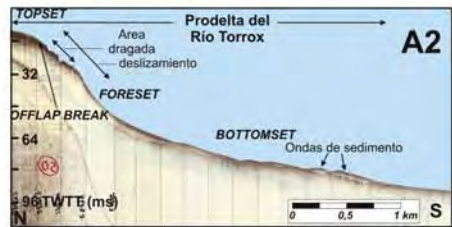
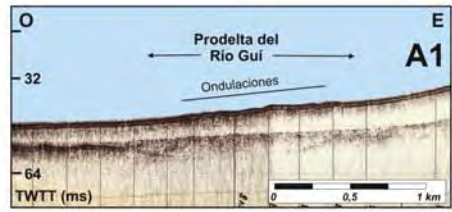
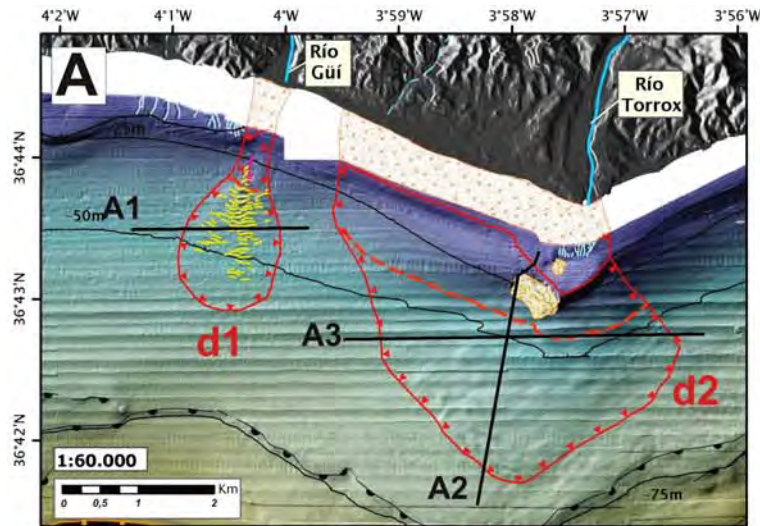
El *offlap break* es el punto de ruptura entre el *topset* y el *foreset*. La mayoría de los *offlap breaks* observados en las cuñas prodeltaicas estudiadas se encuentran a una profundidad ≤ 10 m (Fig. 3.3). El *offlap break* más profundo se encuentra en depósito desarrollado frente al cauce del Río Chíllar (20 m) y los ubicados a menor profundidad (< 7 m) se desarrollan en los prodeltas formados frente a los ríos Jate y Seco. Estos últimos no se han podido describir con exactitud debido a la ausencia de datos batimétricos y sísmicos entre los 0 y 7 metros de profundidad.

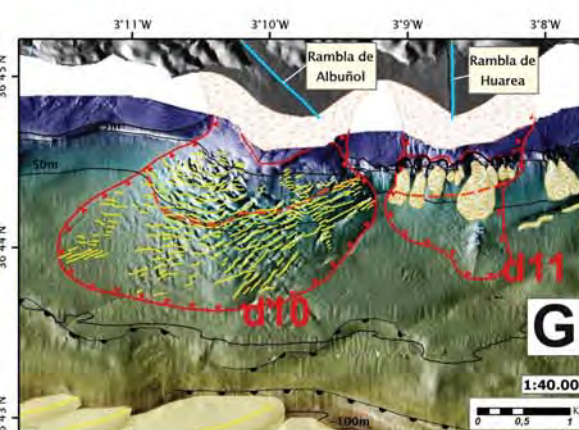
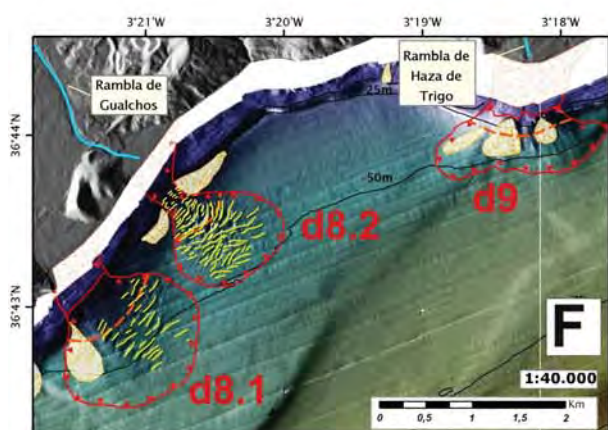
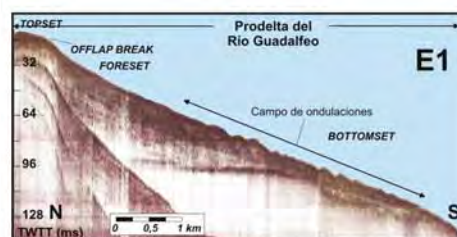
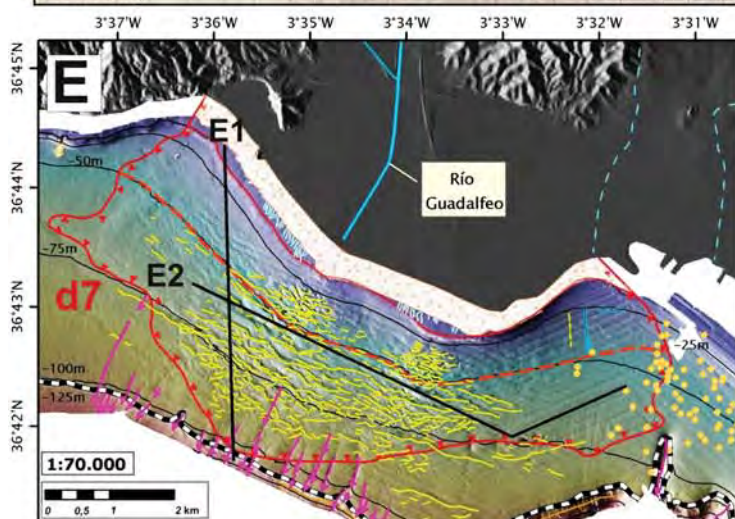
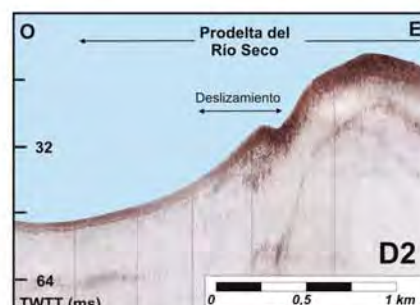
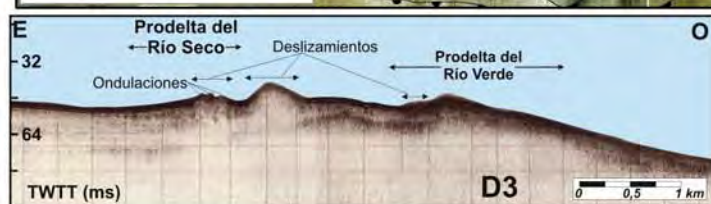
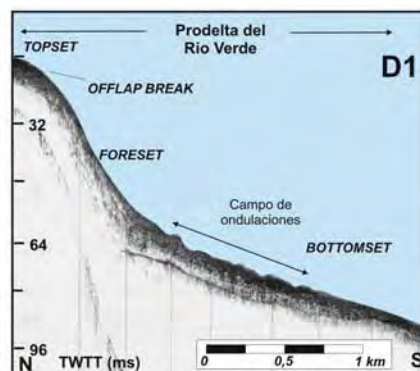
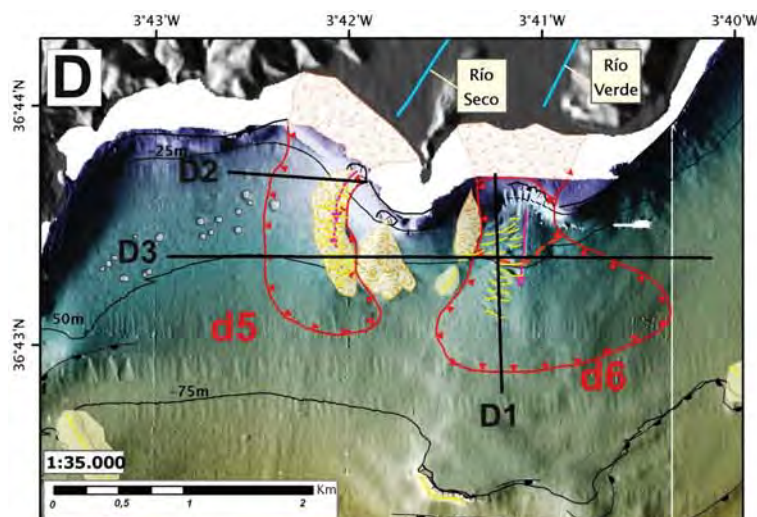
La distancia a la costa del *offlap break* está, generalmente, por debajo de los 1,25 km (Fig. 3.3). Analizando el perfil transversal de los prodeltas se ha observado que el *offlap break* presenta dos tipos de curvatura: a) *abrupta*, con un perfil escarpado, que se muestra en la mayoría de los casos y b) *suavizada*, con un perfil convexo (Tabla 3.3 y Fig. 3.3).

3.3. Tipos morfológicos menores

Sobre los prodeltas estudiados se han identificado y descrito varios tipos morfológicos de menor tamaño que los depósitos prodeltaicos, a los que se les han denominado tipos morfológicos menores. Estas tipologías son las siguientes: a) *Canales*, b) *Frente elevado del prodelta*, c) *Campos de ondulaciones*, d) *Deslizamientos* y e) *Morfologías con relieve positivo*. Hay que indicar que en este apartado se describe también una morfología asociada al prodelta del Río Chíllar (*lóbulo secundario*) que, aunque no se encuentra sobre el prodelta, se ha considerado importante su descripción. Los datos morfométricos de estos tipos morfológicos se muestran en detalle en la Tabla 3.4, mientras que la ubicación de los mismos en cada uno de los prodeltas se especifica en la Tabla 3.3. Su cartografía se muestra en la Figura 3.14.

Tras el análisis morfológico, se observa una mayor presencia de estas morfologías menores sobre los prodeltas del sector central y oriental y, sobre todo, en los grandes ríos como el Río Guadalfeo y el Río Adra. En el sector occidental del área de estudio, destaca el prodelta del Río Torrox sobre el que se desarrollan 5 tipos morfológicos diferentes (Fig. 3.15).





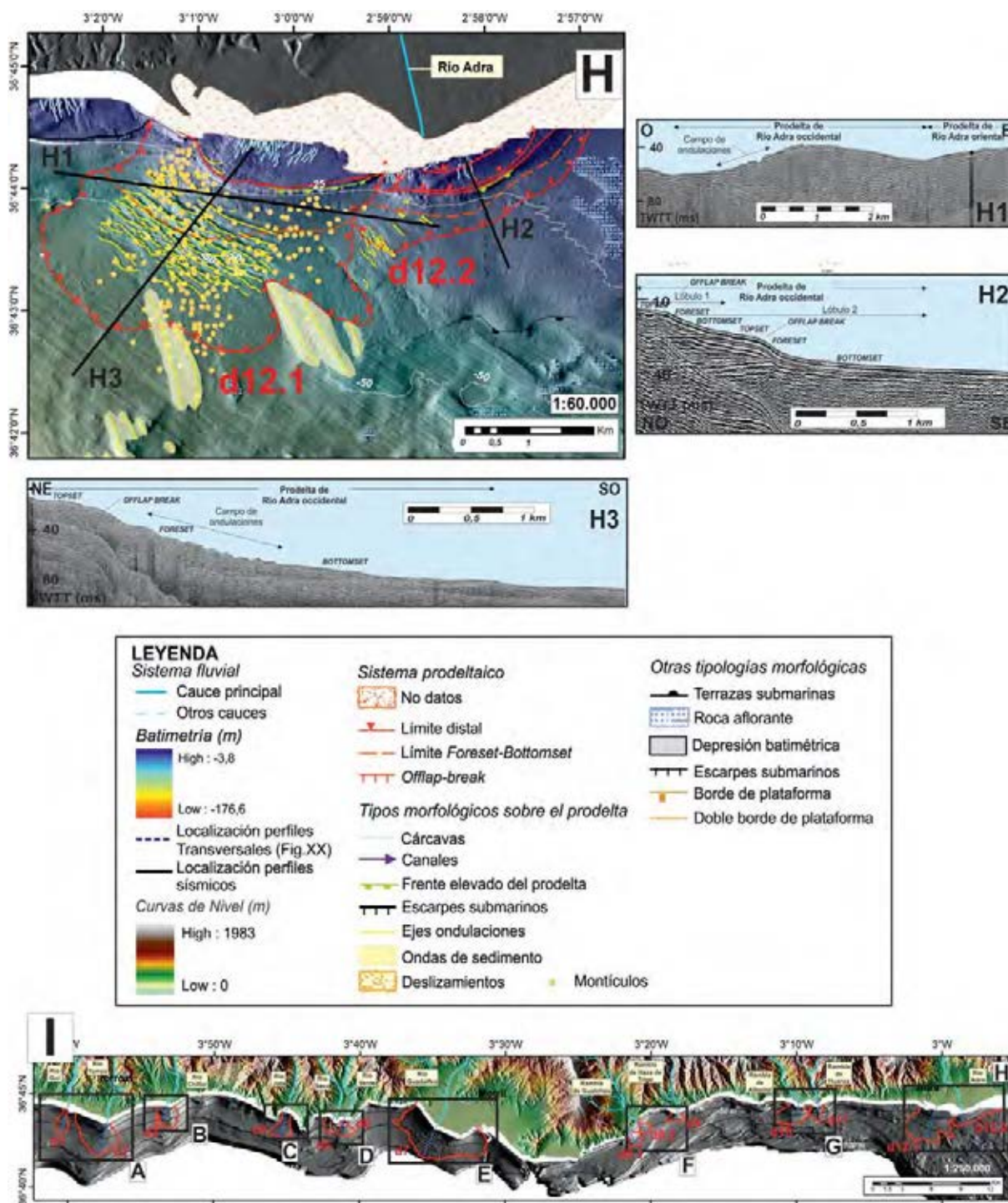


Figura 3.14: A-H. Descripción morfológica de cada uno de los prodeltas estudiados. I: Mapa de localización de las Figuras A-H.

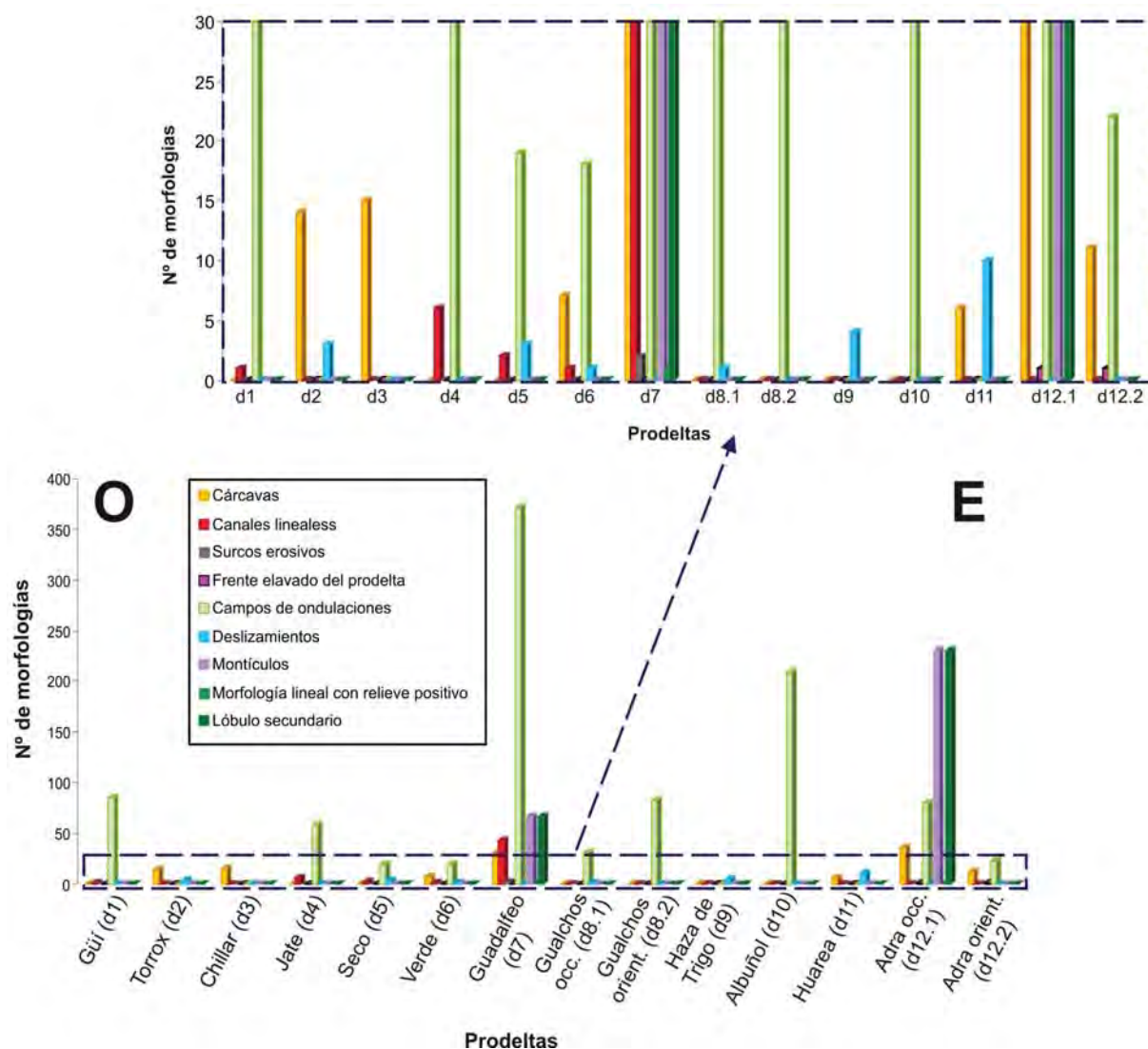


Figura 3.15: Histograma de frecuencias de los tipos morfológicos que se desarrollan sobre cada uno de los prodeltas.

3.3.1. Canales

Se definen como pequeñas morfologías de relieve negativo. Se han observado tres tipos de canales: a) Cárcavas, b) Canales lineales y c) Surcos.

3.3.1.1. Cárcavas

Se pueden definir como pequeñas morfologías, de relieve negativo, que se presentan formando redes que generalmente erosionan el dominio prodeltaico del *topset* (Fig. 3.16). En ocasiones concretas, pueden afectar únicamente al *foreset*, como es el caso del prodelta del Río Verde (Fig. 3.14-D1).

Las redes de cárcavas se han observado en 7 de los prodeltas estudiados y se encuentran en un rango de profundidad entre los 7,5 y los 23 m (Fig. 3.14). Sus longitudes oscilan entre los 45 y los 275 m, siendo la longitud media de 156 m. Sus anchuras están

comprendidas entre los 20 y los 65 m. La profundidad de incisión de estas morfologías no supera los 0,75 m (Tabla 3.4).

TIPO MORFOLÓGICO	SUBTIPO MORFOLÓGICO	UBICACIÓN	N°	P (m)	L (m)	W (m)	OTRAS CARACTERÍSTICAS
CANALES	Cárcavas	<i>Topset y foreset</i>	108	7,5 - 23	156	48	Profundidad de incisión del canal=0,4 m
	Canales lineales	<i>Foreset, bottomset, talud continental</i>	58	24,5 - 128	490	82	Profundidad de incisión=1,8 m
	Surcos	<i>Foreset y bottomset</i>	5	25 - 57	690	6	Distancia media a la costa=800 m. Escasa profundidad de incisión=0,2 m
FRENTE ELEVADO DEL PRODELTA		<i>Offlap break</i>	2	8 - 18	650	-	Elevación=0,3 m
CAMPOS DE ONDULACIONES		<i>Foreset y bottomset</i>	8 campos -832 ondul.	45,7	175	0,5	Índice de simetría > 1 (mayoría de los campos)
DESLIZAMIENTOS		<i>Topset, foreset, bottomset, límite distal</i>	24	21,4-41,8	355	208	Generalmente forma en abanico.
MORFOLOGÍAS CON RELIEVE POSITIVO	Montículos	<i>Foreset y bottomset</i>	297	12,5-78	40-80	40-80	Forma redonda. Altura entre 25-50 cm
	Morfología de relieve positivo lineal	<i>Foreset</i>	2	25-47	500	20	Forma lineal. Distancia media a la costa=800 m. Altura entre 1-1,5 m.
LÓBULO SECUNDARIO		Asociado al prodelta del Río Chillar	1	37-61,5	1000	416	Forma circular. Desconectado a 1500 m línea de costa
SECUNDARIO	del Río Chillar						de costa

Tabla 3.4: Resumen de las características de los distintos tipos morfológicos desarrollados sobre los prodeltas. Leyenda: P=Profundidad; L=Longitud; W=Anchura

Estas redes se distribuyen en el *topset* del prodelta de dos maneras diferentes:

1. *Una única área desarrollada frente al cauce principal asociado al prodelta*: Este es el caso, por ejemplo, de la red de cárcavas observadas en el prodelta occidental del Río Adra (cauce antiguo), que ocupan un área de aproximadamente 420 m² (Fig. 3.14-H).
2. *Áreas independientes generadas a ambos lados del eje del cauce*: En estos casos las extensiones no superan los 120 m² como, por ejemplo, las contempladas en el prodelta del Río Guadalfeo (Fig. 3.14-E).

Se observa que las zonas más reflectivas se corresponden con los ejes de las cárcavas (Fig. 3.16-C y E).

3.3.1.2. Canales lineales

Este tipo de morfología, también de relieve negativo, se extiende transversalmente a las líneas batimétricas entre los 24,5 y los 128 m de profundidad, mayoritariamente con un trazado recto de dirección N-S (Fig. 3.17). Sobre los prodeltas estudiados se han diferenciado numerosos canales ubicados en distintos dominios prodeltaicos (*foreset* y *bottomset*) e, incluso, alguno de ellos erosionando parte del talud continental (Fig. 3.14). Se advierte la presencia de canales en los prodeltas del sector occidental y central de la zona de estudio, en concreto desde el Río Güi hasta el Río Guadalfeo.

Los canales muestran dimensiones variadas, presentando longitudes y anchuras medias de 490 m y 82 m, respectivamente. La profundidad media de incisión del canal

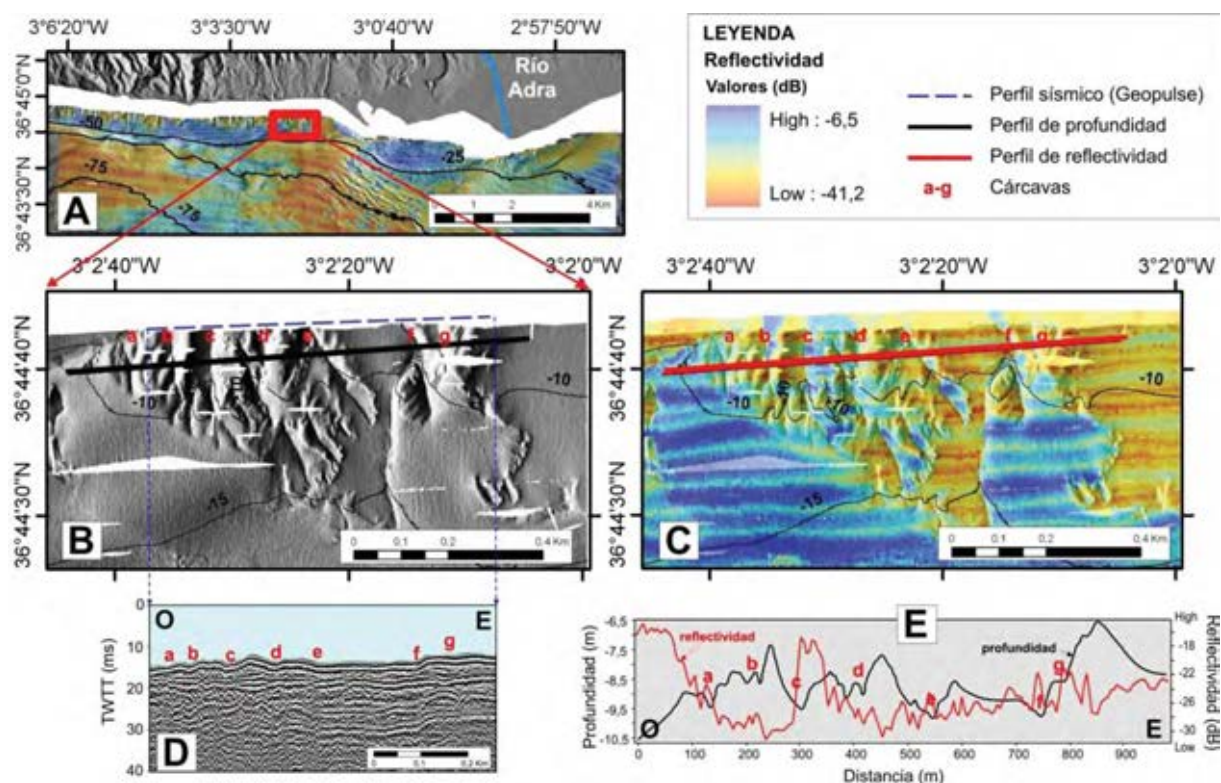


Figura 3.16: Cárcavas. A. Localización geográfica. B. Mapa de sombras, C. Reflectividad, D. Perfil sísmico obtenido con Geopulse y E. Comparación entre el perfil batimétrico y los valores de reflectividad.

es de 0,82 m. Es posible diferenciar dos clases de canales en función de su ubicación, presentando dimensiones muy distintas:

1. *Canales sobre el foreset-bottomset*: Estas morfologías erosionan los lóbulos prodeltaicos únicamente en los dominios del *foreset* y *bottomset* entre los 14 y los 59 m de profundidad. Se desarrollan frente a las desembocaduras de los ríos, y se pueden presentar en grupo o individualmente (Fig. 3.14). Sus longitudes varían entre los 170 m y los 910 m. El valor medio de las anchuras es de 64 m, no superando ninguno de ellos los 100 m, anchura que presenta uno de los canales que erosionan el prodelta del Río Jate (Fig. 3.14-C). La profundidad media de incisión de estos canales es de 0,92 m.
2. *Canales sobre el límite distal-talud*: Estos canales se desarrollan únicamente en el prodelta del Río Guadalfeo entre los 73,2 y los 128 m de profundidad, atraviesan el límite distal de la cuña prodeltaica y se extienden hasta el talud superior (Fig. 3.14-E). Estos canales presentan mayores dimensiones que los anteriores, con longitudes entre los 180 y los 1400 m y anchuras que oscilan en un rango entre 50 y 200 m. La profundidad media de incisión del canal es de 2,7 m.

En la Figura 3.17-C no se observa una clara diferencia de los valores de reflectividad en las zonas erosionada por los canales. Del mismo modo, en la comparación del

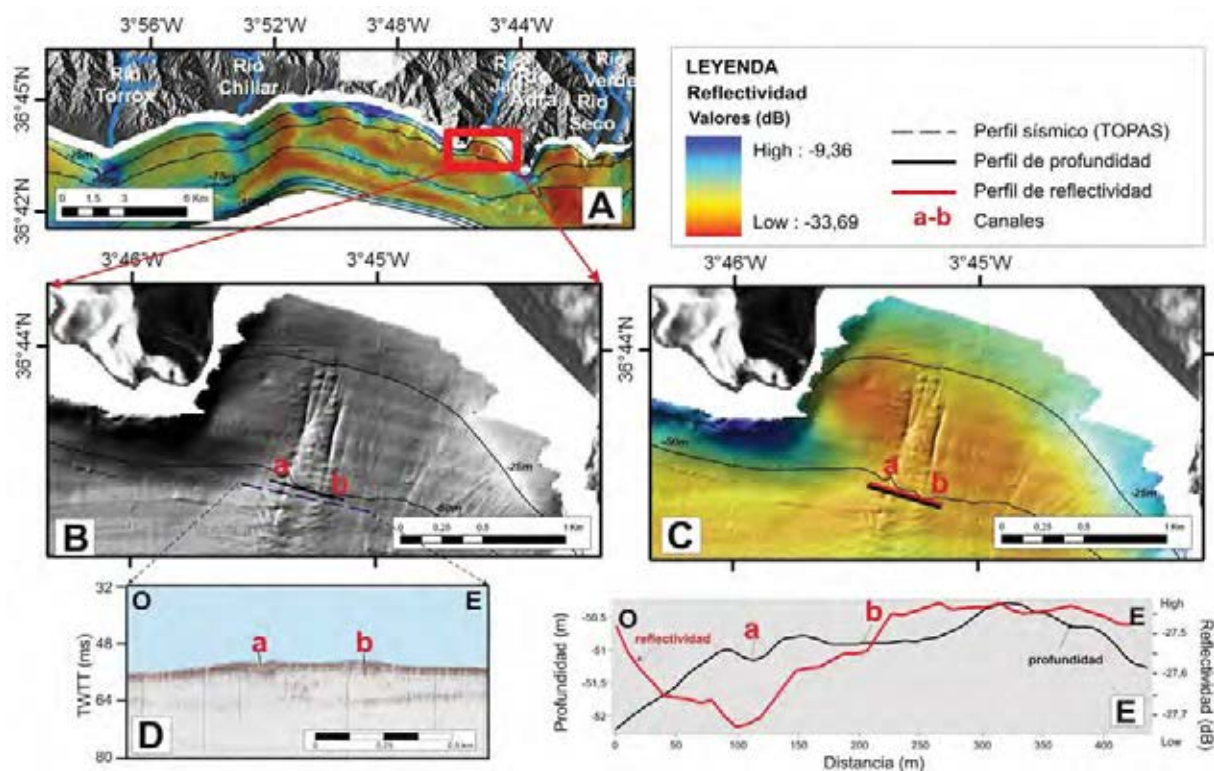


Figura 3.17: Canales lineales sobre el *foreset-bottomset*. A. Localización geográfica. B. Mapa de sombras, C. Reflectividad, D. Perfil sísmico obtenido con TOPAS y E. Comparación entre el perfil batimétrico y los valores de reflectividad.

perfil batimétrico con los valores de reflectividad, tampoco se advierte que las zonas erosionadas por los canales presentan una reflectividad algo más alta que las zonas no erosionadas, aunque hay que indicar que esta zona distal es la de menor profundidad de incisión (Fig. 3.17-E).

3.3.1.3. Surcos

Estos tipos morfológicos se describen como surcos erosivos prácticamente rectos, diferenciándose de los anteriores por su escasa profundidad de incisión (aprox. 0,2m) (Fig. 3.18). Se han observado en 3 de los prodeltas estudiados, en los dominios prodeltaicos del *foreset* y *bottomset* (Fig. 3.14). Se localizan a una distancia de la costa de alrededor de 800 m, con dirección N-S. Estas morfologías se observan entre los 25 y los 57 m de profundidad, con longitudes medias de 690 m y anchuras de 6 m. La profundidad de incisión de los surcos no supera los 0,2 cm (Tabla 3.4).

3.3.2. Frente elevado del prodelta

Se trata de una elevación del *topset* del prodelta en la zona del *offlap break*. A una distancia de aproximadamente 63 m antes del punto de ruptura entre el *topset* y el *foreset*, se produce una depresión en el dominio prodeltaico del *topset* ascendiendo de nuevo en el *offlap break* (Fig. 3.19).

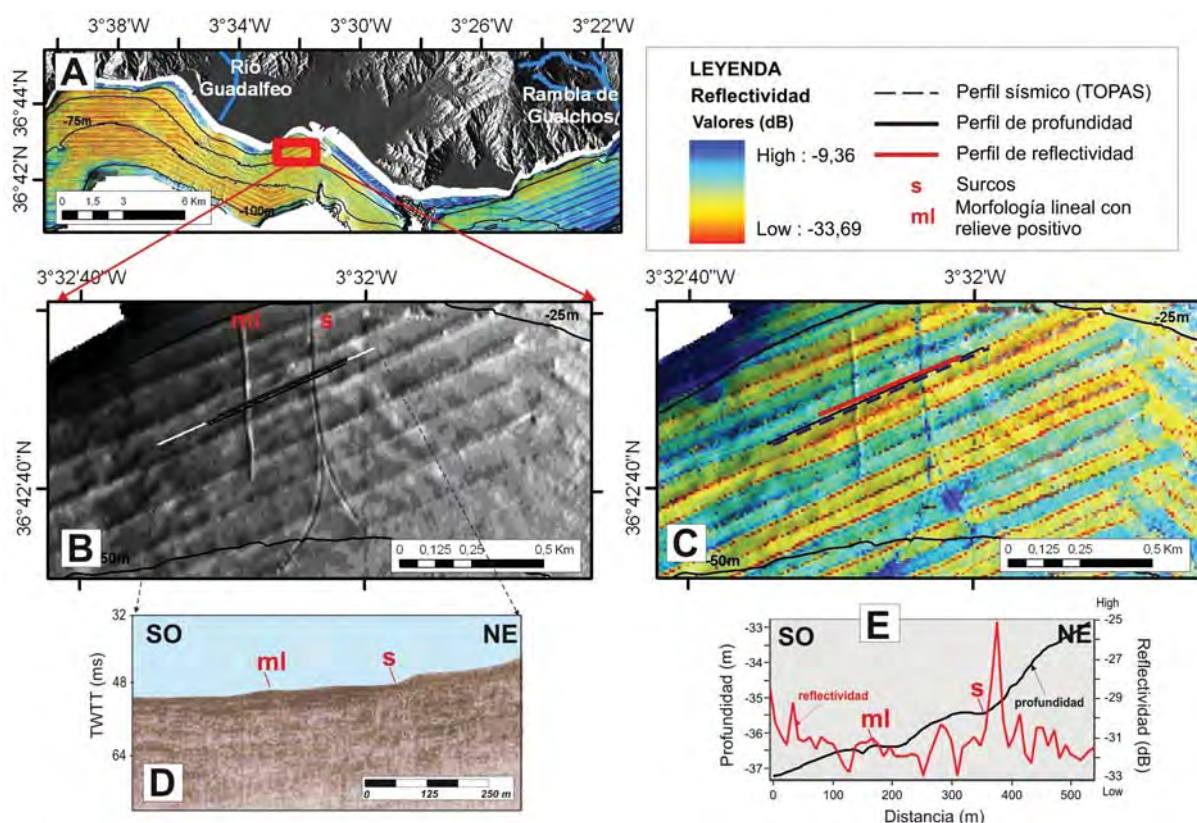


Figura 3.18: Surcos y morfología lineal con relieve positivo sobre el *foreset-bottomset*. A. Localización geográfica. B. Mapa de sombras, C. Reflectividad, D. Perfil sísmico obtenido con TOPAS y E. Comparación entre el perfil batimétrico y los valores de reflectividad.

Este tipo de morfología se ha localizado en los prodeltas occidental y oriental del Río Adra, en un rango de profundidad entre los 8 y los 18 m. Se extienden lateralmente unos 650 m con una orientación aproximada SO-NE. La depresión del *topset* no supera los 0,3 m (Tabla 3.4).

Se observa una clara relación entre esta morfología y una alta reflectividad. En las figuras 3.19-C y E se contempla que la zona correspondiente a la elevación del frente prodeltaico se corresponde con una zona de alta reflectividad, encontrándose en un rango entre los -18 y los -22 dB. Esta relación se observa en ambos prodeltas.

3.3.3. Campos de ondulaciones

Estas morfologías se describen como ondulaciones del fondo marino con tamaños variables, presentándose siempre en grupo, formando así campos de ondulaciones (Fig. 3.20). Se han localizado un total de 10 campos de ondulaciones sedimentarias situadas en los *foreset* y *bottomset* de las cuñas prodeltaicas holocenas. Los ejes de dichas ondulaciones son rectos y sinuosos, los cuales se disponen paralelos y subparalelos a las isóbatas, distribuyéndose entre los 20 y 60 m de profundidad. Una excepción son las ondulaciones desarrolladas en el prodelta del Río Guadalfeo que alcanza casi los 100 m de profundidad. En todos los casos, los campos de ondas ocurren una vez pasado el

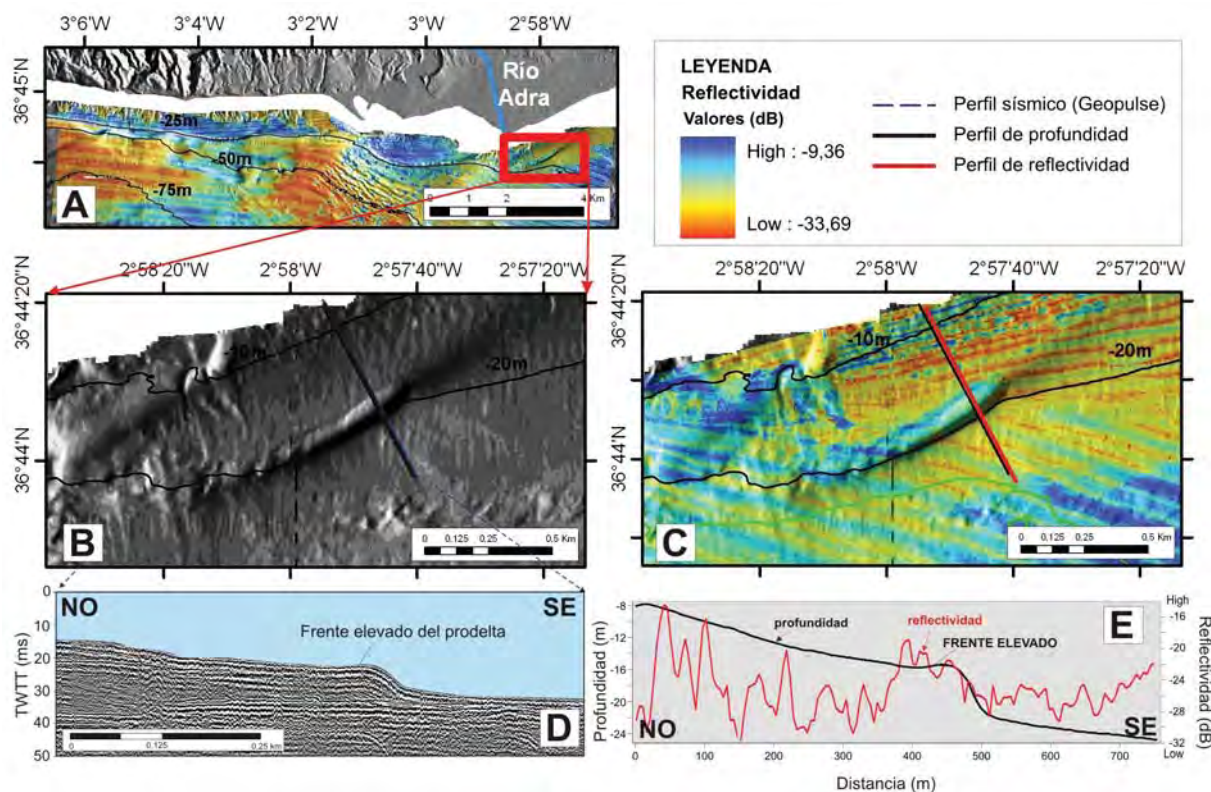


Figura 3.19: Frente elevado del prodelta. A. Localización geográfica, B. Mapa de sombras, C. Reflectividad, D. Perfil sísmico obtenido con Geopulse y E. Comparación entre el perfil batimétrico y los valores de reflectividad.

offlap-break (Fig. 3.14).

Las longitudes de onda alcanzan sus valores máximos en los prodeltas del Río Guadalfeo y Río Adra (depósito occidental), con valores entre 80 y 90 m, en los demás prodeltas se mantienen entre los 50 y 60 m (Tabla 3.4). Las mayores anchuras medias (longitudes laterales) se producen en los prodeltas de los ríos Adra y Guadalfeo, con valores por encima de los 200 m. Las mayores alturas se dan en la zona central, en los Ríos Guadalfeo, Verde y Seco, con valores mayores de 0,60 m. El índice de simetría medio es mayor de 1 en todos los campos estudiados, a excepción de los ríos Verde y Seco, donde está próximo a 1.

Se observa que las ondulaciones sedimentarias desarrolladas sobre los prodeltas tienen asociados valores diferentes de reflectividad en función de dos características: a) En la parte proximal de las ondulaciones los valores de reflectividad son, generalmente, más altos que en la parte distal de la misma y, b) La reflectividad disminuye en las ondulaciones más distales con valores de -14 y -25 dB, en las más someras y de -25 y -35 dB en las más profundas (Fig. 3.20-C y E).

Un estudio detallado de los campos de ondulaciones descritos anteriormente se realizará en el Capítulo 4.

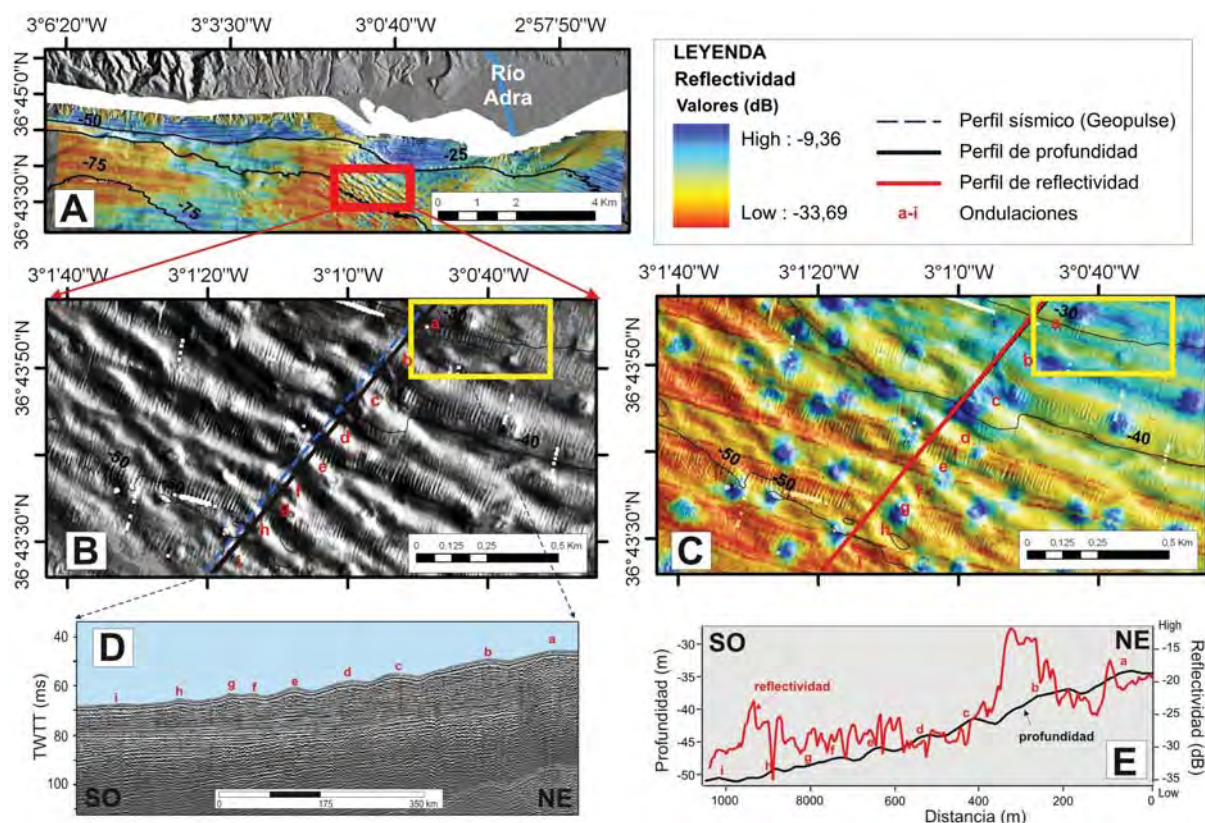


Figura 3.20: Campo de ondulaciones del fondo marino. A. Localización geográfica, B. Mapa de sombras, C. Reflectividad, D. Perfil sísmico obtenido con Geopulse y E. Comparación entre el perfil batimétrico y los valores de reflectividad. El cuadro amarillo se corresponde con la localización de la Figura 3.23-A y B.

3.3.4. Deslizamientos

Los deslizamientos se describen como desplazamientos de sedimentos en masa que dan lugar a cuerpos sedimentarios con geometría en abanico en el sentido descendente de la pendiente. La mayoría presenta forma en planta en abanico (Fig. 3.21), aunque existen dos excepciones. La primera de ellas es el caso del prodelta del Río Torrox, donde se aprecia un deslizamiento, posiblemente asociado al derrumbe del *offlap break*, que muestra forma en planta ovalada con una superficie de la masa deslizada rugosa (Fig. 3.22). La otra excepción es el deslizamiento desarrollado en el prodelta del Río Seco, con forma en planta alargada (Fig. 3.14-D). Poseen longitudinalmente relieves positivos convexos. Estas morfologías se extienden desde los 10 hasta los 58 m de profundidad.

Sus dimensiones varían de unos a otros, con longitudes entre los 38 y los 1000 m (Tabla 3.4), observándose la menor longitud en uno de los deslizamientos del prodelta de la Rambla de Huarea (Fig. 3.14-G) y la mayor, en el prodelta del Río Seco (Fig. 3.14-D). Las anchuras se encuentran entre los 56 y los 629 m, siendo el deslizamiento que presenta mayor anchura el asociado al derrumbe del prodelta del Río Torrox.

De manera general, se puede indicar que los deslizamientos presentan valores de reflectividad medio-bajos. Por otro lado, hay que destacar que los valores de reflectivi-

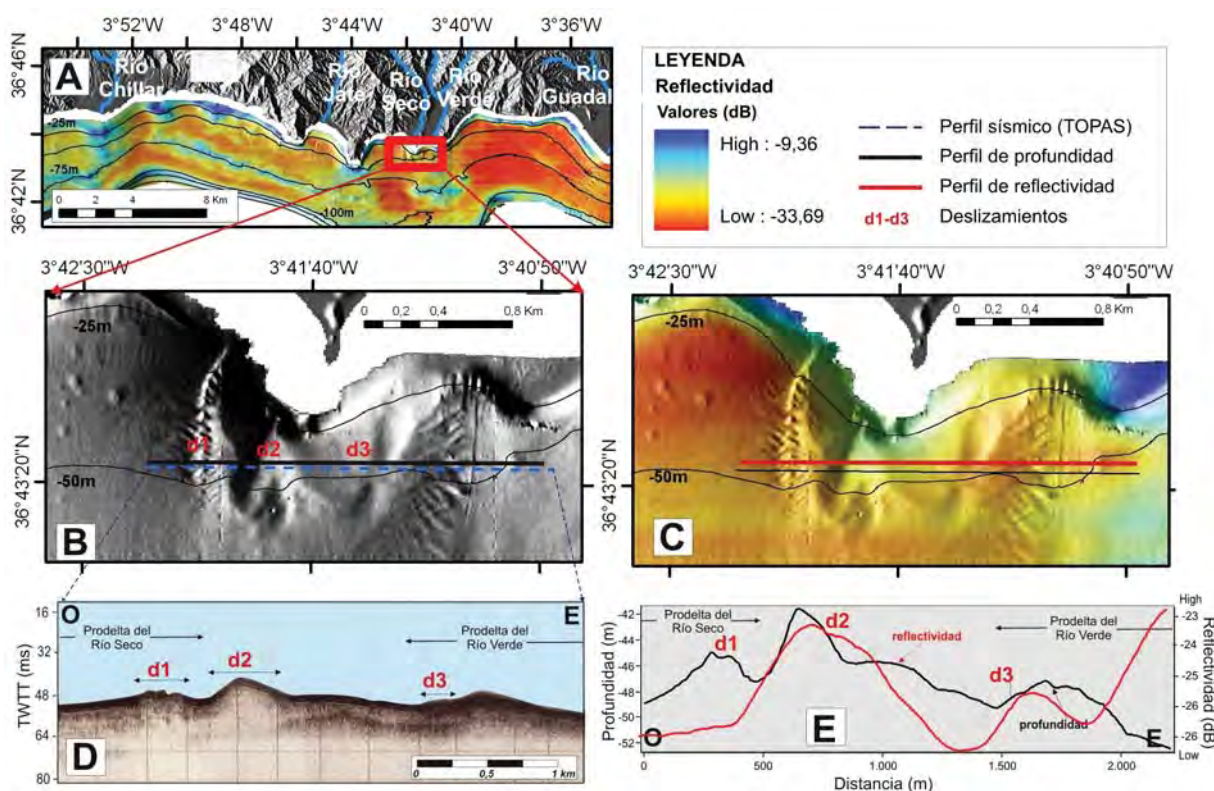


Figura 3.21: Deslizamientos con forma en planta en abanico. A. Localización geográfica, B. Mapa de sombras, C. Reflectividad, D. Perfil sísmico obtenido con Geopulse y E. Comparación entre el perfil batimétrico y los valores de reflectividad.

dad en los deslizamientos, muestran una clara diferencia entre la parte proximal y la parte distal de los mismos. En la parte más cercana a costa, o proximal, se observa una alta reflectividad, quizás asociadas al escarpe del deslizamiento, que va disminuyendo a medida que se avanza mar adentro hasta el límite distal del mismo. En algunas ocasiones este límite distal destaca también por una alta reflectividad. En la Figura 3.21-E se muestran los tres casos. El deslizamiento *d1*, situado más al oeste, presenta picos de baja reflectividad, mientras que los deslizamientos *d2* y *d3* muestran una mayor reflectividad.

3.3.4.1. Morfologías de relieve positivo

Se han encontrado dos tipos de morfologías con relieve positivo pero con diferente forma en planta: a) Montículos y b) Morfología de relieve positivo lineal.

3.3.4.2. Montículos

Sobre el prodelta del Río Guadalquivir y en el prodelta occidental del Río Adra se han apreciado una gran cantidad de morfologías de tipo monticular, generalmente con forma en planta esférica y, en ocasiones, con la superficie superior plana (Fig. 3.23). Se encuentran ubicadas en el *foreset* y *bottomset* de los depósitos prodeltaicos, frente

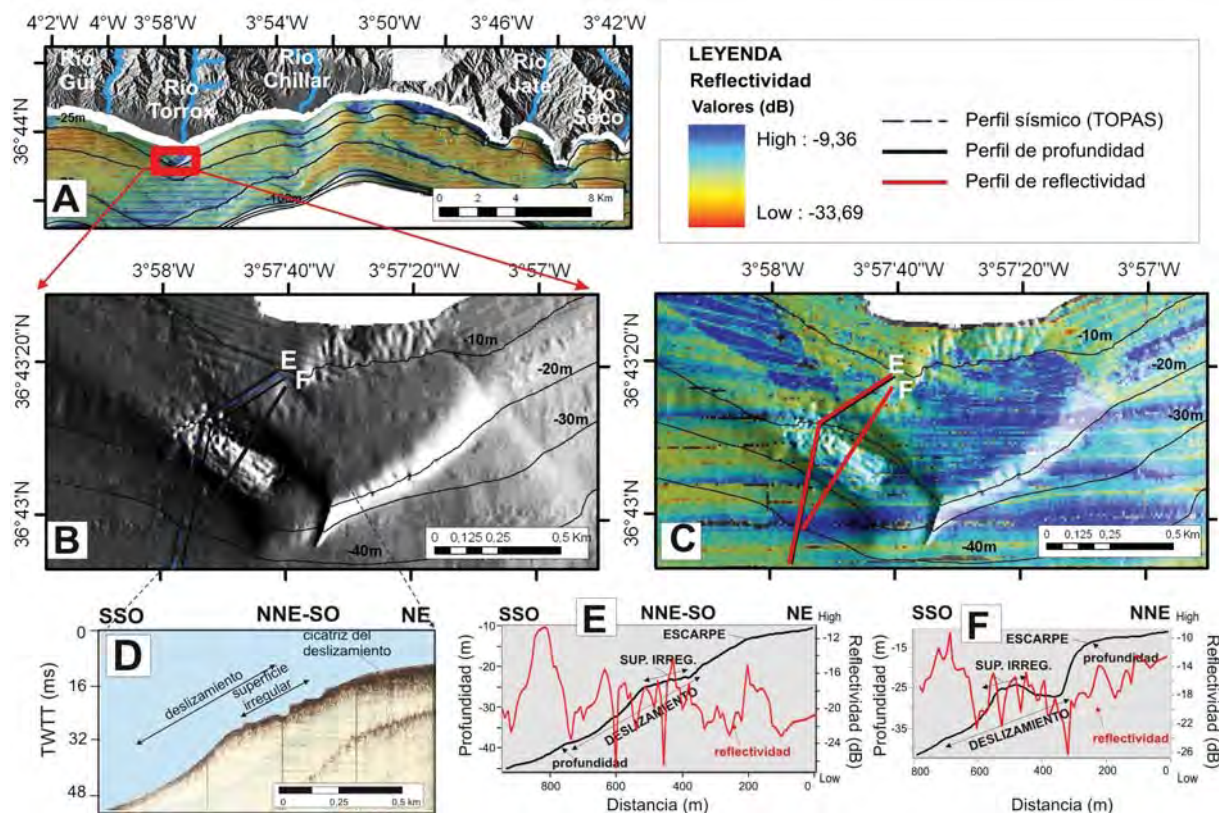


Figura 3.22: Deslizamientos con forma en planta ovalada. A. Localización geográfica, B. Mapa de sombras, C. Reflectividad, D. Perfil sísmico obtenido con TOPAS, E y F. Comparación entre el perfil batimétrico y los valores de reflectividad.

a los puertos de Motril y Adra, normalmente entre los 30 y los 60 m de profundidad, aunque pueden alcanzar los 78 m de profundidad (Fig. 3.14-E y H).

Las dimensiones de estos montículos difieren de un prodelta a otro, siendo de mayor tamaño en el prodelta del Río Adra, con longitudes y anchuras de 80 m, variando en ocasiones la anchura hasta los 100 m cuando el montículo presenta forma ovalada. Las morfologías monticulares descritas en el depósito sedimentario del Río Guadalfeo presentan longitudes y anchuras de alrededor de los 40 m. Las alturas se encuentran en un rango entre los 25 y los 50 cm.

A estas morfologías monticulares se les asociada altos valores de reflectividad, oscilando entre los -13 y los -20 dB, como puede observarse en la Figura 3.23-B y en la Figura 3.23-D.

3.3.4.3. Morfologías lineales de relieve positivo

Este tipo morfologías definen formas alargadas y con relieve positivo (Fig. 3.18). Se localizan únicamente en el prodelta del Río Guadalfeo a una distancia de la costa de aproximadamente 800 m (Fig. 3.14-E). La parte más cercana a la costa se encuentra a 25 m y la parte más alejada entre los 26 y los 47 m, la primera de ellas con dirección paralela a la línea de costa y la segunda perpendicular a la misma. Sus longitudes

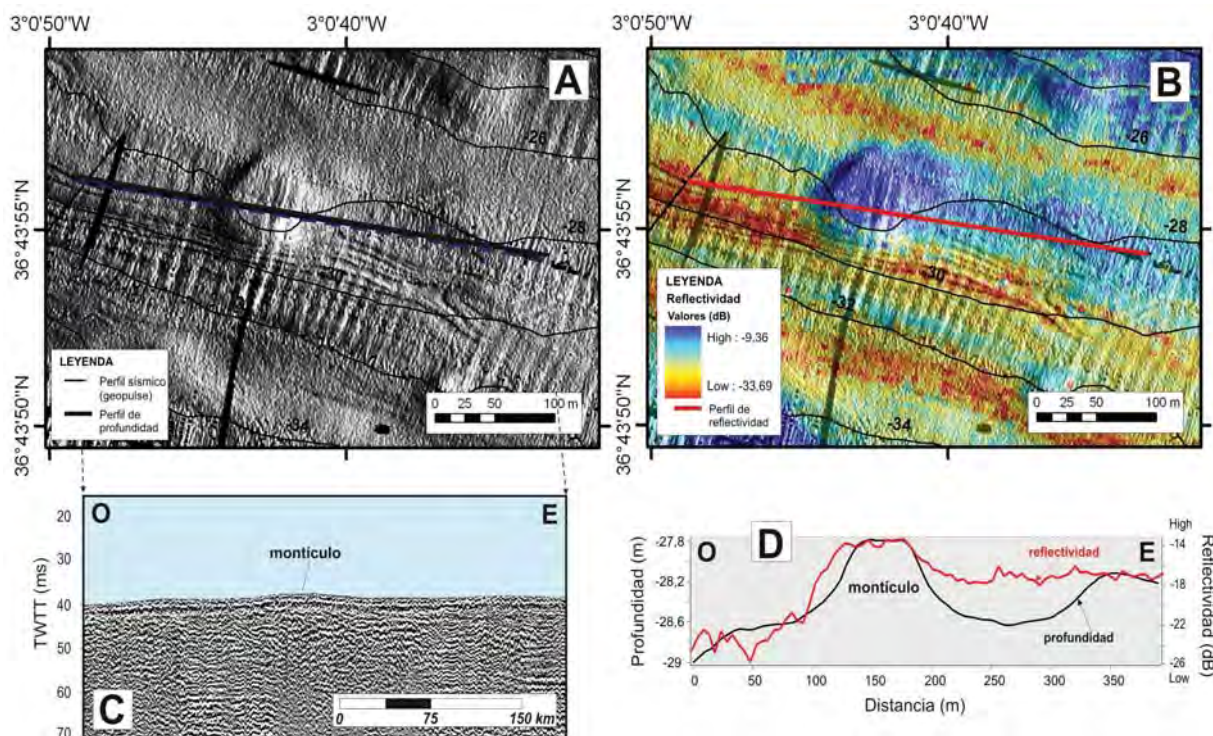


Figura 3.23: Montículos. A. Mapa de sombras, B. Reflectividad, C. Perfil sísmico obtenido con Geopulse y D. Comparación entre el perfil batimétrico y los valores de reflectividad.

varían entre los 420 m y los 850 m, mientras que las anchuras medias se encuentran alrededor de los 20 m. La altura no supera los 1,5 m (Tabla 3.4).

3.3.5. Lóbulo sedimentario secundario

Se ha observado la existencia de un depósito sedimentario, de forma en planta circular, al oeste del prodelta del Río Chíllar (Figs. 3.14-B, 3.24). Esta morfología sedimentaria se encuentra totalmente desconectada de la costa, a aproximadamente unos 1500 m de la misma, desarrollándose en un rango de profundidad entre los 37 y los 61,5 m. Su longitud es de 1 km y sus anchuras oscilan entre los 169 y los 641 m (Tabla 3.4). Presenta un perfil transversal lineal, con una pendiente de $1,19^\circ$, donde ha sido imposible distinguir el *offlap break* y el límite entre el *foreset* y el *bottomset*. Como se puede ver en la Figura 3.24-D y E presenta un perfil longitudinal convexo.

Sobre este lóbulo sedimentario se desarrollan 2 tipos morfológicos: a) *Canales*, que erosionan casi todo el lóbulo y se observan entre los 29 y los 59 m de profundidad. Estos canales presentan las características descritas para estos tipos morfológicos en la página 132 (Fig. 3.14 y Fig. 3.24), b) *Campo de ondulaciones*, el cual ocupa un área de $0,4 \text{ km}^2$ y se localiza entre los 37 y los 60 m de profundidad. Las ondulaciones de este campo se caracterizan por una longitud de onda entre 24,3 y 356 m (Fig. 3.14), cuya media es de 98,5 m. Sus anchuras o longitudes laterales no exceden los 83 m, mostrando una media de 55 m.

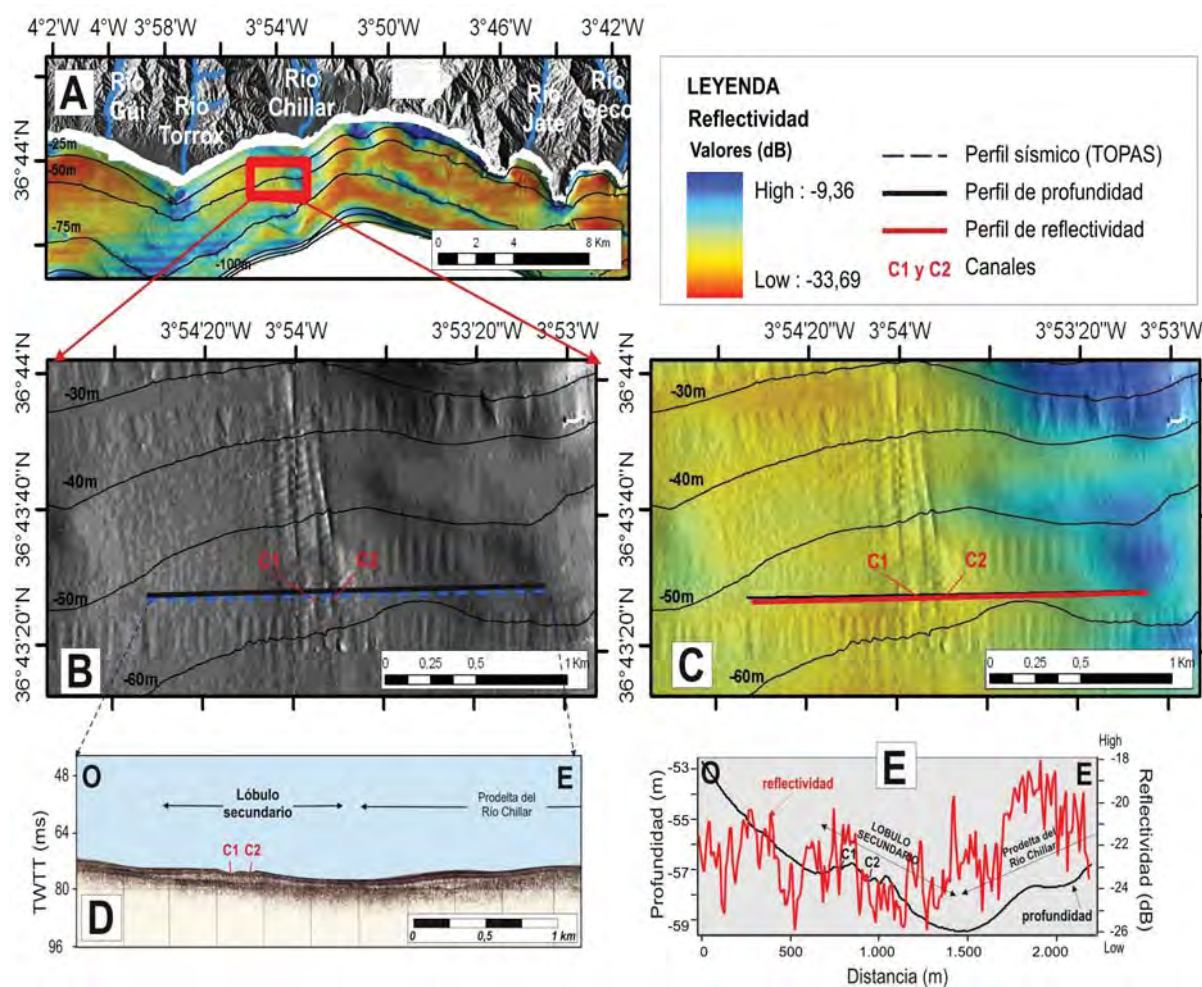


Figura 3.24: Lóbulo sedimentario secundario. A. Localización geográfica, B. Mapa de sombras, C. Reflectividad, D. Perfil sísmico obtenido con TOPAS y E. Comparación entre el perfil batimétrico y los valores de reflectividad.

Respecto a los valores de reflectividad existe una clara diferencia entre los valores correspondientes al lóbulo sedimentario secundario, el cual muestra bajos valores de reflectividad con respecto al lóbulo prodeltaico del Río Chillar. Dentro del lóbulo secundario no se aprecian diferencias significativas en los valores de reflectividad (Fig. 3.24-C y E).

3.4. Sedimentación en los depósitos prodeltaicos

De manera general, los sedimentos que constituyen los depósitos prodeltaicos se han descrito en función de sus características granulométricas y texturales, así como mediante el espesor del sedimento no consolidado. Se ha correlacionado los valores de reflectividad con las características sedimentarias de los depósitos y se observa una clara diferencia en las características sedimentarias entre el *topset*, *foreset* y *bottomset* a lo largo del área estudiada.

3.4.1. Caracterización sedimentológica de los depósitos prodeltaicos

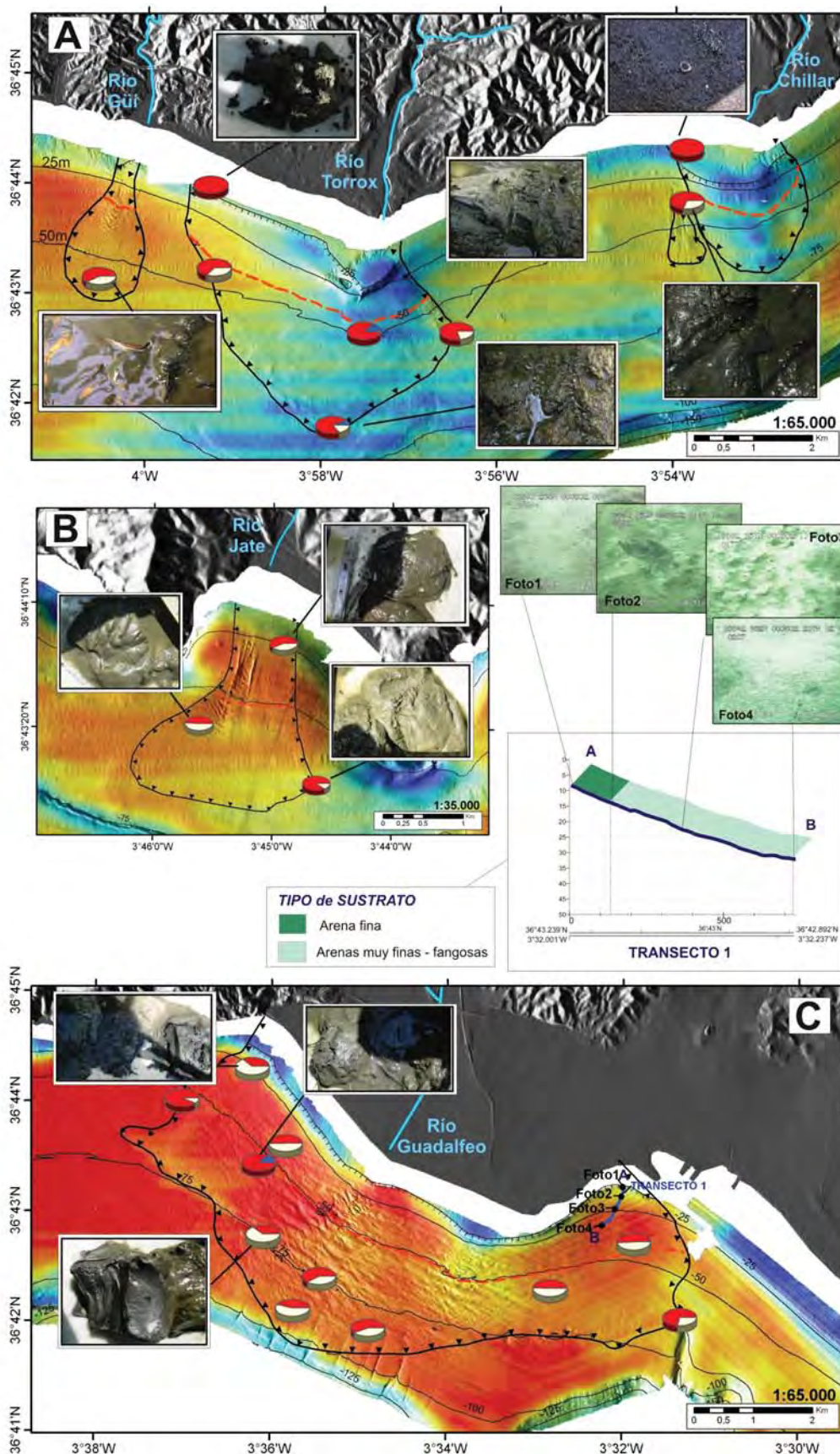
A partir del análisis granulométrico de los sedimentos ubicados sobre los depósitos prodeltaicos se observa, de manera general, un alto contenido en arena, donde la mayoría de las muestras tienen un porcentaje en arena superior al 50 % en peso (Fig. 3.25). El fango es la segunda clase granulométrica que presenta un mayor porcentaje en peso, con un valor medio del 30 %. Solamente una única muestra de sedimento pertenece a la clase granulométrica grava, aunque existen varias muestras con un alto contenido (entre el 41 y el 63 %) en esta fracción .

El valor medio del tamaño de grano de los sedimentos en los prodeltas es de 0,34 mm, variando entre valores mínimos de 0,05 mm (fangos) y máximos de 4,15 mm (gravas). Con ello, es posible indicar que la arena media es la clase granulométrica que puede representar, de manera general, a los depósitos prodeltaicos estudiados.

En el análisis de los datos granulométricos por dominios prodeltaicos (*topset*, *foreset* y *bottomset*) se observa, de manera general, que el tamaño medio de grano en estos dominios es 0,99 mm, 0,27 mm y 0,15 mm, respectivamente, correspondiéndose con las clases granulométricas de arena gruesa ($> 0,5$ mm), arena media ($> 0,25$ mm) y arena fina ($> 0,125$ mm). Esto indica una disminución gradual del tamaño medio de grano con la profundidad (Fig. 3.26). Por dominios, se puede indicar que:

- En el *topset*, los tamaños de grano varían desde la grava (> 2 mm) hasta la arena fina (0,125 mm) y según el porcentaje en peso de las fracciones granulométricas, el sedimento está constituido por grava arenosa, arena gravosa o arena, como se representa en la Figura 3.27 mediante el diagrama textural de Folk.
- En el *foreset*, los tamaños de grano son menores, encontrándose mayoritariamente desde arena muy fina (0,125 mm) hasta fango ($< 0,063$ mm). Existen excepciones en el *foreset* del prodelta occidental del Río Adra, donde la clase granulométrica es la arena muy gruesa a profundidades que no superan los 23 m. En porcentaje en peso, los sedimentos predominantes en el *foreset* están constituidos mayoritariamente por arena fangosa y fango arenoso, a excepción de los prodeltas de la Rambla de Albuñol y prodelta occidental del Río Adra donde el sedimento está compuesto por arena gravosa (Fig. 3.27).
- En el *bottomset* el tamaño de grano es variable, desde arenas medias (0,25 mm) a fangos ($< 0,063$ mm) distribuyéndose entre los 26 y los 88 m de profundidad. En función del porcentaje en peso, el *bottomset* de los prodeltas está constituido mayoritariamente por arena fangosa, aunque existen otros tipos de sedimento (grava fangosa, arena, arena gravosa, arena fango-gravosa y fango arenoso) (Fig. 3.27).

En resumen, el sedimento de los depósitos prodeltaicos presenta un alto porcentaje de arenas, disminuyendo el tamaño de grano con la profundidad. El *topset* es el dominio que presenta mayor tamaño de grano correspondiente a la clase granulométrica de



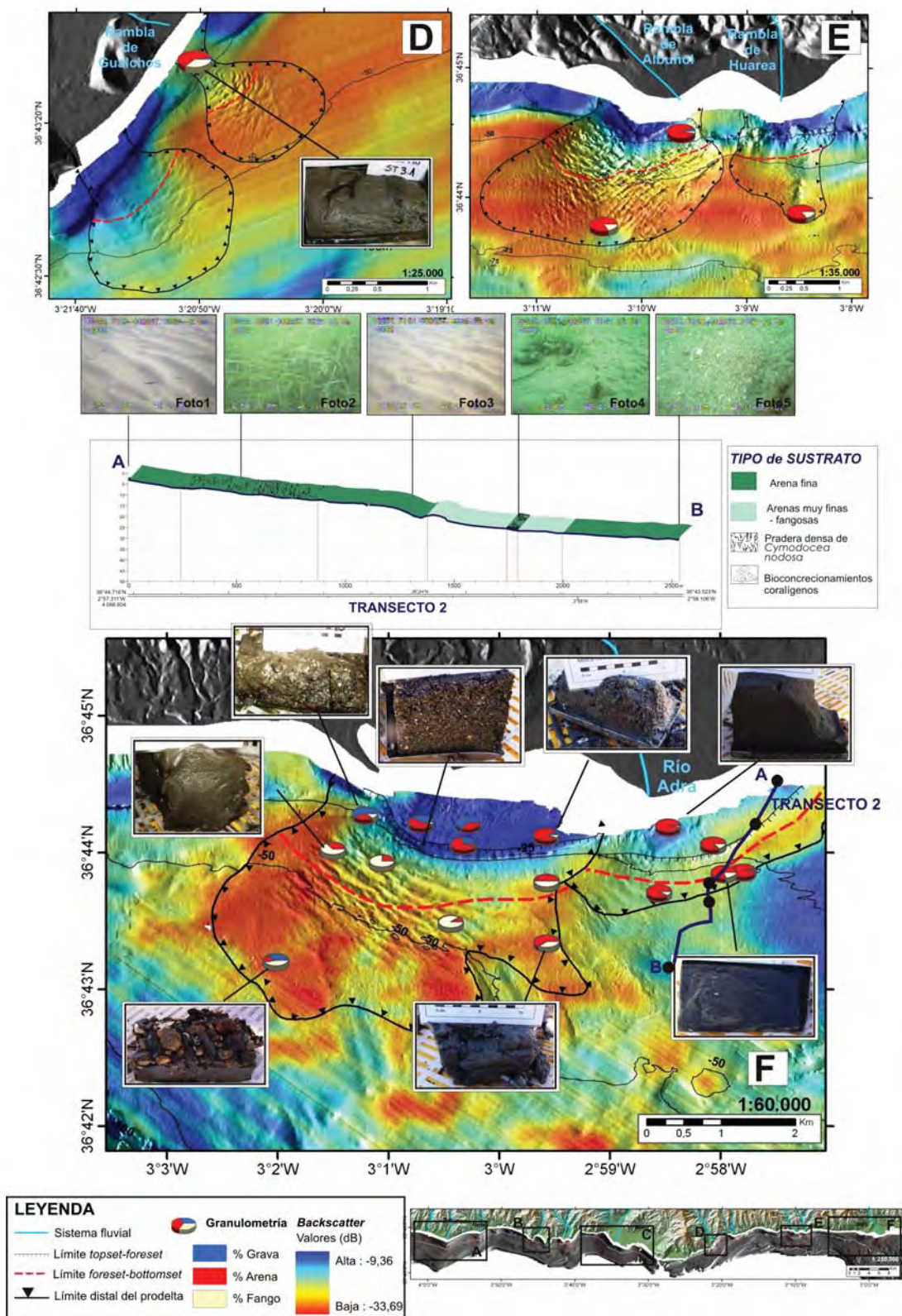


Figura 3.25: A-F. Porcentajes de grava, arena y fango (diagramas circulares) de las muestras de sedimento localizadas en los prodeltas, sobre el mapa de reflectividades. Se añade fotografías de varias de las muestras, así como dos transectos de exploración con vídeos submarinos. G: Mapa de localización de los detalles A-F.

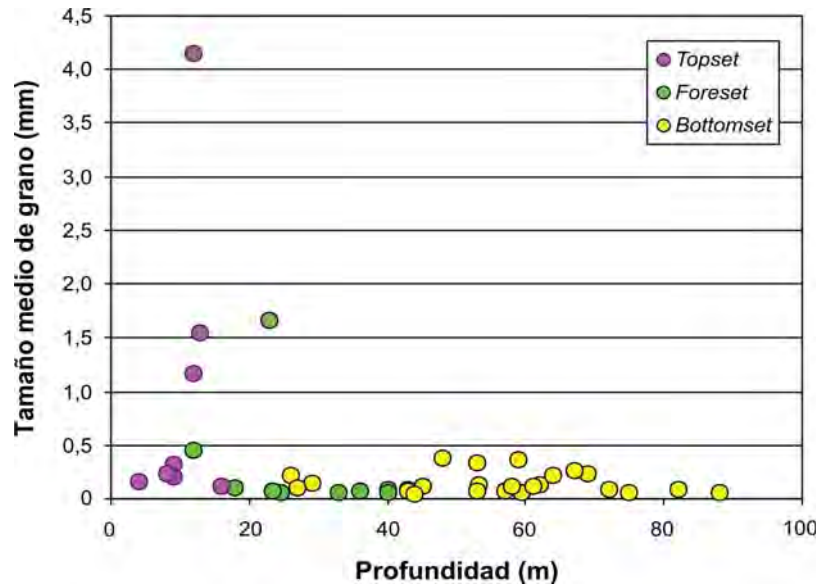


Figura 3.26: Distribución del tamaño de grano del sedimento en los diferentes dominios prodeltaicos frente a la profundidad.

la arena muy gruesa, mientras que su composición varía de arena a grava arenosa. El *foreset* muestra una media perteneciente a la arena media y está constituido principalmente por un arena fangosa o fango arenoso. El *bottomset* es la zona que muestra el

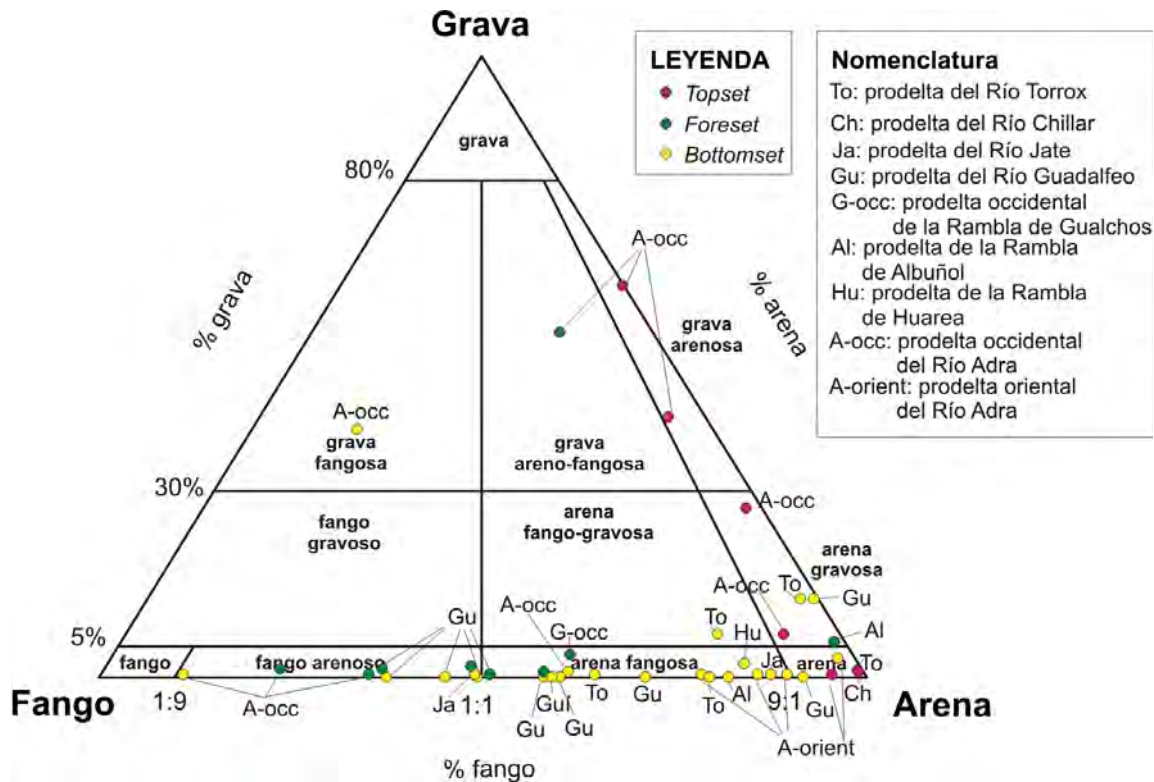


Figura 3.27: Diagrama textural de Folk (1954, 1974) de los sedimentos de los depósitos deltaicos, diferenciándose el *topset*, *foreset* y *bottomset*.

menor tamaño medio de grano, referente a la arena fina. El sedimento de este dominio está constituido principalmente por arenas fangosas.

En la campaña ESPACE 01 se realizaron transectos de exploración con videos submarinos, de los cuales dos de ellos atraviesan parte de los prodeltas de los ríos Guadalfeo y Adra (oriental) (Fig. 3.25-C y F). En el transecto 1 se observa únicamente dos tipos de sustrato, ya que cruza la parte proximal del *topset* y la parte más distal del *fore-set* (Fig. 3.25-C). Se observa un sustrato compuesto por arenas finas hasta los 15 m de profundidad aproximadamente, pasando progresivamente a fondos más fangosos. El *transecto 2* prácticamente ocupa todo el prodelta oriental del Río Adra (Fig. 3.25-F). Se observa un sustrato de arenas finas, excepto entre los 20-30 m de profundidad donde el sedimento está constituido por arenas de muy finas a fangosas. Entre los 8 y los 15 metros aproximadamente se localizó una pradera de *Cymodocea nodosa*, fanerógama marina que forma recubrimientos variables sobre fondos sedimentarios arenosos. Alrededor de los 25 m de profundidad se observaron bioconcreciones coralígenas en un fondo de arena gruesa formados por algas calcáreas, gorgonias y briozoos.

3.4.2. Distribución sedimentaria: correlación entre la reflectividad y las muestras de sedimento en los depósitos prodeltaicos

En los depósitos prodeltaicos se observan unos patrones de distribución de la reflectividad bien definidos. Los valores elevados de reflectividad se encuentran en las zonas más proximales de los prodeltas, generalmente en los *topset* (> -12 dB), disminuyendo mar adentro, presentando valores medios de -29 dB a lo largo de toda la cuña sedimentaria hasta su límite distal (Fig. 3.25). Este patrón es concordante con la distribución espacial del sedimento superficial descrito anteriormente. Las zonas del *topset*, de mayor reflectividad, se correlacionan con materiales más groseros, como gravas arenosas. Los valores de menor reflectividad, que se observan a partir del *offlap-break*, se correlacionan mayoritariamente con arenas y arenas fangosas, con proporciones variables de fangos. En la mayoría de los casos los sedimentos arenosos son los predominantes (Fig. 3.25).

Se aprecia que tres de los prodeltas estudiados presentan mayores valores de reflectividad a partir del límite *topset-foreset* que el resto: (a) El prodelta del Río Torrox, el cual en su sector oriental muestra valores de reflectividad alta (Fig. 3.25-A) asociados a arena gravosa (Fig. 3.27), (b) El prodelta del Río Chillar, del que únicamente se tienen muestras de sedimento superficial en el *topset* (Fig. 3.25-A) y (c) el prodelta occidental de la Rambla de Gualchos, asociado al cauce antiguo de la Rambla Ancha, donde se aprecian variaciones laterales respecto a los valores de reflectividad, ya que en su parte este, donde se desarrollan las ondulaciones, está cubierta por sedimentos menos reflectivos que su parte oeste (Fig. 3.25-D).

3.4.3. Espesor de sedimento de los depósitos prodeltaicos

A partir de la interpretación de los perfiles de alta y muy alta resolución, se ha realizado el estudio de los espesores de sedimentos no consolidados que constituye los depósitos prodeltaicos. Los mapas de distribución de isopacas (Fig. 3.28) indican que los prodeltas de mayor espesor sedimentario se encuentran en el sector central del área de estudio (3.28-B).

Dichos mapas revelan que el mayor depocentro asociado a los prodeltas se encuentra conectado al Río Guadalfeo (Fig. 3.28-B), constituyendo un depósito en forma de cuña bien definido. Espesores máximos de sedimento superiores a 70 ms se producen en la parte proximal del prodelta del Guadalfeo, disminuyendo el espesor por debajo de los 20 ms, a partir de los 1,5 km de distancia aproximada a la costa. En este sector se localizan los prodeltas de los ríos Seco y Verde con valores máximos de espesor sedimentario entre los 40-50 ms (Fig. 3.28-B) en la parte proximal de los prodeltas. El prodelta del Río Seco presenta mayor potencia sedimentaria que el Río Verde, decreciendo el espesor sedimentario por debajo de los 25 ms a una distancia de la costa entre los 750 m para el Río Verde y los 1000 m para el Río Verde y Río Seco.

El resto de los prodeltas muestran sus depocentros en la parte proximal de los depósitos, con valores entre los 10 y los 16 ms, a excepción del depósito occidental del Río Adra que supera los 25 ms (Fig. 3.28). A una distancia de la costa entre 1-2 km, los valores de espesor sedimentario disminuyen por debajo de los 7-10 ms. Hay que destacar el prodelta del Río Güü, el cual muestra una tendencia diferente. Al contrario que la mayoría de los prodeltas, en la parte proximal presenta espesor sedimentario muy modesto (no superando los 6 ms), aumentando el espesor mar adentro, localizándose su depocentro a una distancia aproximada de la costa de 2 km, con valores máximos de 17 ms (Fig. 3.28-A).

3.4.4. Estimación de los parámetros hidrológicos de los sistemas fluviales asociados a los sistemas deltaicos

A partir de datos obtenidos mediante la bibliografía se han podido adquirir diferentes datos hidrológicos de los sistemas fluviales, con el inconveniente de que únicamente ha sido posible obtener datos de 4 de los 12 ríos estudiados: Torrox, Verde, Guadalfeo y Adra. Para poder efectuar la correlación de los parámetros hidrológicos con los diferentes parámetros morfológicos medidos en los sistemas deltaicos a partir del análisis de componentes principales (PCA), cuyos resultados se han descrito anteriormente, se ha tenido que realizar la estimación de dos de las variables hidrológicas que se utilizarán para dicha correlación. Estas variables son el caudal o descarga media del río (*average river discharge*, m/s) y la descarga de sedimentos (*sediment load*, kg/s).

Los resultados obtenidos a partir de las diferentes expresiones matemáticas utilizadas para su estimación se muestran en la Tabla 3.5. Se observa que los valores medios estimados de caudal se encuentran en un rango entre 1,12 y 29,13 m/s, para la Rambla

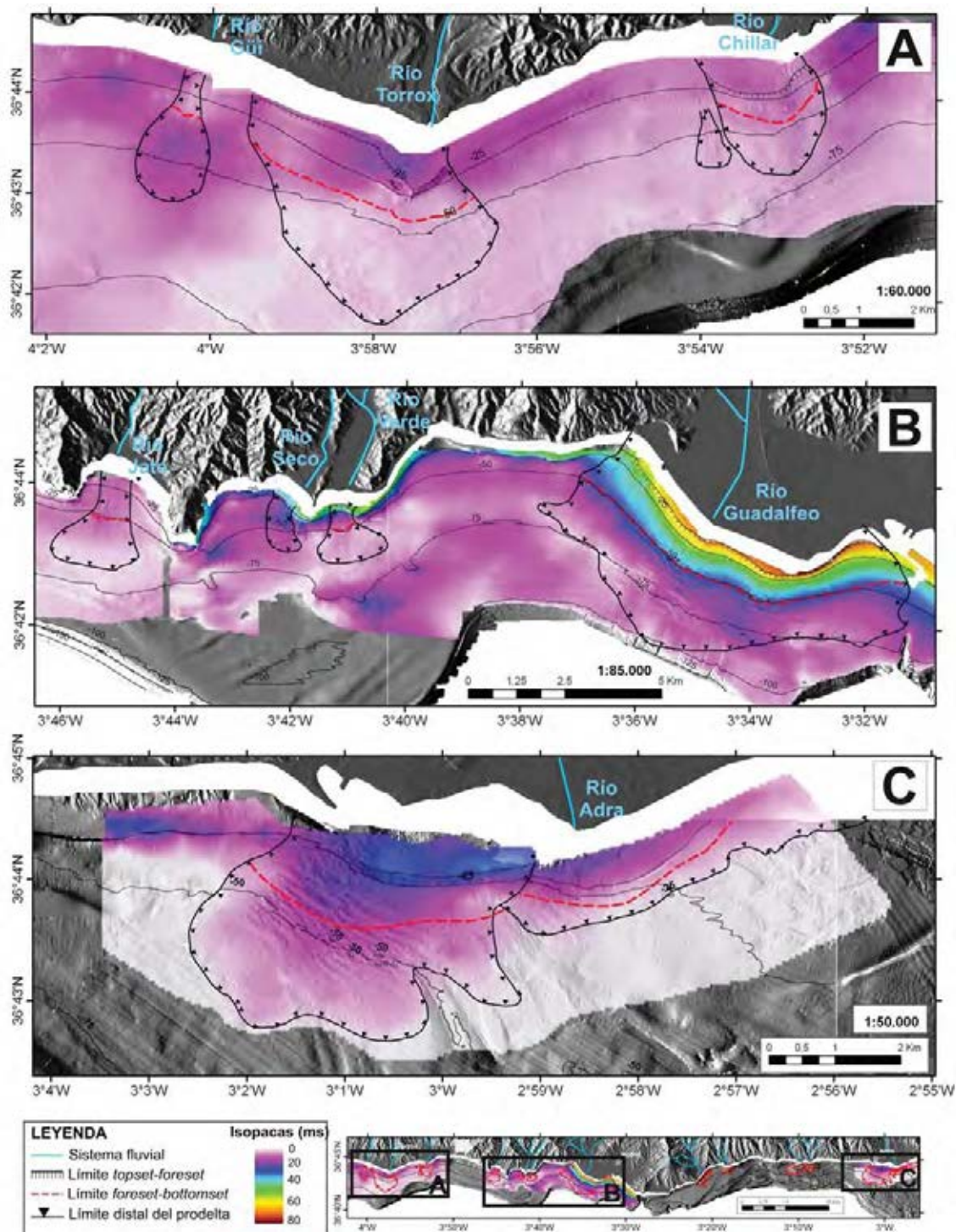


Figura 3.28: Espesor de sedimento no consolidado (ms) en los distintos depósitos prodeltaicos.

de Haza de Trigo y el Río Guadalfeo, respectivamente, (Tabla 3.5 y Fig. 3.29-A) siendo el valor medio del caudal para todos los sistemas fluviales estudiados de 5,73 m/s. Asimismo, el promedio de los valores estimados de la descarga de sedimentos varía entre los 5,28 kg/s del Río Seco y los 157,49 kg/s para el Río Guadalfeo (Tabla 3.5 y Fig. 3.29-B), con un valor medio de 30,33 kg/s para los sistemas fluviales considerados.

		SISTEMAS FLUVIALES											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Caudal o descarga media del río (<i>average river discharge</i>) - (m/s)	Expresión (4) de Mulder y Syvitsky (1996)	3,37	3,02	3,27	2,15	1,60	5,09	34,85	4,07	1,75	5,74	2,59	22,94
	Expresión (5) de Mulder y Syvitsky (1996)	1,34	1,49	1,91	1,15	0,83	2,94	23,40	1,24	0,48	1,63	0,68	10,00
	Valores promedio	2,35	2,25	2,59	1,65	1,21	4,02	29,13	2,66	1,12	3,68	1,64	16,47
	Datos reales		0,2*				0,3*	0,6**					1**
Descarga de sedimentos (<i>sediment load</i>) (kg/s)	Fórmula (6) de Syvitski y Morehead (1999)	8,20	8,50	9,45	5,68	3,23	13,13	133,80	12,71	5,03	10,60	5,13	76,11
	Expresión (6) de Mulder y Syvitski (1996)	6,81	7,48	9,26	5,96	4,45	13,53	82,98	6,34	2,78	8,07	3,77	39,45
	Expresión (7) de Mulder y Syvitski (1996)	12,43	15,46	17,98	11,77	4,59	25,64	242,24	22,48	11,27	29,72	13,51	144,22
	Expresión (9) de Mulder y Syvitski (1996)	14,18	14,66	16,01	10,50	6,54	20,94	143,77	20,49	9,52	17,39	9,57	89,90
	Fórmula (2) de Mulder <i>et al.</i> (2003)	10,02	10,37	11,53	7,52	4,28	17,36	114,05	16,81	6,66	13,29	2,97	44,10
	Fórmula (18) de Morehead <i>et al.</i> (2003)	20,03	20,75	23,06	15,03	8,55	34,72	228,07	33,61	13,31	26,58	5,94	88,19
	Valores promedio	11,95	12,87	14,55	9,41	5,28	20,89	157,49	18,74	8,10	17,61	6,81	80,33
	Datos reales		0,1*				0,4*	2,7*					4,8*

Tabla 3.5: Datos obtenidos a partir de las estimaciones realizadas para el caudal o descarga media del río (*average river discharge*) y la descarga de sedimentos (*sediment load*). Se muestran los datos promedio, así como los datos reales tomados de Liqueste *et al.* (2005)* o cedidos por la Agencia Andaluza del Agua**. (1-7): Ríos Güü, Torrox, Chillar, Jate, Seco, Verde y Guadalfeo; (8-11): Ramblas de Gualchos, Haza de Trigo, Albuñol y Huarea; (12): Río Adra.

Observando dichos resultados se advierte una sobreestimación de dichos parámetros (caudal y descarga de sedimentos) si se comparan con datos (Tabla 3.5) cedidos por: a) La Agencia Andaluza del Agua (Red Hidrosur), para el caudal de los ríos Guadalfeo y Adra (calculados a partir de una serie cronológica de descargas fluviales desde 1983 hasta 2007) y b) Tomados de Liqueste *et al.* (2005) para el caudal de los ríos Torrox y Verde (calculados a partir de una serie cronológica de descargas fluviales entre 1942 y 2000) y la descarga de sedimentos de los 4 ríos citados (obtenida a partir de varios modelos empíricos de erosión).

Para la descripción de los parámetros hidrológicos en este trabajo de investigación se han utilizado los datos reales, aunque solo se hayan podido adquirir para 4 de los 12 sistemas fluviales estudiados. Los parámetros estimados únicamente se han empleado para la correlación de estos con los diferentes parámetros morfológicos de los sistemas deltaicos en el análisis de componentes principales (PCA). Este análisis obliga a tener los datos de todas las variables utilizadas, pero donde el valor concreto que éstas tomen no es tan importante como su cuantificación en relación con los valores en los distintos ríos. Por tanto es suficiente disponer de estimaciones coherentes para todos y cada uno de los ríos y de las variables.

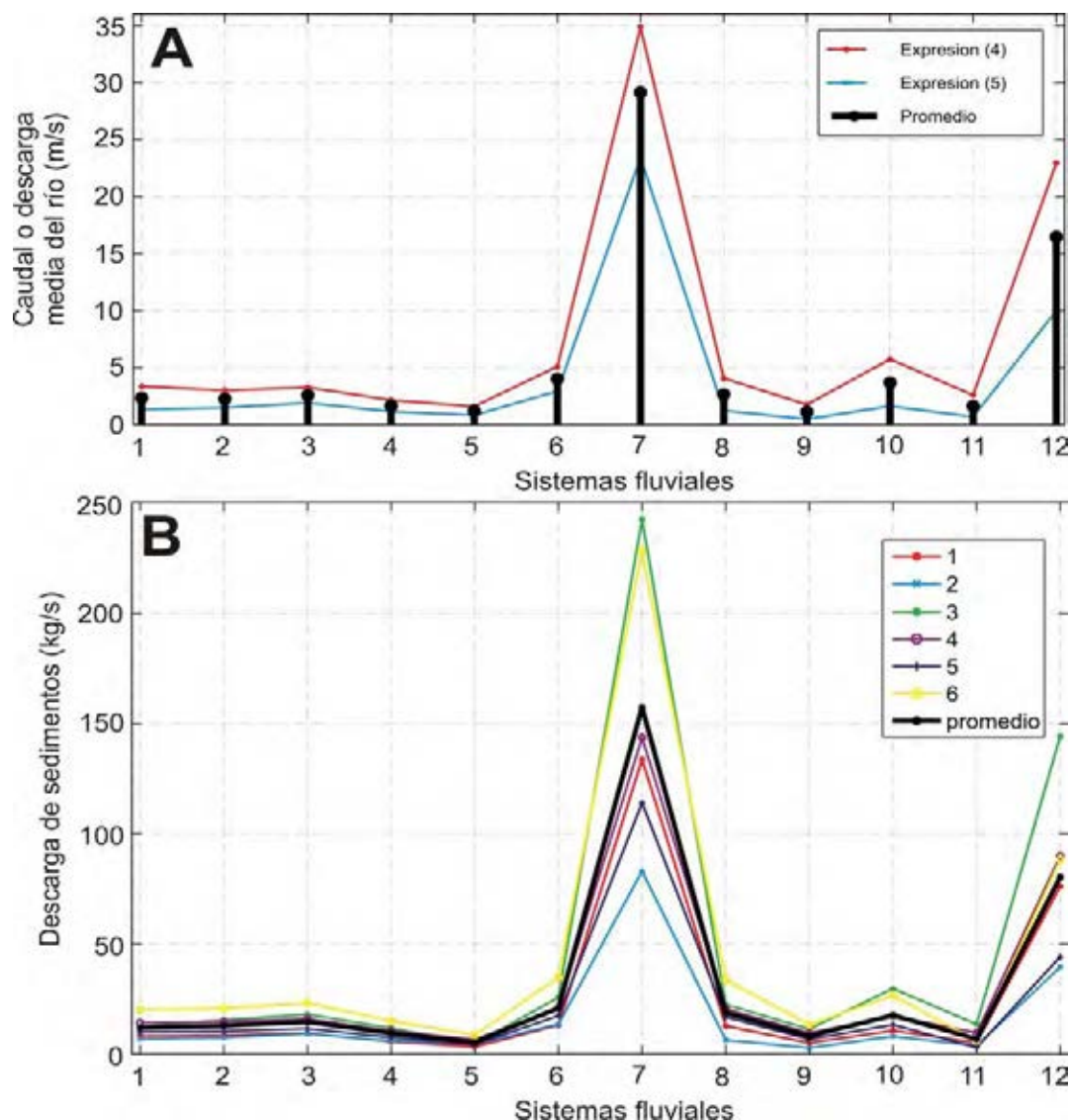


Figura 3.29: A. Descarga media estimada para los 12 sistemas fluviales considerados según las expresiones (4) y (5) de Mulder y Syvitsky (1996) y B. Estimación de la carga de sedimentos para los 12 sistemas fluviales considerados según las expresiones matemáticas utilizadas por los diversos autores, numeradas en el mismo orden que aparecen en la Tabla 3.5.

3.5. Relación entre variables morfológicas e hidrológicas

Para establecer las posibles asociaciones entre las variables morfológicas e hidrológicas que caracterizan a las cuencas de drenaje del área de estudio, y las características morfológicas de las llanuras deltaicas y depósitos prodeltaicos anteriormente descritas, se ha realizado un análisis de componentes principales (PCA) con el software STATISTICA sobre 16 de dichas variables (Fig. 3.30) correspondientes a las cuencas de drenaje, depósitos deltaicos, llanuras deltaicas y prodeltas.

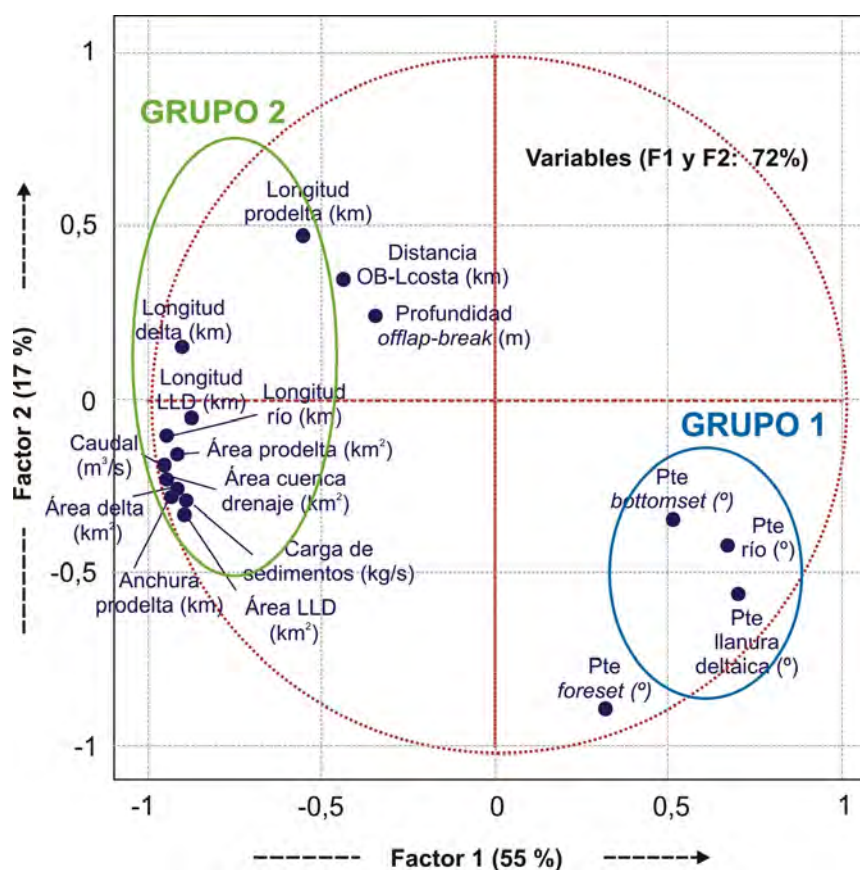


Figura 3.30: Representación de los factores obtenidos mediante el análisis de componentes principales (PCA) respecto a las variables, diferenciando en el gráfico los grupos separados por dicho análisis.

Este tipo de análisis permite establecer los factores más importantes de las cuencas de drenaje que tienen una mayor influencia en las características morfológicas de los prodeltas. En este caso, se han identificado dos factores principales (F1 y F2), que explicarían el 72% de la varianza total (Fig. 3.30).

- El Factor 1 (55%), permite separar dos grupos de características morfológicas diferentes. Por un lado, se encuentra un grupo 1, donde la variable pendiente es la predominante, y por otro, se observa el grupo 2, donde el resto de las variables asociadas al tamaño de la cuenca de drenaje, de la llanura deltaica y del prodelta son las importantes, con la existencia de una gran influencia de las características hidrológicas de la cuenca de drenaje (caudal y carga de sedimentos) sobre estas variables (Fig. 3.30).
- En el Factor 2 (17%) se afianzan ambos grupos, y se indica con una menor importancia, una pequeña influencia opuesta de la pendiente con respecto a dos variables asociadas a la morfología del *offlap-break* (distancia a la línea de costa y la profundidad) (Fig. 3.30).

3.6. Modelización de las cuñas prodeltaicas

En este apartado se exponen los resultados del análisis de las 64 simulaciones realizadas con el modelo de flujos hiperpicnales para dos tipos de perfiles teóricos diferentes (perfil lineal con pendiente variable y perfil con geometría simplificada), combinados con los distintos tipos de caudal o flujos principales (constante y variable). Los resultados de estas simulaciones servirán, por un lado, para el estudio a escala de depósito, atendiendo al desarrollo y evolución de la cuña prodeltaica, y por otro, para el análisis de las ondulaciones a una escala morfológica menor. Los resultados del primer caso, se verán en este apartado, y del segundo, se expondrán en el Apartado 4.5.

3.6.1. Simulaciones numéricas con caudales constantes

Se analizará la evolución de la cuña prodeltaica durante la descarga de diferentes caudales mantenidos en el tiempo o caudales continuos, durante los 8 días de simulación.

3.6.1.1. Simulaciones realizadas con un perfil lineal de pendiente variable

El perfil batimétrico teórico utilizado para estas simulaciones varía su pendiente, tomando valores de $0,3^\circ$; $0,5^\circ$; 1° ; $1,5^\circ$; 2° y $2,5^\circ$, en los primeros 1,5 km de perfil, permaneciendo para el resto con una pendiente constante de $0,3^\circ$ (Fig. 2.31-A y Anexo-Simulaciones 1-48).

Los resultados de las simulaciones, con pendiente y caudales variables, se sintetizan en la Figura 3.31 y se exponen en la Tabla 3.6.

Se han medido sobre las simulaciones los siguientes parámetros morfológicos que definen una cuña prodeltaica: a) tiempo necesario para la formación del *topset*, b) pendiente necesaria para la formación del *topset*, c) pendiente necesaria para la formación del *topset* eliminando valores extremos, d) la distancia del *offlap-break* a la línea de costa, e) la profundidad del límite distal y f) la longitud del prodelta. Así mismo, se han cuantificado sus valores para poder analizar la influencia sobre éstos parámetros morfológicos, tanto de la variación de la pendiente como del caudal del río (Fig. 3.31).

El tiempo requerido para la formación del *topset* es, generalmente mayor a medida que aumenta la pendiente y disminuye el caudal, según podemos observar en las diferentes simulaciones (Fig. 3.31-A). Se advierte que, para caudales extremadamente bajos y con pendientes altas ($2,5^\circ$), la formación del *topset* es muy marcada en los primeros días, 2 y 4 días (Fig. 3.32-A y B), mientras que cuando la pendiente es $> 2^\circ$ son necesarios caudales altos para la formación del *topset* (Fig. 3.32-C y D).

Respecto a la pendiente necesaria para la formación o desarrollo del *topset* (Figs. 3.31-B y C), generalmente varía entre 1° y 2° , excepto para pendientes abruptas de $2,5^\circ$ y caudales pequeños que requieren pendientes de la cuña prodeltaica superiores a los 4° . Eliminando los valores extremos de grandes pendientes (Fig. 3.31-C), se observa un comportamiento prácticamente constante con la variación del caudal, mientras que

es necesario una mayor pendiente de la cuña prodeltaica para el desarrollo del *topset* a medida que aumenta la pendiente de la cuenca.

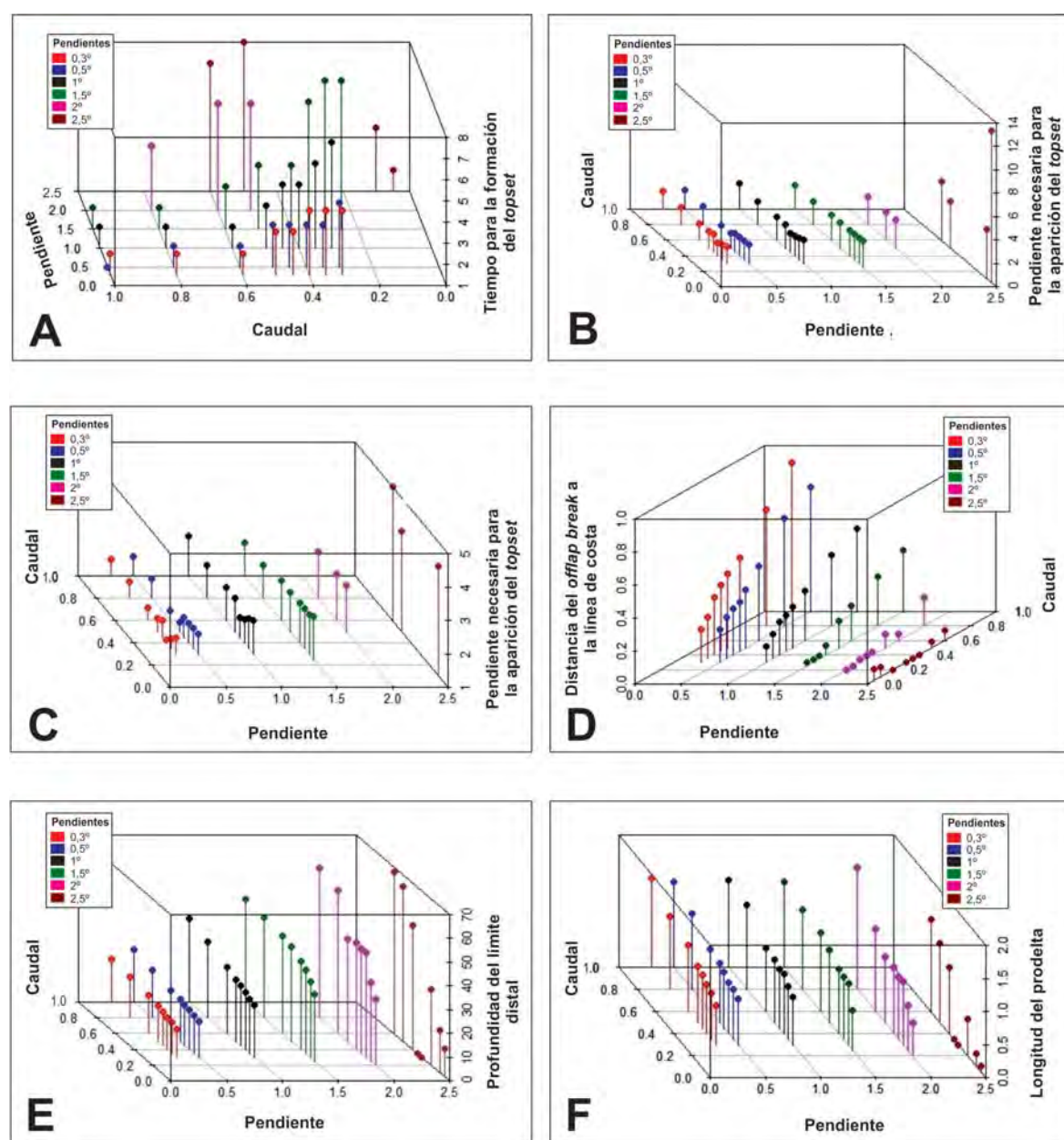


Figura 3.31: Diagramas tridimensionales de puntos que muestran la relación existente entre la pendiente y el caudal, con las variables morfométricas de las cuñas sedimentarias obtenidas en las simulaciones numéricas.

La distancia del *offlap break* a la línea de costa, muestra una clara tendencia a disminuir cuando las pendientes de los perfiles iniciales aumentan (Figs. 3.31-D y 3.33-A y B) y/o el caudal disminuye (Figs. 3.31-D y 3.33-A y C). Se observa que para pendientes $> 1,5^\circ$, son necesarios caudales cada vez más altos para observar *offlap break* más alejados de costa. Con pendientes altas, mayores de $1,5^\circ$ y caudales moderados, el *offlap-break* parte prácticamente de la desembocadura.

		Caudal (m ² /s)	Longitud prodelta (km)	Profundidad límite distal (m)	Distancia <i>offlap break</i> línea de costa (km)	Profundidad <i>offlap break</i> (m)	Tiempo aparición <i>topset</i> (días)	Pendiente necesaria <i>topset</i> (°)	Nº simulación
Perfil lineal con pendiente variable-flujo continuo durante la simulación	pendiente 0,3°	0,3	0,6	12	0,2	2	4	1,5	1
		0,35	0,7	13	0,25	2	4	1,3	2
		0,4	0,75	13,5	0,35	2	4	1,1	3
		0,45	0,8	14	0,4	2	3	1,5	4
		0,5	0,85	15	0,45	2	3	1,4	5
		0,6	1	16	0,5	2	2	1,4	6
		0,8	1,1	17	0,7	2	2	1,5	7
		1	1,35	18	0,9	2	2	1,5	8
	pendiente 0,5°	0,3	0,7	15	0,2	2	4	1,6	9
		0,35	0,75	16	0,25	2	3	1,6	10
		0,4	0,78	16,5	0,28	2	3	1,6	11
		0,45	0,85	17	0,3	2	3	1,6	12
		0,5	0,9	18	0,35	2	3	1,3	13
		0,6	0,95	18	0,45	2	2	1,3	14
		0,8	1,15	20	0,65	3	2	1,6	15
		1	1,3	22	0,75	3	1	1,6	16
	pendiente 1°	0,3	0,72	22	0,1	3	6	2	17
		0,35	0,8	23	0,15	3	5	1,9	18
		0,4	0,9	24	0,2	3	4	1,7	19
		0,45	0,9	25	0,22	3	4	1,6	20
		0,5	0,95	26	0,25	3	3	2	21
		0,6	0,96	28	0,3	3	2	2	22
		0,8	1,28	32	0,43	3	2	2	23
		1	1,32	35	0,5	3	2	2,2	24
	pendiente 1,5°	0,25	0,6	28	0,02	3	8	2,3	25
		0,3	0,93	32	0,02	3	8	2,2	26
		0,35	0,95	35	0,02	3	7	2,2	27
		0,4	0,97	37	0,06	3	4	2,2	28
		0,5	1,1	40	0,16	3	4	2,2	29
		0,6	1,2	41	0,21	3	3	2,2	30
		0,8	1,21	42	0,3	3	2	2	31
		1	1,3	43	0,37	3	2	2	32
	pendiente 2°	0,2	0,5	28	0	1	No TS	-	33
		0,25	0,67	33	0	3	No TS	-	34
		0,3	0,95	44	0,02	5	No TS	-	35
		0,35	0,95	44	0,02	3	No TS	-	36
		0,4	1	45	0,02	1	No TS	-	37
		0,5	1	43	0,08	1	6	2,4	38
		0,6	1,25	60	0,04	1	6	2,4	39
		0,8	1,85	63	0,17	1	4	2,4	40
	pendiente 2,5°	0,05	0,09	12	0,07	1	2	13	41
		0,1	0,2	18	0,06	1	4	4,3	42
		0,2	0,55	32	0	0	No TS	-	43
		0,3	0	0	0	0	No TS	-	44
		0,35	0	0	0	0	No TS	-	45
		0,4	1	52	0	0	No TS	-	46
		0,5	1,2	65	0,04	0	8	4	47
		0,6	1,4	68	0,06	0	7	5	48
Perfil geometría simplificada (sigmoidal)	0,2	0,6	15	0,26	0	1	2,2	55	
	0,3	0,75	20	0,4	0	1	2,2	56	
	0,4	0,8	22	0,5	0	1	1,9	57	
	0,5	0,92	26	0,55	0	1	1,9	58	
	0,6	0,98	28	0,56	0	1	1,9	59	
	0,7	1	28	0,6	0	1	1,7	60	
	0,8	1,1	33	0,63	0	1	1,7	61	
	0,9	1,3	40	0,66	0	1	1,7	62	
	1	1,4	45	0,7	0	1	1,7	63	

Tabla 3.6: Resumen de los datos obtenidos tras el análisis de las simulaciones realizadas con un flujo constante durante el tiempo de la simulación, para los dos tipos de perfiles teóricos (perfil lineal con pendiente variable y perfil con geometría simplificada o sigmoidal). No TS: No se observa el *topset*.

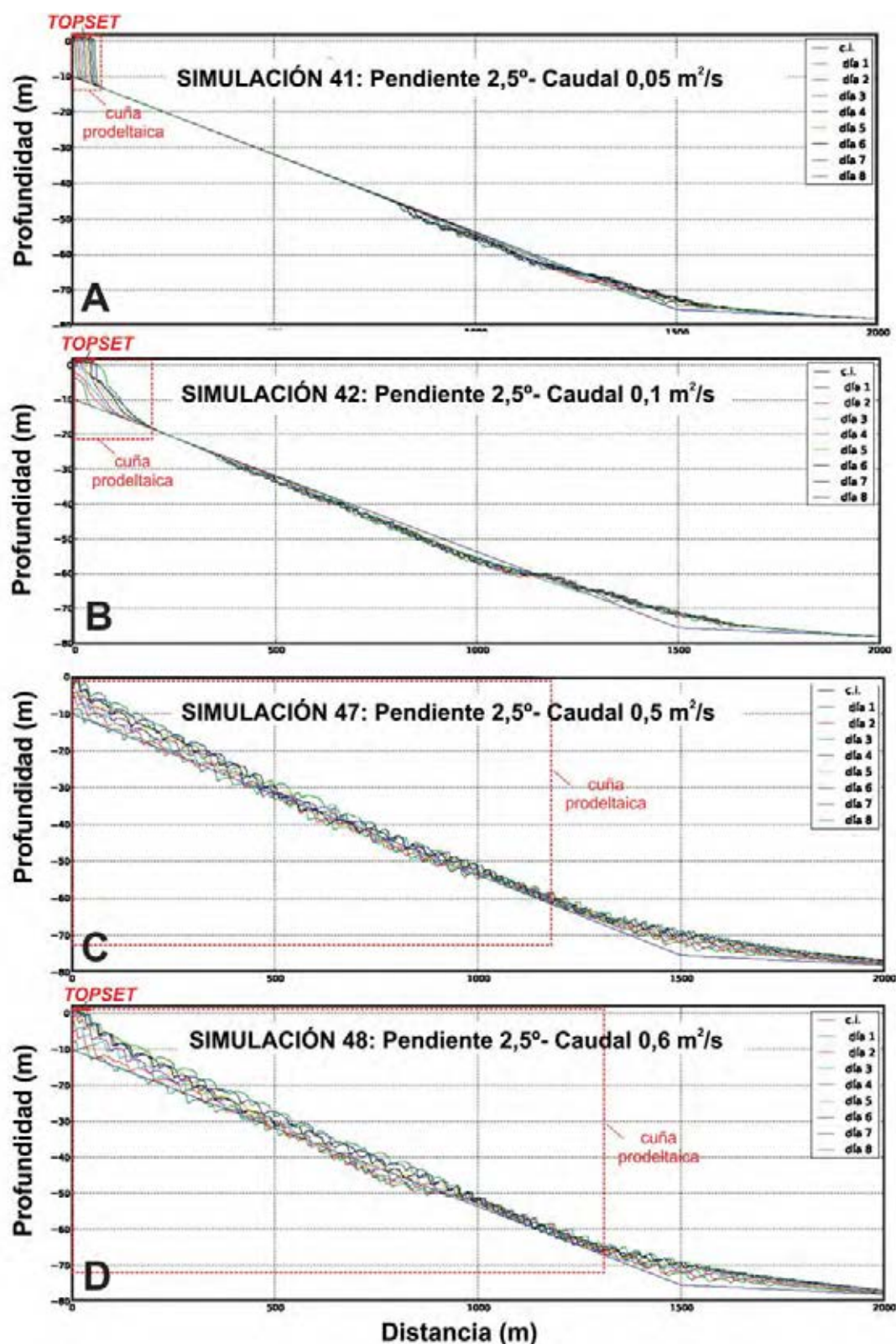


Figura 3.32: Evolución temporal, cada 24 horas, de la forma del fondo para 4 simulaciones realizadas sobre un perfil lineal con pendiente variable para una pendiente inicial de 2,5° y diferentes caudales continuos durante el tiempo de duración de la simulación: (A) 0,05 m²/s, (B) 0,1 m²/s, (B) 0,5 m²/s y (B) 0,6 m²/s.

La profundidad del límite distal de la cuña prodeltaica es mayor al aumentar el caudal y la pendiente (Figs. 3.31-E). Con respecto a la pendiente parece que el aumento es lineal y, para el caudal, el aumento sigue un comportamiento exponencial.

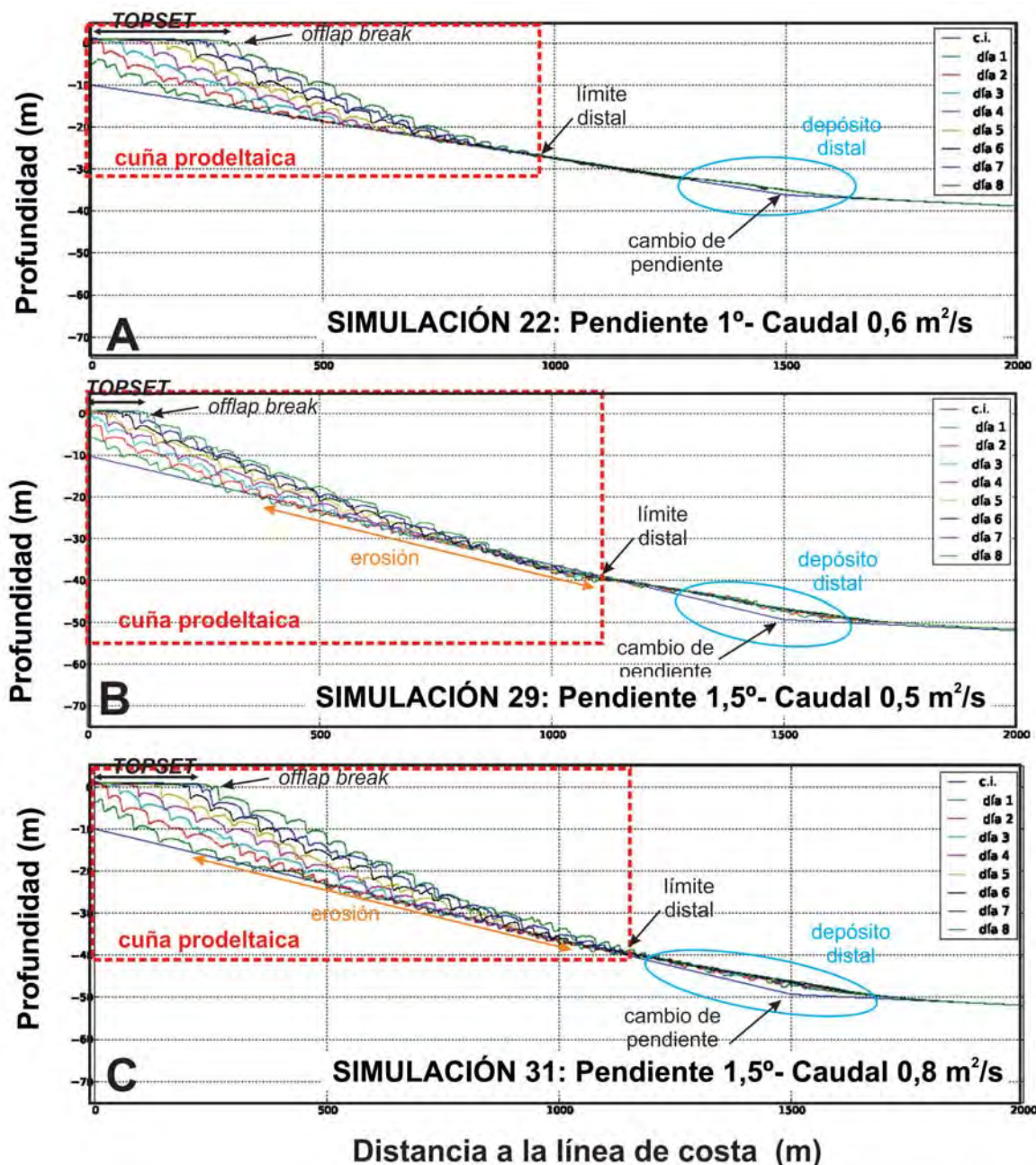


Figura 3.33: Evolución temporal, cada 24 horas, de la forma del fondo para 3 simulaciones realizadas sobre un perfil lineal con pendiente variable para distintas pendientes iniciales y distintos caudales continuos durante el tiempo de duración de la simulación: (A) pendiente 1° y 0,6 m²/s de caudal, (B) pendiente 1,5° y 0,5 m²/s de caudal y (C) pendiente 1,5° y 0,8 m²/s de caudal

La cuña prodeltaica muestra un mayor desarrollo con el aumento del caudal y/o la pendiente (Figs. 3.31-F y 3.33), siendo el crecimiento de la distancia del límite distal lineal para ambas variables.

Los perfiles analizados en todas las simulaciones realizadas con caudal constante, presentan un *foreset* que se ajusta a una ecuación lineal, con unos *topset* prácticamente planos, lo que hace que el *offlap-break* sea abrupto. En cuanto a las isocronas en la estructuración interna de las cuñas prodeltaicas, se observa que la separación entre ellas es mayor a mayor caudal y a mayor pendiente (Fig. 3.33).

Hay que indicar que, a partir de 1° de pendiente, los sedimentos alcanzan distancias mayores de 1500 m de la costa. Debido al cambio de pendiente en este punto, comienza la formación de un cuerpo o depósito distal (Fig. 3.33). Su espesor aumenta cuando incrementamos la pendiente y el caudal.

Respecto al poder erosivo de los flujos simulados, es a partir de una pendiente de $1,5^\circ$ y caudales superiores a $0,35 \text{ m}^2/\text{s}$ cuando se observa erosión del fondo inicial (Fig. 3.33). Esta erosión es remontante, de forma que la erosión se produce a menor profundidad con un aumento del caudal, es decir, el fondo inicial se erosiona cada vez más cerca de la costa.

En las simulaciones realizadas con pendientes de 2° , la erosión aparece con caudales $> 0,3^\circ$. Por otro lado, con pendientes de $2,5^\circ$, se observa que la erosión siempre existe en la parte media del perfil, conservando su comportamiento remontante (Fig. 3.34). En las simulaciones con un perfil inicial de $2,5^\circ$ de pendiente, la erosión se hace patente en la parte media del perfil, de forma que el depósito es laminar y no en forma de cuña, depositándose mayoritariamente en la parte media y distal del perfil, formándose un depósito desconectado de la costa (3.34-A y B). A medida que se incrementa el caudal, se observa que comienza a formarse la cuña sedimentaria (3.34-D).

3.6.1.2. Simulaciones realizadas con un perfil sigmoidal

Para un perfil suave de tipo sigmoidal, típico de muchos prodeltas mediterráneos, la formación del *topset* se observa desde el primer día de simulación, independientemente de los caudales utilizados (Anexo-Simulaciones 55-63 y Tabla 3.6). Las pendientes necesarias para su formación disminuyen a medida que aumenta el caudal, manteniéndose en unos valores similares a los de las simulaciones del perfil lineal con pendientes variables descritas en el apartado anterior.

La distancia del *offlap-break* a la línea de costa, la profundidad del límite distal y la longitud del prodelta siempre muestran la misma tendencia: aumentar cuando aumenta el caudal, como se puede observar en la Figura 3.35.

Independientemente de los caudales utilizados en las simulaciones, la forma de cuña sedimentaria se mantiene muy bien configurada. El perfil de la superficie de la cuña es cóncavo y su pendiente va incrementándose hasta igualarse a la pendiente del *foreset* del perfil inicial (Fig. 3.35-B). Una vez igualada la pendiente, lo que ocurre con caudales de $0,5 \text{ m}^2/\text{s}$, el perfil de la cuña comienza a presentar una protuberancia convexa en su parte distal, manteniéndose en las simulaciones de caudales superiores (Fig. 3.35-C).

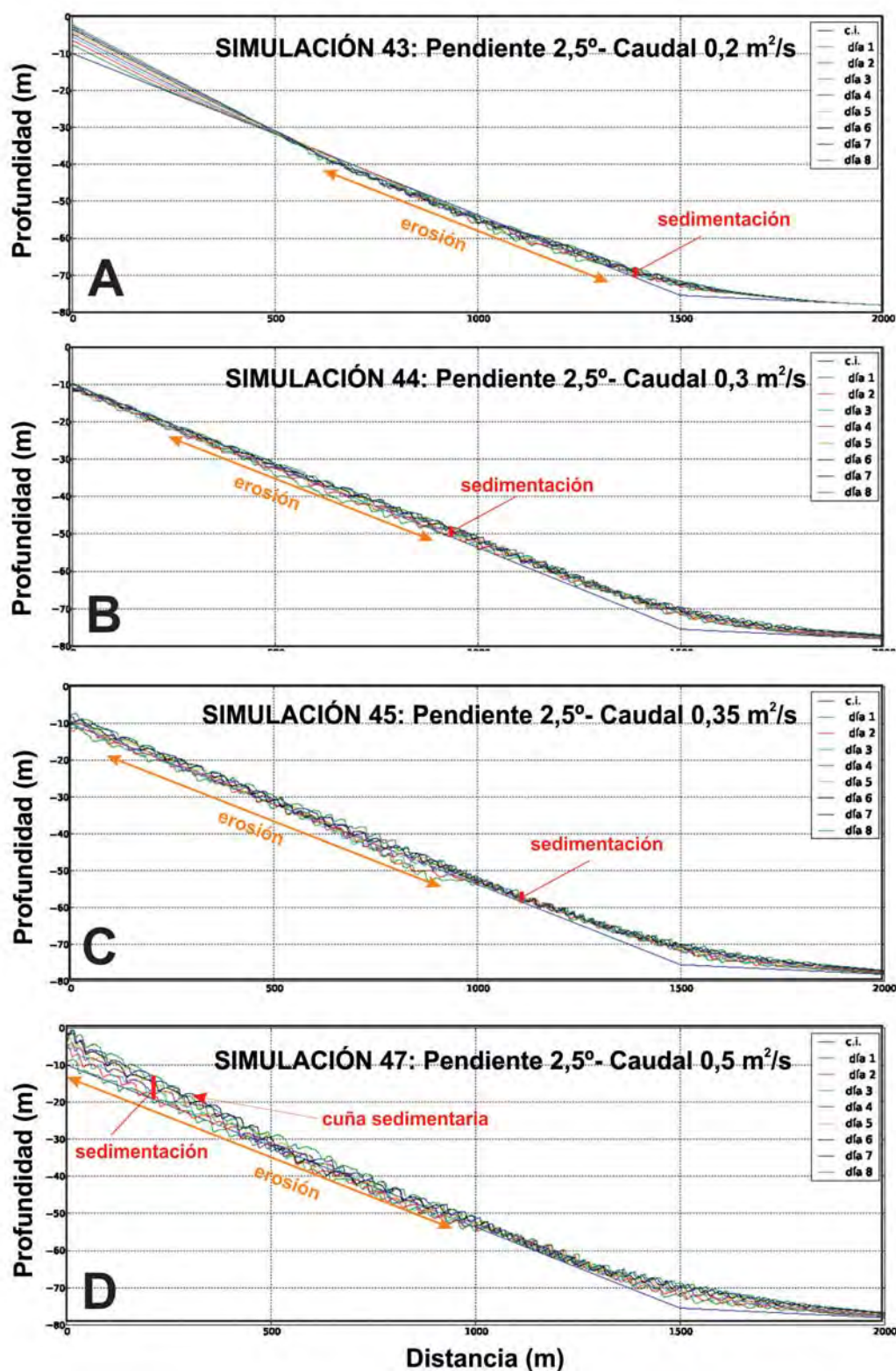


Figura 3.34: Evolución temporal, cada 24 horas, de la forma del fondo para 4 simulaciones realizadas sobre un perfil lineal con pendiente variable para una pendiente inicial de 2,5° y distintos caudales continuos durante el tiempo de duración de la simulación: (A) 0,2 m²/s, (B) 0,3 m²/s, (C) 0,35 m² y (D) 0,5 m²/s.

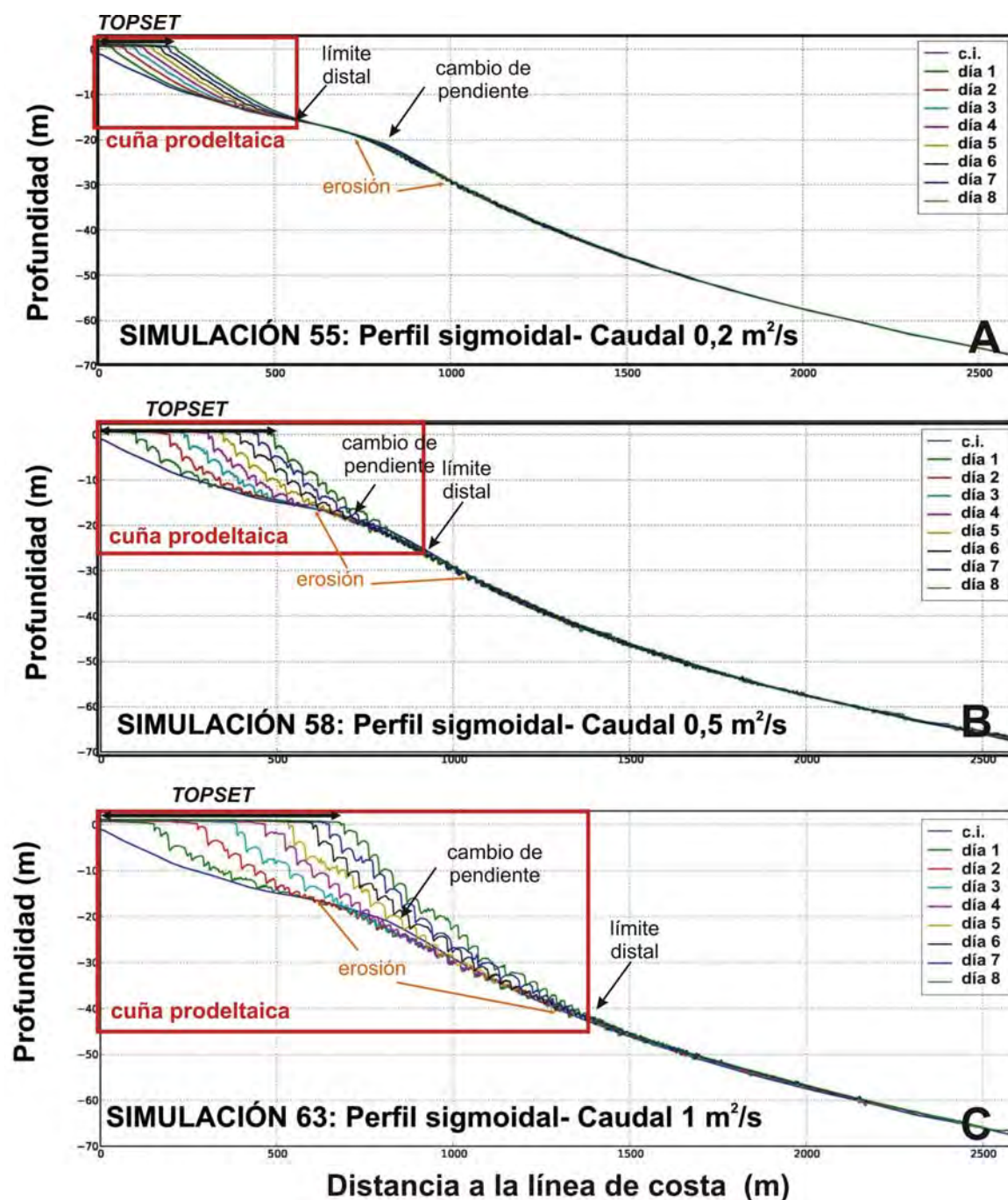


Figura 3.35: Evolución temporal, cada 24 horas, de la forma del fondo para 3 simulaciones realizadas sobre un perfil sigmoidal y un caudal constante en el tiempo. (A) Caudal de $0,2 \text{ m}^2/\text{s}$, (B) Caudal de $0,5 \text{ m}^2/\text{s}$ y, (C) Caudal de $1 \text{ m}^2/\text{s}$. En ellos se indican algunos parámetros morfológicos de la cuña prodeltaica y se muestra la evolución de la de la misma para simulaciones realizadas con diferentes caudales.

Desde las simulaciones iniciales se observa la erosión del límite *topset-foreset* del perfil inicial, produciéndose una somerización y desplazamiento hacia costa de este límite morfológico (Fig. 3.35 y Anexo-Simulaciones 55-63).

3.6.2. Simulaciones numéricas con caudales variables

En este apartado se presentan los resultados de las simulaciones numéricas realizadas con caudales variables de forma periódica, que varían dos veces al día entre un valor máximo y un mínimo a lo largo de los 8 días de simulación (Fig. 2.30).

3.6.2.1. Simulaciones realizadas con un perfil lineal con pendiente variable

Como se ilustra en la Tabla 3.7, correspondiente a las simulaciones desde la 49 a la 54, el tiempo para la aparición del *topset* aumenta cuando se produce un incremento en la pendiente, aunque existen excepciones, como para la pendiente de $2,5^\circ$, donde el *topset* nunca se desarrolla a lo largo del tiempo de simulación. Tanto las pendientes necesarias para la formación del *topset*, como la profundidad del límite distal de la cuña siguen la misma tendencia, un incremento en la pendiente da lugar a un aumento de éstas variables.

		Longitud del prodelta (km)	Profundidad límite distal (m)	Distancia <i>offlap break</i> Línea costa (km)	Profundidad <i>offlap break</i> (m)	Tiempo aparición <i>topset</i> (días)	Pendiente necesaria ($^\circ$)	Nº simulación
PERFIL LINEAL CON PENDIENTE VARIABLE	Pte $0,3^\circ$	0,8	15	0,36	0	3	1,3	49
	Pte $0,5^\circ$	0,85	19	0,32	0	3	1,4	50
	Pte 1°	0,85	25	0,2	0	4	1,9	51
PERFIL SIGMOIDAL	Pte $1,5^\circ$	0,8	30	0,14	0	5	2,3	52
	Pte 2°	0,65	35	0,05	0	8	2,7	53
	Pte $2,5^\circ$	0,65	40	0	0	No TS	-	54
PERFIL SIGMOIDAL		1,85	20	0,4	0	1	1,9	64

Tabla 3.7: Resumen de los datos obtenidos tras el análisis de las simulaciones realizadas con un flujo variable en los dos tipos de perfiles teóricos (perfil lineal con pendiente variable y perfil con geometría simplificada o sigmoidal). No TS: No se observa el *topset*.

Por otro lado, la distancia del *offlap-break* a la costa y la longitud del prodelta, presentan una tendencia opuesta, es decir, sus valores disminuyen a medida que aumenta la pendiente (Tabla 3.7 y Fig. 3.36).

El perfil de la superficie de la cuña sedimentaria obtenida con las simulaciones de caudal variable es lineal en el *foreset* proximal y cóncavo en la parte distal del mismo y en el *bottomset*. Comparando los perfiles elaborados con un caudal máximo y con un caudal mínimo, se observa que en los primeros el perfil de la cuña es más ondulado, mientras que en los segundos, el perfil es más suave, aumentando el número de ondulaciones a medida que aumenta el tiempo de simulación (Fig.3.37). Por otro lado, los *offlap-break* muestran diferente configuración si observamos el perfil en momentos de máximos o mínimos caudales. De esta manera, el *offlap break* está más suavizado cuando el caudal es mínimo, presentando un cambio más abrupto en los instantes donde se alcanza el caudal máximo (Fig. 3.37).

Las isócronas en la estructuración interna de la cuña, muestran menor separación a medida que aumenta la pendiente. El espesor de la cuña tiene la misma tendencia, observándose menor espesor con incrementos de la pendiente (Fig. 3.36).

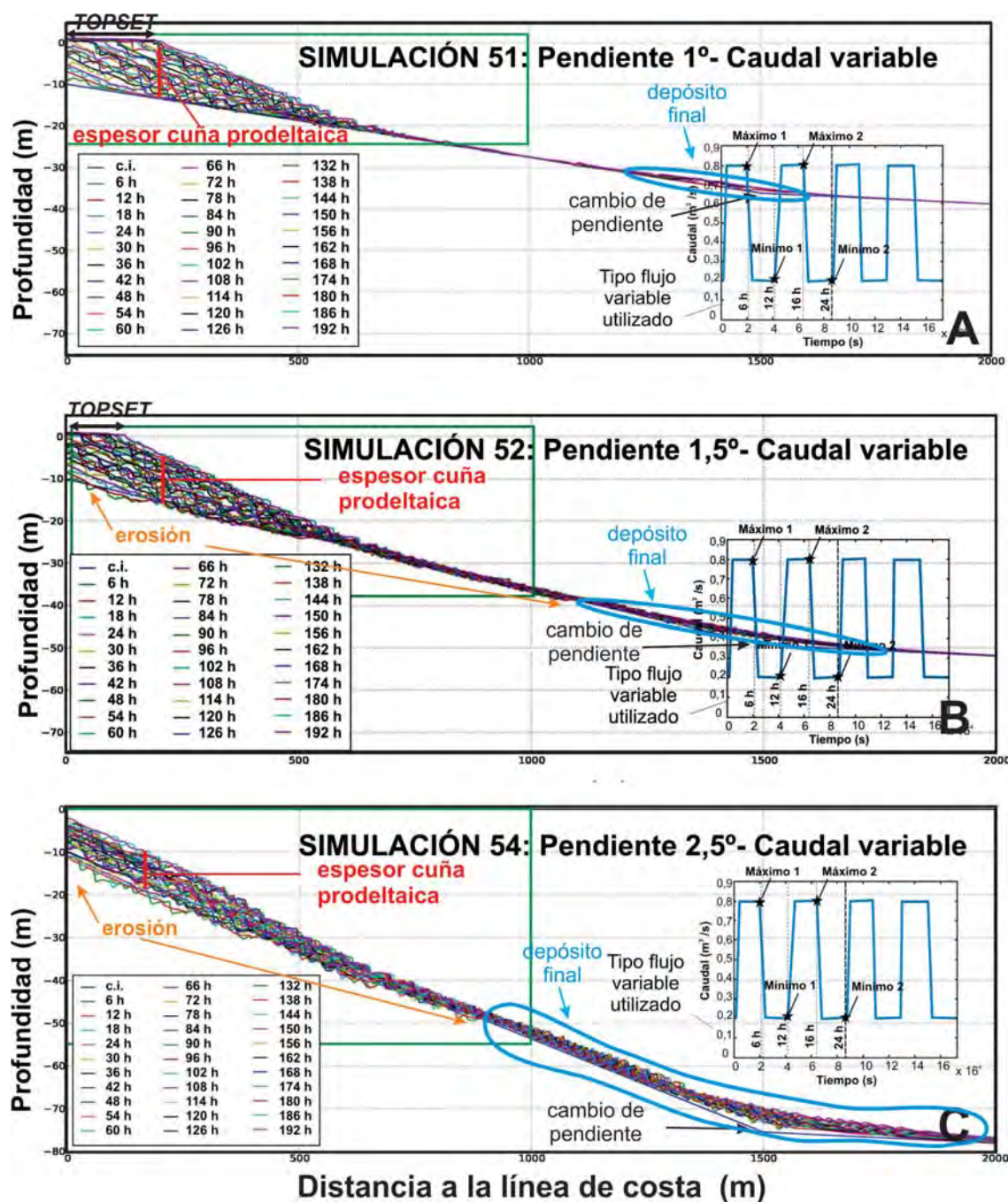


Figura 3.36: Evolución temporal, cada 6 horas, de la forma del fondo para 3 simulaciones realizadas en un perfil lineal a trozos y un flujo variable en el tiempo. (A) Pendiente de 1°, (B) Pendiente de 1,5° y, (C) Pendiente de 2,5°. En ellos se indican algunos parámetros morfológicos de la cuña prodeltaica y se muestra la evolución de la de la misma para simulaciones realizadas con diferentes pendientes.

En estas simulaciones, se observa también la existencia de la erosión del fondo inicial a partir de pendientes de 1,5°, aumentando la erosión a medida que se incrementa la pendiente (Fig. 3.36-B). A partir de 1° de pendiente, se observa una sedimentación en la zona del cambio de pendiente del perfil inicial, formándose un depósito distal que aumenta su espesor sedimentario a medida que aumenta la pendiente (Fig. 3.36), llegando a unirse con la cuña prodeltaica para pendientes muy pronunciadas.

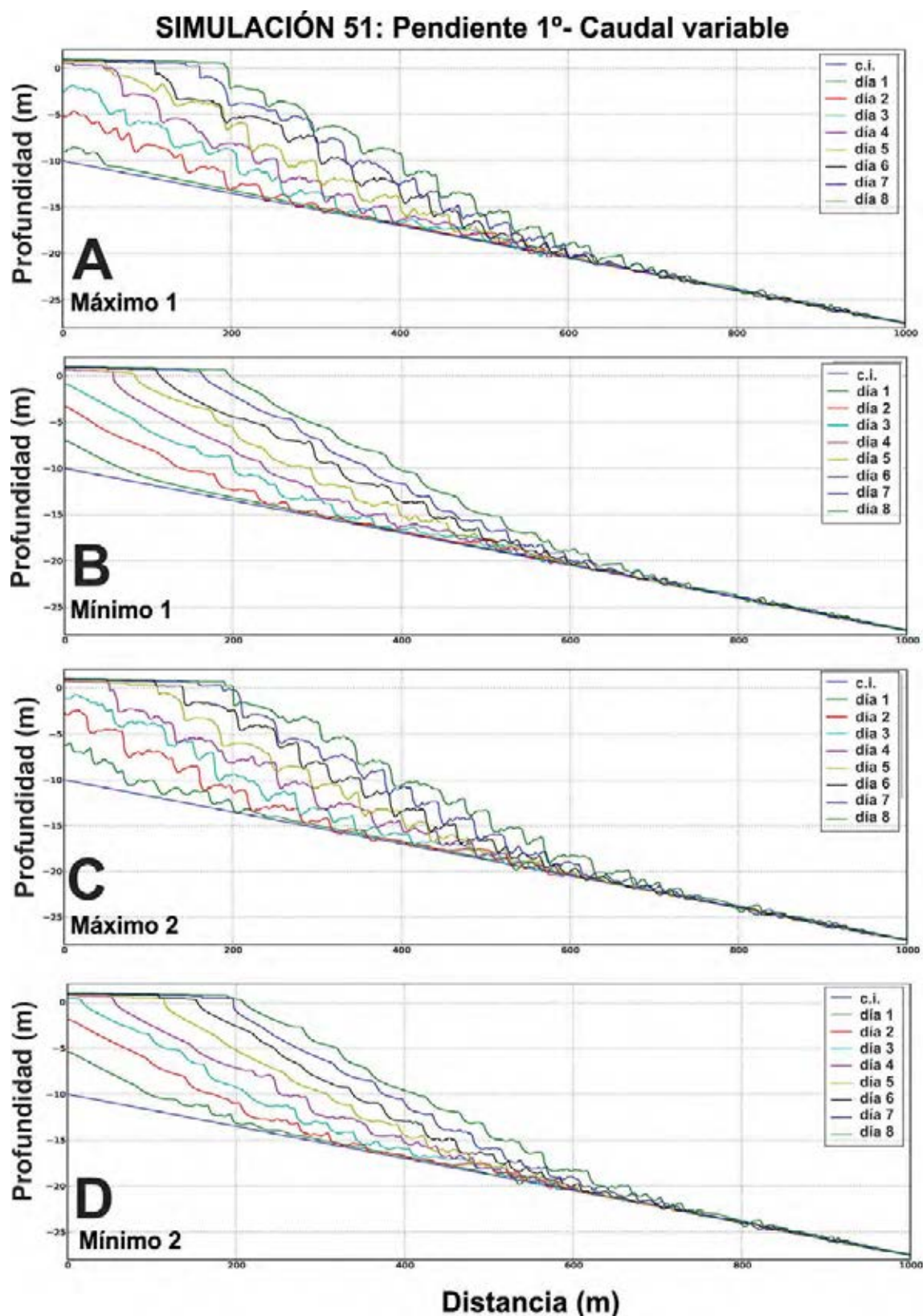


Figura 3.37: Evolución del fondo en las situaciones de máximos (A-C) y mínimos caudales (B-D) para un perfil lineal con pendiente variable (inicial de 1°) y un flujo variable en el tiempo.

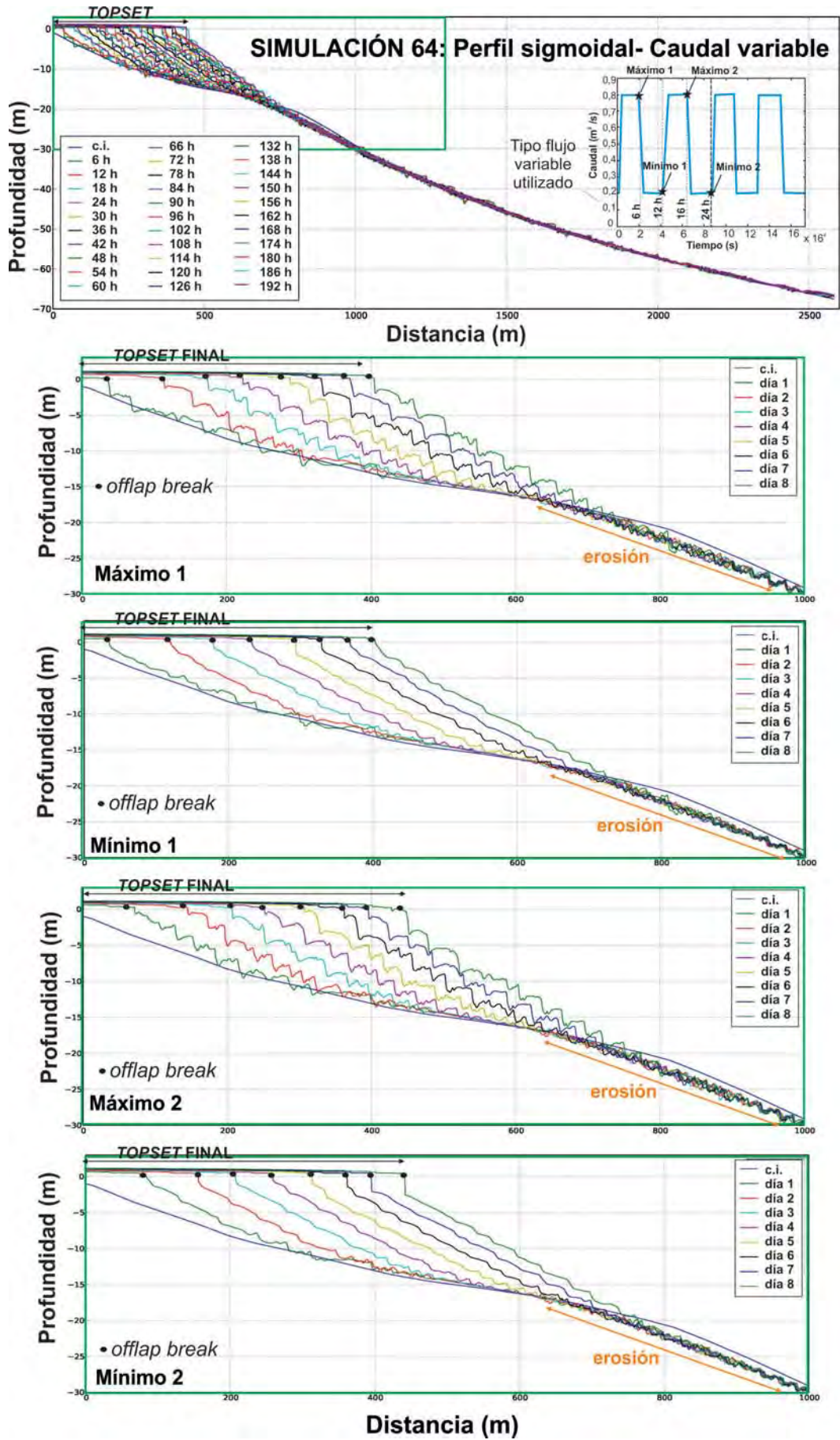


Figura 3.38: Imágenes de la evolución del fondo para la simulación 64, realizada con un perfil sigmoideal y caudal variable.

3.6.2.2. Simulaciones realizadas con un perfil sigmooidal

Estas simulaciones se han realizado con un perfil batimétrico teórico sigmooidal y con caudales discontinuos en el tiempo.

Tal y como se muestra en la Tabla 3.7, el *topset* en estas simulaciones aparece desde sus inicios (Fig. 3.38). La pendiente necesaria para el desarrollo del *topset*, la longitud del prodelta y la profundidad del límite distal, presentan valores intermedios a los obtenidos para el perfil lineal con pendiente variable. En cambio, la distancia del *offlap-break* a la costa es mayor que en todas las simulaciones del perfil lineal con pendiente variable (Tabla 3.7). El *offlap-break* es abrupto en caudales mínimos y ligeramente suaves con caudales máximos (Fig. 3.38).

El desarrollo de la cuña prodeltaica, se observa desde el inicio de la simulación, con perfiles prácticamente lineales en el *foreset-bottomset*. Las isócronas están mejor diferenciadas en la parte proximal de la cuña, mientras que distalmente el apilamiento es más aparente. Desde los primeros máximos de caudal queda patente una erosión del fondo inicial, que es mayor en la parte alta del *foreset* del perfil inicial, por lo que se ve una tendencia a igualar los perfiles iniciales con los de la cuña en formación (Fig. 3.38).

Capítulo 4

Análisis geoestadístico de los campos de ondulaciones

Se ha llevado a cabo la descripción de 8 campos de ondulaciones situados en los prodeltas de los ríos Seco, Verde, Guadalfeo y Adra y de las ramblas de Gualchos y Albuñol (Fig. 4.1-A). Tanto en la Rambla de Gualchos como en el Río Adra, donde se han observado la existencia de dos abanicos prodeltaicos diferentes correspondientes a épocas distintas, el estudio se ha realizado sobre ambos depósitos por separado. Este análisis se ha basado en la medida de los parámetros morfométricos (Tabla 4.1) y en la comparación entre los diferentes campos de ondas, de forma que dicho trabajo pueda contribuir a mejorar el conocimiento de la génesis de dichas morfologías.

4.1. Parámetros morfométricos

Del análisis morfométrico de los campos de ondulaciones observados sobre los prodeltas, se ha podido apreciar que habitualmente se desarrollan en la parte cóncava de los perfiles batimétricos de las cuñas prodeltaicas (Fig. 4.1). Los ejes de las ondulaciones son rectos o sinuosos y se disponen normalmente paralelos o subparalelos a las isóbatas, distribuyéndose generalmente entre los 16 y 70 m de profundidad. Una excepción es el caso del prodelta del Río Guadalfeo donde las ondulaciones alcanzan los 100 m de profundidad llegando incluso, hasta el borde de la plataforma continental (Tabla 4.1 y Fig. 4.1-A2).

4.1.1. Longitud lateral

Las ondulaciones de mayor longitud lateral media se observan en los campos desarrollados sobre los prodeltas de los ríos Guadalfeo y Adra (depósito occidental), con valores por encima de los 200 m (Tabla 4.1 y Fig. 4.2). El resto de los campos presentan valores medios entre los 113,6 m (para el campo oriental de la Rambla de Gualchos) y 171,04 m (para el campo oriental del Río Adra). El máximo valor de longitud lateral se encuentra en el campo del Río Guadalfeo rondando los 1900 m de longitud.

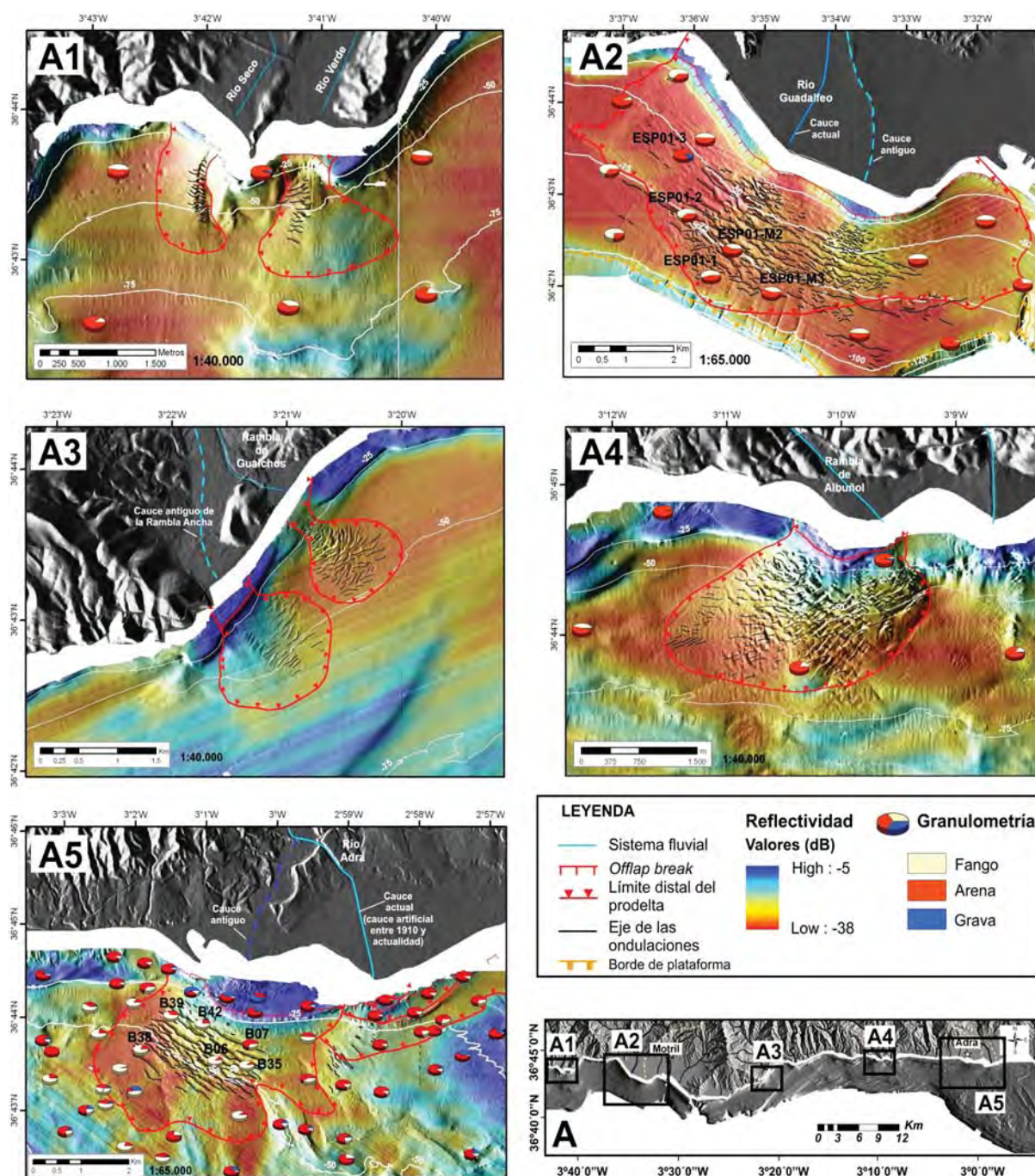


Figura 4.1: A) Mapa de localización de los campos de ondulaciones. A1-A5) Caracterización morfo-sedimentaria de cada uno de los campos de ondulaciones. Se muestra el cauce al que se asocia cada campo, la reflectividad, la distribución granulométrica y diferentes rasgos morfológicos. Se etiquetan en negrita las muestras utilizadas para la descripción sedimentológica de las ondulaciones.

4.1.2. Pendiente

Los valores medios de las pendientes de los cuerpos prodeltaicos, sobre los que se sitúan las ondulaciones, son mayores en los campos de los Ríos Seco y Verde ($2,12^\circ$ y $1,38^\circ$ respectivamente) y en los campos de las Ramblas de Gualchos y Albuñol, cuyos

SISTEMA FLUVIAL		Prof. (m)	Long. Lateral (m)	Pte (°)	L (m)	H (m)	Simetría	L/H
Campo Río Seco n=19	Mín.	24,17	64,52	0,07	25,30	0,06	0,59	33,82
	Media	42,03	138,82	2,12	46,63	0,70	0,94	148,02
	Máx.	54,44	252,73	3,80	74,25	2,19	1,64	705,54
Campo Río Verde n=18	Mín.	37,20	49,97	-0,23	38,25	0,13	0,41	74,38
	Media	48,92	148,04	1,38	72,81	0,59	1,05	183,01
	Máx.	57,83	253,10	2,72	103,18	1,28	2,85	827,09
Campo Río Guadalfeo ¹ n=372	Mín.	27,73	30,38	-2,90	18,89	0,07	0,34	14,88
	Media	64,11	210,86	1,10	80,62	0,85	1,58	129,96
	Máx.	99,17	1989,1	6,07	252,3	5	4,95	493,15
Campo Rambla de Gualchos (occ.) n=30	Mín.	34,47	29,86	0,15	27,88	0,07	0,68	35,44
	Media	43,81	133,97	1,24	60,76	0,36	1,33	287,92
	Máx.	53,41	307,87	2,84	97,27	1,12	2,43	843,38
Campo Rambla de Gualchos (orient.) n=82	Mín.	19,00	27,10	-0,64	19,46	0,02	0,32	34,97
	Media	39,17	113,60	1,41	47,38	0,28	1,13	320,81
	Máx.	59,25	472,32	4,62	140,13	2,21	2,91	1329,19
Campo Rambla de Albuñol n=209	Mín.	20,30	24,05	-2,35	23,38	0,02	0,45	27,87
	Media	49,09	149,73	1,32	60,53	0,53	1,58	296,93
	Máx.	70,82	565,66	4,70	163,11	4,22	5,25	1933,13
Campo Río Adra (occ.) n=80	Mín.	16,41	39,48	-0,35	22,46	0,04	0,35	55,42
	Media	43,94	349,58	0,63	95,05	0,58	1,80	250,19
	Máx.	55,85	1353,70	1,75	244,15	2,34	4,70	1131,00
Campo Río Adra (orient.) n=22	Mín.	25,40	52,99	-0,20	20,88	0,04	0,46	50,21
	Media	35,20	171,04	0,70	55,89	0,28	1,57	356,26
	Máx.	44,01	310,96	1,78	129,43	0,60	7,21	1791,81

Tabla 4.1: Valores mínimos, medios y máximos de los parámetros geométricos de las ondulaciones por campos. L: Longitud de onda, H: Altura y L/H: Índice de forma.

valores están por encima de $1,2^\circ$ (Tabla 4.1 y Fig. 4.3). La menor pendiente media la presentan las ondulaciones desarrolladas frente al Río Adra con valores en torno a $0,65^\circ$. Por otro lado, se han obtenido pendientes negativas de las ondulaciones en la mayoría de los campos, excepto en el campo desarrollado frente al Río Seco y el campo occidental de la Rambla de Gualchos. Estas pendientes negativas representan entre el 5,5 y el 10 % del total de los datos medidos de cada campo de ondas. Las mayores pendientes negativas las muestran los campos del Río Guadalfeo ($-2,9^\circ$) y de la Rambla de Albuñol ($-2,35^\circ$). Estas pendientes, orientadas hacia costa, identifican ondas sobrepuestas en los flancos proximales de ondas de dimensiones mayores (Fig. 4.3).

4.1.3. Longitud de onda

Las longitudes de onda medias alcanzan sus mayores valores en las ondulaciones desarrolladas frente al Río Guadalfeo y en el campo occidental del Río Adra, con medias de 80,62 y 95,05 m respectivamente, mientras que en los demás campos los valores medios se mantienen entre los 46,63 m (para el campo del Río Seco) y los 72,81 m (para el campo del Río Verde) (Tabla 4.1 y Fig. 4.4). Destaca que en el campo del Río Guadalfeo se encuentran los valores máximos y mínimos de la longitud de onda (252,3 m y 18,89 m), por lo tanto, es el que presenta mayor variabilidad (Fig. 4.4-A2).

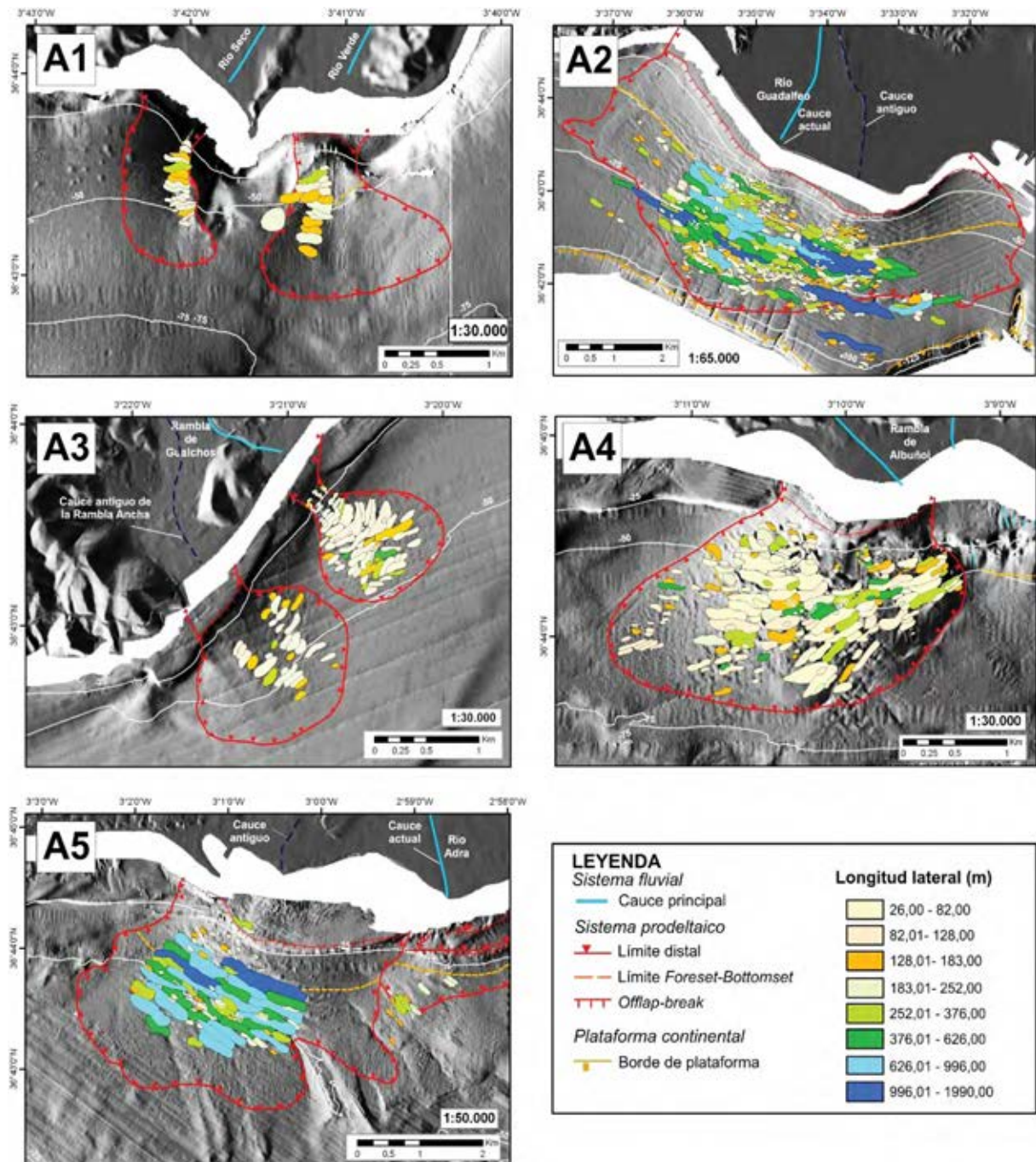


Figura 4.2: Distribución espacial de la longitud lateral en cada uno de los campos de ondulaciones.

4.1.4. Altura de onda

Las ondas de mayor altura media se localizan en los campos más occidentales, en concreto la zona frente al Río Guadalfeo y al Río Seco, con valores medios de 0,85 m y 0,70 m (Tabla 4.1 y Fig. 4.5). Las ondulaciones que presentan menores alturas medias son las desarrolladas en los campos orientales de la Rambla de Gualchos y del Río Adra, no superando los 0,28 m (Fig. 4.5-A3 y A5).

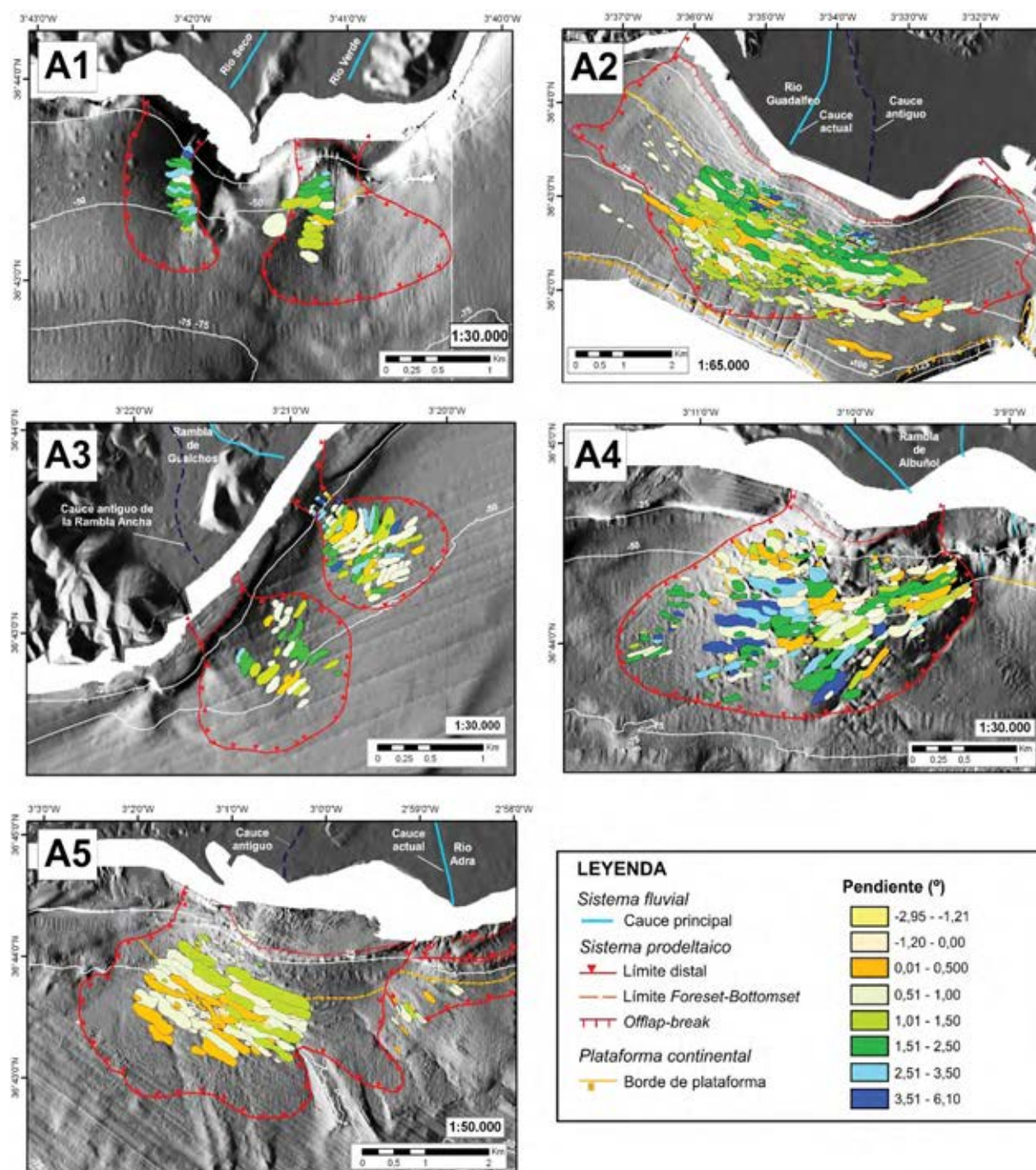


Figura 4.3: Distribución espacial de la pendiente en cada uno de los campos de ondulaciones.

4.1.5. Índice de simetría

El valor medio de este parámetro es mayor de 1 en la mayoría de las áreas estudiadas, por lo tanto, teniendo en cuenta que valores de este índice cercanos o próximos a 1 indican ondas simétricas, se puede deducir que la mayoría de las ondulaciones estudiadas son asimétricas. Las ondulaciones más simétricas se localizan en los campos del Río Seco y Río Verde (con medias de 0,94 y 1,05 respectivamente) y las menos

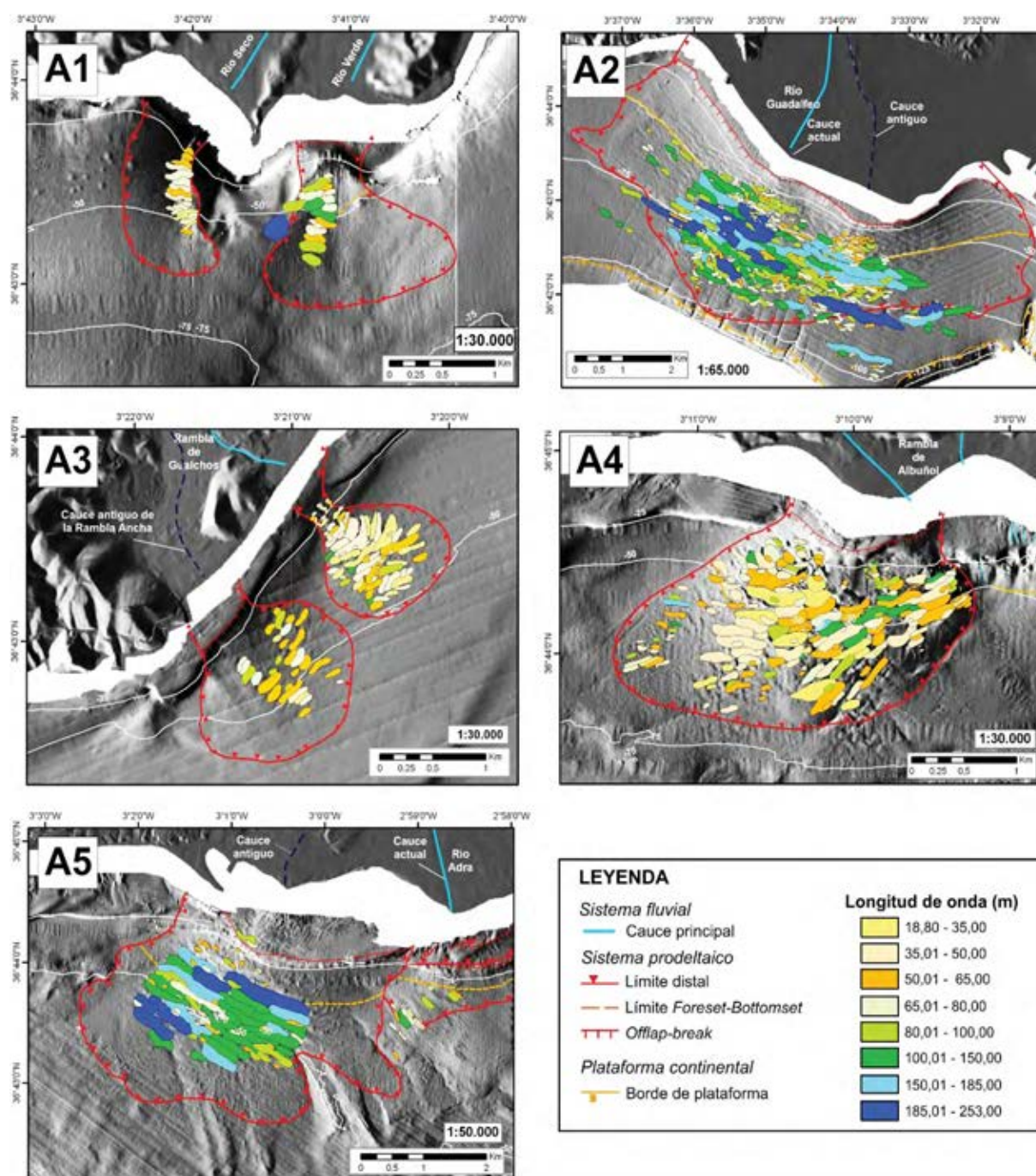


Figura 4.4: Distribución espacial de la longitud de onda en cada uno de los campos de ondulaciones.

simétricas en el campo occidental del Río Adra, el cual muestra el mayor valor medio de todo el estudio (1,80) (Tabla 4.1 y Fig. 4.6). A medida que los valores del índice de simetría se van haciendo menores que 1, el flanco proximal de la ondulación (LL, orientado a costa) se va haciendo más ancho que el flanco distal (LS, orientado hacia mar adentro), mientras que el caso opuesto se presentaría con valores mayores que 1.

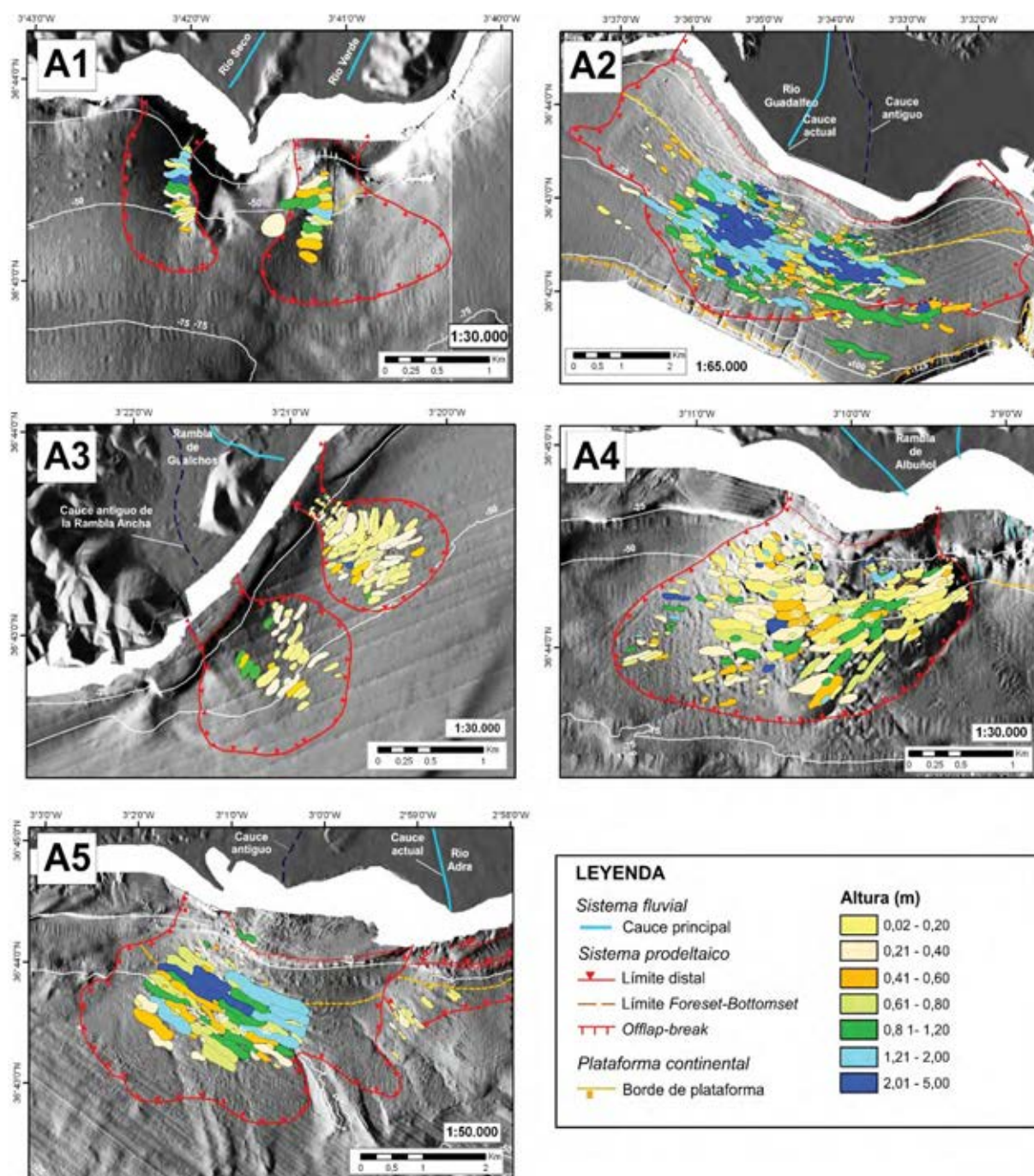


Figura 4.5: Distribución espacial de la altura de onda en cada uno de los campos de ondulaciones.

4.1.6. Índice de forma (L/H)

En cuanto a la relación L/H o índice de forma, se puede apreciar que la mayoría de las ondulaciones se encuentran entre valores de 50 y 400 (Tabla 4.1 y Figs. 4.7 y 4.8). Los mayores valores medios de L/H los presentan las ondulaciones de los campos orientales de la Rambla de Gualchos y del Río Adra con valores por encima de los 300

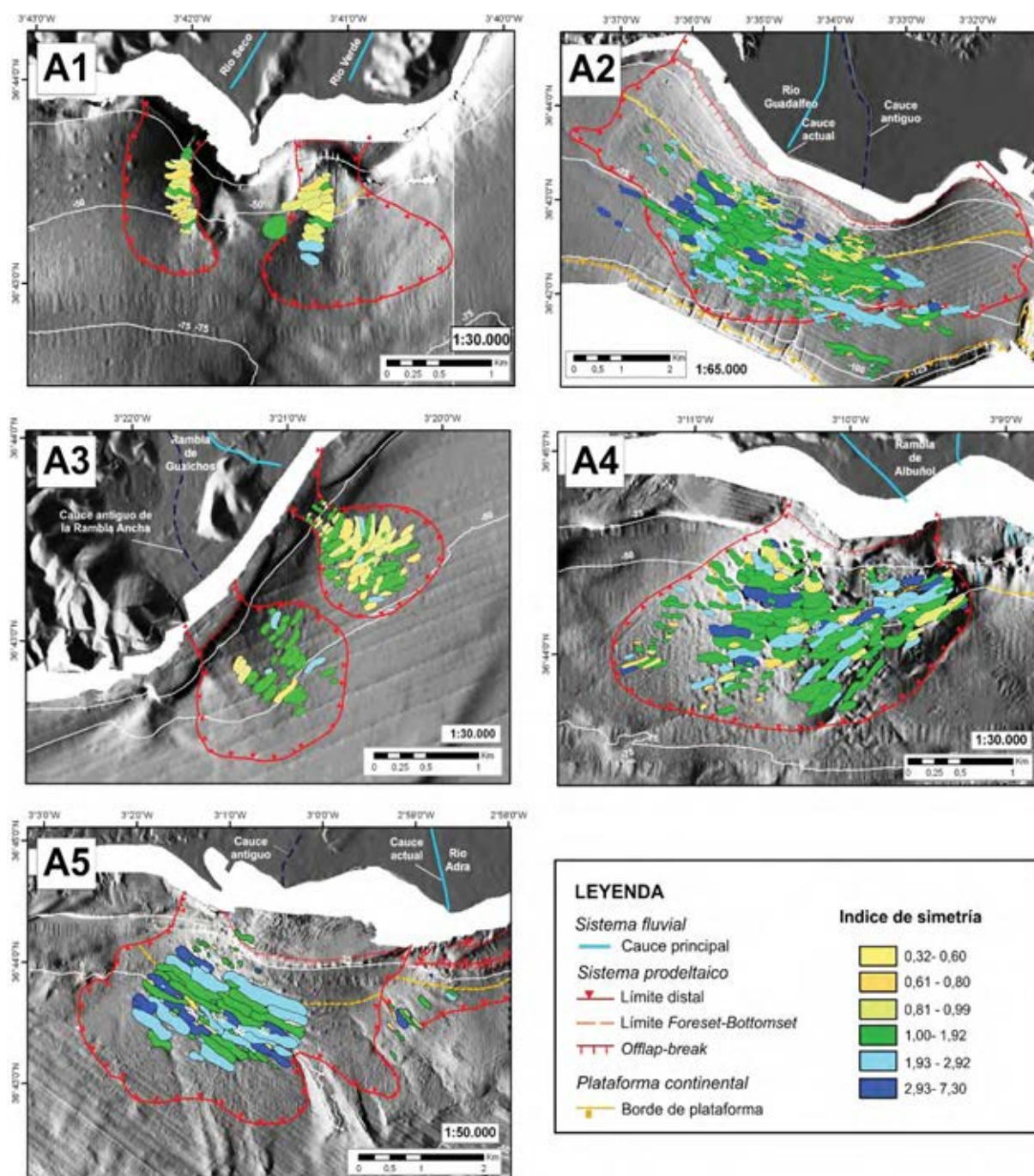


Figura 4.6: Distribución espacial del índice de simetría en cada uno de los campos de ondulaciones.

(Fig. 4.7-A3 y A5). Hay que destacar también los valores medios de este índice entre 250-300, de los campos de las Ramblas de Albuñol y Gualchos (campo occidental) (Fig. 4.7-A4 y A3) y del campo occidental del Río Adra (Fig. 4.7-A5). Los menores valores medios de L/H se observan en los campos de los ríos Seco, Verde y Guadalfeo con índices no superiores a 200 (Fig. 4.7-A1 y A2).

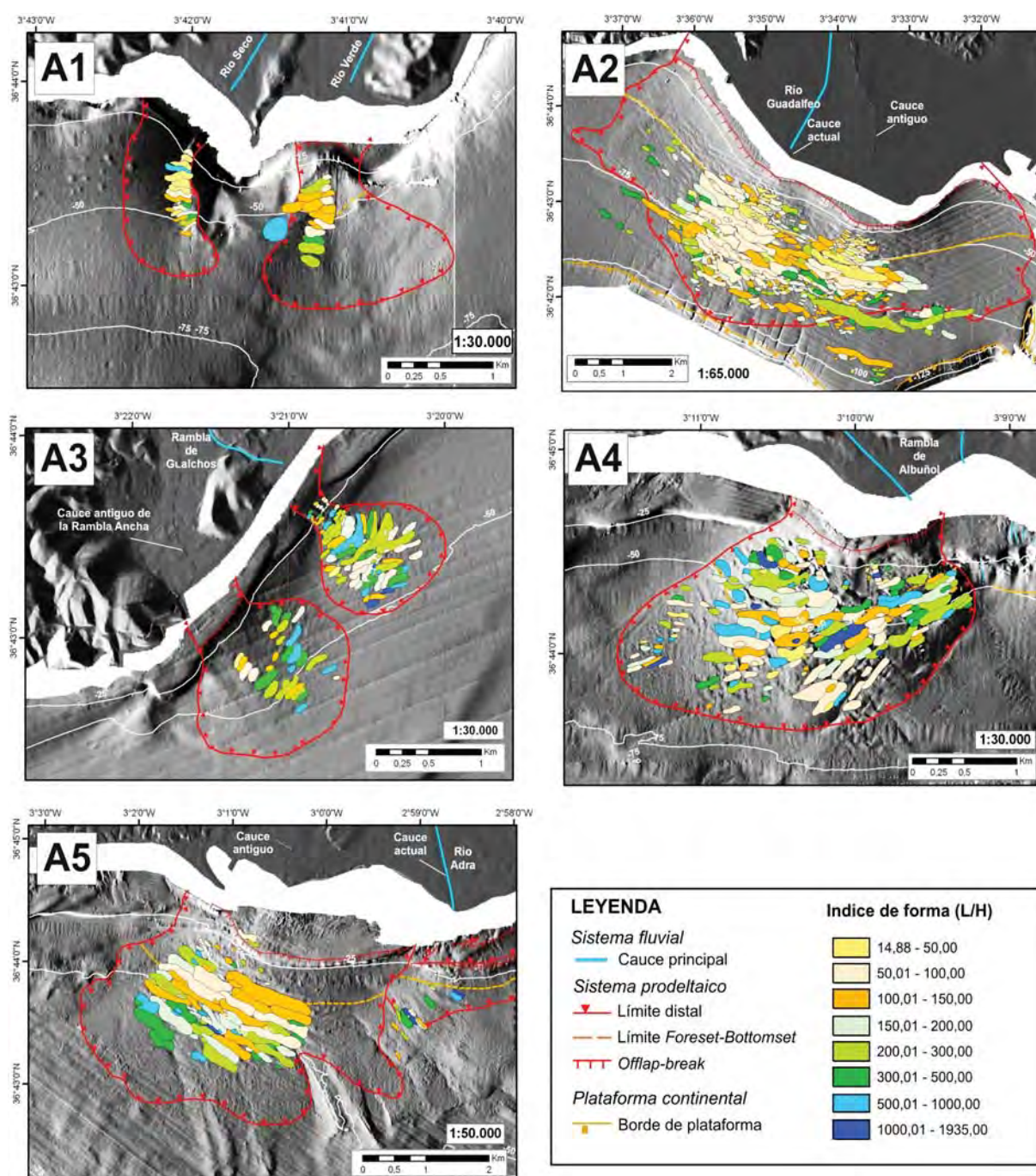


Figura 4.7: A1-A5: Distribución espacial del índice de forma (L/H) en cada uno de los campos de ondulaciones.

4.2. Variación de los parámetros morfométricos en función de la profundidad

Con carácter general se observa que no existe una tendencia clara de los parámetros morfométricos de las ondulaciones con respecto a la profundidad, a excepción de la pendiente y del índice de forma.

La pendiente presenta una tendencia negativa con respecto a la profundidad (Fig. 4.9-A) observándose las mayores pendientes en las zonas más someras, con valores que superan los $3-4^\circ$. Las pendientes negativas observadas en 6 de los campos estudiados se sitúan generalmente entre los 30-80 m de profundidad.

Por otro lado, el índice L/H muestra una leve tendencia positiva hacia zonas más profundas (Fig. 4.9-B), es decir, encontramos ondulaciones más achatadas generalmente en zonas más profundas, aunque existen valores dispersos en todos los rangos de profundidad. De manera general, el índice de forma aumenta hacia los límites del prodelta y lateralmente alejándose del eje de influencia del cauce (Fig. 4.7).

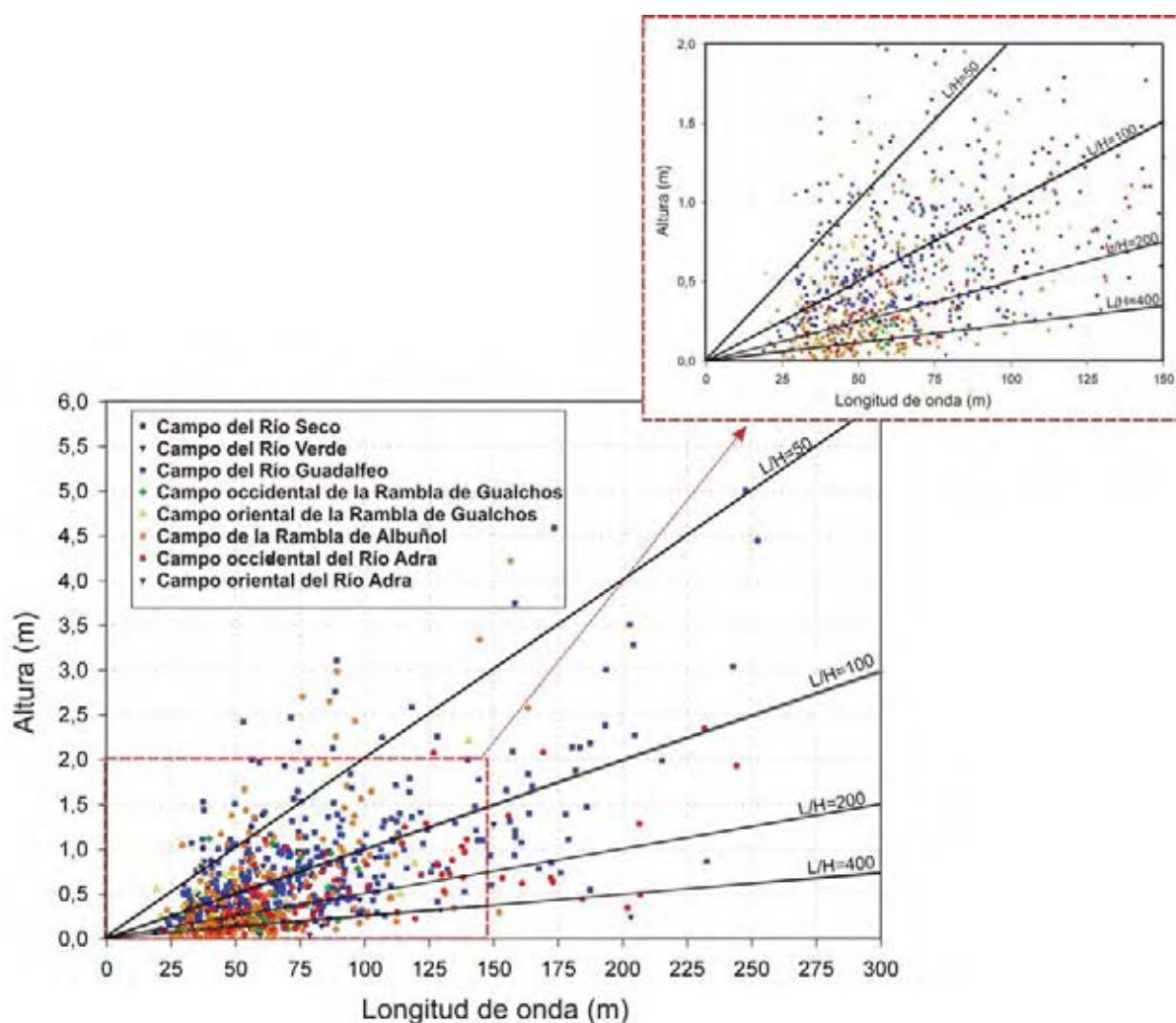
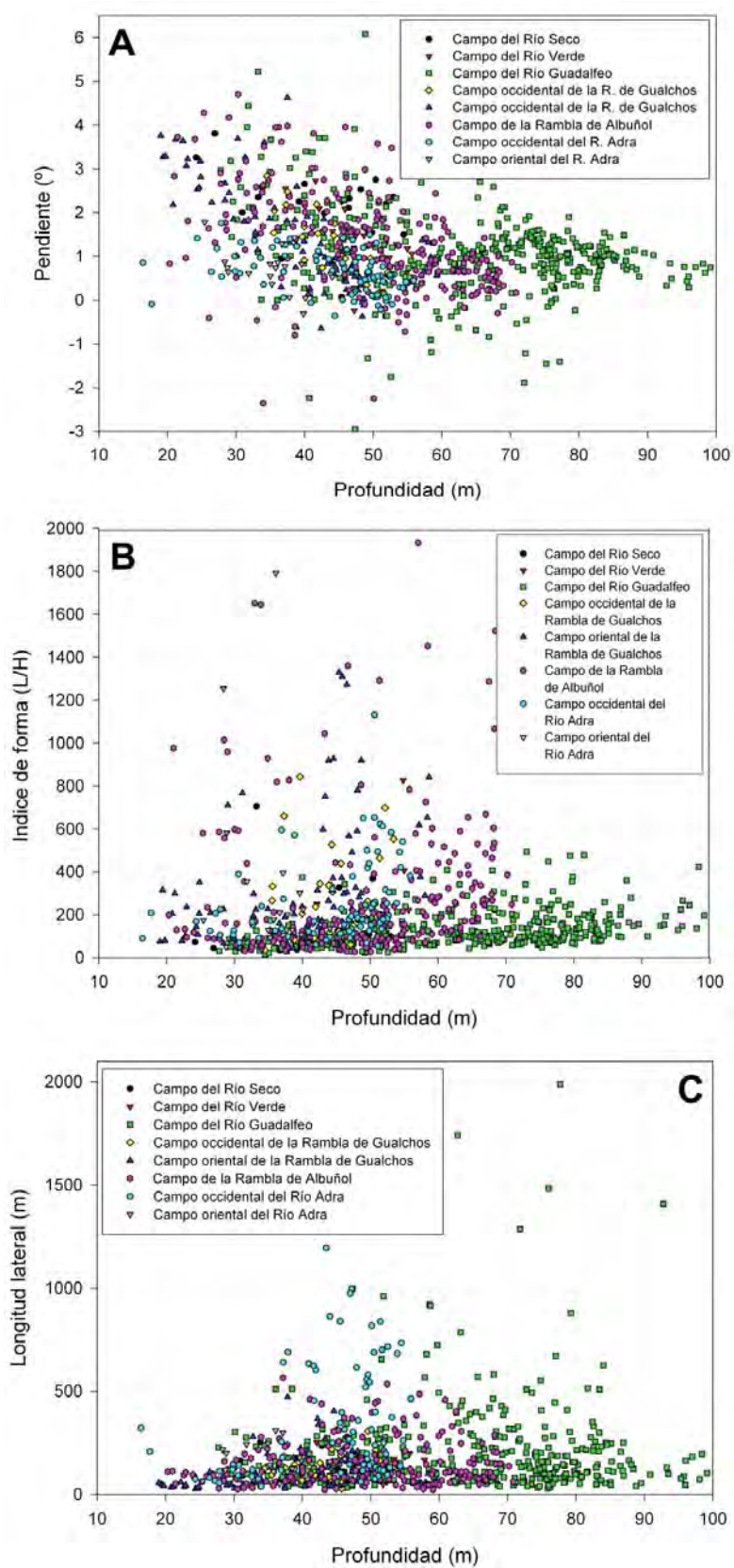


Figura 4.8: Distribución de la altura frente a la longitud de onda.

La longitud lateral se distribuye de forma heterogénea en todos los campos con respecto a la profundidad (Fig. 4.9-C). Se puede destacar que las mayores longitudes laterales las presentan los campos del Río Guadalfeo y del Río Adra (campo occidental) a partir de los 40-50 m de profundidad, mostrando valores superiores a los 500 m. Algunas ondulaciones frente al Río Guadalfeo pueden alcanzar casi los 2000 m de longitud lateral a profundidades mayores de 60 m.



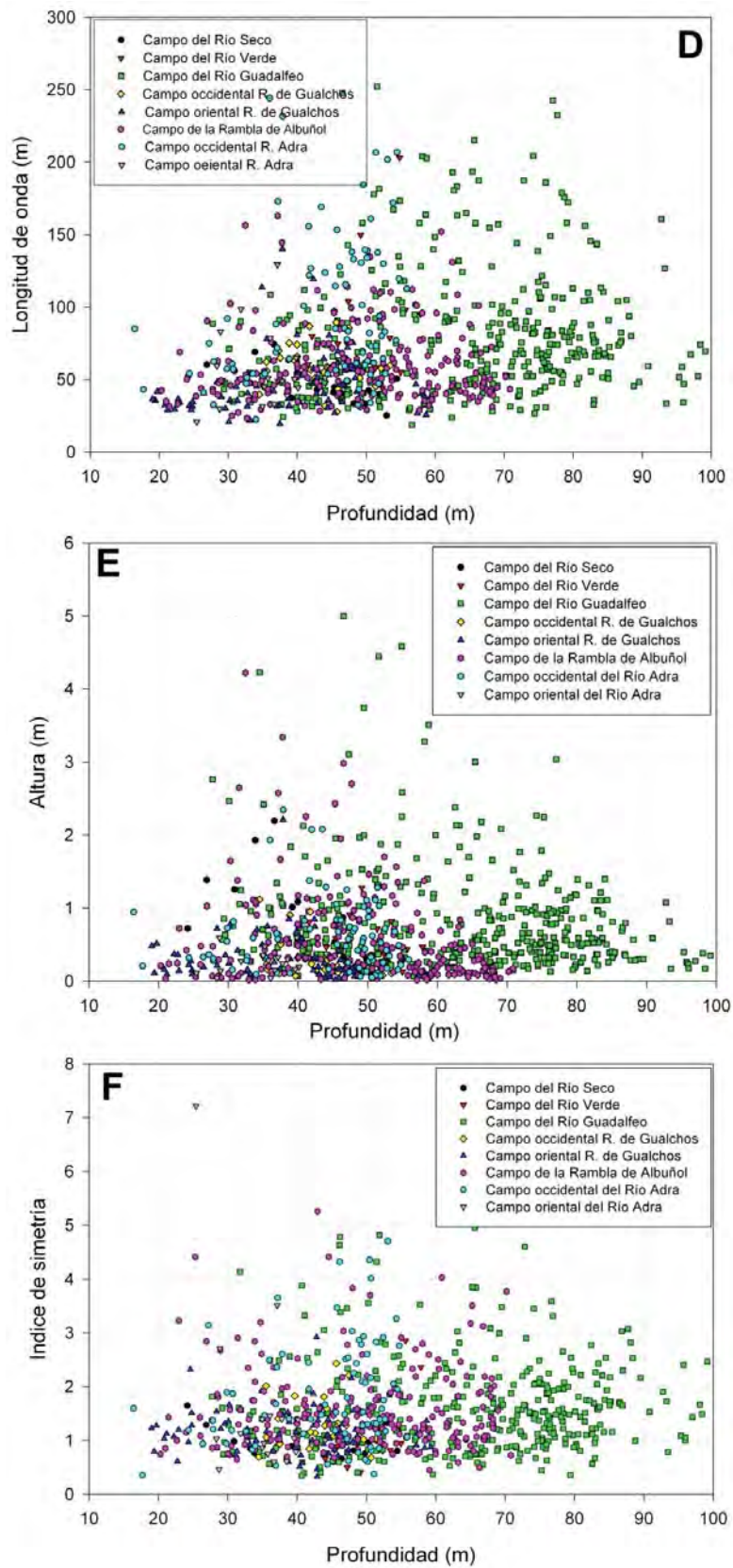


Figura 4.9: Distribución de los parámetros geométricos de las ondulaciones frente a la profundidad. (A) Pendiente, (B) Índice de forma, (C) Longitud lateral, (D) Longitud de onda, (E) Altura y, (F) Índice de simetría.

Los valores de longitud de onda se distribuyen de forma heterogénea en la mayoría de los campos con respecto a la profundidad, destacándose a partir de los 40-50 m de profundidad una dispersión de los mismos en los campos de la Rambla de Albuñol y de los ríos Guadalfeo y Adra (Fig. 4.9-D).

En zonas someras (< 30 m) la altura de las ondas no supera los 1,5 m (Fig. 4.9-E). En profundidades entre 30-100 m se distribuyen todos los valores de altura de forma diversa.

Los valores del índice de simetría se distribuyen de forma irregular en todos los rangos de profundidad (Fig. 4.9-F). Podemos destacar que los valores en zonas más someras (cerca de los 20 m) están próximos a 1, con lo cual se observan ondas más simétricas. Los valores del índice mayores de 4,5 aparecen a partir de los 40 m de profundidad para los campos del Río Guadalfeo, Rambla de Albuñol y campo occidental del Río Adra.

4.3. Distribución sedimentaria

Las muestras de sedimento situadas sobre las ondulaciones y utilizadas para su descripción sedimentológica, se presentan en la Figura 4.1. A partir del análisis granulométrico del sedimento, se observa que todas las muestras tienen un alto contenido en la fracción fango (Tabla 4.2 y Fig. 4.1), con porcentajes en peso de hasta el 89%. Por otro lado, se aprecia, que aunque todas las muestras presentan contenidos en fango

MUESTRA	PRODELTA	% GRAVA	% ARENA	% FANGO	TIPO de SEDIMENTO	PROF. (m)
B06	Adra	0,15	12,18	87,67	Fango arenoso	45
B07	Adra	0,15	69,38	30,47	Arena fangosa	37
B35	Adra	0,1	10,7	89,2	Fango	44
B38	Adra	0	19,52	80,48	Fango arenoso	53
B39	Adra	0,08	35,11	64,81	Fango arenoso	41
B42	Adra	0,55	23,47	76,01	Fango arenoso	36
ESP01-1	Guadalfeo	0	45	55	Fango arenoso	88
ESP01-2	Guadalfeo	0	62	38	Arena fangosa	74
ESP01-3	Guadalfeo	12,3	87	0,7	Arena gravosa	55
ESP01-M2	Guadalfeo	0	40	60	Arena fangosa	82
ESP01-M3	Guadalfeo	0	58	42	Arena fangosa	88

Tabla 4.2: Caracterización granulométrica de las muestras de sedimento superficial localizadas sobre las ondulaciones sedimentarias de los prodeltas de Adra occidental y Guadalfeo.

entre el 30 y el 89%, la muestra *ESP01-3*, ubicada en el extremo más occidental del campo de ondulaciones del Guadalfeo (Fig. 4.1), no supera el 1% de contenido en fango. La arena es la segunda clase granulométrica que presenta un mayor porcentaje en peso, con un valor medio de 43% en peso (Fig. 4.10). Por último, la fracción grava no muestra, de manera general, variaciones significativas entre las muestras, con un valor medio de 1,21% en peso (Fig. 4.10). Se observa que la mayor parte de las muestras no

superan el 0,6 % en peso en grava, excepto la muestra *ESP01-3* que presenta un valor máximo de 12,3 % de contenido en esta fracción (Tabla 4.2).

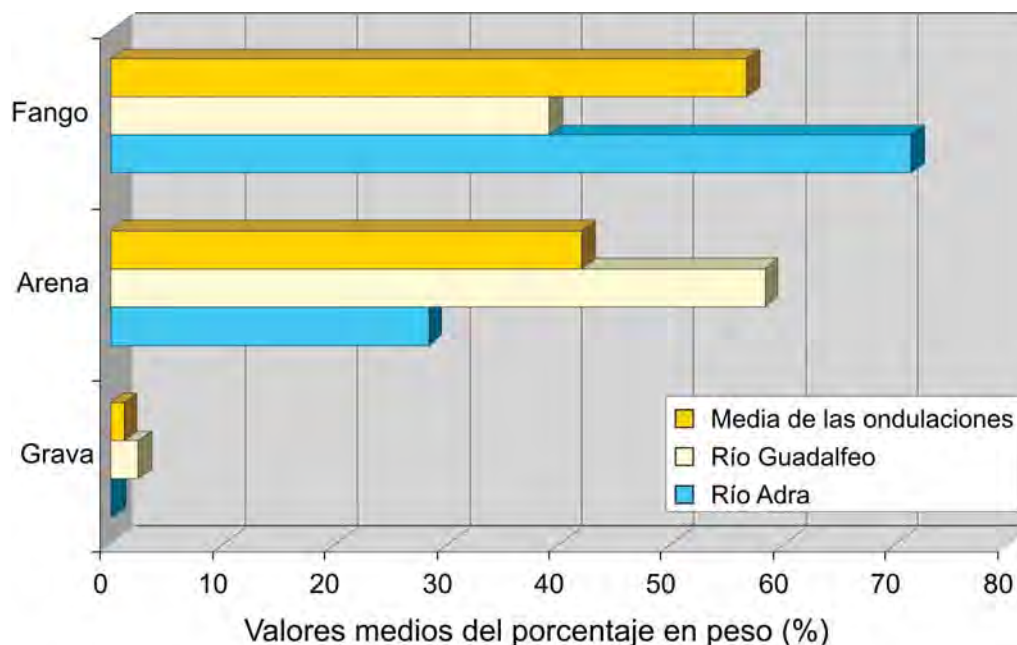


Figura 4.10: Representación de la media de los porcentajes en peso del contenido en grava, arena y fango del total de las ondulaciones analizadas, y de las ubicadas en los prodeltas de los ríos Adra y Guadalfeo.

Tras el análisis de los porcentajes del contenido en grava, arena y fango, se advierte que las ondulaciones del prodelta del Río Adra están constituidas por sedimentos de granulometría más fina que las desarrolladas en el prodelta del Río Guadalfeo. Las ubicadas en Adra presentan mayor contenido en fango que las del localizadas en el área del Guadalfeo, con un valor medio de 71,5 % en peso en el primero, frente al 40 % en peso en el segundo (Fig. 4.10). Por el contrario, los contenidos en arena y grava en el prodelta del Guadalfeo son mayores que en el prodelta del Adra (Fig. 4.10).

Según el porcentaje en peso de las fracciones granulométricas analizadas, los sedimentos de las ondulaciones están compuestos mayoritariamente por fango arenoso o arena fangosa, como se observa en la Figura 4.11 mediante el diagrama textural de Folk (1954, 1974). Este gráfico muestra que las ondulaciones desarrolladas en el Río Adra están constituidas más frecuentemente por sedimentos de tipo fango arenoso, mientras que las formadas en el prodelta del Río Guadalfeo están compuestas por sedimentos areno-fangosos.

Como se indicó en el capítulo anterior, en el área de estudio se observan patrones de distribución de la reflectividad bien definidos, a lo largo de las cuñas prodeltaicas donde se desarrollan las ondulaciones. Los valores más altos de reflectividad se encuentran en los *topset* de los prodeltas (> -12 dB) hasta sobrepasar el *offlap-break* (Fig. 4.1), donde comienzan a disminuir con valores medios de -29 dB a lo largo de toda la cuña sedimentaria hasta su límite distal.

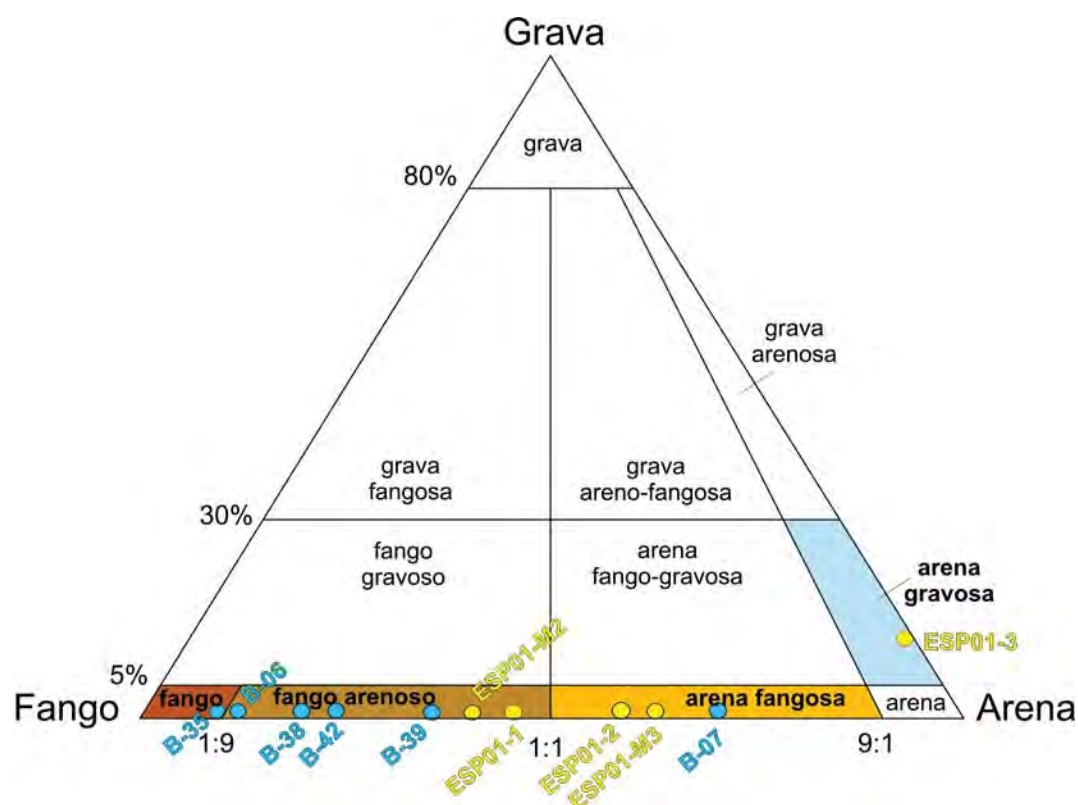


Figura 4.11: Diagrama textural de Folk (1954, 1974) donde se representan las muestras analizadas en los prodeltas de los ríos Adra (azul) y Guadalfeo (amarillo).

No se observa ninguna diferencia significativa de valores de reflectividad en la zona de los campos de ondas con respecto al resto de la cuña prodeltaica. Existen algunas excepciones a este patrón general, como por ejemplo, en la cuña sedimentaria asociada al Río Verde donde se observan variaciones laterales de la reflectividad en el *bottomset*. En este dominio prodeltaico, a partir de la isóбата de los 50 m, los sedimentos son menos reflectivos en la zona oeste donde no se desarrollan ondulaciones, que en la zona este (Fig. 4.1-A1). En la cuña sedimentaria occidental asociada a la Rambla de Gualchos se aprecian también variaciones laterales, ya que la parte este donde se desarrollan las ondulaciones está cubierta por sedimentos menos reflectivos que la parte oeste.

4.4. Caracterización estratigráfica de las ondulaciones

En los prodeltas donde se desarrollan las ondulaciones se observan amplias superficies onduladas, a partir del *topset* y con máximos desarrollos frente a las desembocaduras de los ríos, asociadas tanto a cauces antiguos como a cauces actuales (Fig. 4.1). Superficialmente estas áreas onduladas se acrecentan, generalmente, en el *bottomset* de la cuña prodeltaica (Figs. 4.12, 4.13), y terminan su desarrollo en la parte distal de la misma. Del mismo modo, no se observan áreas onduladas en la parte proximal de la cuña.

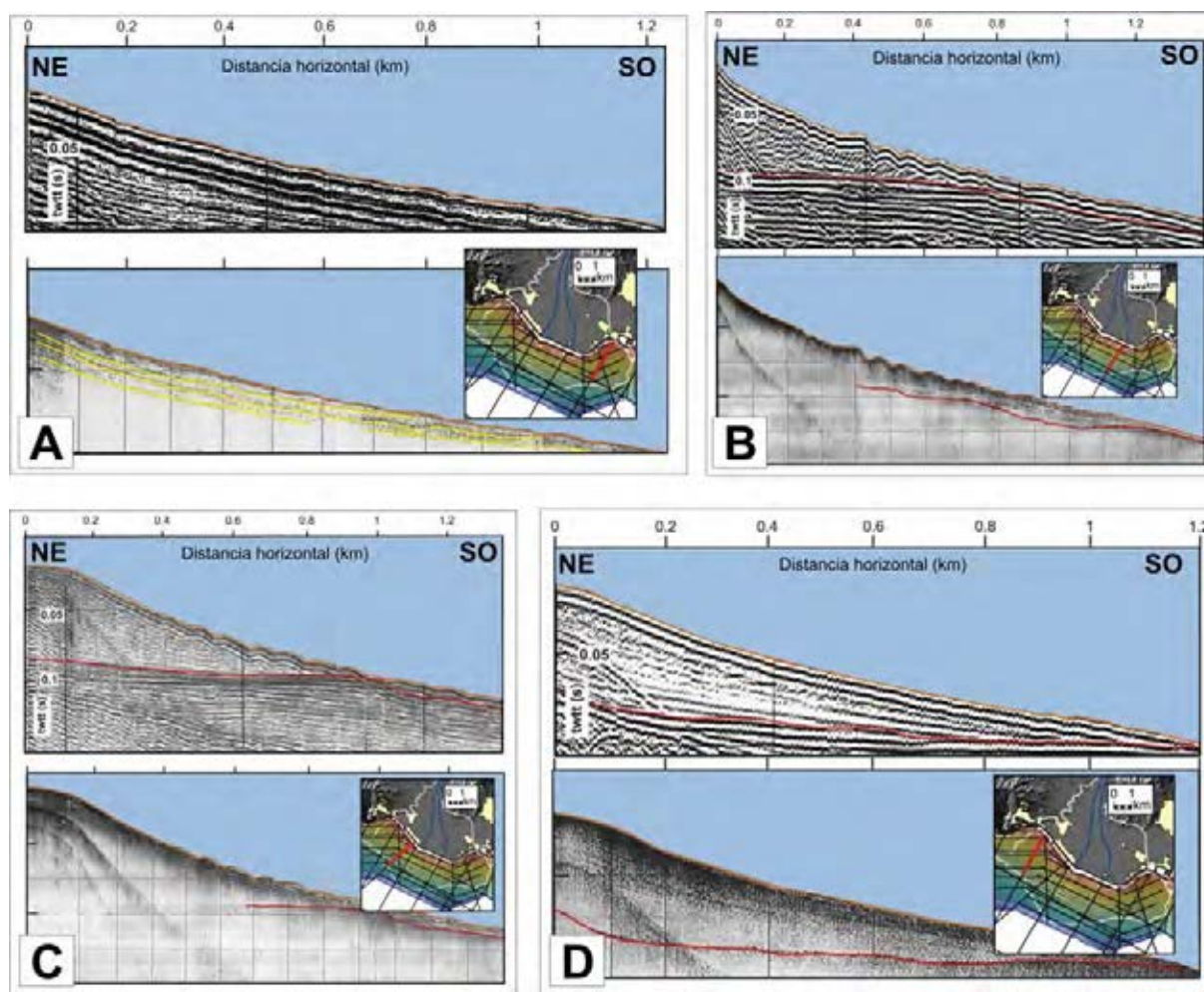


Figura 4.12: Perfiles sísmicos de alta resolución de las ondulaciones formadas sobre el prodelta del Río Guadalfeo. Los perfiles mostrados tienen dirección NE-SO. twtt (s): tiempo doble en segundos.

Las ondulaciones observadas en el Río Guadalfeo son detectadas en los perfiles sísmicos de muy alta resolución (Fig. 4.12). Debido a su limitada penetración no se ha podido determinar la posición estratigráfica de las ondulaciones. No obstante, si se ha podido determinar que éstas se desarrollan sobre la cuña prodeltaica holocena, desarrollada por encima de la superficie transgresiva (TS). De manera general, se puede indicar que la respuesta acústica de las ondulaciones es alta, y las facies sísmicas tienden a ser caóticas. No existe evidencia del apilamiento de sucesivas ondulaciones.

Por otro lado, las ondulaciones observadas en el sistema prodeltaico del Río Adra si han podido caracterizarse sísmicamente de manera más detallada, a partir de los perfiles sísmicos de alta resolución. Sísmicamente la unidad donde se desarrollan dichas ondulaciones es una unidad muy reflectiva y se encuentra ubicada sobre 3 unidades inferiores (Fig. 4.13). La unidad subyacente sobre la que está dispuesta es una unidad semitransparente con una configuración interna de sus reflectores paralela. Esta unidad muestra ondulaciones incipientes (Fig. 4.13). Asimismo, la unidad donde se desarrollan

las ondulaciones muestra reflectores caóticos, encontrándose inclinados hacia tierra con una terminación a techo en truncación erosional y hacia la base en *downlap* en la mayor parte de la unidad, tendiendo a una configuración oblicuo-paralela lateralmente y en las zonas más distales (Fig. 4.13). En este caso, los reflectores están menos inclinados, subparalelos y con terminación en *toplap* contra el techo y en *downlap* contra la base. El techo de esta unidad es ondulado y se corresponde con el fondo del mar actual, excepto en la parte proximal ((Fig. 4.13)-A) donde se desarrolla una unidad suprayacente. En esta zona se observa la erosión de dicha superficie ondulada.

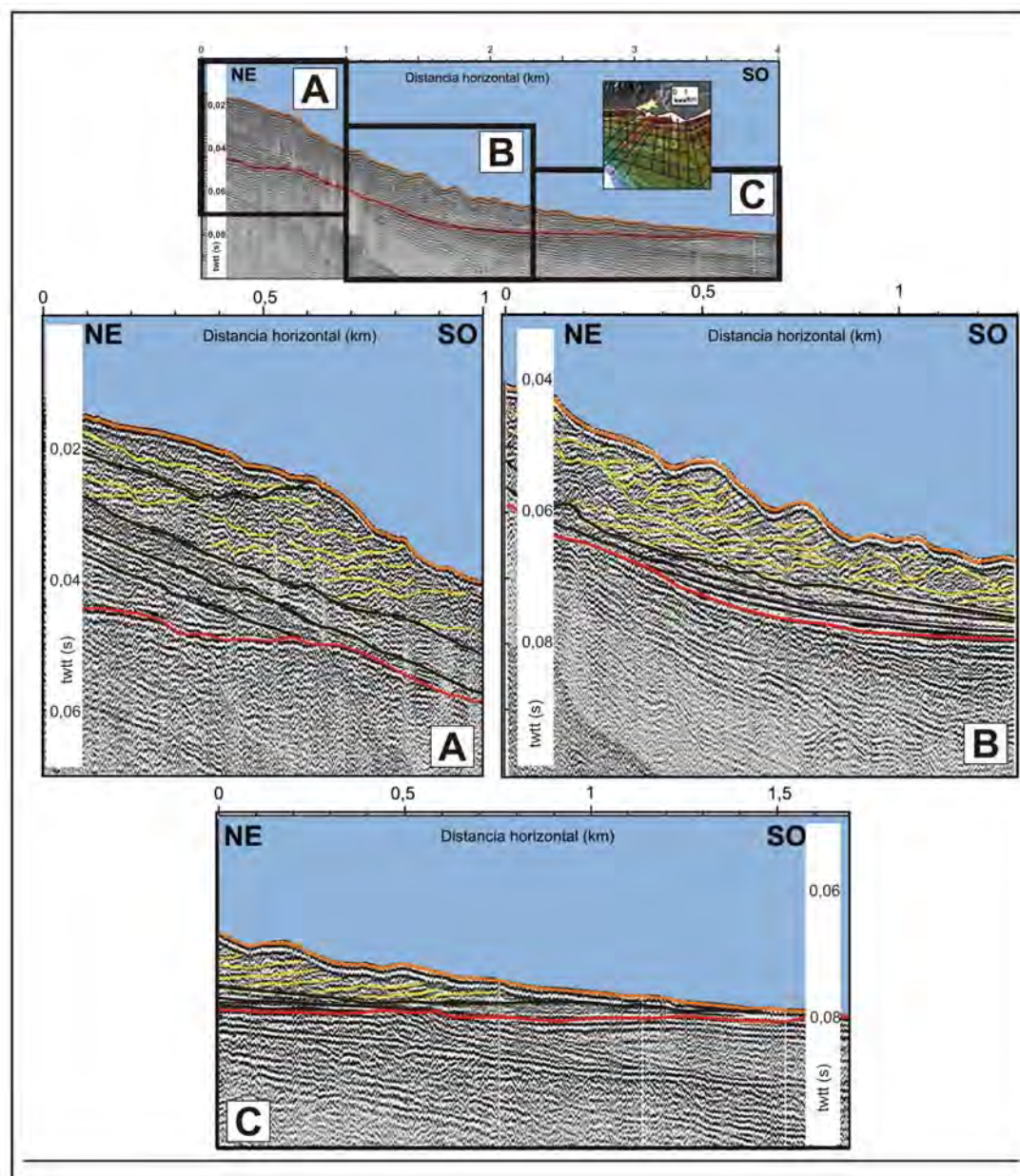


Figura 4.13: Perfil sísmico de alta resolución obtenido con Geopulse donde se observan las ondulaciones sobre el prodelta del Río Adra. Se muestra a más detalle la parte proximal (A), intermedia (B) y distal (C) del perfil. twtt (s): tiempo doble en segundos.

4.5. Modelización de las ondulaciones del fondo marino en cuñas prodeltaicas

Las simulaciones realizadas para efectuar un análisis de la influencia de la pendiente y el caudal en la formación de las ondulaciones en las cuñas prodeltaicas, se han ejecutado para dos tipos de perfiles teóricos diferentes: perfil lineal con pendiente variable y perfil sigmoidal. Sobre ambos tipos de perfiles se han simulado caudales constantes y variables en el tiempo.

4.5.1. Simulaciones numéricas con caudales constantes

En este apartado, se analizará la formación y evolución de las ondulaciones durante la descarga de diferentes caudales mantenidos en el tiempo o caudales continuos durante los 8 días de simulación (Anexo - Simulaciones 1-48 y 55-63).

Con carácter general, no se observan ondulaciones en las simulaciones para caudales inferiores a $0,3 \text{ m}^2/\text{s}$, independientemente del tipo de perfil y de la pendiente utilizada (Fig. 4.14).

4.5.1.1. Simulaciones realizadas con un perfil lineal de pendiente variable

Haciendo una descripción para los diferentes parámetros morfométricos de las ondulaciones en función de la pendiente y el caudal utilizado en la simulación, se obtienen los siguientes resultados que se muestran a continuación y se encuentran resumidos en la Tabla 4.3 y sintetizados en la Figura 4.15.

a) La longitud de onda o anchura de las ondulaciones disminuye cuando aumenta la pendiente, manteniéndose prácticamente constante con el caudal (Fig. 4.15-A). No obstante, los resultados observados para una pendiente concreta, muestran que para caudales bajos la longitud de onda aumenta. Este hecho es más evidente cuando las pendientes también tienen valores bajos (Fig. 4.15-A).

b) La distancia entre ondas disminuye ligeramente o se mantiene prácticamente constante al incrementarse el caudal. Por otro lado, los mayores valores de este parámetro morfométrico se dan con caudales bajos. Así mismo, en función de la variación de la pendiente, cuando ésta es elevada la distancia entre ondas disminuye, dando lugar a ondas más juntas (Fig. 4.15-B).

c) La altura máxima de las ondas presenta una clara tendencia a aumentar su valor a medida que se incrementa el caudal para cada una de las pendientes simuladas, siendo este aumento mayor de forma diferencial para los caudales más altos (Fig. 4.15-C). De manera general, se observa que con el incremento de la pendiente, la altura disminuye para caudales bajos y aumenta para los caudales altos, tendencia que se advierte hasta pendientes de $1,5^\circ$. Para valores $> 1,5^\circ$ se invierte esta tendencia, e incluso para caudales muy altos y pendientes muy grandes, las ondulaciones no se desarrollan (Fig. 4.15-C). Se podría indicar la existencia de unas condiciones óptimas para la formación de las

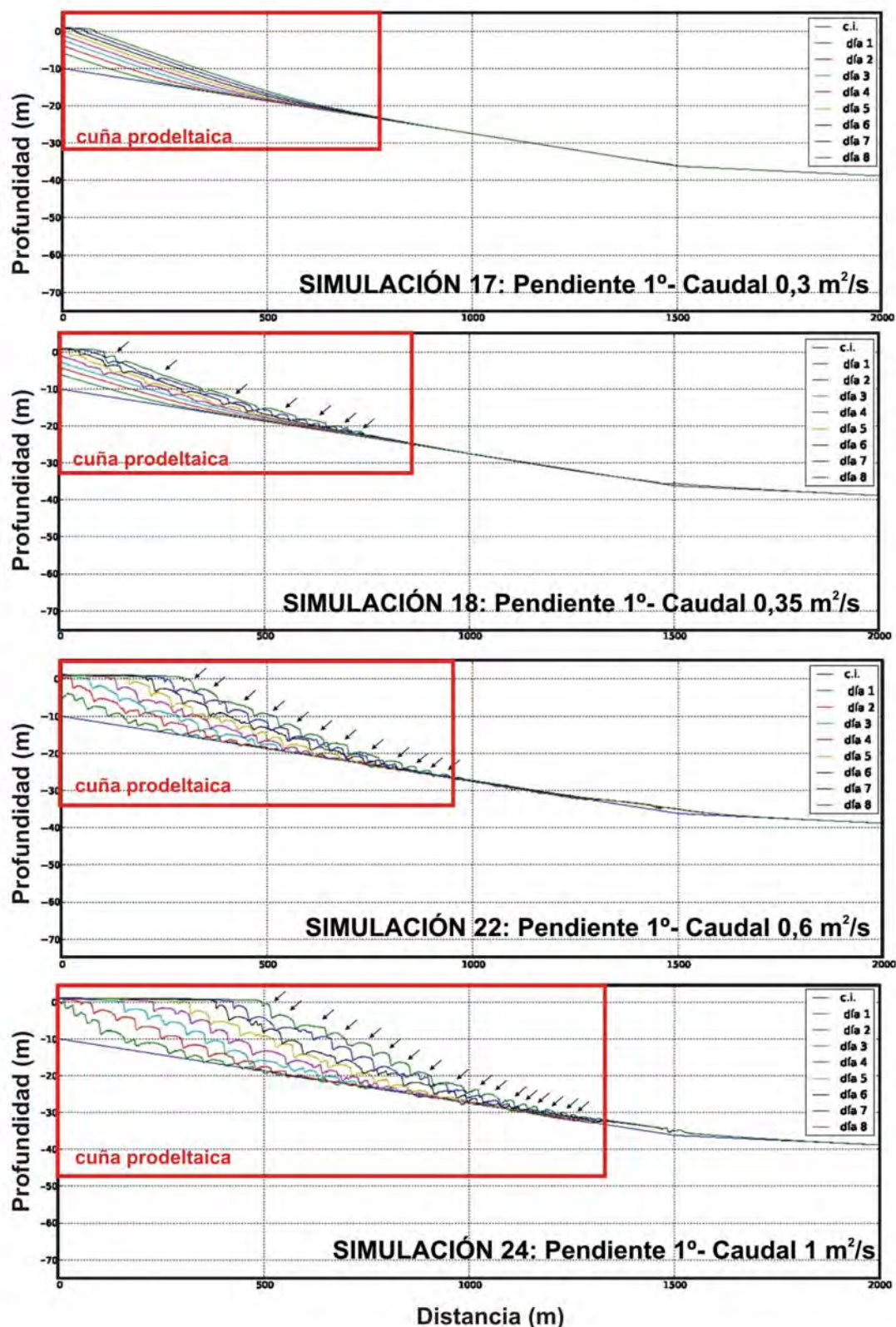


Figura 4.14: Ejemplos de las simulaciones realizadas en un perfil lineal con pendiente variable para una pendiente inicial de 1° con diferentes caudales constantes en el tiempo.

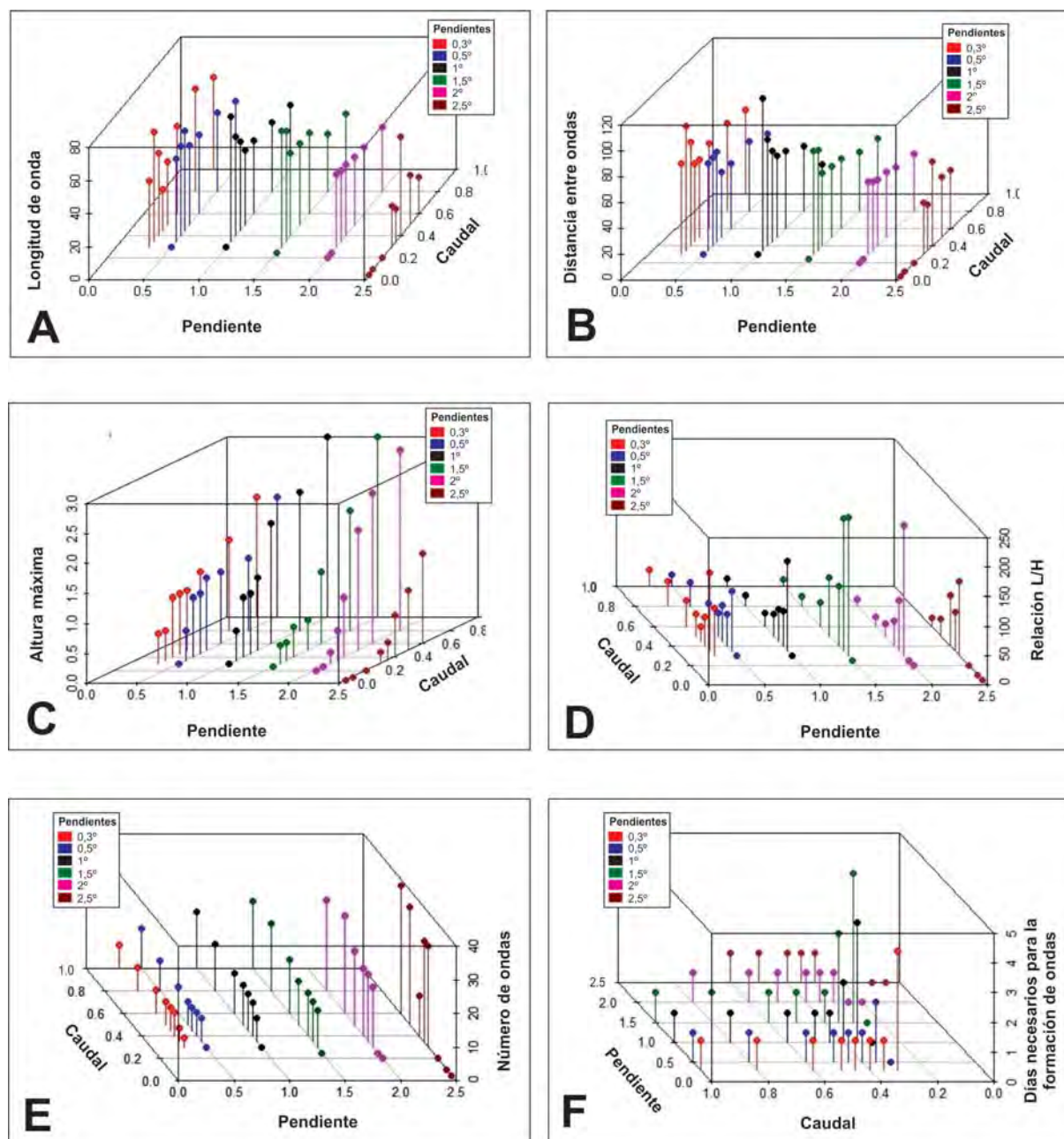


Figura 4.15: Diagramas tridimensionales de puntos que muestran la relación existente entre la pendiente y el caudal, con las variables morfométricas de las ondulaciones del fondo marino desarrolladas sobre las cuñas sedimentarias obtenidas en las simulaciones numéricas.

ondulaciones con las mayores alturas máximas, siendo estas condiciones valores de pendientes medias y caudales altos.

d) El índice de forma o la relación L/H , disminuye cuando el caudal aumenta y cuando la pendiente es baja (Fig. 4.15-D). De esta forma, existirán ondas más achatadas y más largas con un incremento de la pendiente y una disminución del caudal. Por ello, las condiciones óptimas para el desarrollo de ondas achatadas y largas, son pendientes intermedias y caudales bajos.

		Caudal (m ² /s)	Nº ondas	Longitud de onda (m)	Distancia entre ondas (m)	Altura máxima (m)	Relación L/H	Formación ondas	Tipo de ondas	Nº simulación	
PERFIL LINEAL CON PENDIENTE VARIABLE - FLUJO CONTINUO DURANTE LA SIMULACIÓN	pendiente 0,3°	0,3	3	40	70	0,5	80	Inc (3-4 día)	distales	1	
		0,35	4	66,2	96	1	66,2	si (1 día)	prox./dist.	2	
		0,4	7	50	80	1	50	si (1 día)	prox./dist.	3	
		0,45	7	25	60	1	25	si (1 día)	prox./dist.	4	
		0,5	7	38	60	1	38	si (1 día)	prox./dist.	5	
		0,6	7	53	66	1,2	44,167	si (1 día)	prox./dist.	6	
		0,8	7	62	68	1,5	41,333	si (1 día)	prox./dist.	7	
	1	7	56	65	2	28	si (1 día)	prox./dist.	8		
	pendiente 0,5°	0,3	0	-	-	-	-	-	no	-	9
		0,35	7	50	67	0,5	100	si (2 día)	dist./prox.	10	
		0,4	7	54	68	1	54	si (1 día)	prox./dist.	11	
		0,45	7	60	69	1	60	si (1 día)	prox./dist.	12	
		0,5	7	48	50	1,2	40	si (1 día)	prox./dist.	13	
		0,6	8	47,5	50	1,2	39,583	si (1 día)	prox./dist.	14	
		0,8	9	47,7	54	1,2	39,75	si (1 día)	prox./dist.	15	
	1	12	41,6	46,3	2	20,8	si (1 día)	prox./dist.	16		
	pendiente 1°	0,3	0	-	-	-	-	-	no	-	17
		0,35	7	75,7	117	0,5	151,4	si (4 día)	prox./dist.	18	
		0,4	10	60	82	1	60	si (2 día)	prox./dist.	19	
		0,45	11	53,6	70	1	53,6	si (1 día)	prox./dist.	20	
		0,5	12	45	63	1,2	37,5	si (1 día)	prox./dist.	21	
		0,6	12	44	60	2	22	si (1 día)	prox./dist.	22	
		0,8	14	42	50	2,3	18,261	si (1 día)	prox./dist.	23	
	1	17	39	23	3	13	si (1 día)	prox./dist.	24		
	pendiente 1,5°	0,25	0	-	-	-	-	-	no	-	25
		0,3	11	70	80	0,3	233,33	si (5 día)	dist./prox.	26	
		0,35	12	67	77	0,3	223,33	si (3 día)	prox./dist.	27	
		0,4	13	50	56	0,5	100	si (1 día)	prox./dist.	28	
		0,5	13	49	55	0,5	98	si (1 día)	prox./dist.	29	
		0,6	16	49	54	1,2	40,833	si (1 día)	prox./dist.	30	
		0,8	20	35	46	2	17,5	si (1 día)	prox./dist.	31	
	1	20	34	43	3	11,333	si (1 día)	prox./dist.	32		
	pendiente 2°	0,2	0	-	-	x	x	x	cambio pte	33	
		0,25	0	-	-	-	-	-	cambio pte	34	
		0,3	18	44	56	0,2	220	si (4 días)	prox./dist.	35	
		0,35	20	43	53	0,5	86	si (1 día)	prox./dist.	36	
		0,4	20	43	51	1	43	si (1 día)	prox./dist.	37	
		0,5	22	41	50	2	20,5	si (1 día)	prox./dist.	38	
		0,6	29	40	47	2,5	16	si (1 día)	prox./dist.	39	
	0,8	27	39	44	3	13	si (1 día)	prox./dist.	40		
	pendiente 2,5°	0,05	0	-	-	-	-	-	cambio pte	41	
		0,1	0	-	-	-	-	-	cambio pte	42	
		0,2	0	-	-	-	-	-	cambio pte	43	
		0,3	30	25	40	0,2	125	si (1 día)	prox./dist.	44	
		0,35	30	20	35	0,3	66,667	si (1 día)	prox./dist.	45	
		0,4	12	60	65	0,7	85,714	si (1 día)	prox./dist.	46	
		0,5	35	30	47	1	30	si (1 día)	prox./dist.	47	
	0,6	38	22	45	1,5	14,667	si (1 día)	prox./dist.	48		
PERFIL SIGMOIDAL	0,2	0	-	-	-	-	-	2 día-desaparecen	distales	55	
	0,3	9	33	39	0,3	110	si (1 día)	prox./dist.	56		
	0,4	9	36	55	0,8	45	si (1 día)	prox./dist.	57		
	0,5	9	35,5	52,5	1	35,5	si (1 día)	prox./dist.	58		
	0,6	10	44	48	1,2	36,667	si (1 día)	prox./dist.	59		
	0,7	11	35,5	46	2	17,75	si (1 día)	prox./dist.	60		
	0,8	16	31	39	2,3	13,478	si (1 día)	prox./dist.	61		
	0,9	20	28	37	2,5	11,2	si (1 día)	prox./dist.	62		
1	21	25	35	3	8,3	si (1 día)	prox./dist.	63			

Tabla 4.3: Resumen de los datos obtenidos tras el análisis de las simulaciones realizadas con un flujo constante en los dos tipos de perfiles teóricos (perfil lineal con pendiente variable y perfil sigmoidal). Se presentan los datos numéricos del comportamiento de los parámetros morfométricos más importantes de las ondulaciones que se generan en el fondo.

e) El número de ondas que se forman en las simulaciones es mayor al aumentar el caudal y aumentar la pendiente. Éste aumento es prácticamente lineal con las dos variables (caudal y pendiente) (Fig. 4.15-E)).

f) El tiempo necesario para que comiencen a formarse las ondas es, prácticamente en todas las simulaciones, de 1 día. Con respecto a la variación de la pendiente, el comportamiento es constante, mientras que para variaciones de caudal el número de días necesario para la formación de las ondas aumenta para caudales más altos (Fig. 4.15-F)).

Como se puede ver en las simulaciones con caudales bajos, las ondulaciones aparecen cuando la superficie de la cuña que se está formando alcanza una cierta pendiente (Fig. 4.14-simulación 17 y 18).

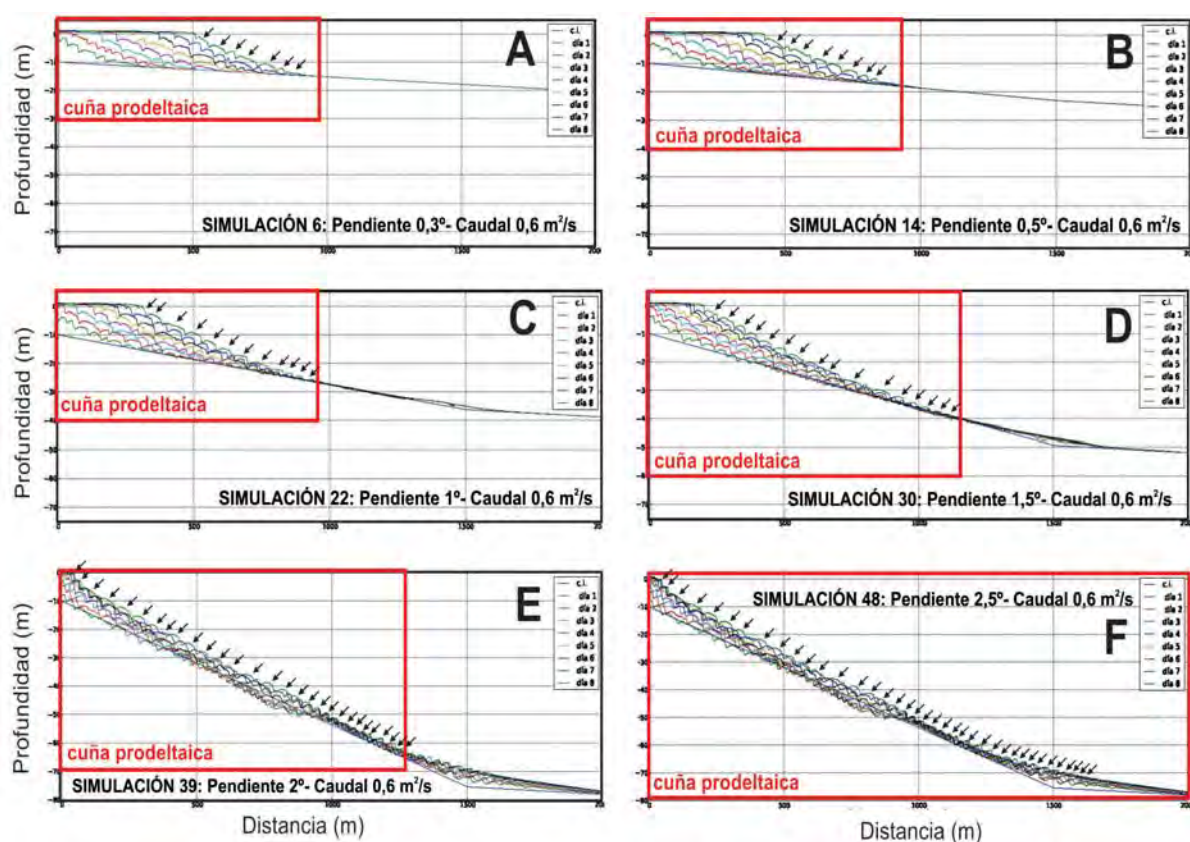


Figura 4.16: Ejemplos de las simulaciones realizadas en un perfil lineal con pendiente variable para un caudal constante en el tiempo ($0,6 \text{ m}^2/\text{s}$) y diferentes pendientes iniciales: (A) $0,3^\circ$, (B) $0,5^\circ$, (C) 1° , (D) $1,5^\circ$, (E) 2° y (F) $2,5^\circ$. Se muestra en ellos las ondulaciones del fondo marino desarrolladas en las cuñas prodeltaicas (indicando su cresta con una flecha), observándose un aumento del número de ondulaciones con un incremento de la pendiente.

4.5.1.2. Simulaciones realizadas con un perfil sigmoidal

En este apartado se presenta los resultados de los parámetros morfométricos con respecto a la variable caudal (Fig. 4.17), ya que la pendiente es fija y varia hacia el mar en forma de perfil sigmoidal.

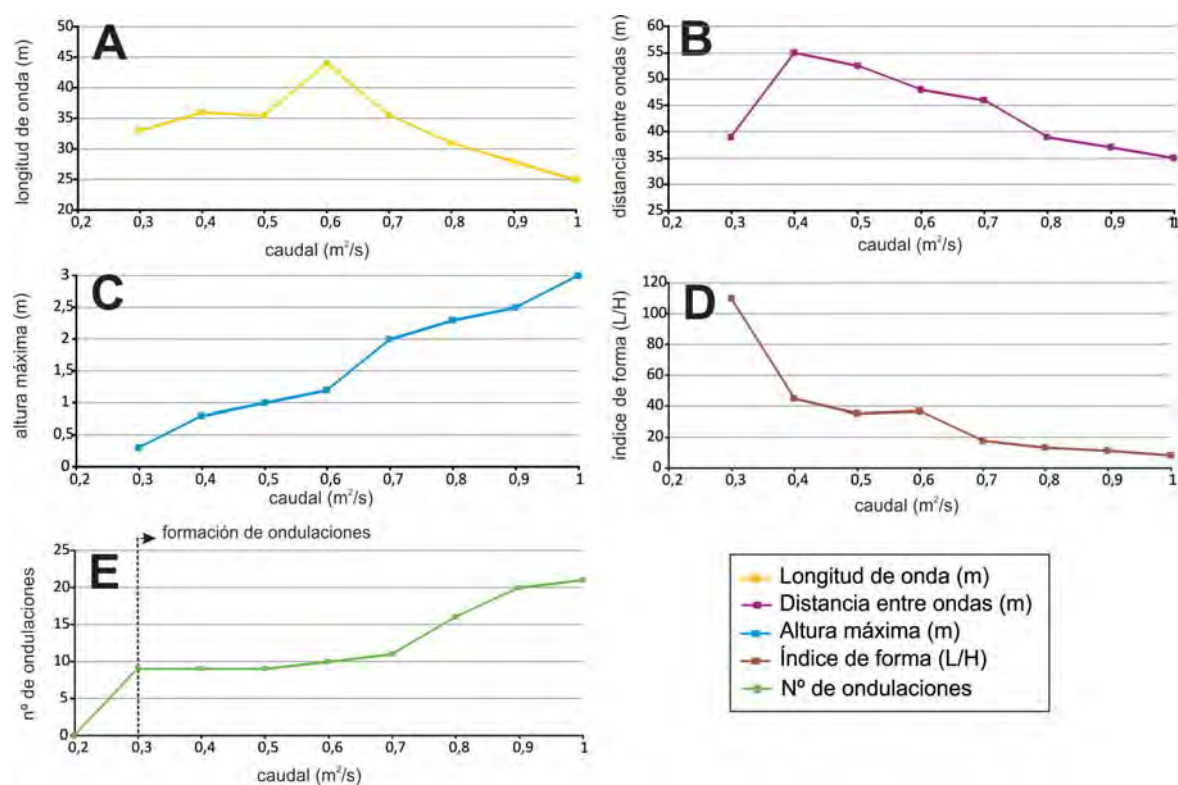


Figura 4.17: Distribución de los diferentes parámetros morfométricos de las ondulaciones del fondo marino frente al caudal observados en las simulaciones realizadas sobre un perfil sigmoidal para un flujo constante en el tiempo. A. Longitud de onda (m), B. Distancia entre ondas (m), C. Altura (m), D. Índice de forma o relación L/H.A y E. N° de ondulaciones

Los parámetros morfológicos presentan las siguientes características:

- La longitud de onda aumenta a medida que se incrementa el caudal, hasta valores de $0,6 \text{ m}^2/\text{s}$, donde invierte su tendencia y disminuye de manera suave para caudales más altos (Fig. 4.17-A).
- La distancias entre ondas se mantiene prácticamente sin cambios con variaciones del caudal (Fig. 4.17-B).
- La altura máxima de las ondulaciones si muestra una clara tendencia a aumentar de manera lineal con incrementos del caudal (Fig. 4.17-C).
- El índice de forma o relación L/H muestra una tendencia contraria, ya que este parámetro va disminuyendo de manera exponencial a medida que aumentamos el caudal (Fig. 4.17-D).
- El número de ondulaciones aumenta con el caudal, pero se hace patente un incremento más rápido del desarrollo de ondulaciones con caudales más altos (Fig. 4.17-E).

Como muestra la Figura 4.18, con este tipo de perfil sigmoidal, las ondulaciones se forman con caudales con los cuales no se desarrollaban en el perfil lineal con pendiente variable para pendientes bajas o intermedias (p.e. para $0,3 \text{ m}^2/\text{s}$ de caudal).

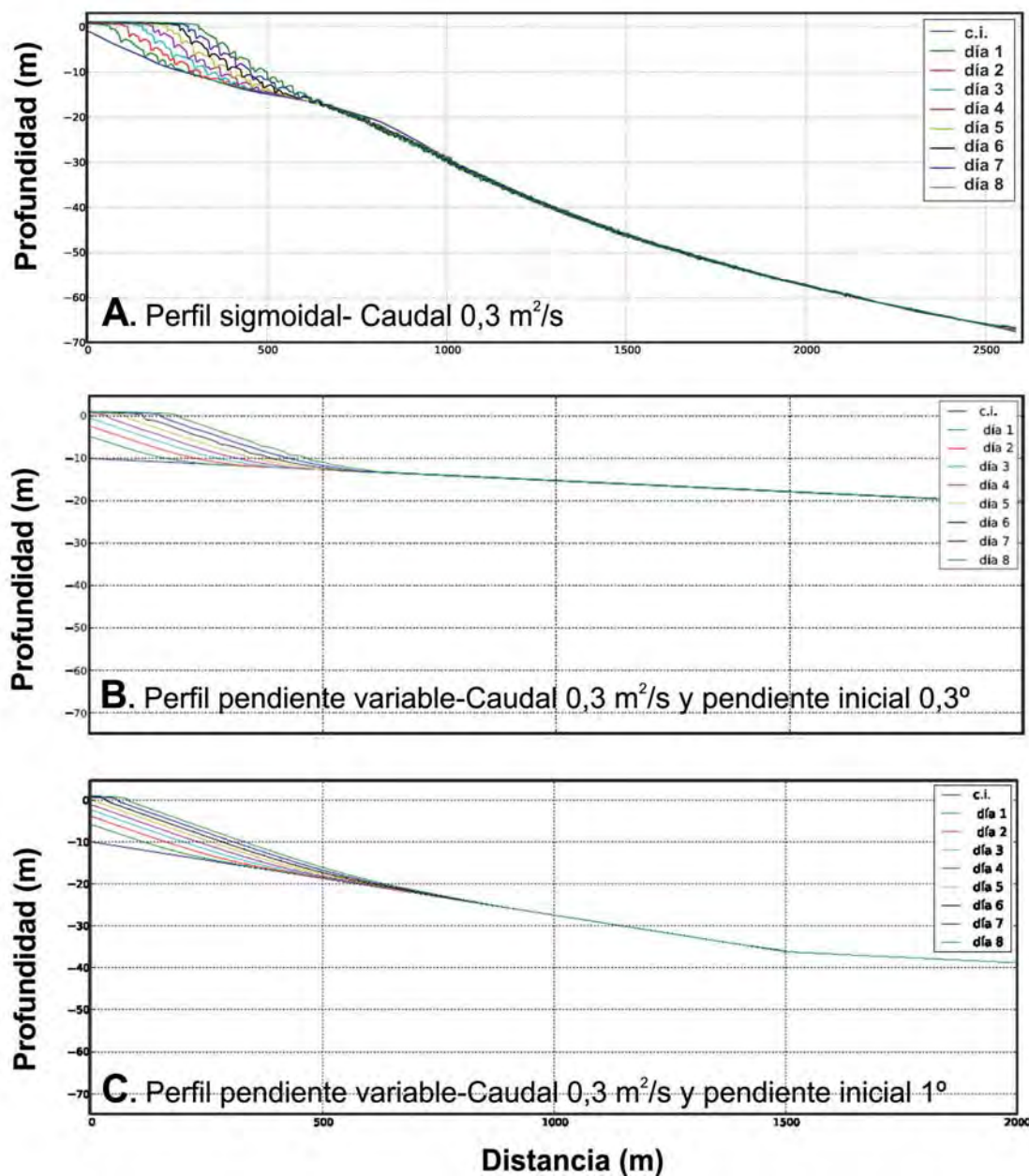


Figura 4.18: Ejemplos de simulaciones realizadas con un perfil sigmoidal (A) y un perfil lineal con pendientes variables (B y C) para caudales de $0,3 \text{ m}^2/\text{s}$.

4.5.2. Simulaciones numéricas de las ondulaciones con caudales variables

En esta sección se presentan los resultados de las simulaciones matemáticas realizadas con caudales variables, oscilando entre un máximo y un mínimo durante el tiempo de simulación (Fig. 2.30).

4.5.2.1. Simulaciones de las ondulaciones realizadas con un perfil lineal de pendiente variable y un perfil sigmoidal

En este apartado se expondrán los resultados obtenidos para las simulaciones con un caudal variable tanto para un perfil lineal de pendiente variable, como para un perfil sigmoidal (Fig. 4.19).

	Nº de ondulaciones					Longitud de onda (m)					Dist. entre ondas (m)					Altura máxima (m)					Indice de forma					Nº sim.	
	PTE	M1	m1	M2	m2	T	M1	m1	M2	m2	T	M1	m1	M2	m2	T	M1	m1	M2	m2	T	M1	m1	M2	m2		T
A	0,3°	8	7	8	7	7	38	25	53	62	68	45	34	63	58	61	1,5	1	2	1	1,5	25	25	27	62	45	49
	0,5°	10	10	9	7	7	55	51	61	70	66	60	63	64	76	68	2,5	1	3	1	1,5	22	51	20	70	44	50
	1°	16	15	16	15	15	36	34	31	32	34	40	46	38	39	35	2,5	1	2,5	0,7	1	14	34	12	46	34	51
	1,5°	19	17	17	16	15	32	26	35	35	30	37	35	46	48	40	2,5	1	2,8	0,8	1	13	26	13	44	30	52
	2°	14	10	15	14	13	30	33	35	31	39	45	48	41	40	43	2,5	1,2	2,8	1,5	2	12	27	13	21	20	53
B	12	10	10	7	7	25	30	26	31	34	35	42	36	40	43	2,5	0,5	3	0,4	0,8	10	60	9	78	43	64	

A: Perfil lineal con pendiente variable
 B: Perfil con geometría simplificada o sigmoidal

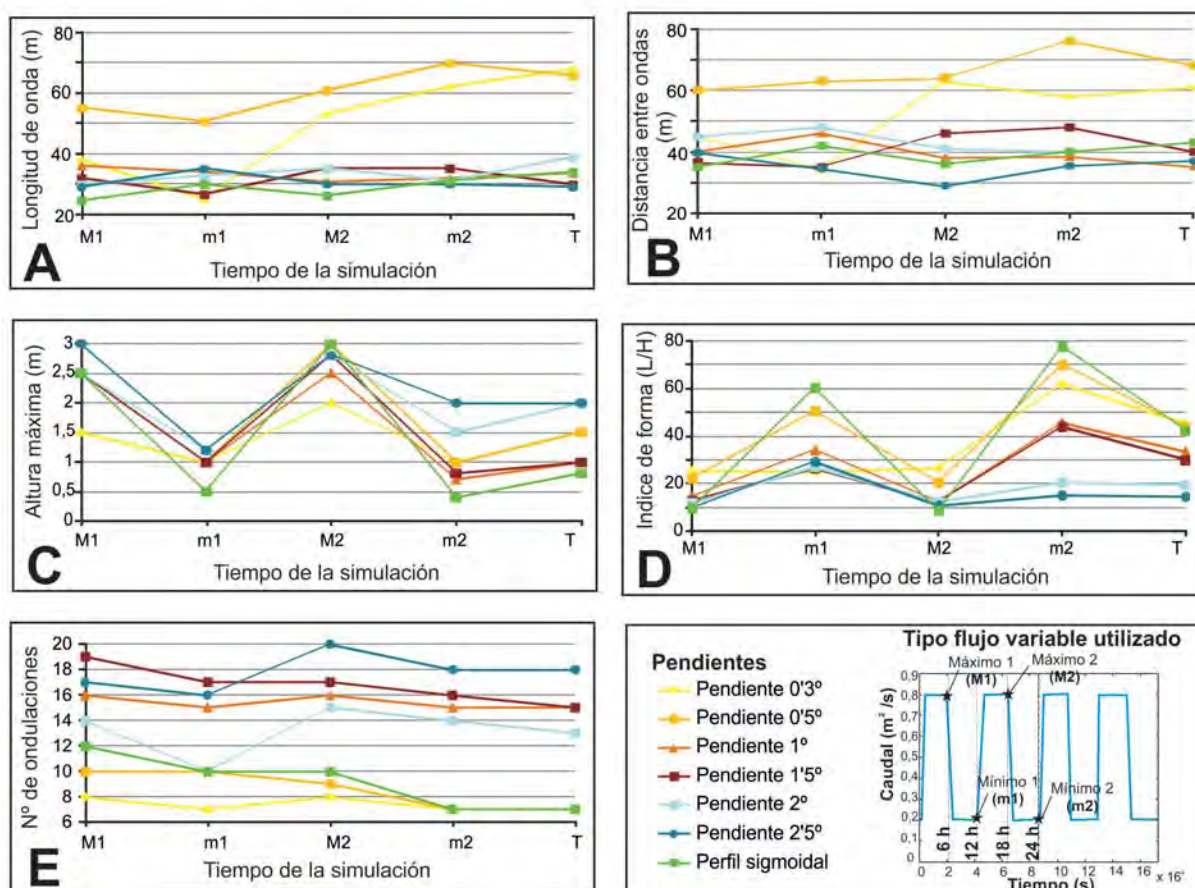


Figura 4.19: Resumen de los datos obtenidos tras el análisis de las simulaciones realizadas con un flujo variable en los dos tipos de perfil (perfil lineal a trozos y perfil con geometría simplificada o sigmoidal). Se muestran las gráficas del comportamiento de algunos de los parámetros morfométricos más importantes de las ondulaciones (longitud lateral, longitud de onda, altura, índice de forma y número de ondulaciones) en 5 momentos diferentes de la simulación (6-12-18-24h y 8 días (T)).

La longitud de onda no aumenta a medida que pasa el tiempo de simulación, tendencia que se observa tanto en las simulaciones realizadas con perfiles lineales con pendientes variables, para pendientes iniciales $> 0,5^\circ$, como en las llevadas a cabo con perfil sigmoideal (Fig. 4.19-A). No sucede lo mismo en pendientes bajas ($< 0,5^\circ$) donde se observa que aumenta a partir del segundo máximo de caudal. Atendiendo sólo a los perfiles lineales, la longitud de onda disminuye a media que aumentamos la pendiente inicial hasta estabilizarse a partir de una pendiente de 1° (Fig. 4.19-A).

La distancia entre las ondas muestra un comportamiento similar al anterior parámetro morfométrico. Las simulaciones con perfil sigmoideal, así como las realizadas con pendientes superiores a 1° tienen un comportamiento parecido. De manera general, se puede decir que la distancia entre ondas disminuye al aumentar la pendiente (Fig. 4.19-B).

La altura máxima de las ondulaciones aumenta a medida que la pendiente de perfil es mayor, en el caso de las simulaciones con perfiles lineales de pendiente variable (Fig. 4.19-C). Por otro lado, en las simulaciones con perfil sigmoideal, al inicio de la simulación se comporta como perfiles lineales con valores de pendiente media, tendiendo a parecerse a los de pendientes altas a la mitad de la simulación. Finalmente presenta unos valores de altura mínimos para todos los casos simulados (Fig. 4.19-C). A lo largo del tiempo de simulación, el comportamiento de la altura es oscilante entre sus valores máximos y mínimos, de forma que tiende a valores medios al final de la simulación.

El índice de forma o relación H/L disminuye su valor con el aumento de la pendiente en los perfiles lineales (Fig. 4.19-D). En función del tiempo transcurrido de la simulación, el perfil sigmoideal muestra un comportamiento más similar a los perfiles lineales de pendientes altas, en los momentos de máximos caudales, y parecido a los perfiles de pendientes bajas, cuando el caudal es mínimo. Al final de la simulación, las menores pendientes y el perfil sigmoideal, muestran los valores más altos del índice de forma (Fig. 4.19).

El número de ondas es mayor para los perfiles de pendientes más altas, sobre todo a medida que aumenta el tiempo de simulación (Fig. 4.19-E). El perfil sigmoideal en sus inicios tiene un comportamiento intermedio entre los perfiles de baja y alta pendiente, y finalmente tiende a comportarse como un perfil de baja pendiente, disminuyendo el número de ondulaciones con el tiempo (Fig. 4.19).

Atendiendo al comportamiento del perfil sigmoideal individualmente (Anexo - Simulación 64), se observa que cuando el efluente está con un caudal máximo se favorece la generación de ondulaciones en el fondo del mar, a diferencia de cuando la situación es de bajo caudal, que se produce un suavizado del fondo, eliminándose parte de las ondulaciones formadas en condiciones de alto aporte. Esto es un comportamiento general para todos los caudales simulados.

Capítulo 5

Distribución de sedimentos y características hidrodinámicas en los depósitos prodeltaicos y áreas adyacentes

El principal objetivo de este capítulo es caracterizar, cualitativamente, el fondo marino de la zona de estudio, a partir de los mapas de distribución de las fracciones granulométricas (contenido en grava, arena y fango) de los sedimentos superficiales, y del mapa de reflectividad. La posterior correlación entre los datos de reflectividad superficial y la distribución del tamaño de grano en la plataforma continental, junto con la combinación de la simulación numérica de las corrientes en la zona, ayudará a un mejor entendimiento de los procesos sedimentarios presentes.

5.1. Distribución de sedimentos superficiales en la plataforma continental

Tras el análisis granulométrico de las muestras de sedimento superficial se han diferenciado 7 tipos texturales de sedimentos (de acuerdo con Folk 1954, 1974): *grava arenosa*, *grava areno-fangosa*, *arena gravosa*, *arena*, *arena fango-gravosa*, *arena fangosa* y *fango arenoso* (Fig. 5.1). Se observa, que la arena fangosa es el tipo de sedimento más frecuente en la mayor parte de la zona estudiada (Fig. 5.1), con contenidos en arena, generalmente por encima del 70 % (Fig. 5.2-B). En aguas someras (< 25 m) los sedimentos están principalmente compuestos por grava arenosa y arena (Fig. 5.1). Por otro lado, desde los 25 m de profundidad, hasta el borde de plataforma (> 100 m de profundidad) están presentes todas las clases granulométricas, aunque la grava areno-fangosa y la grava arenosa muestran una presencia muy limitada (Fig. 5.1).

De manera general, se observa que los sedimentos del área de estudio presentan una disminución del contenido en grava y un incremento del contenido en fango con

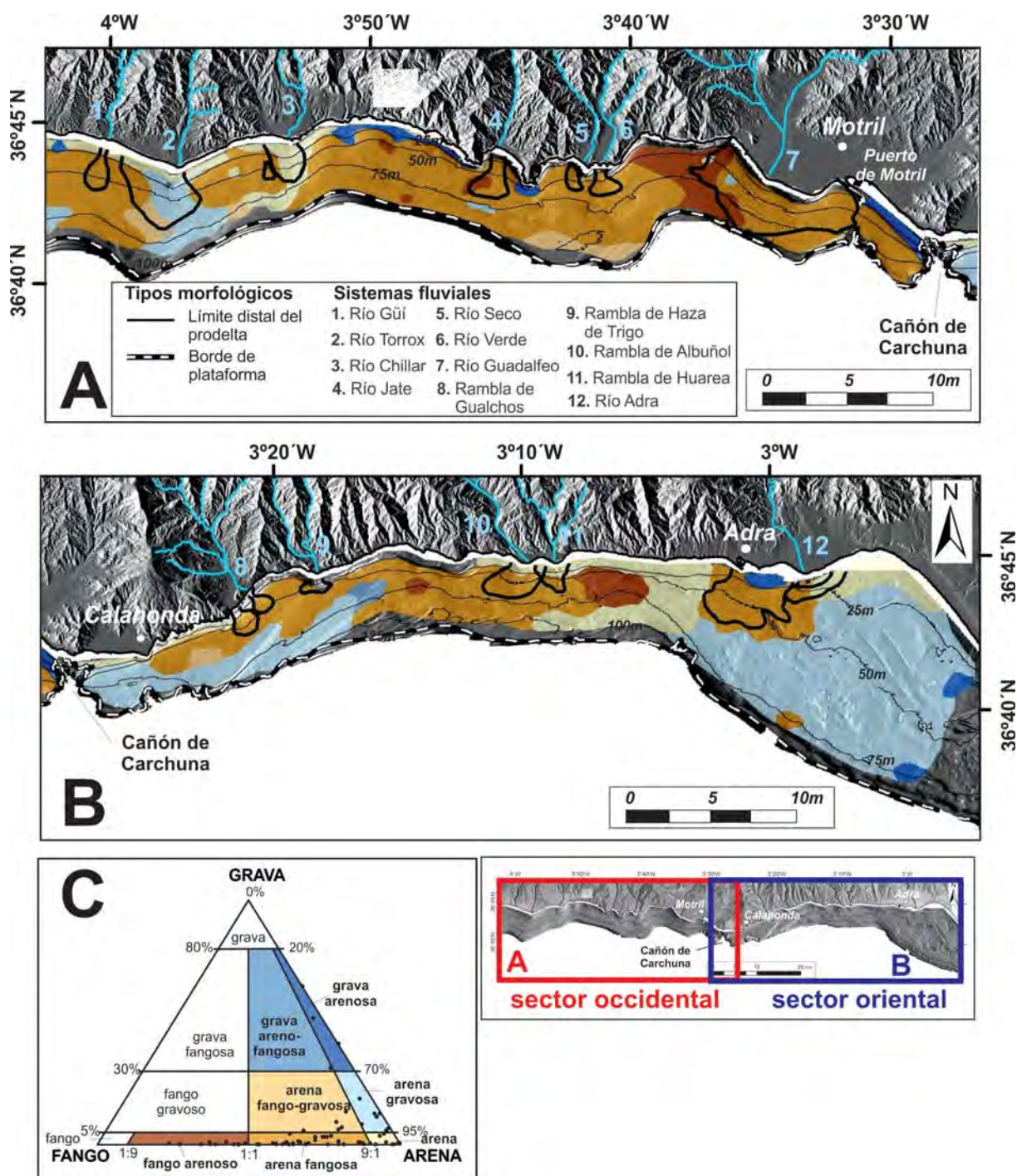


Figura 5.1: Distribución del sedimento superficial del área de estudio: (A) sector occidental y (B) sector oriental. C) Diagrama textural de Folk (1954, 1974) donde se representan las muestras utilizadas para la caracterización textural del sedimento. Los sistemas fluviales se indican con los números del 1-12.

la profundidad (Fig. 5.2). Para la descripción que se llevará a cabo en este capítulo, la zona de estudio se ha subdividido en dos sectores (occidental y oriental) separados por el Cañón de Carchuna, ya que existen cambios significativos longitudinalmente de los sedimentos superficiales (Fig. 5.1), en este punto.

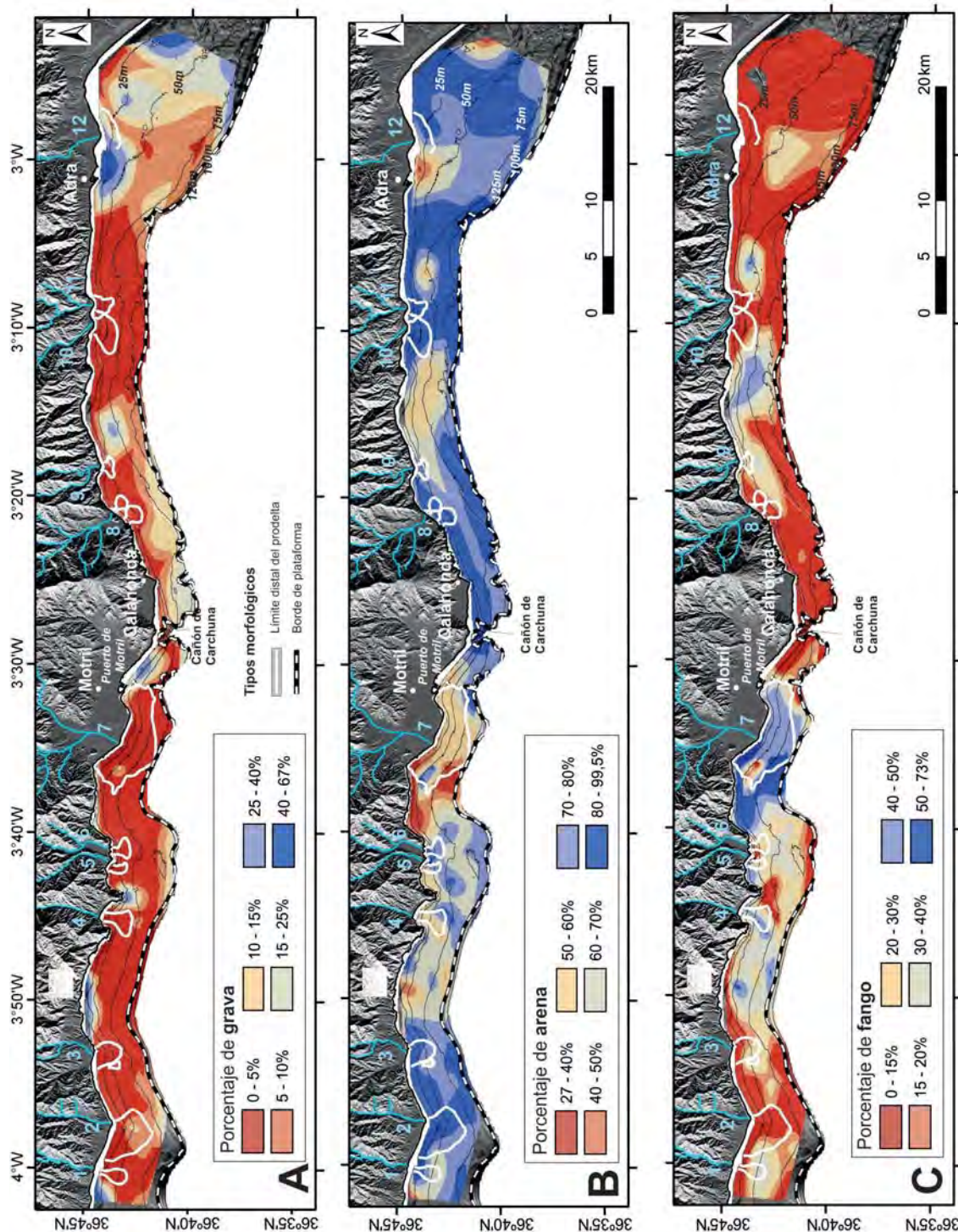


Figura 5.2: Distribución espacial del contenido en grava (A), arena (B) y fango (C) de los sedimentos superficiales en la zona de estudio.

5.1.1. Sector occidental

El predominio de la arena fangosa es particularmente evidente en este sector, del mismo modo que la clara gradación del tamaño de grano de los sedimentos con la profundidad (Fig. 5.1-A). Estos sedimentos areno-fangosos contienen, normalmente, porcentajes de arena mayores del 50 % y contenidos en fango por debajo del 40 % (Figs. 5.2-B y C).

Por otro lado, se observa la existencia en la plataforma continental de áreas de menor extensión con distintos tamaños de grano. Una de estas áreas, localizada entre los ríos Verde y Guadalfeo, está formada por sedimentos de tamaño de grano fino de tipo fango arenoso, con porcentajes en fango $> 50 \%$ (Fig. 5.1-A).

Del mismo modo, las áreas con un tamaño de grano más grueso se sitúan en tres zonas diferentes del sector occidental: a) Frente al Río Torrox, donde la arena gravosa se extiende hasta el borde de plataforma, con un contenido en arena mayor del 80 % y con un porcentaje en grava por debajo del 15 % (Figs. 5.2-A y B); b) Frente al Río Chíllar, en donde el sedimento constituido por arena se expande en una banda perpendicular a la plataforma, desde la desembocadura del río hasta el borde de la plataforma; c) Sobre el infralitoral en el cual se observan dos áreas formadas por sedimentos de tipo gravo-arenoso con los máximos porcentajes en contenido de grava ($> 40 \%$). Estas dos últimas áreas gravo-arenosas se localizan, por un lado, entre los ríos Chíllar y Verde y por otro, entre el puerto de Motril y el Cañón de Carchuna (Figs. 5.1-A y 5.2).

5.1.2. Sector oriental

De manera general, se observa que la plataforma continental en este sector está caracterizada por materiales con un mayor tamaño de grano que al este del Cañón de Carchuna, ya que los sedimentos constituidos por arena y arena gravosa cubren ampliamente este sector (Fig. 5.1-B). No obstante, la arena fangosa también se encuentra bien distribuida. Respecto al contenido en fango, se observan muchas zonas con porcentajes inferiores al 15 % (Fig. 5.2-C).

En este sector, los sedimentos areno-gravosos con contenidos en arena por encima del 70 % y con porcentajes en grava por debajo del 25 %, cubren extensas zonas de la plataforma media y externa entre el Cañón de Carchuna y la Rambla de Haza de Trigo (Figs. 5.1-B y 5.2-A y B).

Por otro lado, la arena fangosa se extiende por amplias áreas de la plataforma interna al este de Calahonda, con porcentajes superiores al 50 % en fango entre las ramblas de Haza de Trigo y Albuñol (Figs. 5.1 y 5.2-C). Frente a la Rambla de Huarea, la arena fangosa está restringida a aguas de plataforma media, sustituyéndose hacia el este por una pequeña área de sedimento de tipo fango arenoso con un alto porcentaje de fango ($> 50 \%$) (Figs. 5.1-B y 5.2-C).

La mayor parte de la plataforma al este de la Rambla de Huarea está recubierta por sedimentos más gruesos, de tipo arena (con $> 80 \%$ en arena), arena gravosa (con

contenidos en arena de más del 70% y con menos del 25% de grava) y pequeñas áreas aisladas de sedimento gravo-arenoso (con un contenido en grava mayor del 40%) localizadas sobre los *topsets* del prodelta del Río Adra y en la parte más oriental de la zona de estudio (Figs. 5.1-b, 5.2).

Los sedimentos mas finos se localizan frente al Río Adra donde la arena fangosa cubre todo el prodelta (Fig. 5.1-b).

5.2. Distribución espacial de la reflectividad

Se han definido tres intervalos o clases de intensidad de la reflectividad (BS): a) Intensidad de reflectividad alta (desde -9,4 a -18 dB); b) intensidad de reflectividad media (desde -18 a -24 dB); y c) Intensidad de reflectividad baja (desde -24 a -32,7 dB) (Tabla 5.1).

Esta clasificación se ha realizado a través de la división por intervalos usando el método *Natural Breaks* del *software* ArcGis de los valores de la intensidad de la reflectividad. Este método identifica los puntos de corte entre clases mediante un algoritmo de optimización. Esta fórmula matemática consiste, básicamente, en la minimización de la suma de la varianza intraclase, es decir, se trata de obtener la máxima homogeneización (mínima dispersión) dentro de cada intervalo (intensidades) y la máxima dispersión entre intervalos (clases).

	Intervalos de intensidad de la reflectividad (dB)	Tamaño medio de grano (mm)	% Grava	% Arena	% Fango
Reflectividad ALTA	Desde -9,4 a -18	entre 3,5 y 1,4	2,4-70,2% 25,4 %	29,3-97,3% 70,4 %	0,0-24,3% 4,3 %
Reflectividad MEDIA	Desde -18 a -24	entre 1,4 y 0,8	0,0-33,4% 5 %	55,7-99,5% 80,9 %	0,0-42,3% 14,1 %
Reflectividad BAJA	Desde -24 a -32,7	entre 0,77 y 0,21	0-12,4% 0,8 %	23,3-95,5% 62,1 %	0,2-76,2% 37 %

Tabla 5.1: Correlación entre la clasificación de la reflectividad y los parámetros sedimentológicos (tamaño medio de grano, valor mínimo y máximo de los porcentajes de grava, arena y fango) en el área de estudio. En negrita se indican los valores medios de los porcentajes de grava, arena y fango.

La correlación entre la intensidad de la reflectividad y el tamaño medio de grano se ha representado en un diagrama de puntos (Fig. 5.3). Para el cálculo del tamaño medio de grano de los sedimentos superficiales se ha utilizado la media aritmética :

$$AM = \sum_{i=1}^n CM * f_i$$

donde AM representa la media aritmética del tamaño de grano de los sedimentos superficiales, n número de clases granulométricas, CM la marca de clase definida como $CM = \frac{L_s + L_i}{2}$ donde L_s y L_i son los límites superior e inferior del intervalo del tamaño de grano respectivamente, y f_i frecuencia relativa de la clase i .

5.2.1. Correlación entre la intensidad de la reflectividad y el tamaño de grano

Se ha obtenido una correlación positiva ($R^2 = 0,63$) entre la intensidad de la reflectividad (BS) y el tamaño medio de grano (AM) (Fig. 5.3). Esta correlación viene definida por la función:

$$BS = 9,73 \ln(AM) - 21,43$$

Basándonos en la correlación reflectividad-tamaño medio de grano ha sido posible caracterizar los patrones de distribución espacial de la intensidad de la reflectividad (alta, media y baja) y los tamaños medios de grano del sedimento asociados a cada una de las clases de reflectividad definidas (Tabla 5.1).

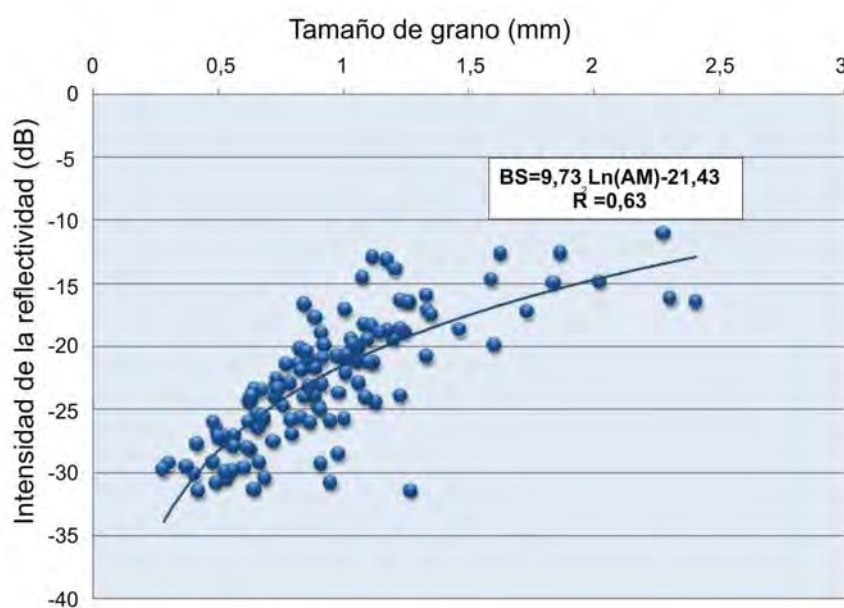


Figura 5.3: Representación de la relación entre la intensidad de la reflectividad (BS) frente al tamaño medio de grano (AM) de las muestras de sedimento superficial.

Las tres clases de reflectividad diferenciadas en la zona de estudio y su correlación con las muestras de sedimento superficial son las siguientes (Fig. 5.4):

a) *Intensidad alta de la reflectividad.* Este intervalo varía entre -9,4 y -18 dB (Tabla 5.1). Estos valores de reflectividad se corresponden con el intervalo de tamaño de grano entre 3,45 mm (grava) y 1,42 mm (arena muy gruesa). Las zonas donde predominan altas reflectividades muestran un fuerte dominio del porcentaje de arena (> 70 %), y menor, pero existentes, contenidos en grava (25 %, Tabla 5.2, Fig. 5.4).

b) *Intensidad media de la reflectividad.* Este intervalo de la reflectividad (-18 a -24 dB) está asociado con tamaños de grano que oscilan entre 1,42 mm (arena muy gruesa) y 0,77 mm (arena gruesa) (Tabla 5.1). Las zonas con intensidades medias presentan sedimentos de tipo arenoso, mezclados con porcentajes variables de grava (< 33 %) y fango (< 42 %) (Tabla 5.1, Fig. 5.4).

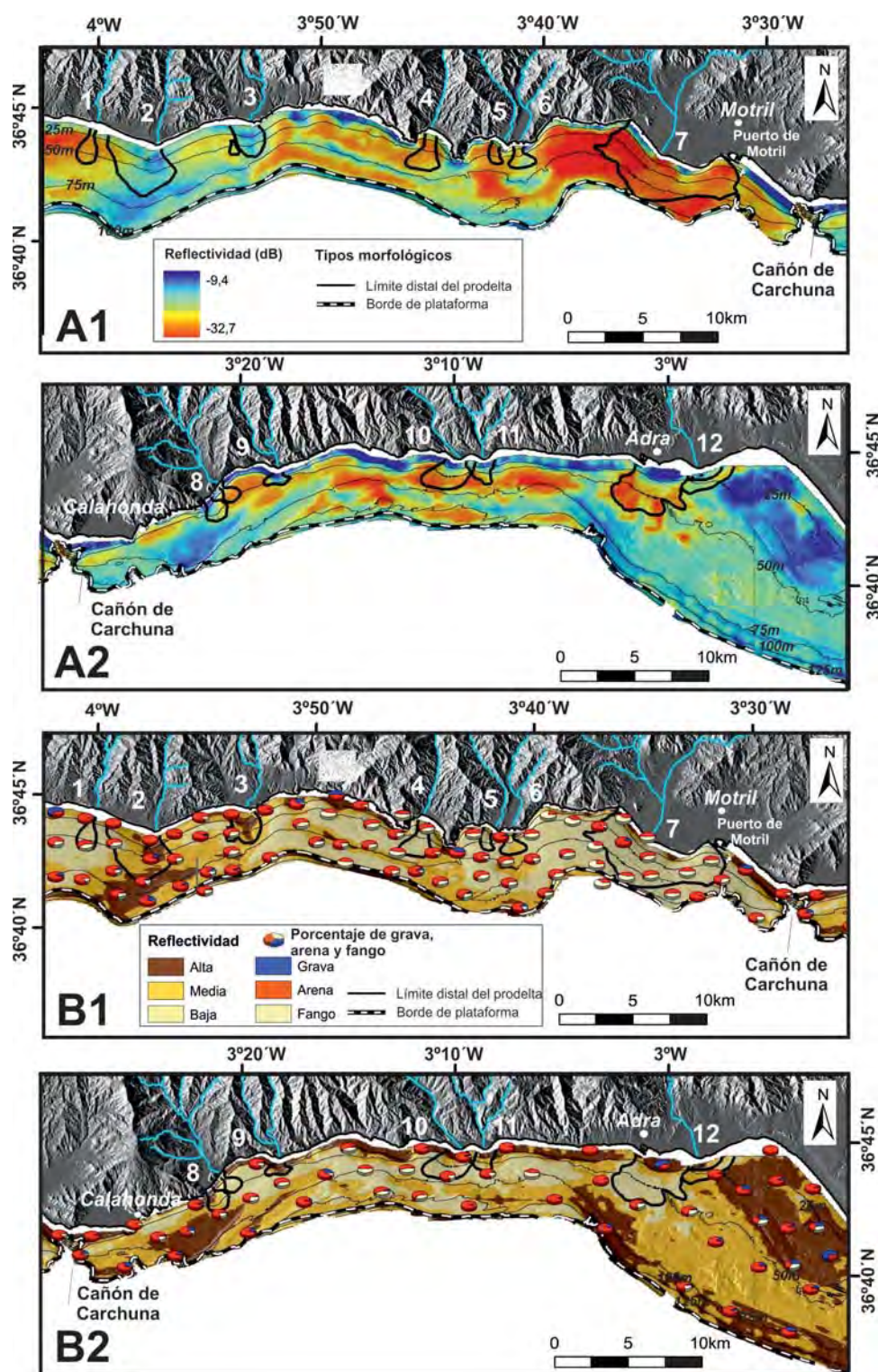


Figura 5.4: Imagen de la intensidad superficial de la reflectividad en el área de estudio: (A1) reflectividad con los datos filtrados en el sector occidental; (A2) reflectividad con los datos filtrados en el sector oriental; B1) reflectividad clasificada en el sector occidental; (B2) reflectividad clasificada en el sector oriental. En los diagramas circulares se representan los porcentajes en grava, arena y fango de las muestras de sedimento superficiales a lo largo de la plataforma continental. Ver localización de los sectores y de los sistemas fluviales en la Figura 5.1.

c) *Intensidad baja de la reflectividad.* La intensidad en este intervalo varía entre los -24 y -32,7 dB y está asociada con un tamaño de grano que oscila entre 0,77 mm (arena gruesa) y 0,21 mm (arena fina) (Tabla 5.1). Se corresponde con los contenidos más altos de fango (localmente por encima del 50 %) y contenidos muy bajos o nulos de grava (Tabla 5.1, Fig. 5.4).

5.2.2. Distribución de la intensidad de la reflectividad en la plataforma

De manera general, se puede indicar que la distribución transversal de la intensidad de la reflectividad en la plataforma pone de manifiesto que las aguas someras (< 25 m) están dominadas por sedimentos con una intensidad media y alta de reflectividad (Fig. 5.4). Por otro lado, la plataforma media, entre 25-75 m de profundidad, presenta principalmente áreas irregulares de reflectividad media y baja. Se observa la existencia de algunas excepciones a la tendencia general como: a) El tramo entre el Río Verde y el Cañón de Carchuna, donde los valores de reflectividad baja se observan en profundidades entre 25 y 75 m y b) la parte oriental de la zona estudiada que muestra valores medios y altos de reflectividad entre 25-75 m de profundidad (Fig. 5.4). A partir de los 75 m de profundidad vuelven a encontrarse, normalmente, valores medios y altos de reflectividad. Sin embargo, algunas áreas distales presentan reflectividades bajas, como en los tramos entre los ríos Chíllar y Jate, entre el Río Seco y el cañón de Carchuna y entre las Ramblas de Haza de Trigo y Huarea (Fig. 5.4).

Respecto a la distribución longitudinal de la intensidad de la reflectividad en la plataforma a continuación se describe dicha distribución para ambos sectores (occidental y oriental) (Fig. 5.4).

5.2.2.1. Sector occidental

Este sector está principalmente caracterizado por valores de la reflectividad medios a bajos, aunque en aguas someras (< 25 m) se alternan lateralmente áreas de reflectividad alta y media. El tramo más significativo de alta reflectividad en aguas someras ocurre entre el Puerto de Motril y el Cañón de Carchuna (Figs. 5.4-A1 y A2).

En aguas profundas (> 25 m) se observa un área de baja reflectividad en la plataforma interna, localizada en el límite más occidental de la zona de estudio. Al este, se advierte una clara disminución de los valores de reflectividad. La plataforma que se encuentra entre los ríos Güi y Chíllar exhibe, principalmente, valores de reflectividad media, con alguna área de reflectividad alta frente al Río Torrox (Fig. 5.4-A1 y A2). El tramo entre los ríos Chíllar y Seco presentan valores de reflectividad media, con dos áreas alargadas y paralelas a la costa de reflectividad baja. Estas áreas se encuentran separadas por una estrecha banda de reflectividad media que se extiende desde el río Chíllar al Jate (Fig. 5.4). El sector de la plataforma entre el Río Seco y el Cañón de Carchuna está cubierto por una extensa área de baja reflectividad (Fig. 5.4-A1 y A2).

5.2.2.2. Sector oriental

El sector oriental presenta, principalmente, valores de reflectividad de media a alta (Fig. 5.4-b1,b2). La mayor parte del infralitoral (< 25 m) presenta una reflectividad alta. El área más extensa de reflectividad alta se localiza al este del Río Adra, cubriendo la plataforma interna hasta los 50 m de profundidad (Fig. 5.4).

En aguas más profundas, en la plataforma media y externa, las áreas con alta reflectividad ocurren frente a la Rambla de Gualchos, entre los 50 y los 75 m de profundidad, y en la parte más oriental de la zona de estudio, a profundidades mayores de 70 m. En el sector de transición entre la Rambla de Gualchos y el Río Adra, hay dos bandas de baja reflectividad con tendencia oeste-este que están rodeadas por valores de reflectividad media; una banda más somera, relativamente continua pero irregular, ocurre a profundidades de 50-75 m, y otra más discontinua situada alrededor de los 100 m de profundidad (Fig. 5.4-B1 y B2).

5.3. Modelos de corrientes y tensión tangencial del fondo

Los resultados provenientes de la simulación numérica (Modelo hidrodinámico 2D) se muestran en el mapa de distribución de las velocidades de la corriente promediadas en profundidad junto con los vectores de dirección de la corriente (Fig. 5.5). A partir de dichas velocidades se han obtenido los mapas de la tensión tangencial del fondo (Fig. 5.6), para dos situaciones extremas en la zona de estudio (predominio de vientos de levante y de poniente). Aunque las velocidades del viento son similares para ambas direcciones de viento, las velocidades de la corriente promediadas en profundidad y la tensión tangencial del fondo son mayores bajo condiciones de levante. Transversalmente, las velocidades de corrientes y la tensión tangencial del fondo máximas se dan hasta los 25 m de profundidad; hacia la cuenca, el borde de plataforma establece un límite neto que marca una disminución significativa de la velocidad de la corriente (Figs. 5.5 y 5.6). Longitudinalmente a la plataforma, los mayores valores de ambas variables ocurren en el sector oriental.

5.3.1. Sector occidental

Las velocidades de la corriente promediadas en profundidad más comunes en el sector occidental son inferiores a 0,1 m/s. Las velocidades máximas ($> 0,2$ m/s) se encuentran, normalmente, a profundidades menores de 25 m. En promedio, las velocidades de la corriente en la plataforma son mayores bajo condiciones dominantes de Levante.

Las máximas velocidades de la corriente en las dos situaciones modelizadas (levante y poniente) ocurren entre los ríos Torrox y Chíllar, con valores mayores de 0,2 m/s en la zona litoral (Fig. 5.5-A1). En condiciones de levante, los sectores de la plataforma entre los ríos Seco y Verde y entre el río Guadalfeo y el Cañón de Carchuna están también

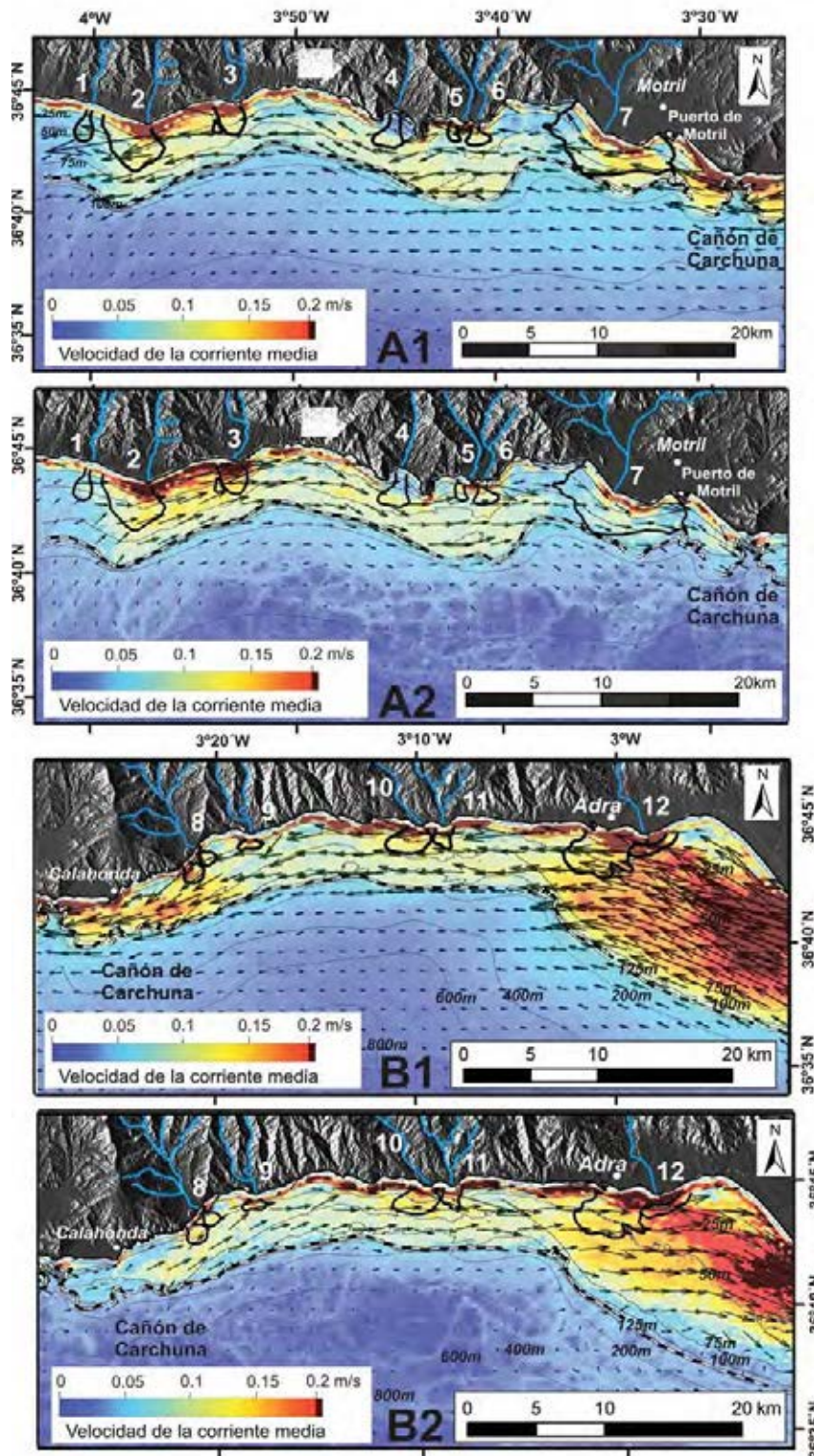


Figura 5.5: Distribución de la dirección y velocidad media de la corriente (m/s) en los sectores occidental y oriental: (A1) bajo condiciones de vientos de levante en el sector occidental; (A2) bajo condiciones de vientos de poniente en el sector occidental; (B1) bajo condiciones de vientos de levante en el sector oriental; (B2) bajo condiciones de vientos de poniente en el sector oriental. Ver localización de los sectores y de los sistemas fluviales en la Figura 5.1.

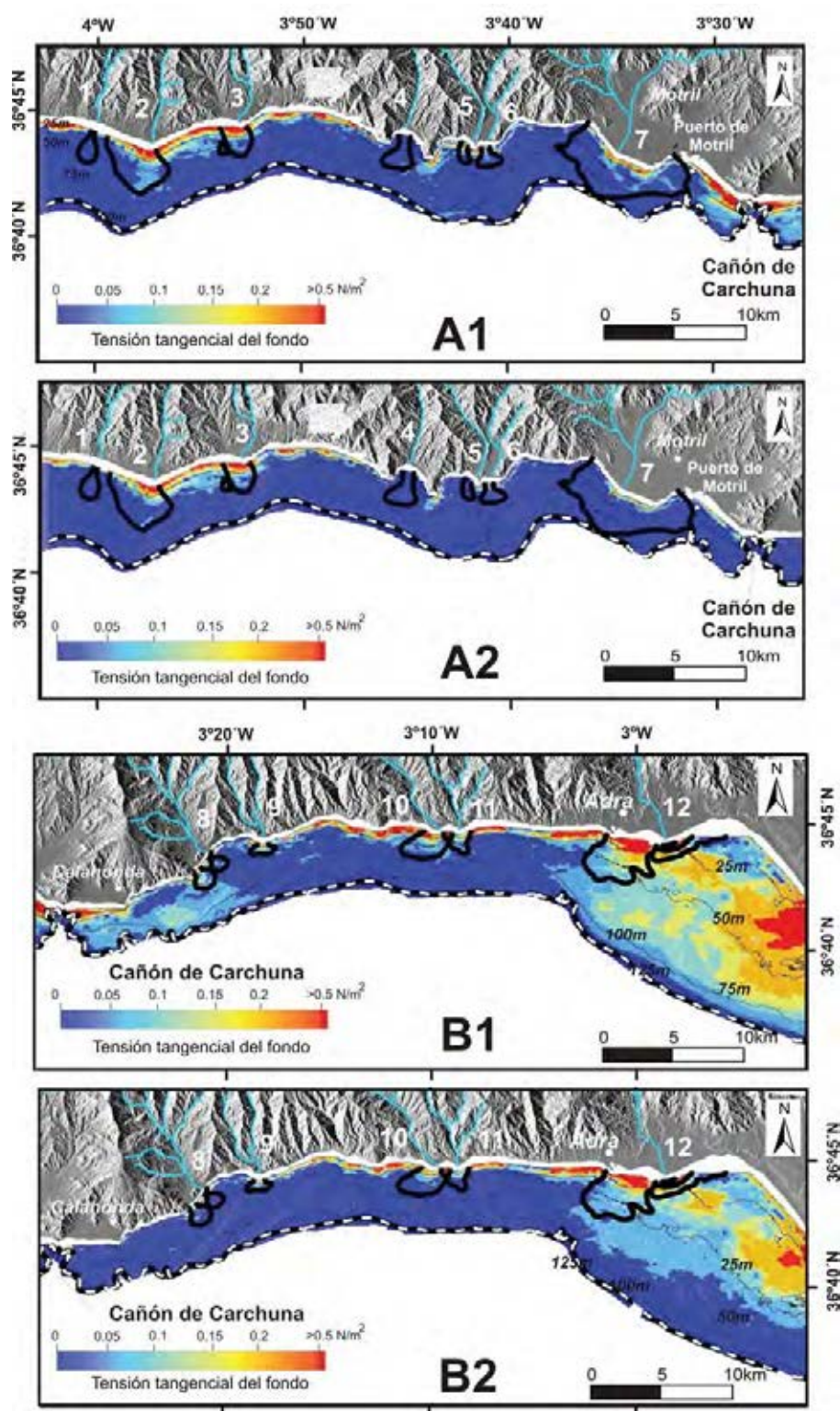


Figura 5.6: Distribución de la tensión tangencial del fondo (N/m^2) en los sectores occidental y oriental durante diferentes condiciones de viento: (A1) bajo condiciones de vientos de levante en el sector occidental; (A2) bajo condiciones de vientos de poniente en el sector occidental; (B1) bajo condiciones de vientos de levante en el sector oriental; (B2) bajo condiciones de vientos de poniente en el sector oriental. Ver localización de los sectores y de los sistemas fluviales en la Figura 5.1.

afectados por valores de la velocidad de la corriente relativamente altos (por encima de 0,1 m/s) (Fig. 5.5-A1). Durante condiciones de levante/poniente, los valores mínimos de la velocidad se dan en la parte más occidental de la zona de estudio ($< 0,03$ m/s) y en el sector de la plataforma entre los ríos Verde y Guadalfeo (Fig. 5.5-A2).

La tensión tangencial del fondo tiene un patrón similar al de la velocidad de la corriente promediada (Figs. 5.6-A1 y A2). Los máximos valores ($0,2$ N/m²) ocurren en las zonas infralitorales (< 25 m) entre los ríos Torrox y Chillar con independencia del viento dominante (Figs. 5.6-A1 y A2). Valores altos también se observan entre el puerto de Motril y el Cañón de Carchuna bajo condiciones de vientos de levante (Fig. 5.6-A1).

5.3.2. Sector oriental

En el sector oriental, las corrientes en la plataforma muestran diferentes comportamientos longitudinalmente. La plataforma entre el Cañón de Carchuna y la Rambla de Haza de Trigo está particularmente afectada por las corrientes cuando soplan los vientos de levante, ya que dichas corrientes fluyen hacia el oeste con velocidades mayores de 0,15 m/s, e incluso mayores de 0,2 m/s en la zona cercana a la costa (Fig. 5.5-B1). En condiciones de poniente, las corrientes son más débiles en la plataforma, con flujos hacia el noreste alcanzando escasamente los 0,1 m/s (Fig. 5.5-B2).

La plataforma localizada frente a la Rambla de Haza de Trigo hasta al oeste del Río Adra muestra las condiciones de la corriente menos energéticas del sector oriental. Aquí, las velocidades máximas de la corriente (por encima de 0,2 m/s) ocurren a profundidades menores de 25 m. El resto de la plataforma muestra velocidades de corriente mucho menores (alrededor de 0,1 m/s), con direcciones alternantes de acuerdo con los vientos predominantes (Figs. 5.5-B1 y B2).

La parte más oriental de este sector, presenta las condiciones más energéticas de la zona de estudio, ya que la mayoría de la plataforma en esta parte está afectada por velocidades de la corriente alrededor de 0,2 m/s durante el predominio tanto de vientos de poniente como de levante (Figs. 5.5-B1 y B2). Durante las condiciones de levante, los valores de velocidad cercanos a 0,2 m/s se pueden encontrar hasta el borde de la plataforma (Fig. 5.5-B1). Durante el predominio de los vientos de poniente, las velocidades de la corrientes son ligeramente menos intensas, con valores máximos próximos a 0,2 m/s en la plataforma interna, alcanzándose valores por debajo de 0,15 m/s en la plataforma externa (Fig. 5.5-B2).

La distribución de la tensión tangencial del fondo en el sector oriental revela condiciones más energéticas afectando a áreas más profundas durante condiciones de viento de levante dominantes (Fig. 5.6-B1). Los máximos valores ($> 0,2$ N m⁻²) ocurren a profundidades menores de 25 m. Longitudinalmente a la plataforma, los mayores valores de la tensión tangencial del fondo se encuentran entre el Cañón de Carchuna y la Rambla de Gualchos por un lado, y por otro desde el este de la Rambla de Huarea hasta el límite más oriental de la zona de estudio (Figs. 5.6-A1 y B1).

5.3.3. Perfil transversal de los prodeltas

Se ha realizado un análisis del patrón de la velocidad media de la corriente y de la tensión tangencial en el fondo a lo largo del perfil transversal de los prodeltas estudiados. Este análisis se ha llevado a cabo para observar la influencia de estas dos variables sobre los diferentes dominios prodeltaicos, así como sobre los distintos tipos morfológicos menores que se desarrollan sobre los mismos. Para ello, se ha trazado un perfil transversal frente a la desembocadura de los ríos y ramblas cuya longitud se ha extendido hasta el límite distal de los mismos. En este perfil trazado, se ha representado conjuntamente el perfil batimétrico real del prodelta (obtenido con ecosonda multihaz en las diferentes campañas oceanográficas) y el perfil suavizado del mismo (ver metodología página 74) con el fin de eliminar morfologías menores y caracterizar la morfología de primer orden del prodelta para poder delimitar mejor sus dominios prodeltaicos (*topset*, *foreset* y *bottomset*).

Por otro lado, se ha representado la velocidad de la corriente promediada en profundidad a partir de resultados provenientes de la simulación numérica (Modelo hidrodinámico 2D), así como la tensión tangencial en el fondo obtenida a partir de los datos de velocidad media de la corriente (Figs. 5.7 y 5.8). Como se ha indicado anteriormente, las velocidades del viento son similares para ambas direcciones de viento (levante y poniente) y se ha observado que las velocidades de la corriente promediadas en profundidad y la tensión tangencial del fondo son mayores bajo condiciones de levante y máximas hasta los 25 m de profundidad (Figs. 5.5 y 5.6) siendo la tendencia la misma para ambas condiciones de viento. Por ello, en las Figuras 5.7 y 5.8 se ha representado únicamente las condiciones de levante.

Tras la observación de los resultados se aprecia que la velocidad media de la corriente, así como la tensión tangencial en el fondo disminuyen hacia el mar a partir del límite *foreset-bottomset* o próximo a este (Figs. 5.7, 5.8). Se advierten velocidades mínimas de 0,07 m/s que se dan en el prodelta del Río Güü (Fig. 5.7-A) hasta velocidades máximas de 0,6 m/s como es el caso del prodelta del Río Torrox (Fig. 5.7-B).

Por otro lado, la tensión tangencial del fondo muestra una disminución de valores que van desde un donde apenas existe tensión tangencial en los prodeltas del Río Chillar (Fig. 5.7-C) y de la Rambla de Haza de Trigo (Fig. 5.8-j) hasta alcanzar en algunos casos valores de hasta 3 N/m², como sucede en el prodelta del Río Torrox (Fig. 5.7-B). Esta disminución descrita a partir o próxima al límite *foreset-bottomset* (F-B) sucede de manera diferente en el prodelta de la Rambla de Haza de Trigo donde la disminución comienza a partir del límite distal (Fig. 5.8-J).

El mayor decremento de la velocidad media de la corriente y de la tensión tangencial del fondo se da en el prodelta occidental del Río Adra (Fig. 5.8-M), con una diferencia de velocidades de 0,25 m/s y de tensión tangencial del fondo de 0,3 N/m² a partir del límite F-B. Contrariamente, la menor diferencia de estos valores sucede en el prodelta del Río Güü (Fig. 5.7-A), con tan solo un aumento de velocidad media de la corriente de 0,05 m/s y de la tensión tangencial del fondo de 0,14 N/m².

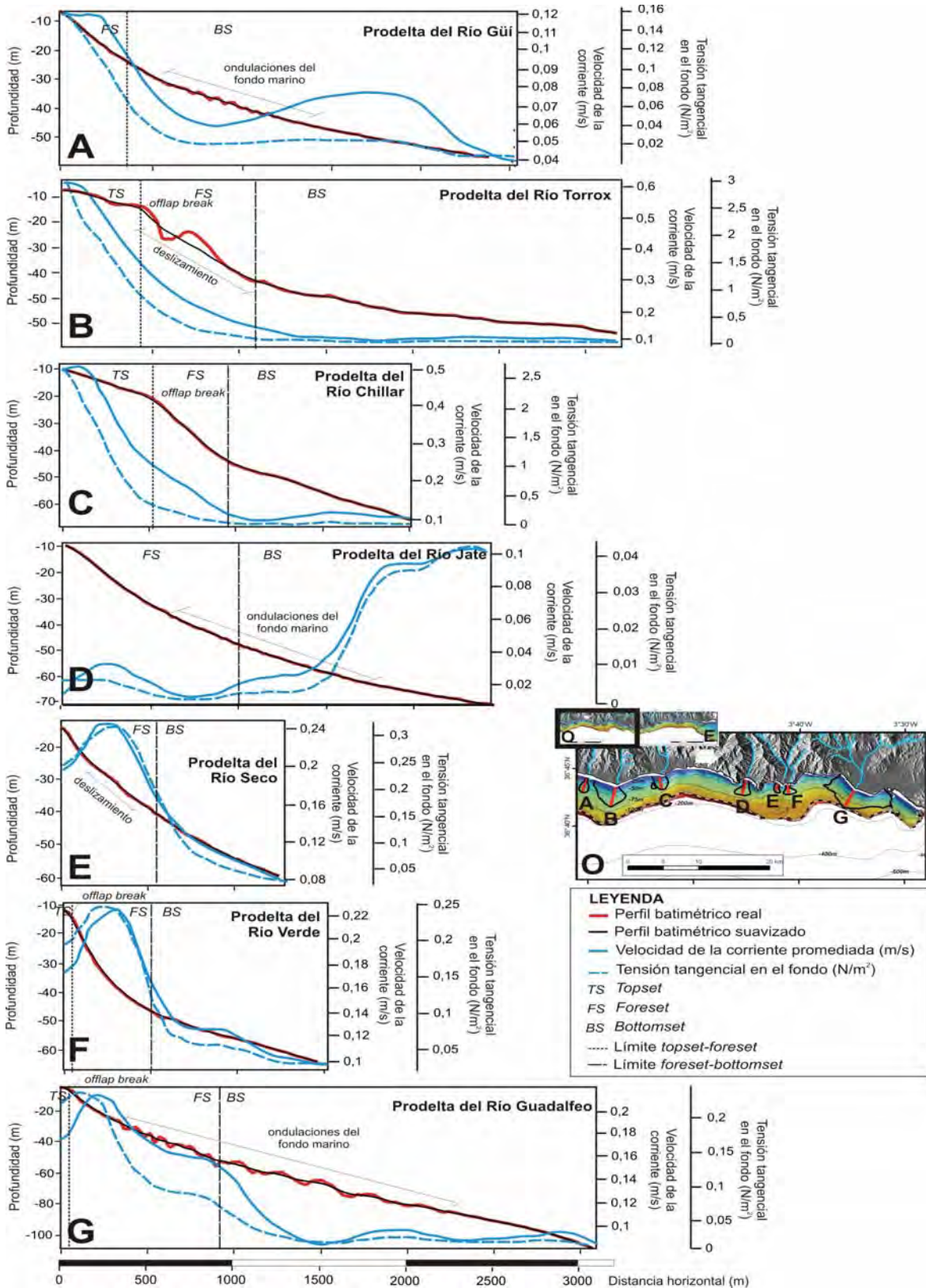


Figura 5.7: Distribución de la velocidad media de la corriente (m/s) y de la tensión tangencial en el fondo (N/m^2) a lo largo del perfil transversal de los prodeltas del sector occidental. Se muestra el perfil batimétrico real y el suavizado.

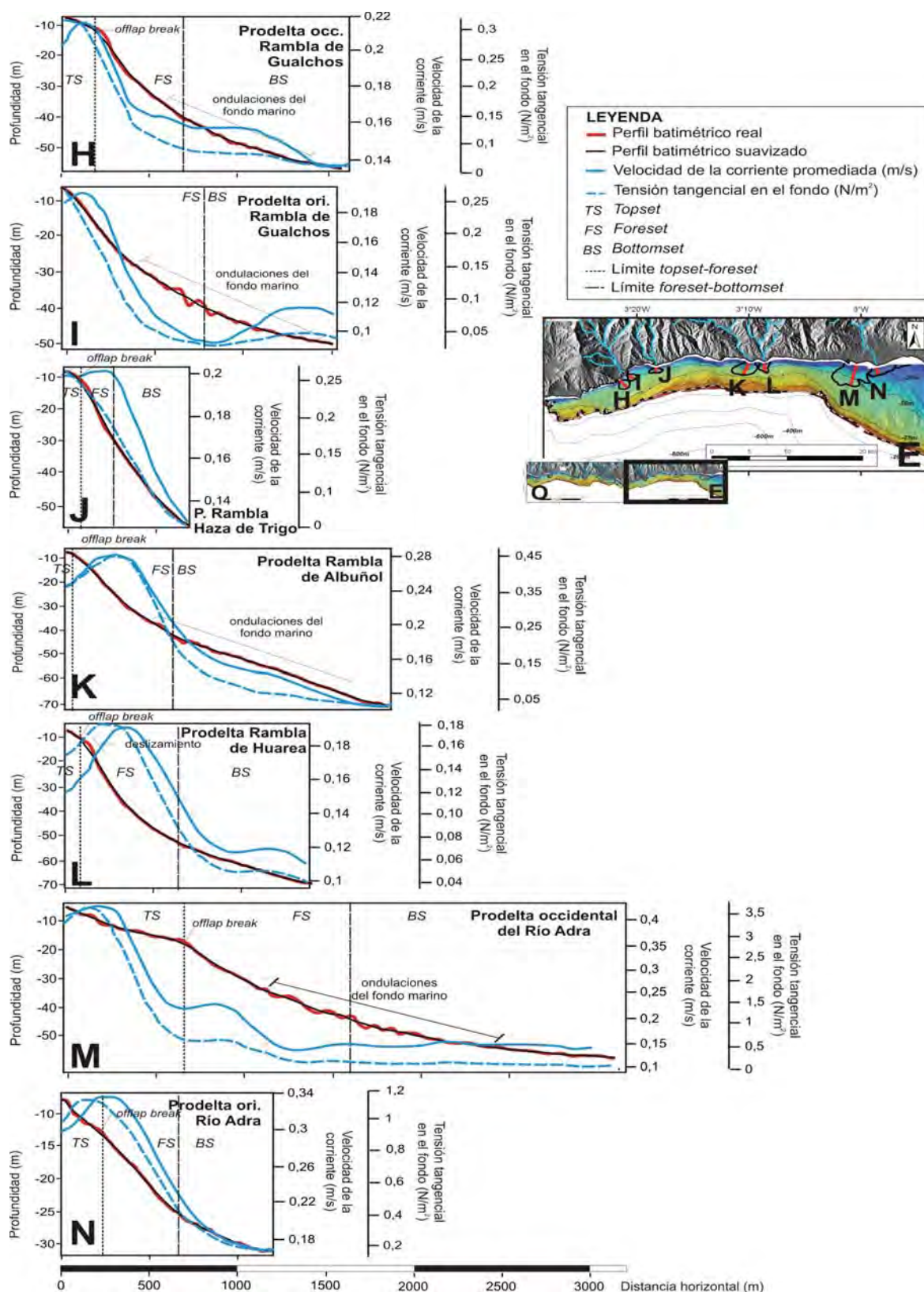


Figura 5.8: Distribución de la velocidad media de la corriente (m/s) y de la tensión tangencial en el fondo (N/m^2) a lo largo del perfil transversal de los prodeltas del sector oriental. Se muestra el perfil batimétrico real y el suavizado.

Existe una clara excepción a la disminución hacia el mar de la velocidad de la corriente y de la tensión tangencial en el fondo a partir del límite F-B. Esta excepción se observa en el prodelta del Río Jate (Fig. 5.7-D) donde la disminución ocurre opuestamente al resto, es decir, hacia costa. Se aprecia que a partir de dicho límite ambas variables disminuyen hacia costa con un descenso de los valores de velocidad de 0,08 m/s y de la tensión tangencial del fondo de 0,04 N/m². Hay que indicar que parece que las ondulaciones del fondo marino que se desarrollan sobre el prodelta del Río Jate se extienden en las zonas de velocidades mínimas, acabando justo cuando la influencia de la velocidad de la corriente es mayor. Esto sucede también con los surcos erosivos que se observan en dicho prodelta, que no han sido cartografiados en esta figura por tener la misma dirección de los perfiles.

Se contempla también en algunos casos una disminución de la velocidad de la corriente y, en menor medida, de la tensión tangencial en el fondo en la zona más proximal del prodelta, como es el caso de los prodeltas de los ríos Güí, Chíllar y Seco (Figs. 5.7-B,C y E) donde las velocidades no disminuyen por debajo de los 0,25 m/s y el prodelta de la Rambla de Huarea (Fig. 5.8-L) en el que la velocidad disminuye en zonas próximas a la costa de 0,2 a 0,14 m/s.

Capítulo 6

El sistema deltaico del Río Adra

En el presente capítulo se muestra un estudio detallado del sistema deltaico del Río Adra, comenzando por un análisis morfosedimentario y estratigráfico del sistema prodeltaico a partir de datos de batimetría y reflectividad obtenidos con ecosonda multihaz, muestras de sedimento superficial (draga *Shipek* y *Box Corer*) y sísmica de alta resolución (*Geopulse*). Asimismo, se expone el patrón de corrientes característico en el área del sistema prodeltaico del Adra y zonas adyacentes a partir del modelo hidrodinámico 2D. Por último, se realiza una descripción de la evolución reciente de la línea de costa y de los depósitos deltaicos del Río Adra usando mapas históricos y fotografías aéreas basándose en el artículo de Jabaloy *et al.* (2008) y, por otro lado, la estimación de la tendencia del cambio volumétrico en el sistema prodeltaico durante un largo periodo de 137 años (1876-2009) y durante un corto periodo más reciente (2002-2009), así como el cambio batimétrico en este último periodo de 7 años.

6.1. Morfología submarina del sistema prodeltaico

La interpretación de la batimetría submarina en las zonas sumergidas del sistema deltaico del Río Adra indica la existencia de un sistema prodeltaico asociado a la historia del sistema fluvial (Fig. 6.1). Esta interpretación ha permitido distinguir dos lóbulos prodeltaicos principales, a los cuales se les ha denominado: a) *Lóbulo Occidental*, con un área de 14,48 km² y b) *Lóbulo Oriental*, con una extensión de, aproximadamente, 7,5 km² (Fig. 6.2).

6.1.1. Lóbulo occidental del sistema prodeltaico del Río Adra

Este lóbulo prodeltaico se localiza frente a la antigua desembocadura natural del Río Adra y se extiende más de 3 km aguas afuera de la línea de costa (extensión máxima de 4,1 km) hasta una profundidad máxima de 60 m aproximadamente (Figs. 6.1 y 6.2). Presenta una extensión lateral media de 3,45 km. La orientación de su lóbulo central hacia el este y frente a la ciudad de Adra, parece estar controlado por la presencia de varias dorsales de arena (Fig. 6.2). La zona proximal (*topset*), con una inclinación

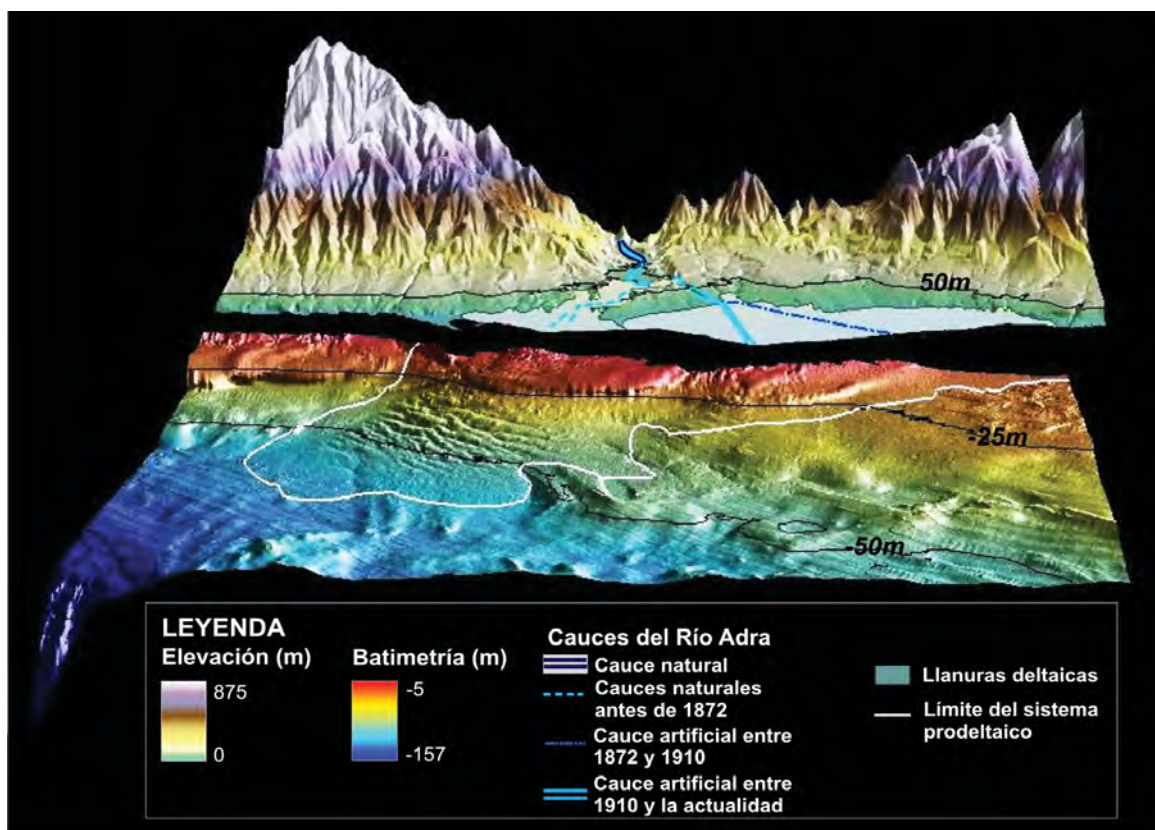


Figura 6.1: Bloque 3D de la llanura deltaica y prodelta del Río Adra.

inferior a $0,5^\circ$, muestra una disposición arqueada, extendiéndose algo más de 1 km con respecto a la línea de costa (Figs. 6.2 y 6.3). La ruptura de pendiente u *offlap break* tiene lugar a profundidades máximas de 18 m. En el *foreset* las pendientes son muy variables pero los valores más comunes están entre 1° y 3° , aunque puede alcanzar valores de hasta 5° en la parte occidental, y superiores a 20° en la parte oriental. Aguas afuera, en el *bottomset*, las pendientes son mayoritariamente menores de $0,5^\circ$ (Fig. 6.3-Perfil A). La extensión máxima de esta zona distal es de, aproximadamente, 2 km en una dirección SO .

6.1.2. Lóbulo oriental del sistema prodeltaico del Río Adra

Este lóbulo prodeltaico se desarrolla frente a la desembocadura actual del Río Adra y está formado por la superposición de tres cuerpos o cuñas sedimentarias con *offlap breaks* bien definidos (Figs. 6.2 y 6.3-Perfil B). De muro a techo, las características principales de las cuñas son:

Cuña 1: La primera de las cuñas alcanza extensiones máximas de más de 2 km con respecto a la línea de costa actual. Ésta es la más antigua y desarrollada, con una zona proximal de baja inclinación (*topset*) que se extiende hasta una distancia máxima de 800 m con respecto a la desembocadura actual. En planta, presenta una forma elongada y su *offlap break* se muestra paralelo tanto a la línea de costa

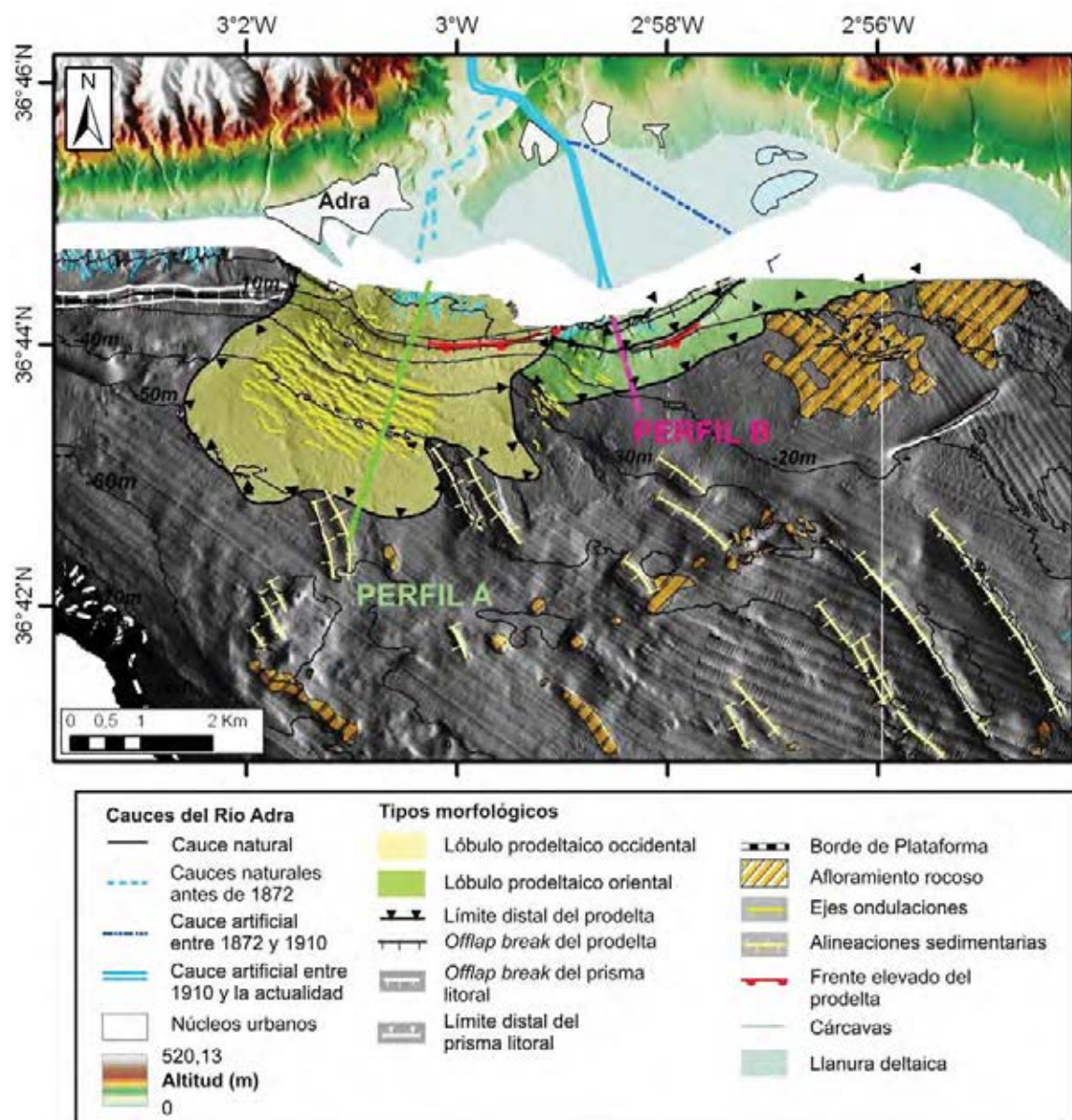


Figura 6.2: Principales rasgos morfológicos del delta del Río Adra y zonas adyacentes.

como a la cuña sedimentaria más reciente (Fig. 6.2). La profundidad de su *offlap break* aumenta de este a oeste, excepto en la parte central que está a unos 20 m de profundidad. El *foreset* tiene pendientes $> 2^\circ$ disminuyendo hacia el *bottomset* donde las pendientes son generalmente $< 1^\circ$. Su límite distal sigue la tendencia de la línea de costa actual, encontrándose a una distancia de ésta de 1,45-1,75 km (Fig. 6.2).

Cuña 2: La segunda cuña prodeltaica, presenta un desarrollo menor que la anterior, ya que se extiende hasta aproximadamente 1 km desde la línea de costa (Figs. 6.1 y 6.2). Se desarrolla lateralmente hacia el este de la desembocadura actual. Su superficie superior presenta una inclinación elevada, con gradientes de pendiente que pueden superar los 2° , hasta una brusca ruptura de pendiente a menos de

1 km de la línea de costa en la parte más occidental. La ruptura de pendiente u *offlap break* se localiza a profundidades variables de 15-20 m (Fig. 6.3-Perfil B) y tiene una orientación principal NE-SO, paralela a la línea de costa excepto en la parte más occidental donde su dirección es NO-SE. El *foreset* tiene una extensión mínima de 50 m coincidiendo con los máximos gradientes de pendiente ($< 7^\circ$). Hacia el NE, el perfil del *foreset* se hace más suave, aunque el gradiente de pendiente se mantiene por encima de 1° . El *bottomset* muestra una extensión media de 150 m (Fig. 6.2).

Cuña 3: La tercera de las cuñas prodeltaicas, y la más reciente de las tres, se desarrolla en la zona más proximal frente a la desembocadura actual del Río Adra, sobre el *topset* de la cuña intermedia (Cuña 2) (Figs. 6.2 y 6.3-Perfil B). Su extensión con respecto a la línea de costa actual no supera los 600 m. El *topset* no se ha podido cartografiar al completo, únicamente la parte más occidental del mismo encontrándose a una distancia a la costa de no más de 450 m (Fig. 6.2). Sus pendientes localmente pueden presentar valores que rondan los 3° .

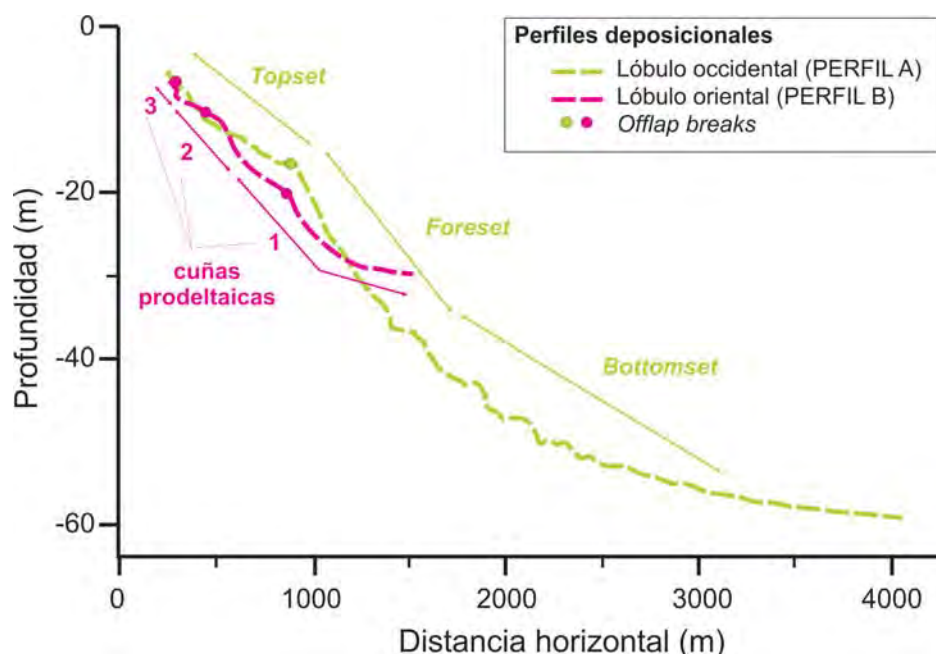


Figura 6.3: Perfiles batimétricos transversales de los lóbulos sedimentarios que comprende el sistema prodeltaico del Río Adra. Ver localización en la Figura 6.2.

6.1.3. Campos de ondulaciones sobre los lóbulos prodeltaicos del Río Adra

Existen dos campos de ondulaciones desarrollados sobre los dos lóbulos que componen el sistema prodeltaico, siendo el rasgo morfológico más significativo en el lóbulo occidental (Fig. 6.2). Aunque estos campos de ondulaciones se han descritos de manera general en el Capítulo 3, ahora se describen en mayor detalle.

En el lóbulo occidental, las ondulaciones se desarrollan frente al antiguo cauce natural (antes del año 1872) ocupando un área de 4,4 km². En el lóbulo oriental se localizan asociadas al cauce actual (posterior al año 1910), abarcando un área de 0,7 km². En ambos campos las ondulaciones se encuentran a partir del *offlap break* hasta la isóbata de los 55 m en el lóbulo occidental y hasta la de los 40 m en el oriental (Fig. 6.2).

Respecto a los parámetros morfométricos, el análisis de los histogramas de frecuencia nos indica que: a) El mayor porcentaje de las ondulaciones presentan una longitud lateral entre los 100-250 m, b) Las pendientes se agrupan en dos intervalos: 0°-0,5° y 0,5°-1°, c) La longitud de onda varía entre los 20-244 m, d) Las alturas de las ondulaciones se concentran, mayoritariamente, en un rango de 0,5-1 m, e) El 75 % de las ondulaciones tienen un índice de simetría entre 1 y 2 y f) Tienen un índice de forma (L/H) entre 100-250 (Fig. 6.4).

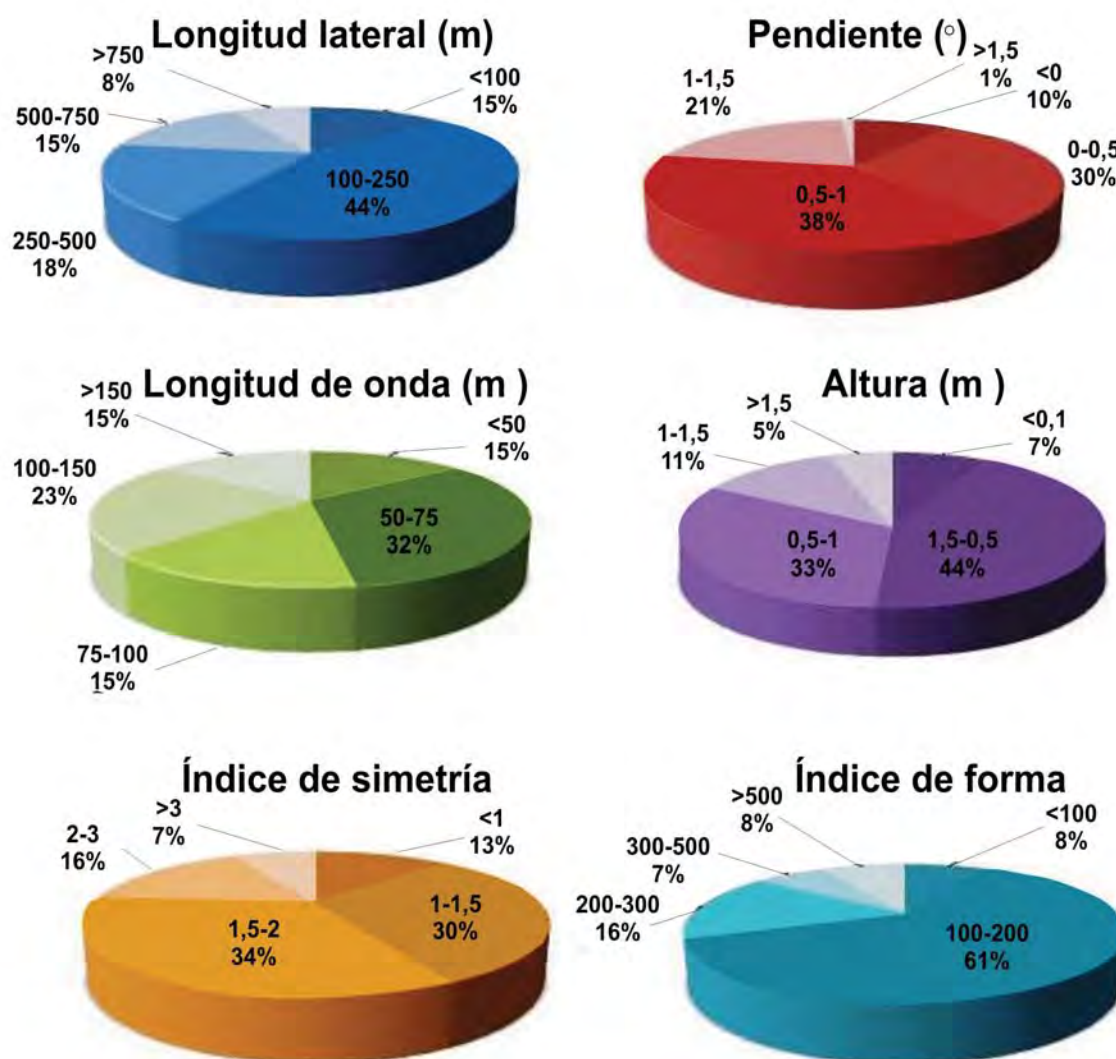


Figura 6.4: Porcentaje de cada uno de los parámetros morfométricos del total de las ondulaciones desarrolladas sobre los lóbulos prodeltaicos del Río Adra.

Analizando la distribución espacial de los parámetros morfométricos, se observa una clara relación entre el desarrollo de los campos de ondulaciones y la posición de las desembocaduras (antigua y actual). En ambos campos, las ondulaciones presentan la mayoría de sus ejes paralelos a las líneas batimétricas (Fig. 6.2). Las mayores longitudes laterales se encuentran en el campo occidental. Se observa una disminución de la pendiente a medida que aumentamos la profundidad. Las pendientes negativas identifican ondas sobreimpuestas en los flancos proximales de ondas de dimensiones mayores. Los valores de longitud de onda se distribuyen de forma heterogénea a lo largo de todo el área de estudio, encontrándose los valores más elevados al este del campo occidental y a partir de los 40 m de profundidad. Las ondas de mayor altura se encuentran cerca de la desembocadura del cauce antiguo. Por el contrario, las ondulaciones con mayor índice de asimetría se distribuyen alejadas de la desembocadura. Finalmente, las ondulaciones con valores bajos de índice de forma se encuentran a 45 m de profundidad en el campo occidental y a 30 m en el oriental, encontrándose las más achatadas mar adentro.

6.2. Caracterización sedimentológica y geoquímica de los sedimentos superficiales

En este apartado se muestran los resultados del análisis de la caracterización sedimentológica y geoquímica de los sedimentos superficiales del sistema prodeltaico del Río Adra (lóbulo oriental y occidental) y áreas adyacentes de la plataforma continental, las cuales se indican en la descripción como sector oriental y occidental.

6.2.1. Distribución granulométrica

A partir del análisis granulométrico de los sedimentos superficiales, se observa que todas las muestras presentan un alto contenido en la fracción arena, con un valor medio del 61 %. Los porcentajes más bajos de contenido en arena (entre 5-20 %) se encuentran en el *bottomset* del lóbulo occidental del sistema prodeltaico, mientras que los mayores porcentajes (entre 80-95 %) se localizan, generalmente, por encima de los 25 m de profundidad y a lo largo del lóbulo oriental (Fig. 6.5-B).

El fango, la segunda clase granulométrica con mayor porcentaje en peso, muestra valores muy dispares que varían entre el 2 % y el 97 %, siendo el valor medio del 29 % (Fig. 6.5-C). Los mayores porcentajes en fango (70-97 %) están en el *bottomset* del lóbulo prodeltaico frente al cauce natural del río. Sin embargo, por encima de los 25 m de profundidad, y en la mayoría del sector oriental de la plataforma continental, el contenido en fango no supera el 15 % en peso (Fig. 6.5-C). Si diferenciamos el contenido en limo y arcilla, observamos que el porcentaje en limo de los sedimentos varía en un rango entre el 73 % y el 1 %, siendo su valor medio del 20 %. Los mayores porcentajes en limo se encuentran en los sedimentos que recubren el *bottomset* del lóbulo occidental (Fig. 6.6-A). El contenido en arcilla de los sedimentos presenta el mismo

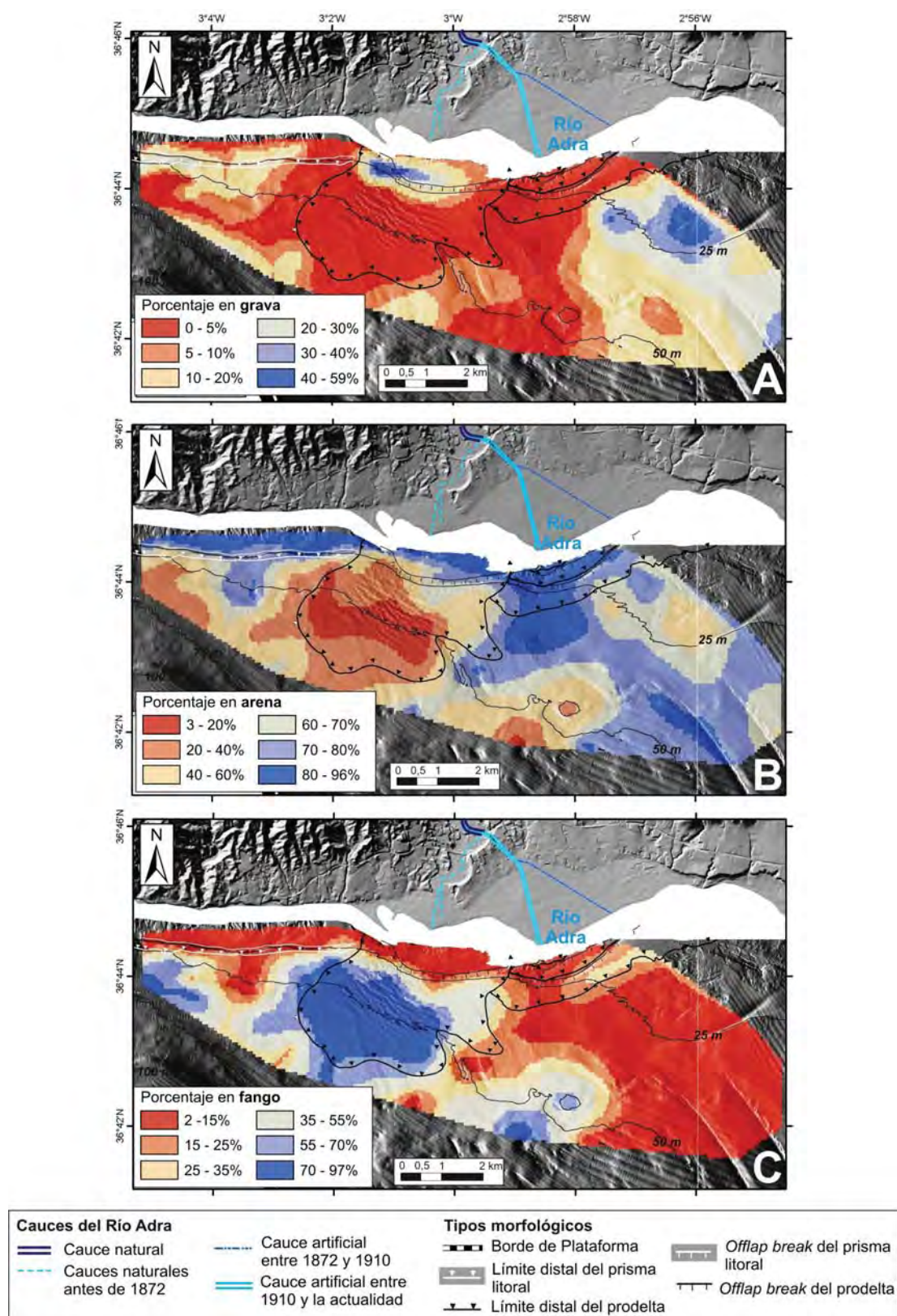


Figura 6.5: Distribución superficial del contenido en grava (A), arena (B) y fango (C) de los sedimentos en el sistema prodeltaico del Río Adra y zonas adyacentes.

patrón de distribución (Fig. 6.6-B), aunque en áreas más restringidas, con porcentajes comprendidos entre 1-30 % y con con valor medio de tan sólo el 8 %.

La fracción grava es la menos representada en el área estudiada, observándose que el sector más oriental de la plataforma continental, se encuentra cubierto por los mayores porcentajes de esta fracción (20-58 %) (Fig. 6.5-A). El *topset* y parte del *foreset* del lóbulo occidental muestran también valores altos de contenido en grava (> 30 %), pero a medida que avanzamos hacia el mar el contenido en grava disminuye, aumentado cerca del límite distal del prodelta (Fig. 6.5-A). El lóbulo oriental no muestra valores de contenido en grava superiores al 5 % (Fig. 6.5-A).

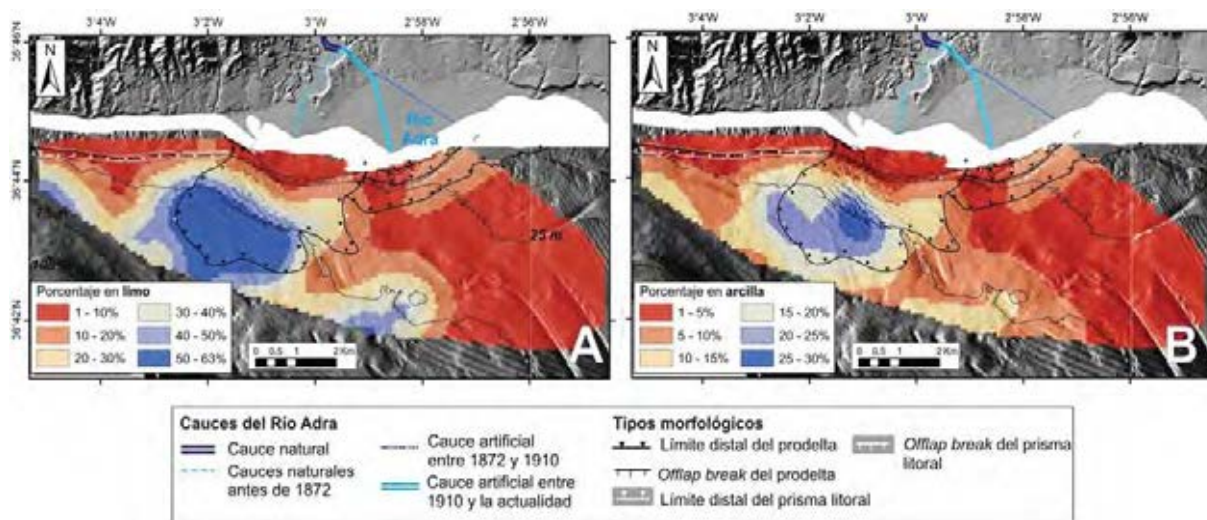


Figura 6.6: Cartografías del contenido en limo (A) y arcilla (D) de los sedimentos superficiales en el sistema prodeltaico del Río Adra y zonas adyacentes. Se muestran las modificaciones que ha sufrido el cauce del río.

Según el porcentaje en peso de las fracciones granulométricas analizadas, se pueden establecer 4 grupos texturales de sedimentos que representarían aproximadamente el 80 % del total, como se observa en la Figura 6.7 mediante el diagrama textural de Folk. La arena fango-gravosa es la más común, seguida de la arena fangosa, fango arenoso y arena gravosa. El 20 % restante está compuesto por sedimentos de tipo arena y grava arenosa, y puntualmente grava areno-fangosa, fango gravoso y fango (Fig. 6.7).

Respecto a la distribución espacial de los tipos de sedimento en el sistema prodeltaico, se observa que la parte más somera del lóbulo oriental (hasta los 25 m de profundidad) está compuesta mayoritariamente por sedimentos de tipo arenoso, en transición a areno-fangoso, hacia mar adentro (Fig. 6.7-B). Por otro lado, el dominio prodeltaico del *topset* del lóbulo occidental está constituido por sedimentos con mayor proporción en grava (grava arenosa), disminuyendo esta proporción en el *foreset*, donde los sedimentos son de tipo areno-gravoso. En el *bottomset* de dicho lóbulo, aumenta el porcentaje en la fracción fango de los sedimentos, observándose depósitos de tipo fango-arenoso y areno-fangoso (Fig. 6.7-B).

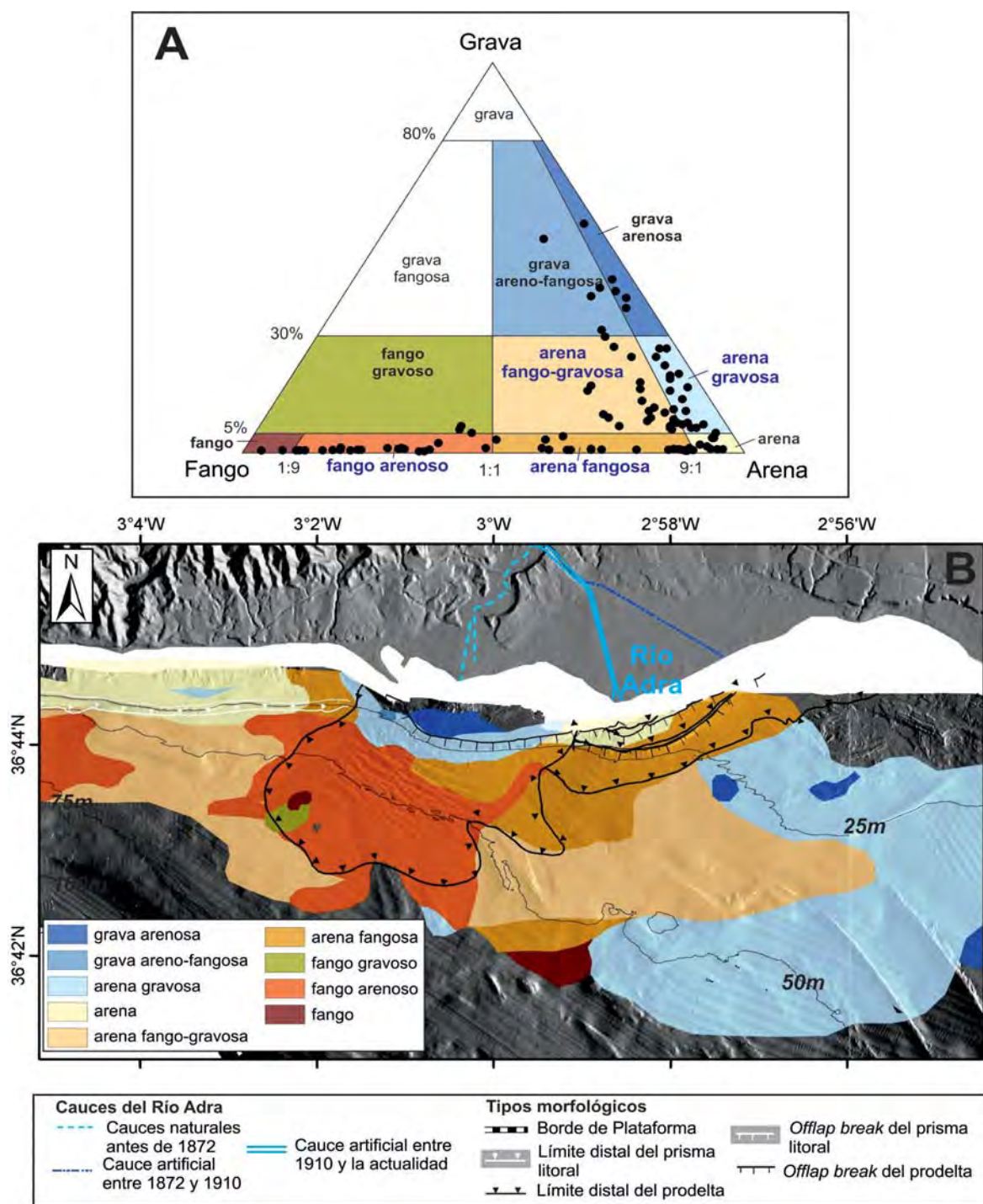


Figura 6.7: A. Diagrama textural de Folk (1954, 1957) donde se representan las muestras de sedimento en el sistema prodeltaico del Río Adra y áreas adyacentes. B. Mapa textural del sedimento en las áreas citadas anteriormente. Véase leyenda de color en el Diagrama de Folk.

Asimismo, la disposición de los sedimentos en las áreas adyacentes al sistema prodeltaico está caracterizada, de manera general, por un aumento del porcentaje de la fracción grava en el sector oriental, con predominio de arena gravosa (Fig. 6.7-B). Por otro lado, en el sector occidental, se observa la existencia de sedimentos con mayores porcentajes en la fracción fango, tipo arena fango-gravosa y fango arenoso (Fig. 6.7-B).

Según los resultados obtenidos tras el cálculo de los parámetros granulométricos propuestos por Folk y Ward (1957), la zona estudiada está caracterizada por unos valores del tamaño medio de grano muy variables, que oscilan entre $7,34\phi$ y -2ϕ (desde grava hasta limo muy fino) (Fig. 6.8-A). El valor medio de este parámetro, para todas las muestras, se encuentra en el rango de la arena fina ($2,44\phi$). Se observa claramente el aumento del tamaño medio de grano de oeste a este, y en el *topset* del lóbulo occidental. Los tamaños más finos se encuentran mayoritariamente en el *bottomset* del lóbulo prodeltaico occidental variando desde limo medio hasta muy fino. El lóbulo oriental presenta valores intermedios de tamaño de grano que van desde la arena fina a muy fina.

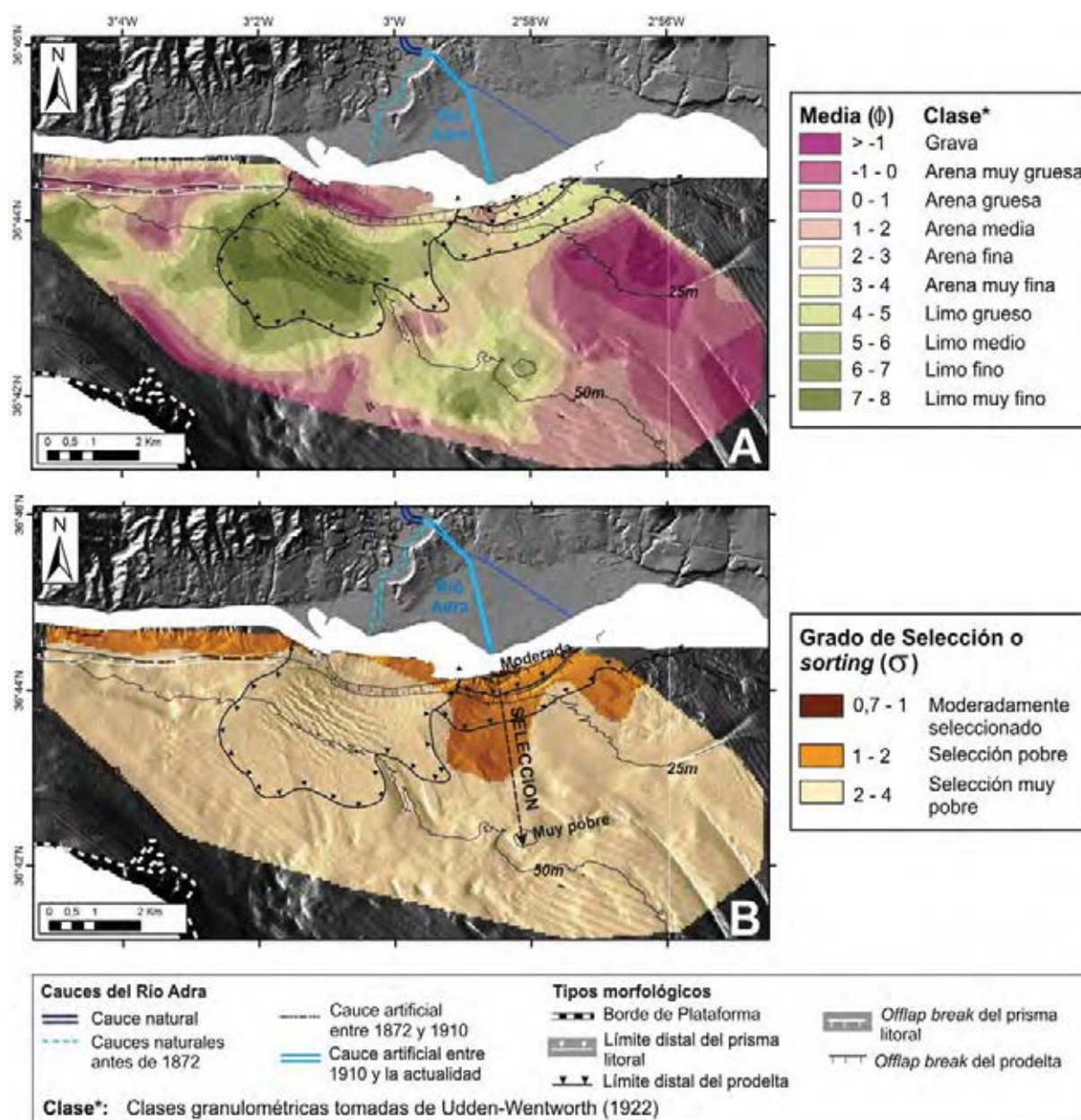


Figura 6.8: A. Mapa de distribución de los valores de tamaño medio de grano. B. Mapa de distribución de los valores del grado de selección o *sorting*. Se muestran las modificaciones del cauce del río.

la que dominan los procesos de transporte y depósito de alta energía relacionados con las corrientes de turbidez. En relación a la situación de las muestras respecto a los campos de sedimento (campos A-D), su distribución en variable y varía en función de la mayor o menor proximidad a la fuente que suministra el material arenoso.

En el diagrama utilizado se han diferenciado las muestras obtenidas en los dos lóbulos que forman el sistema prodeltaico y las ubicadas en las áreas adyacentes de la plataforma continental (Fig. 6.9). Se observa que las muestras localizadas en los prodeltas y que se sitúan más cerca del vértice de la arena (Fig. 6.9) se corresponden con las muestras obtenidas en el *topset* del lóbulo occidental y en las zonas más someras de las cuñas que forman el lóbulo oriental, las cuales presentan una alta influencia del área fuente, en este caso el Río Adra.

6.2.2. Análisis geoquímico

Para el estudio y caracterización de las relaciones entre mayores y traza, con la textura de los sedimentos del sistema prodeltaico del Río Adra y las zonas adyacentes, se han normalizado los valores de concentración absoluta (Tabla 6.1) utilizando la fórmula del **Factor de Enriquecimiento (EF)** propuesta por Sutherland (2000).

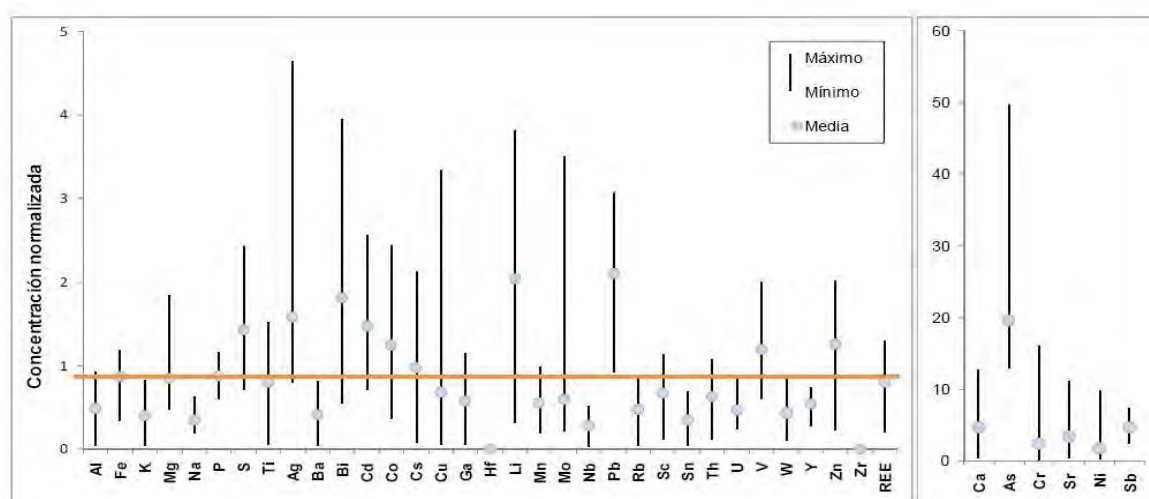


Figura 6.10: Concentración absoluta de los elementos mayores y traza normalizada respecto al UCC (*Upper Continental Crust*, Taylor y McLennan, 1985) y a la CC (*Continental Crust*, Wedepohl, 1995) mostradas en la Tabla 6.1.

En general, en la Figura 6.10 se observa un empobrecimiento (valores < 1) en los elementos relacionados con filosilicatos (Al, Fe, K, Mg, Na, Rb), lo que sugiere una relativamente baja abundancia de dichos componentes en los sedimentos y, por tanto, en la capacidad de adsorción de metales pesados sobre estas partículas. Sin embargo, se observa un enriquecimiento importante en elementos mayores y traza cuya abundancia puede relacionarse con sulfuros (S, As, Cr, Ni, Sb, Cd, Co, Cu, Pb, Zn), algunos minerales pesados (Ti, V, Cr) y micas de litio (Li, Cs), así como con la presencia de partículas biogénicas (Ca, Sr).

	MS-B16	MS-B17	MS-B18	MS-S21	MS-S23	MS-B40	MS-B41	MS-S34	MS-S48	MS-S53	MS-S54	MS-S56	MS-S67	MS-S72	MS-B74	MS-S88	MS-S95	MS-S100	MS-S101	MS-S112	UCC
Elementos mayores (%)																					
Al	5.15	5.40	2.99	5.10	4.63	5.31	4.36	2.72	5.20	5.96	4.08	7.46	3.52	4.09	5.55	4.54	1.56	0.67	0.54	0.38	8.04
Ca	2.52	3.00	23.60	2.66	2.26	2.07	2.46	24.42	1.87	1.27	11.19	3.02	13.21	16.53	10.10	15.33	32.67	36.16	38.04	36.34	3.00
Fe	3.46	3.37	2.43	3.51	3.17	3.34	3.52	3.53	3.43	3.33	2.76	4.15	3.12	3.62	4.01	3.59	2.62	1.50	1.21	1.58	3.50
K	1.57	1.64	0.83	1.50	1.34	1.60	1.16	0.73	1.55	1.91	1.07	2.34	0.93	1.14	1.57	1.34	0.44	0.21	0.13	0.11	2.80
Mg	0.82	0.87	1.31	0.82	0.75	0.72	0.82	1.36	0.76	0.64	0.92	1.02	1.01	1.28	1.17	1.31	1.33	1.48	1.91	2.44	1.33
Na	1.30	1.23	1.05	1.82	1.06	1.25	0.75	0.85	0.78	0.89	0.94	1.61	0.80	1.01	0.74	1.19	0.95	0.56	0.56	0.74	2.89
P	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05	0.06	0.04	0.08	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08	0.05	0.07	0.07
S	0.07	0.07	0.12	0.11	0.07	0.06	n.d.	0.10	n.d.	n.d.	0.09	0.17	0.09	0.08	0.05	0.09	0.10	0.17	0.13	0.14	0.07
Ti	0.42	0.38	0.19	0.46	0.36	0.33	0.33	0.16	0.22	0.30	0.21	0.42	0.16	0.22	0.29	0.25	0.08	0.03	0.02	0.02	0.30
Elementos traza (ppm)																					
Ag	0.054	0.044	0.055	0.084	n.d.	0.048	0.040	0.121	0.170	0.058	0.056	0.068	0.063	0.232	0.054	0.061	0.060	0.130	0.059	0.055	0.050
As	23.50	22.40	42.80	24.20	22.40	21.40	33.30	32.40	32.40	36.60	25.20	26.70	24.80	19.40	21.40	20.60	39.10	31.70	21.30	74.50	1.50
Ba	315	326	165	308	291	314	259	148	290	374	237	444	193	220	311	259	82	40	29	25	550
Bi	0.32	0.28	0.23	0.50	0.23	0.26	0.22	0.21	0.26	0.25	0.21	0.36	0.19	0.20	0.23	0.24	0.16	0.11	0.07	0.09	0.13
Cd	0.21	0.19	0.17	0.25	0.12	0.14	0.13	0.16	0.09	0.08	0.11	0.21	0.12	0.18	0.17	0.22	0.11	0.10	0.07	0.07	0.10
Co	10.70	10.80	8.70	12.00	9.60	11.00	10.40	24.40	11.40	10.90	11.80	14.90	21.30	18.40	21.50	15.90	11.80	3.70	4.50	6.80	10.00
Cr	44	52	34	55	45	57	39	36	41	47	24	64	29	35	53	44	365	13	559	7	35
Cs	4.90	5.10	2.70	4.60	4.40	4.40	3.50	2.70	4.30	4.90	3.20	7.90	3.00	4.10	5.50	4.80	1.40	0.60	0.40	0.30	3.70
Cu	16.17	15.22	8.66	18.41	11.50	15.84	12.10	7.59	14.07	20.08	11.31	23.95	8.03	9.97	14.02	11.75	37.88	2.93	83.46	1.65	25.00
Ga	13.46	14.22	6.87	13.38	11.73	12.73	10.51	6.57	13.30	15.87	9.62	19.55	8.47	9.98	13.94	10.72	3.76	1.62	1.22	1.05	17.00
Hf	0.06	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.04	0.05	0.02	n.d.	0.04	0.12	0.12	0.11	0.11	0.08	0.05	0.04	n.d.	0.03	5.80
Li	52.70	57.50	30.80	53.90	45.20	52.20	42.20	36.50	58.00	53.20	36.80	76.30	38.00	41.30	52.80	44.80	21.00	10.90	6.50	7.30	20.00
Mn	387	358	270	364	423	300	587	296	510	430	263	321	287	348	380	306	275	114	125	301	600
Mo	0.57	0.66	0.49	0.60	0.59	0.53	0.46	0.44	0.62	0.84	0.44	0.82	0.39	0.36	0.40	0.56	3.34	0.33	5.25	0.51	1.50
Nb	11.45	10.72	5.41	12.83	10.66	10.21	8.80	4.93	7.34	10.15	6.71	12.56	5.14	6.21	8.49	7.59	2.47	1.23	0.98	0.70	25.00
Ni	27.10	27.70	15.30	30.40	23.30	28.50	23.10	19.00	28.00	27.40	20.50	38.00	17.90	20.90	28.50	23.90	84.60	4.60	194.70	4.30	20.00
Pb	57.62	52.32	47.70	48.52	29.49	38.48	44.66	61.31	30.00	28.86	31.21	48.25	41.62	52.71	51.93	52.93	50.85	29.12	18.55	28.32	20.00
Rb	67.20	72.70	43.10	68.70	59.10	65.10	54.10	39.10	66.20	85.50	56.50	95.30	51.20	63.30	84.30	71.60	21.90	8.90	6.10	4.50	112.00
Sb	1.16	1.16	0.97	1.09	1.02	0.91	1.09	0.74	0.97	1.06	0.85	1.47	0.76	0.78	0.98	0.94	0.68	0.80	0.48	0.62	0.20
Sc	9.40	9.40	5.50	9.00	9.00	9.50	10.20	5.20	10.10	10.60	7.50	12.50	6.10	8.30	10.30	8.80	3.90	2.00	1.50	1.40	11.00
Sn	2.70	2.40	1.40	2.70	2.40	2.80	1.90	1.30	2.30	3.00	1.90	3.80	1.60	1.80	2.50	2.00	0.80	0.40	0.50	0.30	5.50
Sr	150	164	2742	160	131	148	122	2072	134	128	1076	191	935	1068	573	1034	2925	3867	2924	2450	350
Th	7.40	8.50	5.90	9.90	6.60	8.00	6.10	6.60	5.90	8.10	7.20	11.50	5.90	8.80	10.70	10.00	3.80	2.60	1.30	1.50	10.70
U	1.00	1.00	2.30	1.20	0.90	1.00	0.80	1.60	0.70	0.90	1.30	1.40	0.90	1.50	1.30	1.50	1.90	2.40	1.70	1.30	2.80
V	86.00	86.00	67.00	86.00	78.00	89.00	69.00	57.00	86.00	98.00	70.00	120.00	59.00	64.00	82.00	68.00	52.00	40.00	36.00	50.00	60.00
W	1.10	1.20	0.60	1.70	1.00	1.10	0.80	0.60	0.90	1.30	1.00	1.50	0.70	0.80	0.90	0.90	0.70	0.20	0.60	0.20	2.00
Y	10.70	11.20	10.90	13.20	12.10	10.70	16.10	13.60	12.80	10.10	12.70	13.20	10.90	16.00	16.20	15.60	10.90	8.60	6.20	8.50	22.00
Zn	107.50	110.40	68.50	124.00	84.30	102.00	77.60	142.70	93.50	85.70	106.60	110.50	100.40	105.10	126.20	112.90	62.10	32.30	16.30	24.70	71.00
Zr	1.90	2.20	2.20	2.40	1.50	1.50	1.30	2.20	0.90	0.70	1.60	4.40	2.00	3.40	3.60	5.20	2.50	1.70	1.00	1.40	190.00
REE	112.28	130.26	108.67	155.15	108.24	120.74	104.26	156.34	88.16	120.07	123.00	181.73	119.74	159.37	189.68	181.10	83.08	55.25	28.98	42.04	146.37

Tabla 6.1: Concentraciones de los elementos analizados en los sedimentos superficiales de la plataforma continental en áreas adyacentes a la desembocadura del Río Adra (n=20) y valores de referencia para la corteza continental superior (UCC, *Upper Continental Crust* (Taylor and McLennan, 1985)) utilizados en este estudio.

Si representamos los valores obtenidos para el EF en los sedimentos de la zona de estudio, en diagramas de caja (*box and whisker*), podemos agrupar los elementos analizados en función de los grados de enriquecimiento anteriores (Fig. 6.11):

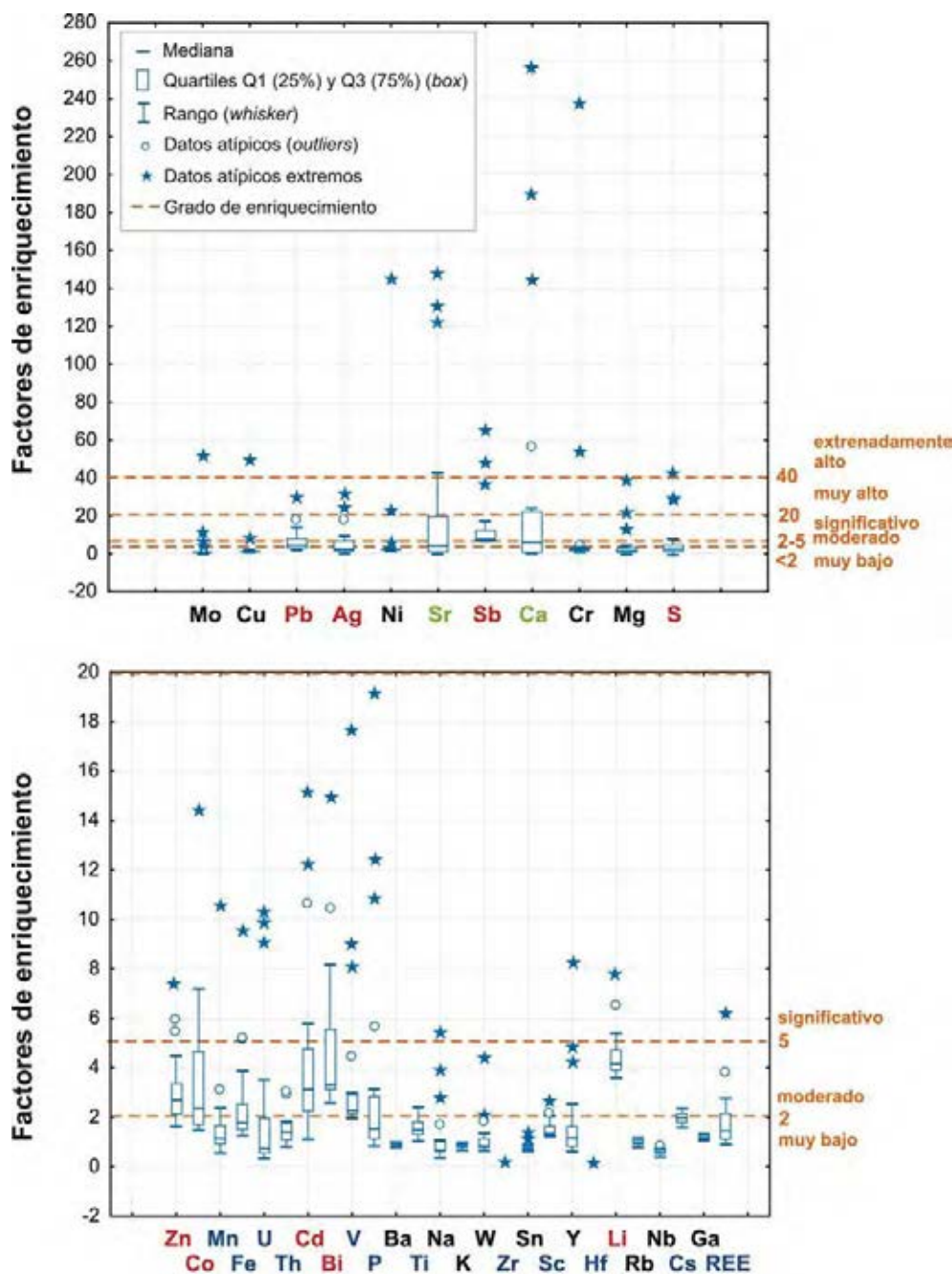


Figura 6.11: Diagramas de caja (*box and whisker*) de los Factores de Enriquecimiento calculados para la composición geoquímica de los sedimentos superficiales (n=20) de la zona de estudio. En naranja se indican los límites establecidos para los diferentes grados de enriquecimiento establecidos por Sutherland (2000). Los elementos se han marcado en color para diferenciar los grupos que se han establecido en función del grado de enriquecimiento: a. Muy bajo a muy alto o extremadamente alto (verde), b. Muy bajo o moderado a significativo (rojo), c. Muy bajo a moderado (azul) y d. Muy bajo (negro).

- *Elementos con un enriquecimiento de muy alto a extremadamente alto.* Este grupo estaría constituido sólo por el As, que no se ha representado debido a que presenta un valor extremo de 1050, y excede el rango de la escala gráfica utilizada. Este elemento muestra una amplia variación del Factor de Enriquecimiento que oscila entre 19,18 y 134,34, si no tenemos en cuenta los datos atípicos (*outliers*).
- *Elementos con un enriquecimiento de muy bajo a muy alto o extremadamente alto:* Con un rango de variación tan amplio, sólo aparecen el Ca y el Sr, con valores extremos que pueden llegar hasta 256 y 148, respectivamente.
- *Elementos con un enriquecimiento de muy bajo o moderado a significativo:* En este grupo diferenciamos elementos con valores extremos de $EF < 20$ (Zn, Co, Cd, Bi y Li) o $EF > 20$ (Pb, Ag, Sb y S).
- *Elementos con un enriquecimiento de muy bajo a moderado:* En este grupo se encuentran el Fe, Ti y P, junto a una serie de elementos traza como el Mn, U, Th, V, Sc, Y, Cs y REE.
- *Elementos con un enriquecimiento deficiente o muy bajo:* En este grupo aparecen representados elementos con valores extremos de $EF > 20$, como el Mo, Cu, Ni, Cr y Mg, junto con elementos con valores extremos de $EF < 20$, como el Ba, Na, K, W, Sn, Rb, Nb, Ga, Zr y Hf. Hay que indicar que los dos últimos elementos (Zr y Hf) poseen un rango de EF tan bajo que no se representan en la gráfica de la Figura 6.11 con valores de EF entre 0 y 0,16 para el primero y entre 0-0,11 para el segundo.

6.2.3. Relación entre variables sedimentológicas y geoquímicas

Para establecer las posibles asociaciones entre la composición geoquímica y granulométrica de las muestras, se ha realizado un Análisis de Componentes Principales (PCA) sobre los Factores de Enriquecimiento de los elementos mayores y traza, junto con las diferentes fracciones granulométricas en las muestras analizadas. Este análisis se ha llevado a cabo con el programa STATISTICA 7 permitiendo establecer los factores más importantes que se relacionan con el contenido y distribución de los elementos en estas facies, supeditados por las condiciones ambientales de depósito.

En este caso, se han identificado dos factores principales (F_1), que explicarían el 67% de la varianza total (Fig. 6.12), y que están íntimamente relacionados con las propiedades sedimentológicas y geoquímicas de los sedimentos en el sistema deposicional de Adra. Se observa que ambos factores poseen una doble componente: textural y composicional, que separa algunas de las muestras en dos grupos bien diferenciados.

El **Factor 1** (51%), permite separar dos grupos texturales de composición geoquímica diferente (Fig. 6.12-A). Por un lado se encuentran los sedimentos finos constituidos por limo y arcilla enriquecidos en Cs, junto con las fracciones de arena muy fina, enriquecidas en Ti y Rb, principalmente. Por otro lado, se agrupan los sedimentos de

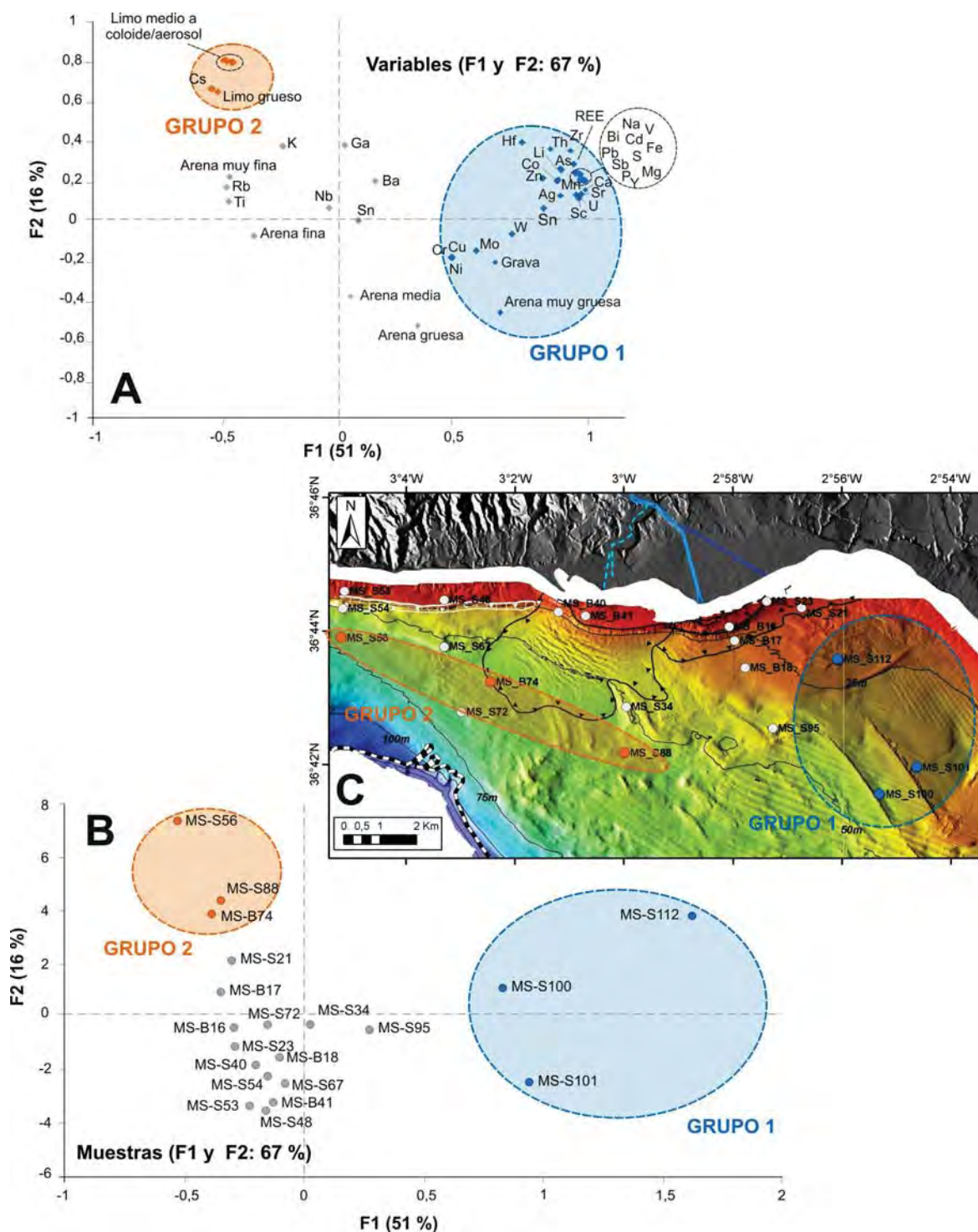


Figura 6.12: Representación de los factores obtenidos mediante el análisis de componentes principales (PCA), respecto a las variables (A) y las muestras (B). Mapa de localización de las muestras utilizadas para dicho análisis (C). Se representa en todos los gráficos (A-C) los grupos separados por éste análisis.

tamaño mayor a arena gruesa enriquecidos en el resto de elementos químicos analizados (GRUPO 1). Las muestras asociadas a este grupo (Fig. 6.12-B) se encuentran en la zona más oriental del área de estudio, en áreas de la plataforma adyacentes al sistema prodeltaico (Fig. 6.12-C).

En el **Factor 2** (16%), se independiza claramente el grupo constituido por fango enriquecido en Cs del resto de elementos (GRUPO 2). Dichas muestras se localizan en la parte central y occidental del área de estudio, a partir del límite distal del lóbulo prodeltaico occidental (Fig. 6.12-B,C).

6.3. Distribución de la reflectividad en el prodelta del Río Adra y áreas adyacentes

Se ha realizado un estudio detallado de la intensidad de la reflectividad en el sistema prodeltaico del Río Adra y en áreas adyacentes de la plataforma, basándonos en el método utilizado en el apartado 5.2. Para ello se han utilizado las muestras obtenidas en las campañas MOSAICO 1108 (n=99) y ESPACE01 (n=12). En esta zona más reducida, se han diferenciado los mismos intervalos o clases de intensidad de la reflectividad (BS) definidas en el capítulo 5, aunque difieren en uno de los extremos: a) Intensidad de reflectividad alta (desde -9,4 a -18 dB); b) intensidad de reflectividad media (desde -18 a -24 dB); y c) Intensidad de reflectividad baja (desde -24 a -30,9 dB) (Tabla 6.2, Fig. 6.13).

	Intervalos de intensidad de la reflectividad (dB)	Tamaño medio de grano (mm)	% Grava	% Arena	% Fango
Reflectividad ALTA	Desde -9,4 a -18	Entre 3,3 y 1,2	0,0-63,3 % 19,6 %	36,5-95,9 % 74,9 %	0,0-22,6 % 5,4 %
Reflectividad MEDIA	Desde -18 a -24	Entre 1,2 y 0,5	0,0-55,2 % 7,2 %	23,5-98,2 % 73,1 %	0,2-76,0 % 19,7 %
Reflectividad BAJA	Desde -24 a -30,9	Entre 0,5 y < 0,03	0,0-40,0 % 2,4 %	3,6-71,4 % 33,6 %	14,7-96,4 % 62,0 %

Tabla 6.2: Correlación entre la clasificación de la reflectividad y los parámetros sedimentológicos (tamaño medio de grano, valor mínimo y máximo de los porcentajes de grava, arena y fango) en sistema prodeltaico del Río Adra y áreas adyacentes de la plataforma continental. En negrita se indica los valores medios de los porcentajes de grava, arena y fango.

Se ha representado en un diagrama de puntos la correlación entre la intensidad de la reflectividad y el tamaño medio de grano (Fig. 6.14). Para el cálculo del tamaño medio de grano de los sedimento superficiales se ha utilizado la media aritmética descrita en la página 195. La representación de dichos puntos muestra una correlación positiva ($R^2 = 0,62$) entre la intensidad de la reflectividad (BS) y el tamaño medio de grano (AM) (Fig. 6.14), la cual viene definida por la función:

$$BS = 8,34(AM) - 28,33$$

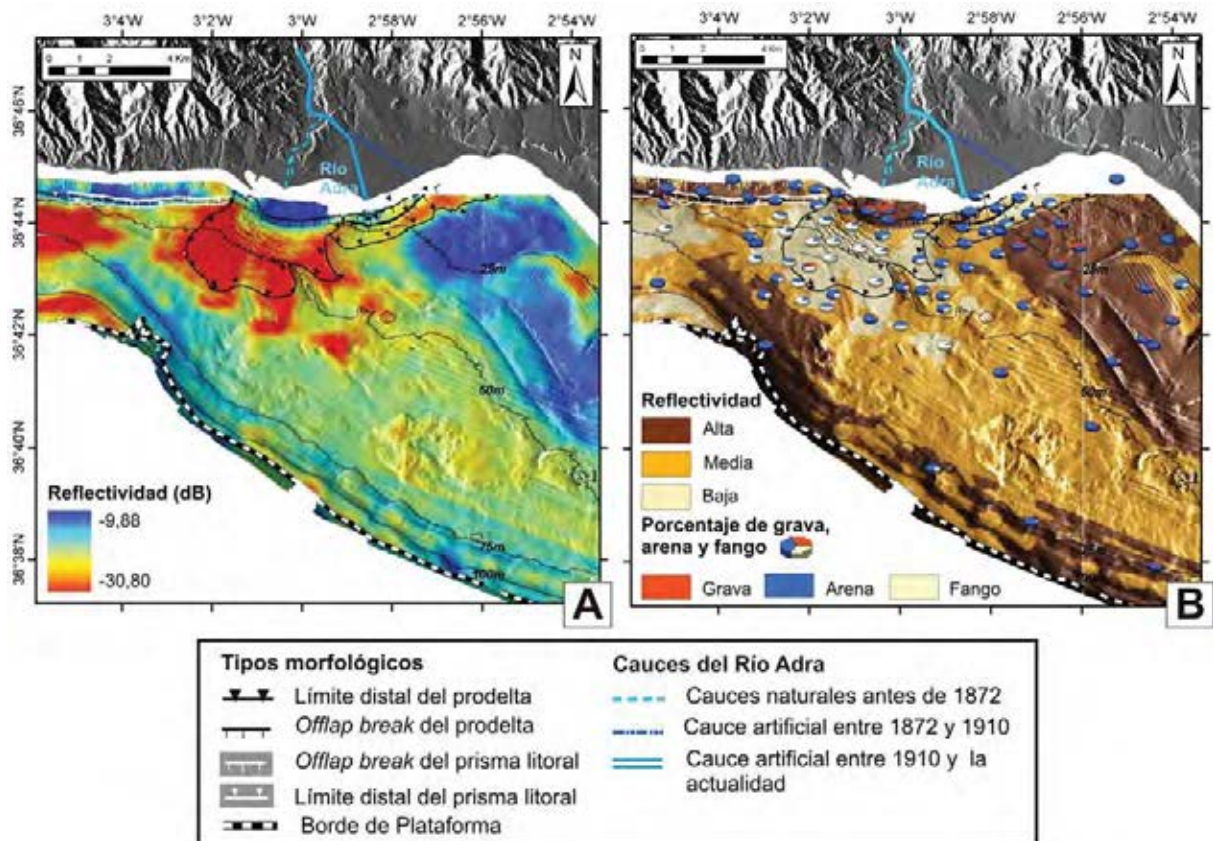


Figura 6.13: Distribución espacial de las intensidades de la reflectividad: (a) Reflectividad con los datos filtrados; (b) Datos de reflectividad clasificados (baja, media y alta intensidad). En los diagramas circulares se representan los porcentajes en grava, arena y fango de las muestras de sedimento superficiales a lo largo de la plataforma continental.

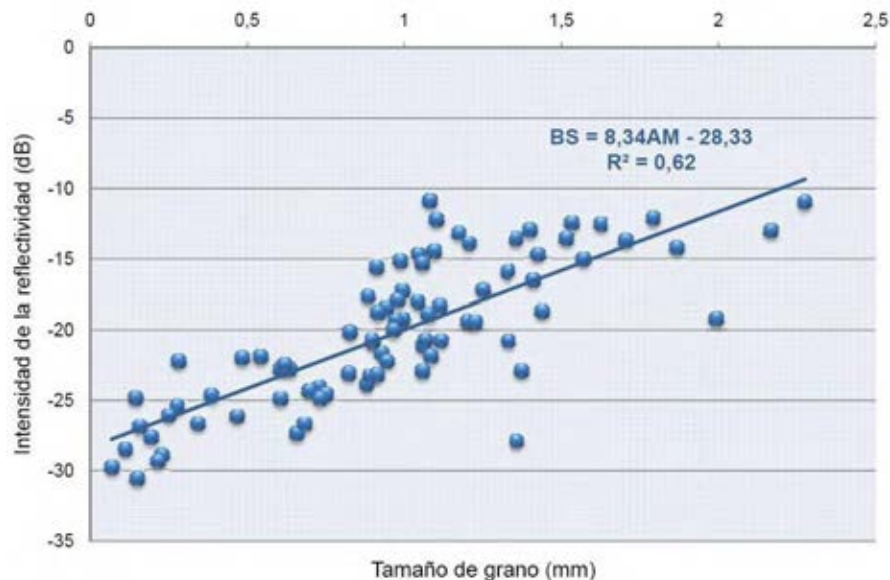


Figura 6.14: Representación de la relación entre la intensidad de la reflectividad (BS) frente al tamaño medio de grano (AM) de las muestras de sedimento superficial.

6.3.1. Correlación entre la intensidad de la reflectividad y el tamaño medio de grano

Basándonos en la correlación entre la intensidad de la reflectividad y el tamaño medio de grano de los sedimentos ha sido posible caracterizar los patrones de distribución espacial de la intensidad de la reflectividad (alta, media y baja) y los tamaños de grano del sedimento asociados a cada una de las clases de reflectividad definidas (Tabla 6.2). Las tres clases de *reflectividad* diferenciadas en la zona de estudio y su correlación con las muestras de sedimento superficial se describen brevemente a continuación:

a) *Intensidad alta de reflectividad.* La intensidad de este intervalo varía entre -9,4 a los -18 dB (Tabla 6.2). Estos valores de reflectividad se corresponden con un intervalo de tamaño medio de grano entre 3,3 mm (gravas) y 1,2 mm (arenas muy gruesas), según la función que correlaciona ambas variables. Las áreas de altas reflectividades presentan una fuerte dominancia de sedimentos arenosos (> 70 %), y en menor medida, pero existentes, contenidos en grava (Tabla 6.2, Fig. 6.13-B).

b) *Intensidad media de reflectividad.* Este intervalo de la reflectividad (-18 to -24 dB) está asociado con tamaños medios de granos que oscilan entre los 1,2 mm (arenas muy gruesas) y los 0,5 mm (arenas gruesas) (Tabla 6.2). Las zonas con intensidades medias presentan sedimentos de tipo arenosos, mezclados con gravas (< 7,5 %) o con fangos (< 20 %) (Tabla 6.2, Fig. 6.13-B).

c) *Intensidad baja de reflectividad.* La intensidad de la reflectividad en este intervalo varía desde los -24 y -30,9 dB y está asociada con un tamaño medio de grano que oscila entre los 0,5 mm (arenas gruesas) y < 0,03 mm (limos) (Tabla 6.2). No se ha podido concretar con exactitud el tamaño medio de grano correspondiente al límite inferior de este intervalo. Se ha observado que la función que correlaciona la intensidad de la reflectividad (BS) con el tamaño de grano (AM) no es aplicable a valores de $BS \leq -28,33$ dB. Se ha tomado el límite de los limos (0,03) para una BS de -28 dB, a partir de la cual no es posible establecer la correlación entre ambas variables. Este intervalo se corresponde con los contenidos más altos de fango (localmente por encima del 60 %) y contenidos muy bajos o nulos de gravas (Tabla 6.2, Fig. 6.13-B).

6.3.2. Distribución espacial de la intensidad de la reflectividad

La distribución transversal a la plataforma de la intensidad de la reflectividad en esta zona, manifiesta que las aguas someras (< 25 m) están recubiertas por sedimentos con una intensidad de reflectividad media y alta (Fig. 6.13). En la plataforma media, entre 25-75 m de profundidad, predominan las reflectividades medias y bajas, a excepción de la parte más oriental de la plataforma, la cual se encuentra cubierta por sedimentos con intensidades altas (Fig. 5.4). A profundidades mayores de 75 m observamos los valores medios y altos, a excepción de una pequeña área en el sector occidental con valores de intensidad de la reflectividad bajos (Fig. 6.13).

Respecto al *sistema prodeltaico* se observa como en el lóbulo occidental la reflectividad disminuye hacia aguas más profundas (Fig. 6.13). En el *topset* de dicho lóbulo, se encuentran únicamente reflectividades altas. En el *foreset* predominan los valores medios de reflectividad, disminuyendo dichos valores en el *bottomset* (reflectividad baja), siendo éste el área de más baja reflectividad de toda la zona. En el lóbulo oriental, observamos que la cuña más proximal se encuentra recubierta por sedimentos con reflectividades altas, frente a la desembocadura. En la segunda cuña predominan los valores de reflectividad medios, mientras que en la cuña más antigua se observan reflectividades medias y bajas.

Analizando la distribución longitudinal a la plataforma de la reflectividad se observa que los valores de alta intensidad de la reflectividad se dan en la parte más oriental (Fig. 6.13). Se observan valores medios y bajos en la zona más occidental. La parte central, al este de la desembocadura antigua del Río Adra hasta la desembocadura actual, se encuentra recubierta por sedimentos con reflectividades medias-bajas. Por último, la parte más oriental presenta un claro predominio de los valores altos de reflectividad.

Respecto al *sistema prodeltaico* se puede decir, que en conjunto, existe una tendencia del aumento de los valores de reflectividad desde el lóbulo occidental hacia el oriental (Fig. 6.13). Es decir, el lóbulo occidental presenta un gran área de sedimentos con reflectividades bajas, mientras que el lóbulo oriental se caracteriza por reflectividades medias con disminución de las mismas hacia el este.

6.4. Análisis de estratigrafía sísmica del sistema prodeltaico del Río Adra

El espesor sedimentario del sistema prodeltaico del Río Adra es superior a los 17 ms en las áreas proximales (Fig. 6.15), decreciendo gradualmente en dirección sur, de manera más suave en el lóbulo oriental. Se aprecian dos depocentros principales: a) Frente a la desembocadura antigua del Río Adra, con una potencia sedimentaria máxima de aproximadamente 30,7 ms. Este depocentro tiene una dirección SSE-NNO y se encuentra a aproximadamente 14m de profundidad; b) Al este del depocentro anterior se localiza un segundo depocentro, entre la desembocadura antigua y actual del río, alcanzando casi los 34 ms de espesor sedimentario máximo. Ésta es la potencia sedimentaria mayor encontrada en todo el sistema prodeltaico (Fig. 6.15), con una dirección ENE-OSO y a unos 10,5 m de profundidad. Se observa un tercer depocentro, de menor envergadura frente al cauce actual del Río Adra, con espesores que no superan los 23 ms, dirección NE-SO y en una profundidad de unos 8,5 m.

Mediante el análisis de estratigrafía sísmica se han identificado cinco unidades sísmicas diferentes (U1-U5). Estas unidades están fosilizando, excepto en el sector oriental frente al cauce actual del río y al oeste de la zona, a una unidad sísmica discontinua, a la que se le ha denominado Unidad Sísmica Basal (USB) (Fig. 6.16).

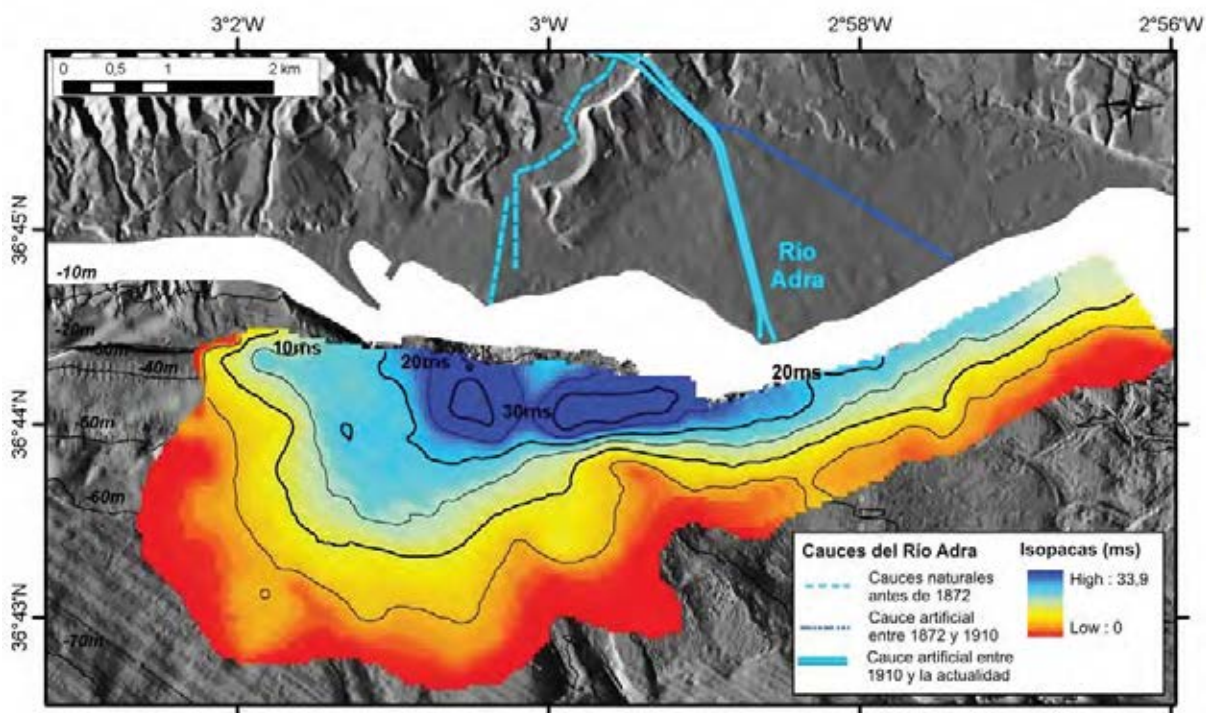


Figura 6.15: Espesor total de sedimentos del sistema prodeltaico del Río Adra.

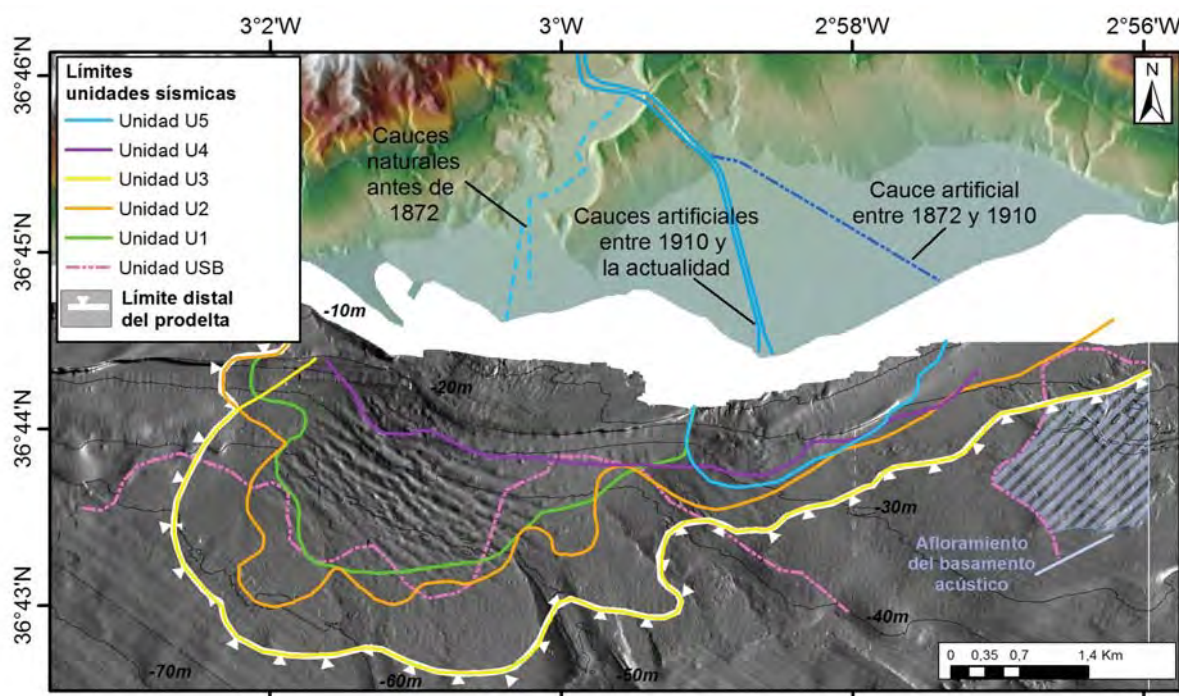


Figura 6.16: Límite distal de la Unidad Sísmica Basal (USB) y de las unidades sísmicas que componen el sistema prodeltaico (U1-U5).

6.4.1. Unidad Sísmica Basal (USB)

La unidad USB se localiza sobre una discontinuidad estratigráfica caracterizada por un reflector de alta amplitud (Figs. 6.17 y 6.18), a la que se le ha denominado límite Sb1 (Fig. 6.19-A). Esta unidad posee reflectores internos de alta amplitud y discontinuos, que muestran terminaciones en *onlap* con respecto a su límite superior. La configuración de los reflectores de la USB es agradable, y tiene forma en cuña o lenticular (Figs. 6.17 y 6.18).

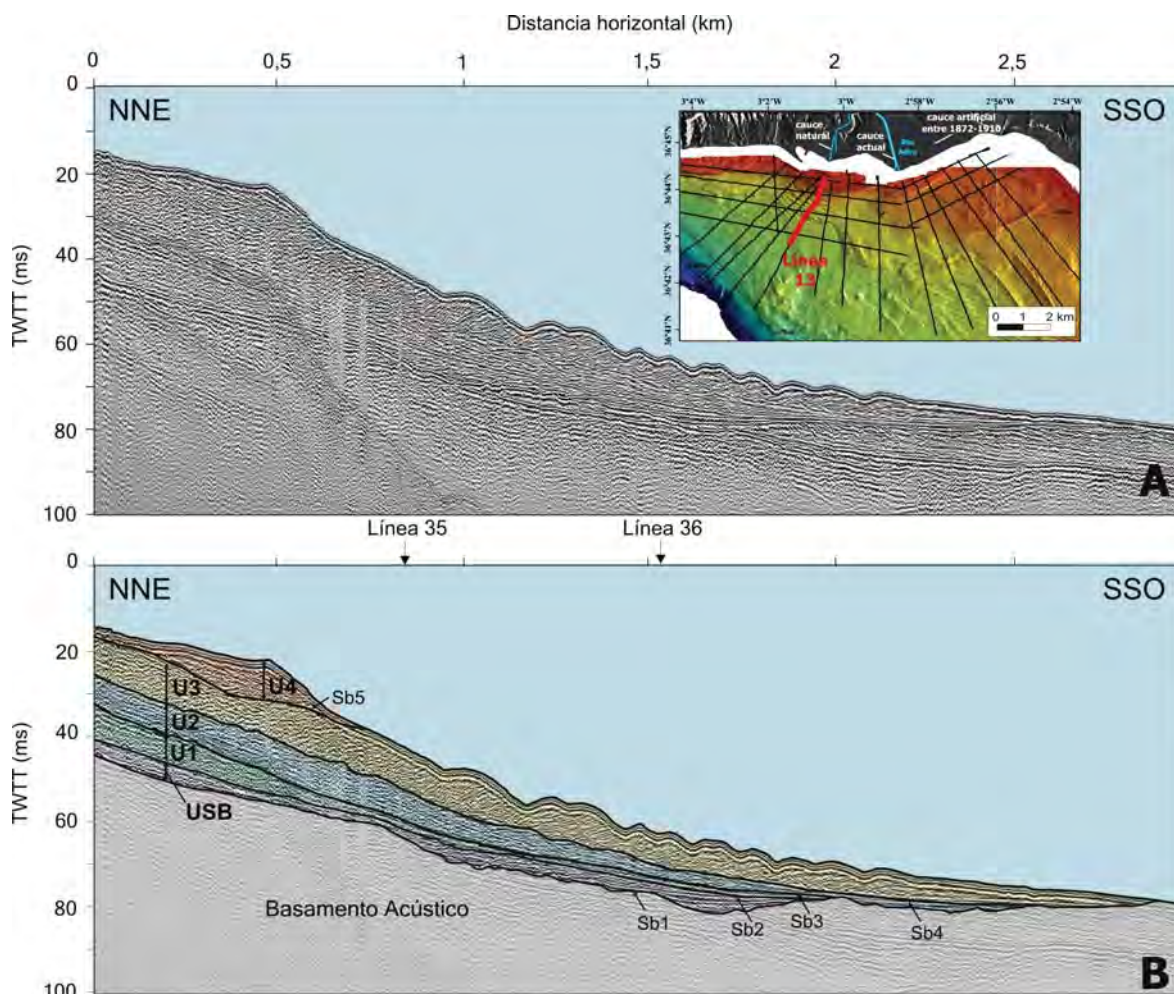


Figura 6.17: Arquitectura estratigráfica del sector occidental del sistema prodeltaico del Río Adra. A. Perfil sísmico de alta resolución obtenido con Geopulse y B. Interpretación del perfil sísmico donde se muestran las unidades sísmicas diferenciadas (USB, U1, U2, U3 y U4). Se muestran los límites de las unidades observadas (Sb1 a Sb5). TWWT: Tiempo doble en milisegundos.

La Unidad Sísmica Basal (USB) se distribuye paralelamente a la línea de costa, extendiéndose más de 3 km hacia el mar frente a la desembocadura actual del Río Adra (Fig. 6.20-A). En el resto del área, su extensión transversal no supera los 2,5 km aguas afuera. La USB tiene un menor desarrollo en el sector más oriental, limitado por los afloramientos del basamento acústico localizados en ese área (Fig. 6.16). Su extensión lateral o longitudinal abarca una longitud mínima de 10,7 km.

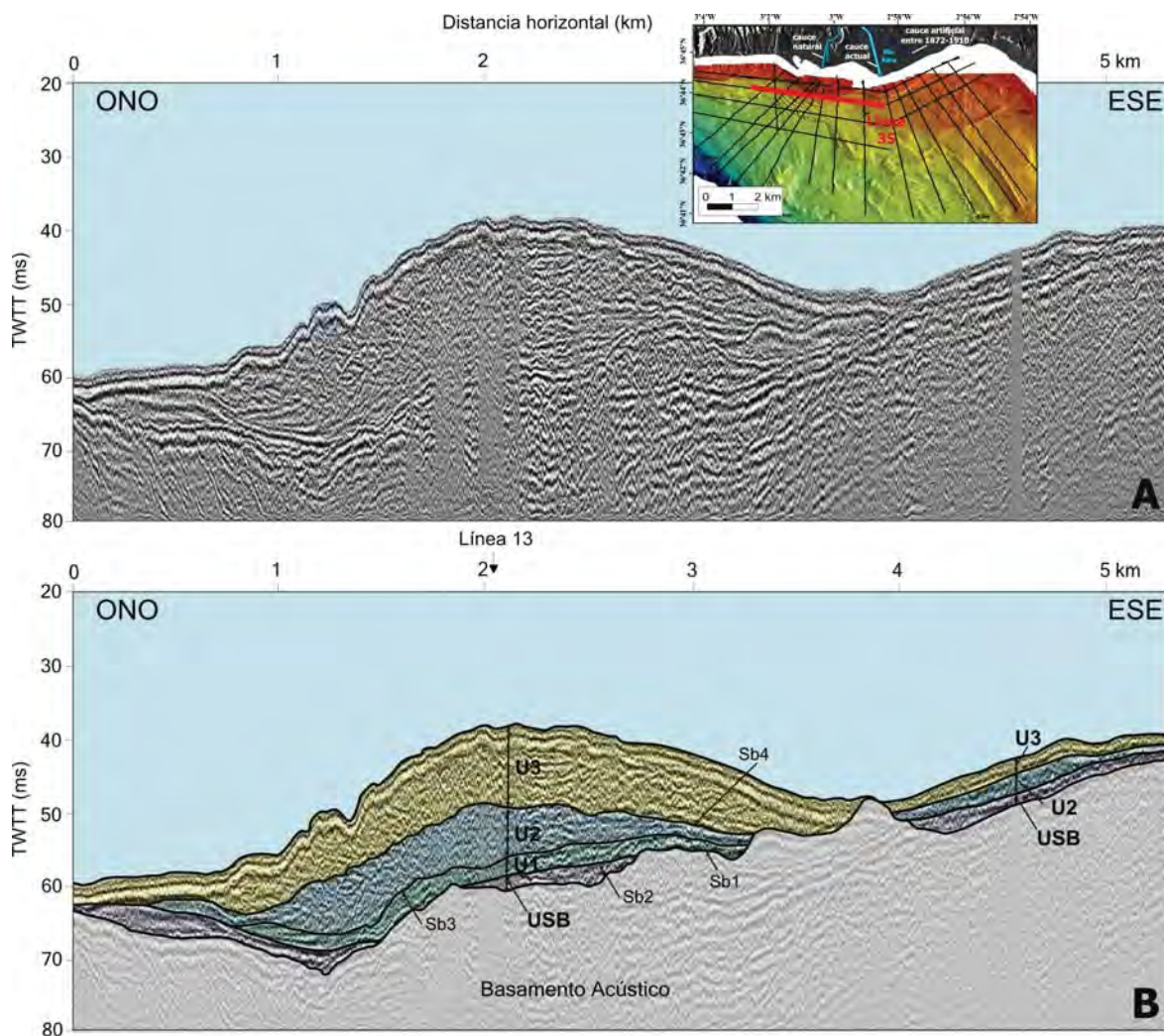


Figura 6.18: Arquitectura estratigráfica del sistema prodeltaico del Río Adra. A. Perfil sísmico de alta resolución obtenido con Geopulse y B. Interpretación del perfil sísmico donde se muestran las unidades sísmicas diferenciadas (USB, U1, U2, U3 y U4). Se muestran los límites de las unidades observadas (Sb1 a Sb5). TWTT: Tiempo doble en milisegundos.

El espesor sedimentario de la USB varía entre los 0 y 7,7 ms (Fig. 6.20-A), con un valor medio de 2,3 ms. Se observa, de manera general, que la potencia sedimentaria de la USB en el sector oriental es mayor que en el occidental. Los máximos espesores de esta unidad se encuentran: a) Frente al cauce natural del río con un potencia sedimentaria de 7,7 ms, una dirección SE-NO y, su límite superior (discontinuidad Sb2) se encontraba a unos 30 m de profundidad en la paleobatimetría observada (Figs. 6.20-A y 6.19-B); b) El segundo depocentro se halla al este del anterior, entre la desembocadura antigua y actual del río Adra con un espesor sedimentario de 6,3 ms y dirección E-O (Fig. 6.20-A). Se localiza a unos 35,8 m de profundidad; c) Un tercer depocentro se observa frente al cauce actual del río, fuera del sistema prodeltaico. Tiene espesores que alcanzan los 6 ms, una dirección SE-NO y se encuentra a aproximadamente 33,5 m

de profundidad (Fig. 6.20-A); c) El cuarto y último depocentro se localiza entre los dos cauces artificiales del río con máximos de 6,4 ms de espesor sedimentario, dirección SE-NO y a unos 27 m de profundidad (Fig. 6.20-A).

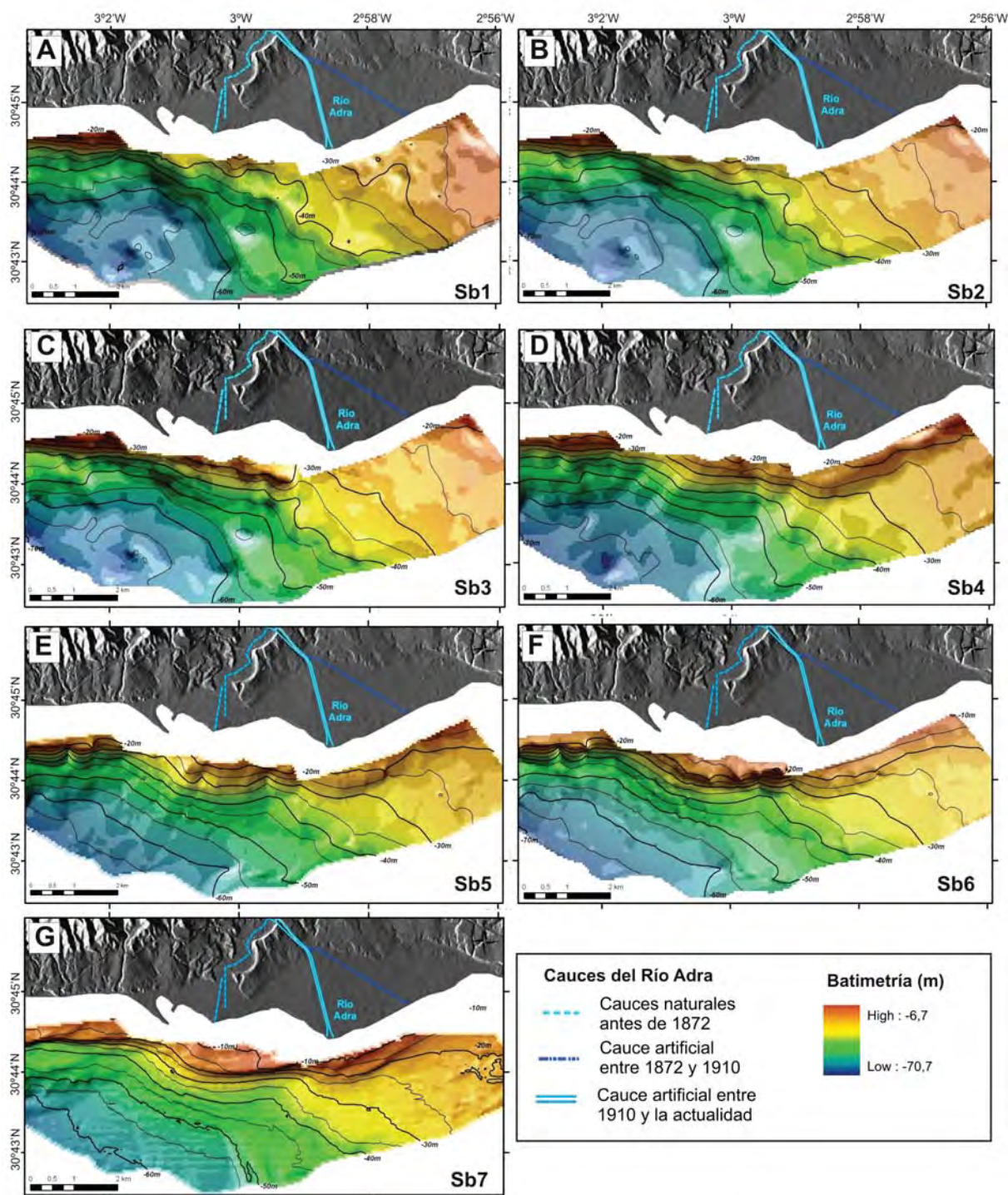


Figura 6.19: Paleobatimetría de las principales discontinuidades observadas (Sb1-Sb7).

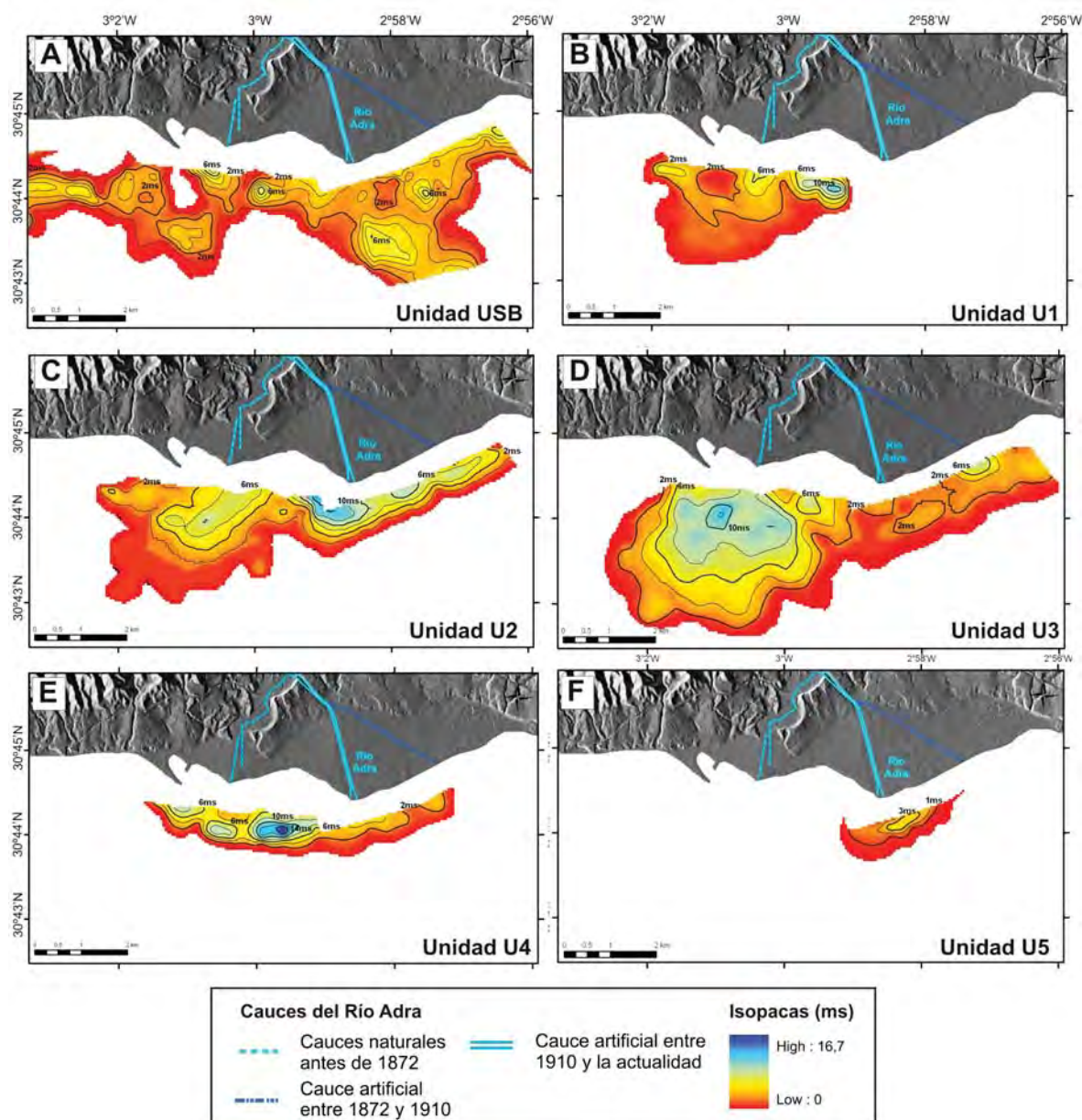


Figura 6.20: Mapas de isopacas de la Unidad Sísmica Basal (USB)(Imagen A) y de las unidades sísmicas del sistema prodeltaico del Río Adra (U1-U5) (Imágenes de la B a la F).

6.4.2. Unidad Sísmica U1

La Unidad sísmica U1 presenta una terminación de los reflectores en *downlap* respecto a su límite inferior en la mayor parte de la unidad, excepto en las zonas más distales donde a veces se observan terminaciones en *onlap*. Las terminaciones de los reflectores en su límite superior es en *toplap* y en truncación erosional. La Unidad Posee una configuración interna de los reflectores oblicua-paralela pasando a prácticamente paralela en las zonas más distales (Figs. 6.17 y 6.18). La respuesta acústica es más reflectiva en las zonas más proximales, haciéndose incluso en ocasiones difícil diferenciar los reflectores internos y menos reflectiva hacia las zonas más distales. Se

observa en un único perfil un pequeño tramo, localizado frente al cauce natural del río, donde la superficie superior de esta unidad se encuentra levemente ondulada. Su forma tridimensional tiene geometría en cuña (Figs. 6.17 y 6.18).

Esta unidad presenta su máximo desarrollo frente al cauce antiguo del Río Adra (Fig. 6.20-B). La Unidad U1 se localiza únicamente en el sector occidental del sistema prodeltaico (Fig. 6.21), extendiéndose a una distancia de la línea de costa actual de 3 km aproximadamente, y con una extensión lateral máxima de 4,6 km en la parte más proximal (Fig. 6.20-B).

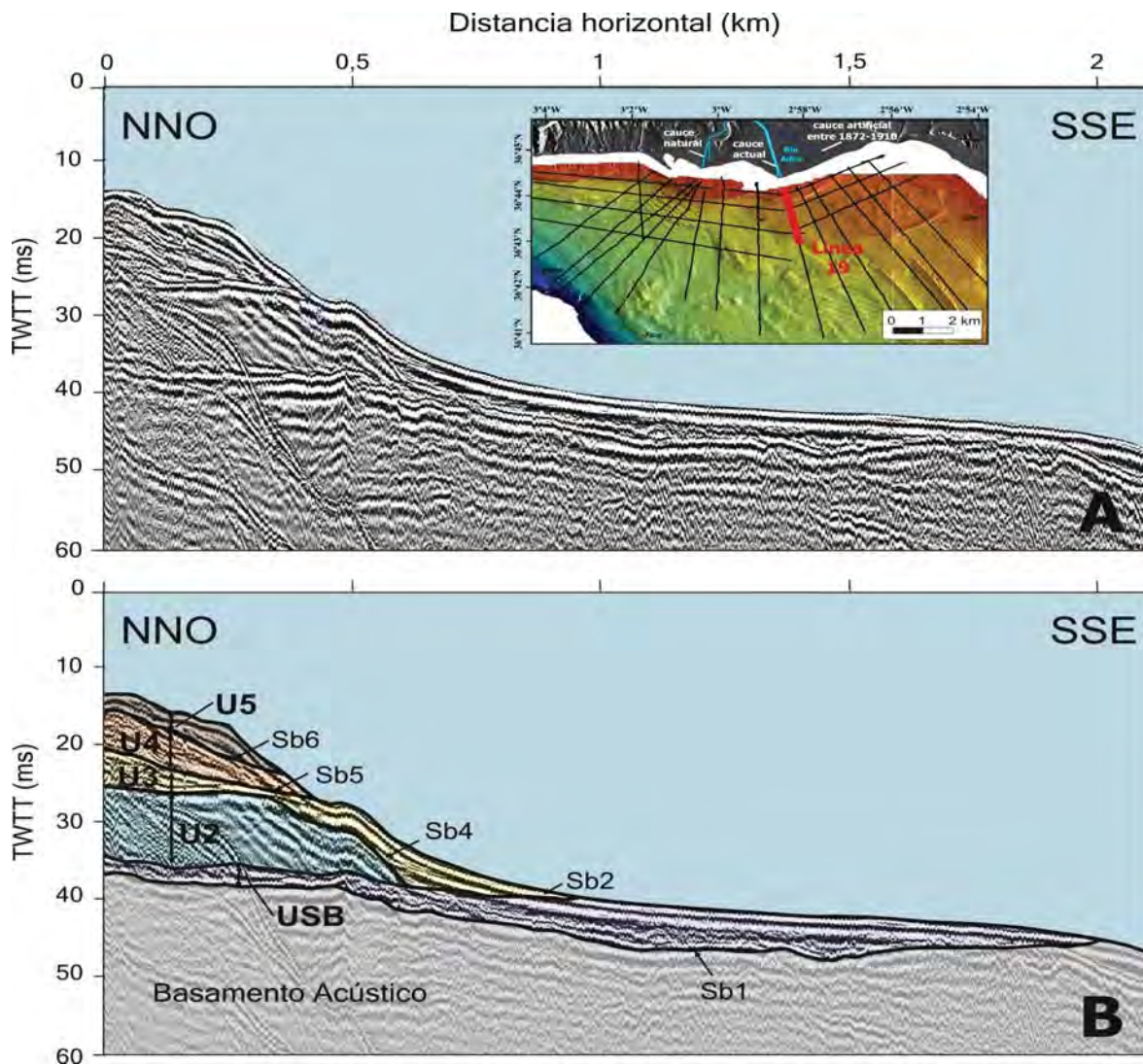


Figura 6.21: Arquitectura estratigráfica del sector oriental del sistema prodeltaico del Río Adra. A. Perfil sísmico de alta resolución obtenido con Geopulse y B. Interpretación del perfil sísmico donde se muestran las unidades sísmicas diferencias (USB, U2, U3, U4 y U5). Se muestran las mayores discontinuidades (Sb1, Sb2, Sb4, Sb5 y Sb6). TWWT: Tiempo doble en milisegundos.

La Unidad Sísmica U1 tiene una potencia sedimentaria que varía desde 0 a 10,8 ms, con un valor medio de 2,1 ms, observándose una disminución gradual de la misma hacia el S y SE (Fig. 6.20-B). Se localizan dos depocentros principales en la distribución de

las isopacas de esta unidad: a) El primero de ellos, ubicado frente al cauce natural del río, tiene un espesor de sedimentos que alcanza los 7 ms, con dirección NNE-SSO, localizándose su límite superior (Sb3) a casi 29 m de profundidad en la paleobatimetría (Figs. 6.20-B y 6.19-C); b) El segundo y máximo depocentro, lo encontramos al este del anterior, entre la desembocadura antigua y actual del río Adra, con un espesor sedimentario de 10,8 ms (Fig. 6.20-B). Su dirección es SE-NO y se halla a una profundidad de aproximadamente 27,2 m. El resto de la unidad no muestra valores superiores a los 2 ms, a excepción de una pequeña área en la parte más al oeste, con espesores de 4,5 ms (Fig. 6.20-B).

6.4.3. Unidad Sísmica U2

Las características de los reflectores de la Unidad Sísmica U2 son diferentes en su parte occidental, a partir del cauce actual del Río Adra hacia el este. Los reflectores observados al oeste muestran una terminación con respecto a su límite inferior en *downlap* y terminan en *toplap* o truncación erosional contra el límite superior. A partir del cauce actual del Río Adra hacia el este, las terminaciones de los reflectores son concordantes a base de la secuencia y en *toplap* con respecto a su límite superior. La configuración interna de los reflectores es oblicua-paralela tendiendo a mostrarse oblicua-tangencial al este del sistema prodeltaico, a partir del cauce actual del río. La Unidad Sísmica U2 presenta forma de cuña en el sector occidental y forma de banco en el sector oriental fosilizando a la Unidad U1 (Figs. 6.17, 6.21 y 6.22).

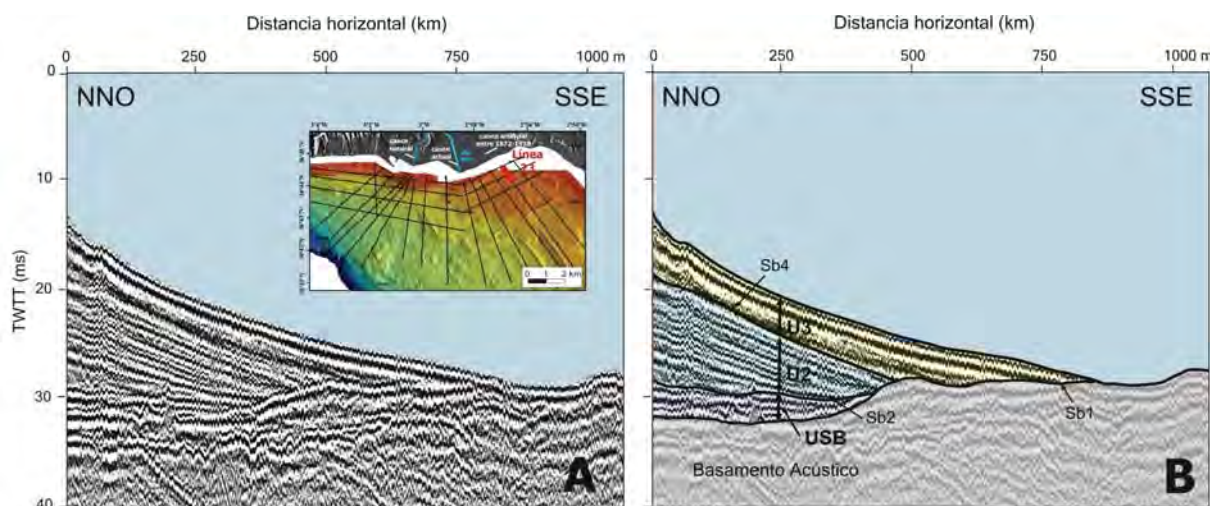


Figura 6.22: Arquitectura estratigráfica del sector oriental del sistema prodeltaico del Río Adra. A. Perfil sísmico de alta resolución obtenido con Geopulse y B. Interpretación del perfil sísmico donde se muestran las unidades sísmicas diferencias (USB, U2 y U3). Se muestran las mayores discontinuidades observadas (Sb1, Sb2 y Sb4). TWT: Tiempo doble en milisegundos.

La Unidad U2 tiene una mayor extensión en el sector occidental, alcanzando su máximo desarrollo frente al cauce antiguo del Río Adra, hasta una distancia de la costa actual de aproximadamente 3,8 km. En el sector oriental, esta unidad se desarrolla

paralela a la línea de costa, no encontrándose a más de 1,8 km de distancia de la costa actual (Fig. 6.20-C). Su extensión lateral máxima es de 9,4 km.

El espesor sedimentario de la Unidad U2 se encuentra entre los 0 y los 13,2 ms, con un valor medio de 4,3 ms. Aunque su extensión es mayor en el sector occidental, la potencia sedimentaria media es superior en el sector oriental, donde encontramos el máximo depocentro (Fig. 6.20-C). Este depocentro se localiza al oeste de la desembocadura actual del Río Adra, con espesores máximos de 13,2 ms, una dirección SE-NO y a una paleopropundidad de su límite superior (Sb4) de 13,5 m aproximadamente (Fig. 6.19-D). Por otro lado se observan dos depocentros secundarios: a) El primero de ellos frente al cauce natural del río, con una potencia sedimentaria de 7,9 ms, una dirección NE-SO y a una profundidad de alrededor de los 35,5 m (Fig. 6.20-C) y, b) El segundo, ubicado entre los dos cauces artificiales, tiene un espesor de sedimentos de 9 ms, con una dirección ENE-OSO y localizándose a una profundidad próxima a los 17,5 m (Fig. 6.20-C).

6.4.4. Unidad sísmica U3

La Unidad sísmica U3 presenta diferente configuración sísmica en función de su ubicación al este u oeste del cauce actual del Río Adra. Esta unidad fosiliza a las unidades subyacentes (U1 y U2) y representa el actual fondo del mar en aquellos lugares donde no está cubierto por las unidades suprayacentes (U4 y U5) (Fig. 6.16).

En el sector occidental la mayor parte de la unidad presenta una terminación de los reflectores en *downlap* su límite inferior y en truncación erosional contra su límite superior. En las zonas más distales las terminaciones son en *downlap* respecto a su límite inferior y en *toplap* respecto a su límite superior. La configuración interna de los reflectores es caótica, encontrándose inclinados hacia tierra en la mayor parte de la unidad, tendiendo a oblicuo-paralela lateralmente y en las zonas más distales (Fig. 6.17). En este sector se trata de una unidad sísmica muy reflectiva y ondulada en techo, tendiendo a ser menos reflectiva y menos ondulada lateral y distalmente. Su forma tridimensional es en cuña (Figs. 6.17 y 6.18).

En el sector oriental la unidad presentan reflectores caracterizados por un límite en *downlap* contra su límite inferior y en *toplap* contra su límite superior. Los reflectores internos presentan configuración oblicua-tangencial, es menos reflectiva que en el sector occidental y presenta forma de banco frente al cauce actual del río, tendiendo hacia el este a mostrar una forma tridimensional más en cuña (Figs. 6.21 y 6.22).

La Unidad U3 presenta una distribución similar a la Unidad U2, aunque con un mayor desarrollo y una extensión lateral máxima prácticamente idéntica (9,5 km). Muestra su máximo desarrollo en el sector occidental, donde se extiende hasta, aproximadamente los 4 km desde la línea de costa actual (Fig. 6.20-D). En el sector oriental, donde se distribuye paralela a la línea de costa, esta unidad no se observa a más de 1,7 km de dicha línea de costa.

La potencia sedimentaria de la Unidad U3 está entre los 0 y los 12,7 ms, con un valor medio de 3,8 ms. Al contrario que la Unidad U2, la Unidad U3 muestra una mayor extensión y un mayor espesor sedimentario en el sector occidental (Fig. 6.20-D). Se localizan dos depocentros en esta unidad: a) El primero de ellos, desarrollado al oeste del cauce natural del río, muestra los máximos valores de espesor de sedimentos (12,7 ms), con una dirección NE-SO y localizado su límite superior (Sb5) a una paleopropfundidad de alrededor de 30 m (Figs. 6.20-D, 6.19-E) y, b) El segundo depocentro se encuentra frente al cauce artificial que existió entre 1872 y 1910 (Fig. 6.20-D). Este depocentro, de menor espesor que el anterior, tiene una potencia sedimentaria de 8 ms, con una dirección ENE-OSO y situado a una profundidad de unos 10 m observada en la paleobatimetría.

6.4.5. Unidad Sísmica U4

La Unidad Sísmica U4 no supera los 2 km de extensión desde la línea de costa actual. Se distribuye paralelamente a la línea de costa y su extensión lateral máxima es de aproximadamente 6,6 km (Fig. 6.20-E). Al igual que las unidades anteriores, presenta diferentes características de sus reflectores en el sector oriental y en el occidental. Esta unidad se corresponde con el fondo del mar actual en aquellas zonas donde no aparece la Unidad U5.

El límite de los reflectores de la U4 es en *downlap* en su límite inferior y en *toplap* en su límite superior en el sector occidental, mientras que en el sector oriental las terminaciones de los reflectores son en *downlap* con respecto a su límite inferior y evoluciona de truncación erosional (frente al cauce actual) a *toplap* (hacia el este) con respecto al límite superior. Presenta una configuración interna de los reflectores oblicua-tangencial en el sector occidental, mientras que en el sector oriental la configuración interna tiende a oblicuo-paralela. La Unidad Sísmica U4 tiene forma de banco en el sector occidental tendiendo a mostrar un perfil más en cuña en el sector oriental (Figs. 6.17 y 6.21).

De manera general, se puede indicar que el espesor sedimentario de la Unidad U4 es mayor en el sector occidental que en el oriental. Su potencia sedimentaria varía desde los 0 a los 16,7 ms, siendo ésta la unidad que presenta el máximo espesor, aunque su valor medio no supera los 3,8 ms. Su máximo depocentro se encuentra entre el cauce natural y el cauce actual del Río Adra, con espesores máximos de 16,7 ms (Fig. 6.20-E). Este depocentro tiene una dirección principal E-O y su límite superior (Sb6) se localiza a una paleopropfundidad aproximada de 15 m (Fig. 6.19-F). Se observan dos depocentros secundarios en el sector occidental: a) El primero de ellos ubicado frente al cauce natural del río con un espesor sedimentario de 8,9 ms (Fig. 6.20-E), una orientación ESE-ONO y con su límite superior a una paleopropfundidad aproximada de 19,6 m; b) El segundo depocentro está situado al oeste del anterior (Fig. 6.20-E), con una potencia sedimentaria que alcanza los 9 ms. Este depocentro tiene la misma dirección que el anterior (ESE-ONO) y se halla a una profundidad de 23 m, observada en la paleobatimetría.

6.4.6. Unidad Sísmica U5

La Unidad U5 se emplaza únicamente en el sector oriental. Su extensión lateral no supera los 3 km, y no se localiza esta unidad a más de 2 km de la línea de costa actual (Fig. 6.16), representando su límite superior (Sb7) el fondo del mar actual (Fig. 6.19-G).

La terminación de los reflectores internos de esta unidad es en *downlap* en su límite inferior y en *toplap* en su límite superior (Fig. 6.21). Sísmicamente se trata de una unidad aparentemente oblicua-tangencial con forma tridimensional de banco (Fig. 6.21). No es posible diferenciar detalladamente los reflectores internos, pero parece posible que exista una cuña superior que represente a una nueva unidad suprayacente, de menor extensión, frente al cauce actual del Río Adra (Fig. 6.21).

La potencia sedimentaria de la Unidad U5 es la menor de todas las que componen el sistema prodeltaico, encontrándose en un rango entre los 0 y los 3,8 ms, con un valor medio de 1,1 ms. Se observa un único depocentro frente al cauce actual del Río Adra, desplazado ligeramente hacia el este (Fig. 6.20-F). Tiene un espesor sedimentario de 3,8 ms, con una orientación NE-SO y localizándose su límite superior (en este caso el fondo del mar actual, Sb7) a 12,6 m de profundidad (Fig. 6.19-G).

6.5. Cambios evolutivos del sistema deltaico del Río Adra

6.5.1. Evolución de la línea de costa y de los depósitos deltaicos del Río Adra

El estuario del Río Adra comenzó su formación durante el intervalo de máximo eustático holoceno sobre el año 4000 a.C. (Hoffmann, 1987). A partir de este momento, la línea de costa avanzó hacia el mar dando lugar al desarrollo del delta. La línea de costa entre el año 4000 a.C. y el año 800 a.C. fue reconstruida por Hoffmann (1987) a partir de datos de sondeos y de la comparación con otros ríos de la vertiente mediterránea del Sur de España (Fig. 6.23-A). Este autor indica que la reconstrucción de la línea de costa entorno al año 4000 a.C. es hipotética, mientras para el año 800 a.C. es bastante fiable. Asumiendo la veracidad de esta reconstrucción, el relleno del estuario a lo largo de estos 3200 años se caracteriza por un avance de la línea de costa de unos 1800 m, correspondiendo a una tasa media de avance de 0,56 m/año.

La reconstrucción de la línea de costa sobre el año 1500 sí se encuentra bien documentada. En este caso, hay documentos históricos que corroboran la existencia de una estrecha llanura deltaica con algunas lagunas (Hoffmann, 1987; Paracuellos-Rodríguez, 2006). Entre los años 800 a.C. y 1500 d.C., el aporte de sedimentos colmató el estuario, haciendo avanzar la costa unos 900 m. A partir de este momento, el sedimento conformó una llanura deltaica de $\approx 7,4$ km de ancho (dirección E-O) y entre 200-900 m de

largo (dirección N-S) (Fig. 6.23-A). La tasa media de avance de la línea de costa para este estadio es de aproximadamente 0,4 m/año.

La carta náutica realizada por Francisco Coello para Adra y su fondeadero permite identificar la costa del año 1855 d.C. con bastante exactitud (Hoffmann, 1987; Paracuellos-Rodríguez, 2006). Durante los 355 años transcurridos entre 1500 d.C. y 1855 d.C. se formó un delta triangular asimétrico (Fig. 6.23-B) que incrementó el área de la llanura deltaica unos 470.000 m², de lo que se deduce una velocidad de avance de la línea de costa de unos 0,77 m/año.

La segunda mitad del siglo XIX marca el comienzo de una fuerte influencia humana sobre el Río Adra, a través de la construcción de un dique de contención artificial y de la desviación del cauce natural (Fig. 6.23-B). Este desvío se debió a las continuas inundaciones y a la formación de zonas pantanosas que actuaban como foco de malaria. Las obras se efectuaron entre los años 1863 d.C. y 1872 d.C., habiéndose excavado un canal de dirección NO-SE y levantado un dique en el cauce natural (Fig. 6.23-B). El mapa de Montojo y Salcedo (1876) recoge el cauce antiguo del río, la posición del cauce artificial, así como la presencia de un único delta simétrico y triangular asociado a la desembocadura del cauce natural. Entre los años 1855 d.C. y 1872 d.C., el área del delta aumentó en 2.000.000 m², con una tasa media de avance de la línea de costa de 16,0 m/año.

En el año 1910 d.C., una gran inundación provocó que se acometiera un nuevo desvío artificial del cauce del río, hasta llevarlo a la posición actual (Fig. 6.23-C). Una fotografía aérea oblicua del año 1927 (Archivo municipal de Adra, en Paracuellos-Rodríguez, 2006) y la cartografía de German Armymade durante el período de 1940-1944, basada en datos antiguos (Spanien 1:50.000. Deutsche Heereskarte, publicado por la Junta de Andalucía, 2007), muestran la existencia de dos depósitos deltaicos en este momento: (a) un delta de nueva creación al este, asociado a los cauces artificiales (Fig. 6.23-C) y (b) los restos del delta antiguo al oeste, en los que se observa que la costa había perdido su carácter recto debido a la erosión.

En el año 1956 d.C. se realizó el vuelo fotogramétrico americano, que abarcó toda España. Las fotografías de este vuelo confirman la existencia de los dos lóbulos bien diferenciados (Fig. 6.23-D). Por consiguiente, entre 1872 d.C. y 1956 d.C., el antiguo delta natural se encontraba en franca regresión, mientras el nuevo delta oriental creció hasta alcanzar un área total de aproximadamente 3.660.000 m². Este nuevo delta muestra también forma en planta triangular (Fig. 6.23-D y E) debido a la dominante deriva costera hacia el este. Posee una anchura paralela a la línea de costa de 4,2 km, mientras que su longitud, perpendicular a la línea de costa, variaba de 700 a 1000 m, indicando tasas de avance de la línea de costa de alrededor de 10 m/año.

Después del año 1972 d.C., se construyó la presa de Benínar en el tramo medio del Río Adra para regular su caudal, impidiendo el transporte del materia sedimentario hacia su desembocadura. A partir de 3 vuelos fotogramétricos realizados en los años: a) 1977 d.C., durante las obras de construcción de la presa (Fig. 6.23-E); b) 1984 d.C.,

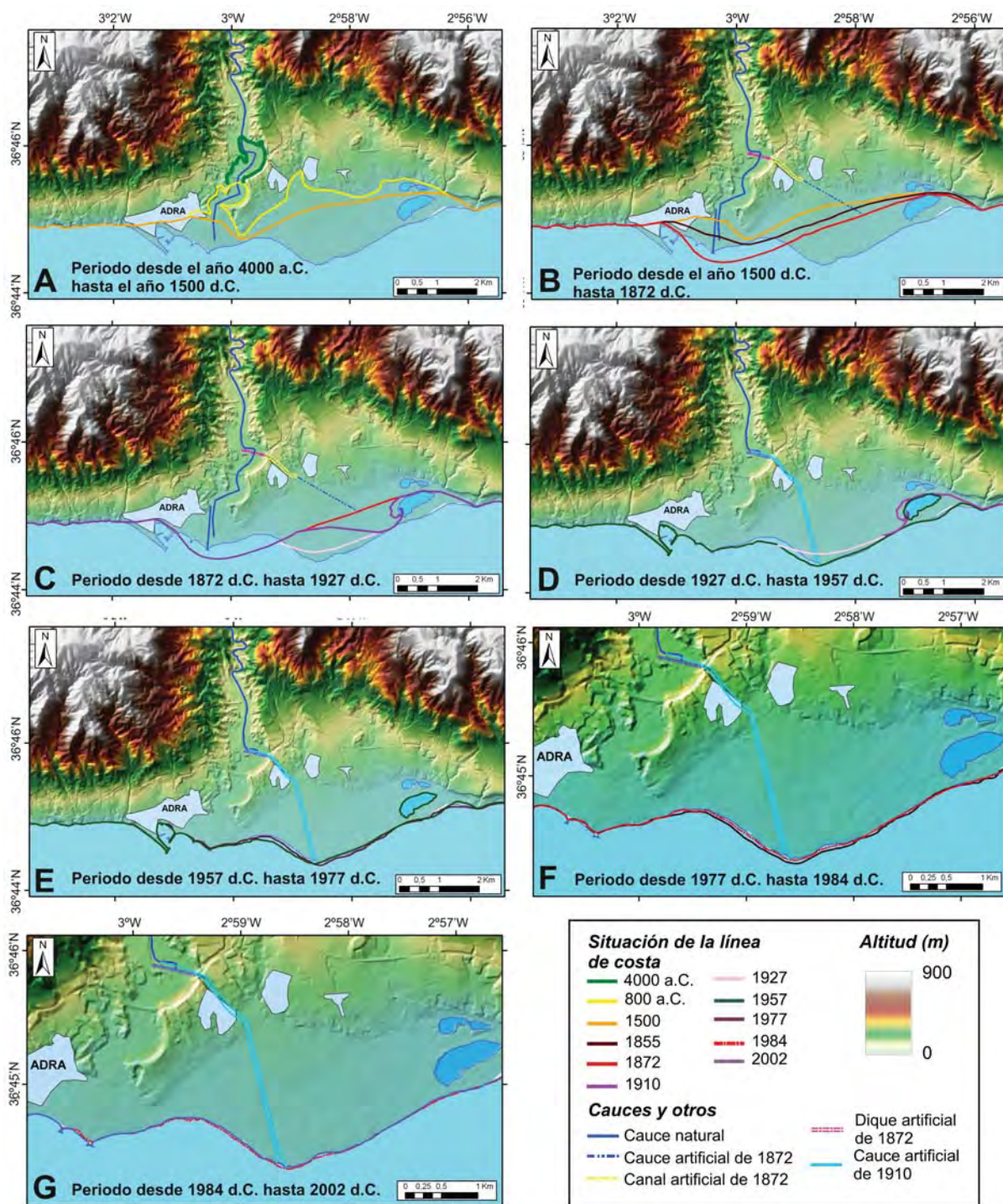


Figura 6.23: Evolución de la línea de costa para los distintos periodos considerados. Modificado de Jabaloy *et al.*, 2010.

justo en la finalización de las mismas (Fig. 6.23-F); c) 2003 d.C., 18 años después de terminar la presa (Fig. 6.23-G) es posible observar y medir la influencia de la falta de aportes en el complejo deltaico. La comparación entre la línea de costa del año 1956 y la del año 1977 d.C. registra un cambio en la evolución del sistema. Se observa una erosión evidente en el sector occidental del nuevo delta, así como una acumulación de

sedimento en el sector oriental (Fig. 6.23-E). El área del sector occidental del nuevo delta disminuyó en $\approx 105.000 \text{ m}^2$ en un período de siete años, a diferencia de la parte oriental que aumentó en $\approx 186.000 \text{ m}^2$.

El retroceso de la línea de costa ha sido el proceso dominante desde que la presa de Benínar provocó la falta de aporte de sedimentos a la desembocadura del río. De este modo, en el año 1984 d.C., el 87% de la costa del delta nuevo estaba sufriendo erosión (Fig. 6.23-F). Hacia el año 2002 d.C., el 93% de la costa del delta nuevo estaba retrocediendo, habiéndose perdido unos $\approx 121.000 \text{ m}^2$ de área con respecto a 1984 (Fig. 6.23-G). Durante este período de 18 años, el antiguo delta occidental también sufrió erosión (Fig. 6.23-G).

Para cuantificar los cambios en la línea de costa, se han utilizado únicamente las líneas de costa obtenidas a partir de fotografías aéreas. De esta manera, se analizaron las líneas de costa desde el año 1956 d.C. hasta el 2002 d.C. con la ayuda del software DSAS (Thieler *et al.*, 2009). Se examinaron los cambios mediante la definición de 30 transectos perpendiculares a la línea de costa con un espaciado de 300 m desde la línea de base localizada en tierra (Fig. 6.24-A). Se calcularon las tasas de avance/retroceso mediante una regresión lineal de cada transecto respecto a las 4 líneas de costa estudiadas. Ha sido muy importante tener en cuenta el coeficiente de correlación de la regresión lineal, debido a que únicamente se han usado sólo 4 líneas de costa. En la Figura 6.24-B, la tasa de avance/retroceso no presenta un patrón claro para los transectos del 1 al 19, mientras que en los transectos del 20 al 30 se observa que la línea de costa ha sufrido un claro retroceso. Los transectos del 20 al 30 muestran un coeficiente de correlación alto, mientras del 1 al 19 muestran un coeficiente de correlación de bajo a muy bajo.

Resumiendo, el análisis de las líneas de costa más recientes (de los últimos 50 años aproximadamente) manifiesta un modelo de retroceso sistemático sólo en el sector oriental de la zona, lo que coincide con una pequeña bahía localizada hacia el oeste del cauce artificial del Río Adra (Fig. 6.24-A).

6.5.2. Cambios volumétricos y batimétricos del sistema prodeltaico del Río Adra y áreas adyacentes

Se ha realizado el cálculo volumétrico para observar la tendencia de la erosión y sedimentación del sistema prodeltaico del Río Adra, a escala secular, durante un largo periodo de tiempo entre 1876 y 2009 y, a escala interanual, durante un corto periodo de tiempo (entre 2002 y 2009). Por otro lado, se ha llevado a cabo la estimación de la diferencia de profundidades entre la batimetría de 2002 y de 2009.

6.5.2.1. Estimación del cambio volumétrico durante los siglos XIX y XX

Para el cálculo del cambio volumétrico durante el período de 137 años que transcurre desde 1876 hasta 2009, se han utilizado los datos batimétricos de la carta náutica de 1876 (Montejo y Salcedo, 1876) y la batimetría multihaz de 2009 (obtenida en la

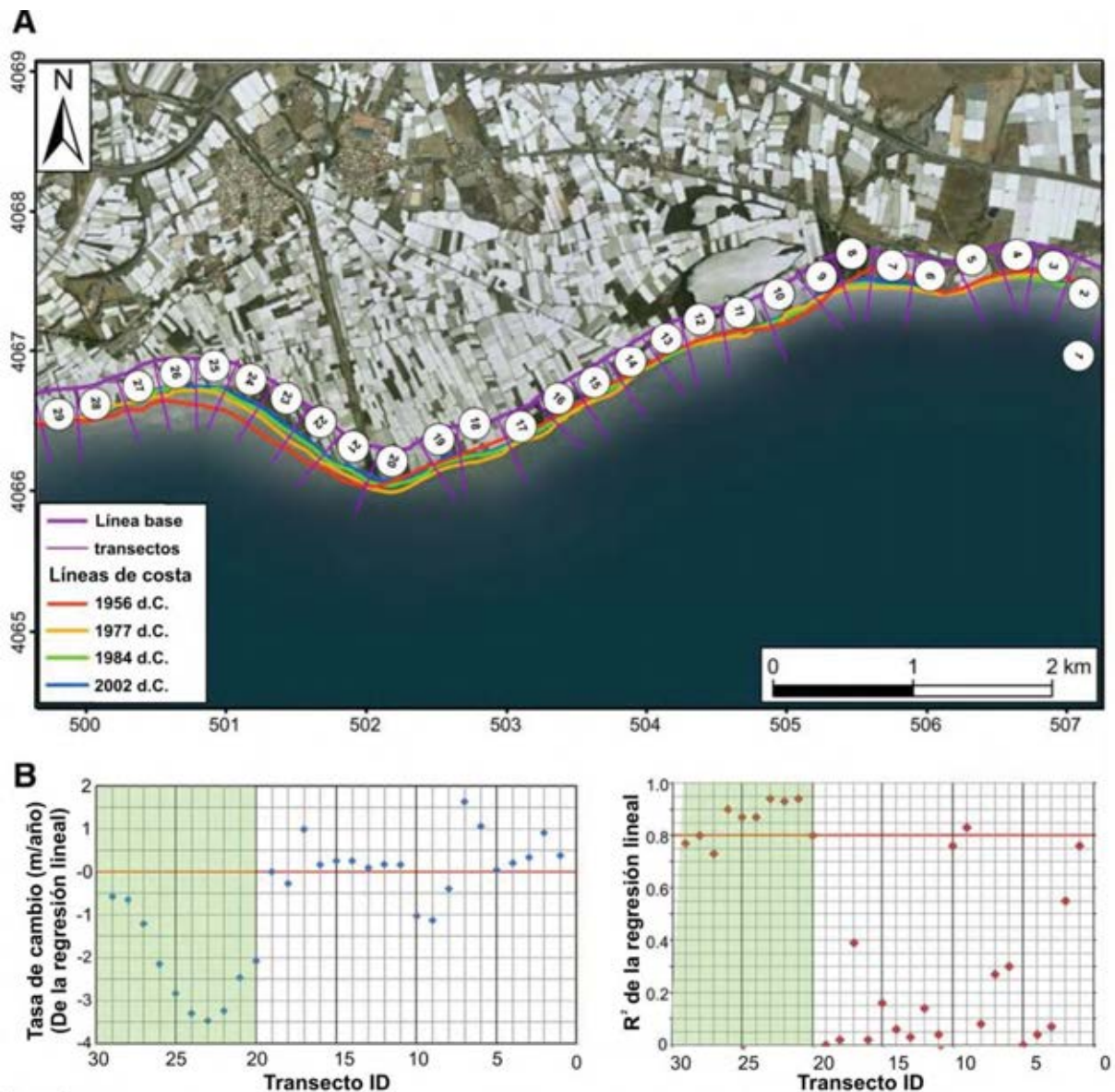


Figura 6.24: A: Localización de la línea base, transectos y líneas de costa (en 1956 d.C., 1977 d.C., 1984 d.C. y 2002 d.C.) estudiadas por medio del *Digital Shoreline Analysis System* software (Thieler et al., 2009), B: Rangos de avance/retroceso de la línea de costa obtenidos con una regresión lineal en diferentes transectos, y la variación de los coeficientes de correlación. Modificado de Jabaloy *et al.*, 2010.

campana MOSAICO 0509). Se han elaborado dos modelos digitales de batimetrías y se han comparado para calcular los cambios volumétricos (Fig. 6.25). Aunque pueden existir errores en la localización de las medidas en 1876, estos datos pueden servir como una aproximación del volumen de sedimento acumulado/removilizado desde ese momento. Esta comparación muestra la construcción del lóbulo oriental (más reciente) con una acumulación de sedimento estimada de $44.876.665 \text{ m}^3$, lo que corresponde a una tasa de acreción de $\approx 325.000 \text{ m}^3/\text{año}$.

La comparación de las dos batimetrías, también revela la erosión del lóbulo occidental frente a la desembocadura natural del río (Fig. 6.25). El volumen total de sedimento

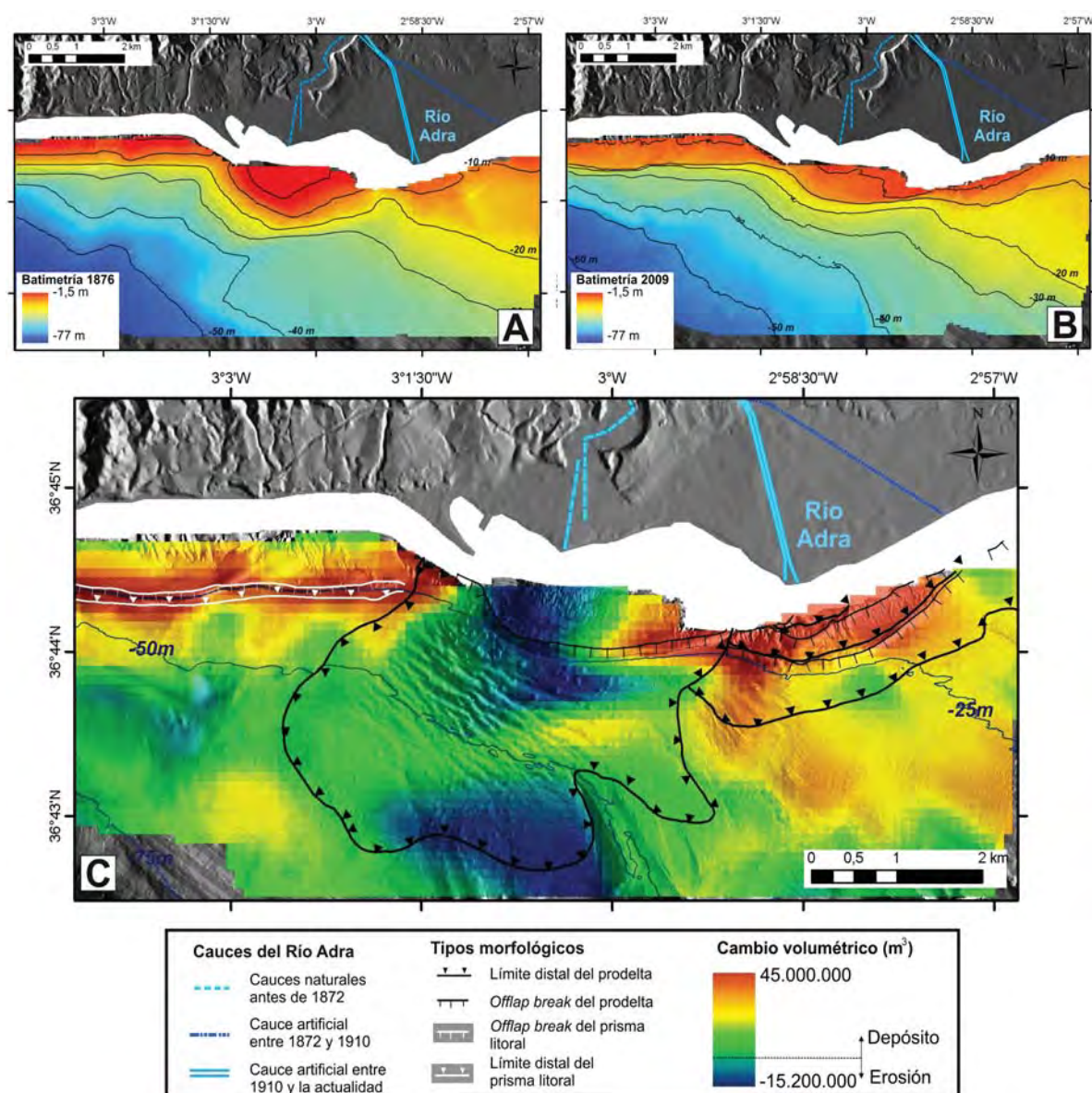


Figura 6.25: Áreas de sedimentación y erosión para el periodo entre 1876 y 2009. A. Batimetría de 1876, B. Batimetría de 2009 y c) Diferencia de volumen entre ambas batimetrías.

erosionado es de $\approx 15.156.418 \text{ m}^3$, lo que significa una tasa de erosión de sedimento de $110.505 \text{ m}^3/\text{año}$. Finalmente, esta comparación muestra una significativa retención al oeste del puerto como consecuencia de una deriva predominante hacia el este (Fig. 6.25). Asumiendo una densidad media de aproximadamente 2 t/m^3 para los sedimentos del delta (a causa de la existencia de mucho material detrítico reciente no consolidado en estos sedimentos), se podría decir que la construcción del nuevo lóbulo oriental implica un valor de acumulación de sedimento de, aproximadamente, $80.000.000 \text{ t}$ durante este periodo de 137 años. Esta masa de sedimentos implica que el río Adra ha estado aportando una media anual de 550.000 t de sedimento, en función de los factores ambientales que predominasen en cada año. Teniendo en cuenta el tamaño de la cuenca (751 km^2), se puede estimar una tasa mínima de rendimiento del río alrededor de $750 \text{ t/km}^2 \text{ año}$.

6.5.2.2. Estimación del cambio volumétrico entre 2002 y 2009

Para el estudio de la tendencia de la diferencia de volumen interanual durante 7 años (entre 2002 y 2009), se han utilizado datos batimétricos obtenidos en las campañas ESPACE02 (batimetría 2002) y MOSAICO 0509 (batimetría de 2009). Su resultado muestra que sigue existiendo una acumulación de sedimento en el lóbulo oriental (Fig. 6.26), estimándose alrededor de $1.150.574 \text{ m}^3$ de sedimento acumulado, lo que correspondería a una tasa de acreción de $\approx 164.000 \text{ m}^3/\text{año}$, inferior a la calculada para el largo periodo.

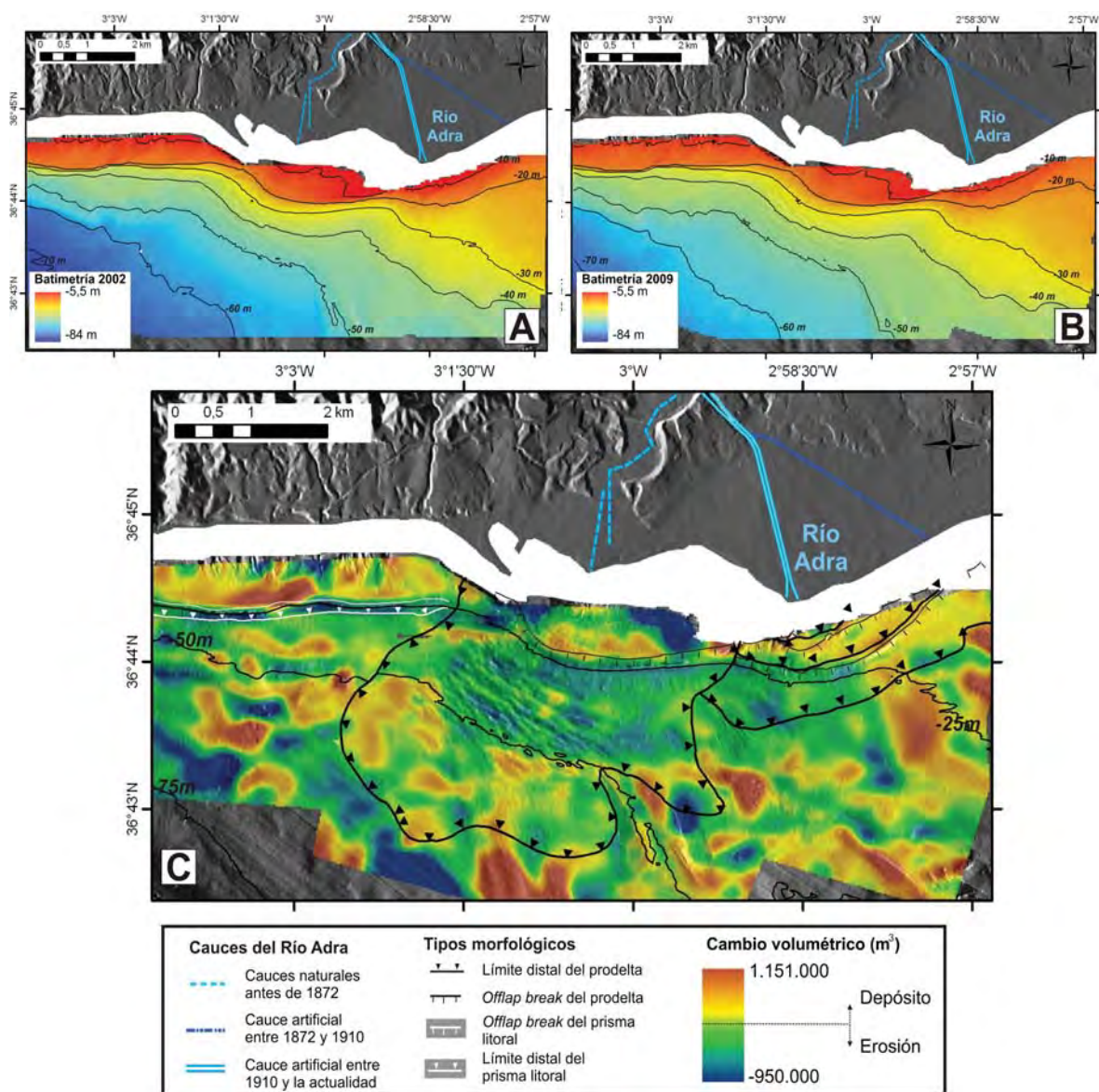


Figura 6.26: Áreas de sedimentación y erosión para el periodo entre 2002 y 2009. A. Batimetría de 2002, B. Batimetría de 2009 y c) Diferencia de volumen entre ambas batimetrías.

Por otro lado, la comparación de ambas batimetrías sigue mostrando la existencia de la erosión del lóbulo prodeltaico occidental (Fig. 6.26), con un volumen erosionado

de $\approx 946.000 \text{ m}^3$. Esto implica una tasa de erosión del sedimento de $135.000 \text{ m}^3/\text{año}$. Asumiendo la densidad media de 2 t/m^3 para los sedimentos del delta y, en función del sedimento acumulado en el lóbulo oriental, se tendría un valor mínimo de acumulación de sedimento en estos 7 años de $2.300.000 \text{ t}$. Esta masa de sedimentos conlleva a un aporte medio anual del Río Adra, durante este corto periodo de tiempo, de aproximadamente 328.000 t de sedimento al año. La tasa mínima de rendimiento del río para este periodo estaría alrededor de las $438 \text{ t/km}^2 \text{ año}$.

6.5.2.3. Estimación del cambio batimétrico entre los años 2002 y 2009

La estimación del cambio batimétrico entre 2002 y 2009 de los depósitos prodeltaicos asociados al Río Adra y áreas adyacentes, se ha llevado a cabo restando ambas batimetrías, suavizadas a $20 \times 20 \text{ m}$ de resolución, dando como resultado una aproximación de la diferencia de altura entre ambas batimetrías (Fig. 6.27).

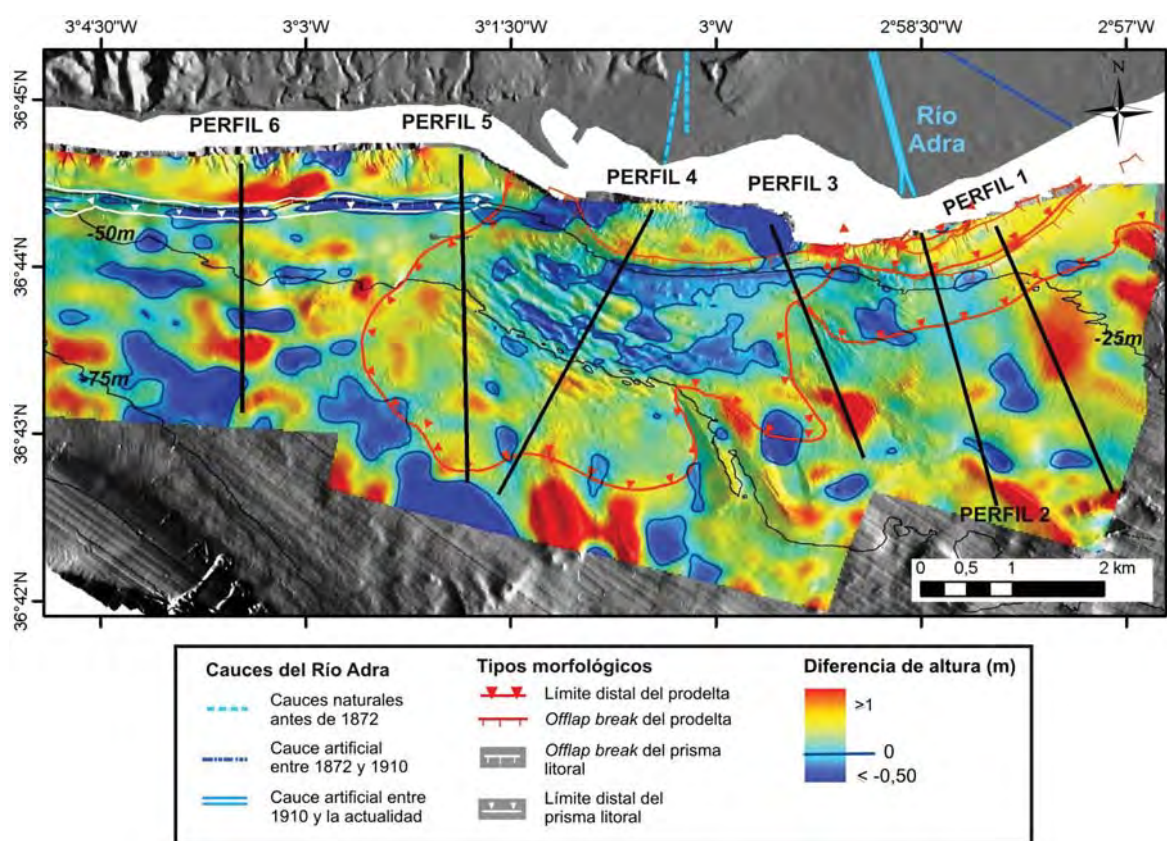


Figura 6.27: Diferencia de altura (m) entre las batimetrías de los años 2002 y 2009. Se representa la línea de 0 para diferenciar el límite entre la erosión y la sedimentación.

A partir de dicha cartografía, donde se expone la diferencia de altura entre ambas batimetrías (Fig. 6.27), y de la representación de estos datos en un histograma de frecuencias (Fig. 6.28), se observa que la sedimentación en la zona en general, es superior a la erosión, con un 80,4% de los datos positivos. Los valores de la diferencia de altura entre estos 7 años se encuentran mayoritariamente en un rango entre 1 m y -0,5 m

teniendo en cuenta que valores positivos superiores a este rango o valores negativos, inferiores al mismo, pueden ser debidos a errores asociados a la toma de los datos originales y a los suavizados realizados sobre las batimetrías. Se advierte que la mayoría de la zona durante este periodo, ha sufrido una acumulación de sedimento no superior a 0,5 m de espesor, encontrándose más del 50% de los datos totales entre estos valores (Figs. 6.27 y 6.28). Las diferencias de espesores superiores a 0,5 m se distribuyen a lo largo de la plataforma, generalmente en zonas adyacentes a los depósitos prodeltaicos. Se han observado estos valores en determinadas áreas como en las que se desarrollan las ondas de sedimento y en el límite prodeltaico del *topset-foreset*.

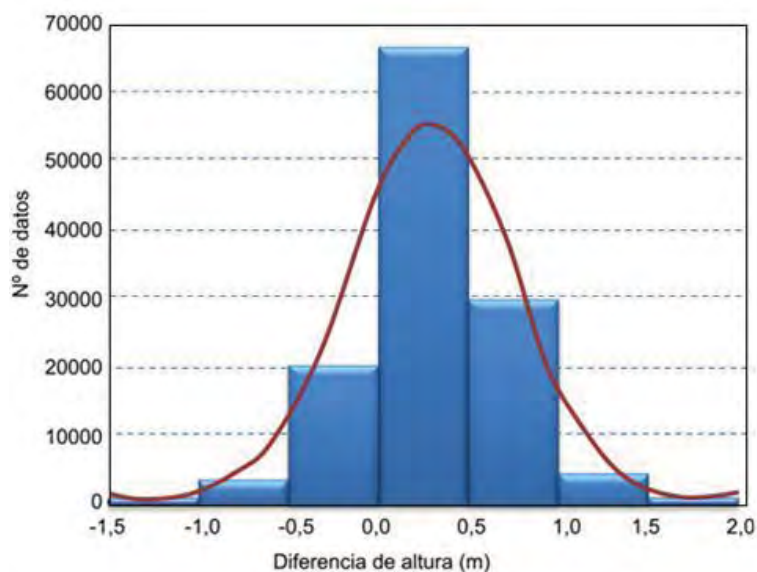


Figura 6.28: Histograma de frecuencias de la diferencia de altura entre las batimetrías de los años 2002 y 2009.

Los valores de erosión $>-0,5$ m, se distribuyen indistintamente a lo largo de la zona, tanto sobre los depósitos prodeltaicos, como en áreas adyacentes (Fig. 6.27). Valores $\leq -0,5$ m se localizan sobre el lóbulo occidental, tanto en el *topset* como en el *foreset-bottomset*, observándose en estos últimos dominios sobre las ondulaciones del fondo marino (Fig. 6.27).

Se ha realizado una serie de perfiles transversales a lo largo de la zona, lo que ha ayudado a la descripción con respecto a la sedimentación/erosión de los distintos depósitos sedimentarios (Fig. 6.29). Se observa que la mayor y más constante sedimentación se produce en el lóbulo oriental (Figs. 6.29-A y B), así como en las cuñas infralitorales ubicadas en la parte más occidental del área (Figs. 6.29-F). Por otro lado, en los perfiles realizados sobre el lóbulo occidental del sistema deltaico del Río Adra, el espesor de sedimentos aumenta en la parte más distal del prodelta (Figs. 6.29-D y E). Por último, es posible destacar una serie de cambios en la batimetría en áreas concretas: a) el perfil 1 (Fig. 6.29-A) atraviesa el frente elevado del prodelta. Se observa un aumento de la altura, pero mantiene la misma forma elevada, b) el perfil 2, trazado frente al cauce

actual del río, muestra un aumento de la altura casi hasta los 30 m de profundidad, indicando progradación de las cuñas sedimentarias, c) en el campo de ondulaciones (Fig. 6.29-D), se diferencian tanto valores negativos como positivos, máximos estos últimos a partir de 50 m.

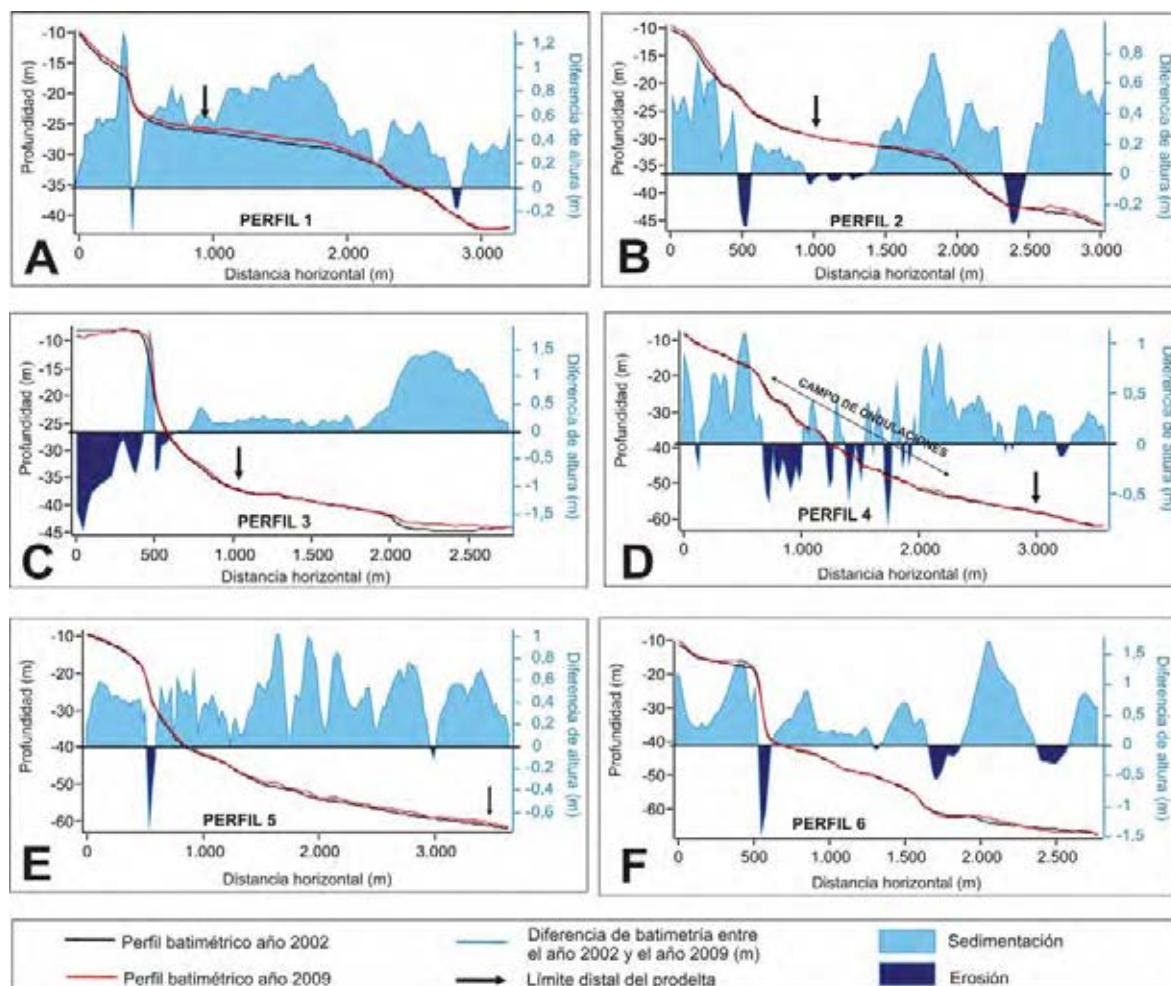


Figura 6.29: Perfiles transversales en los que se compara las batimetrías en los años 2002 y 2009, y se representa la diferencia de altura entre ambas. La localización de los perfiles se muestra en la Figura 6.27.

6.6. Simulación numérica de las cuñas prodeltaicas y de las ondulaciones del fondo marino del sistema deltaico del Río Adra

Las simulaciones numéricas del sistema de cuñas prodeltaicas se han realizado usando dos tipos de perfiles batimétricos: a) uno situado frente a la desembocadura actual del río y b) otro frente a la desembocadura del cauce natural (Fig. 2.31), combinados ambos con distintos caudales, tanto variables como constantes en el tiempo de simulación (Anexo - Simulaciones 65-82).

6.6.1. Simulación numérica de las cuñas prodeltaicas con caudales constantes

En las simulaciones con caudales constantes en el tiempo, se ha observado que tanto la longitud del prodelta, como la profundidad de su límite distal y la distancia del *offlap-break* a la costa, presentan la misma tendencia a aumentar con un incremento del caudal (Tabla 6.3 y Figs. 6.30 y 6.31). Por otro lado, se advierte que con respecto a la profundidad, este incremento de las variables morfométricas es de mayor grado en las simulaciones realizadas sobre el perfil situado frente al cauce antiguo que para las realizadas sobre el perfil frente al cauce actual (Tabla 6.3).

	Caudal constante (m ² /s)	Longitud del prodelta (km)	Profundidad límite distal (m)	Distancia <i>offlap break</i> -Línea costa (km)	Nº simul.
cauce antiguo	0,2	0,78	12	0,42	65
	0,3	0,95	15	0,5	66
	0,4	1	16	0,58	67
	0,5	1,2	20	0,7	68
	0,6	1,4	30	0,75	69
	0,8	1,7	37	0,85	70
	1	2	43	0,9	71
cauce actual	0,2	0,62	15	0,35	73
	0,3	1	25	0,37	74
	0,4	1,28	28	0,45	75
	0,5	1,29	29	0,5	76
	0,6	1,3	29	0,6	77
	0,7	1,32	29	0,66	78
	0,8	1,4	30	0,68	79
	0,9	1,45	30	0,75	80
1	1,5	30	0,76	81	
cauce antiguo	Flujo variable	1	19	0,65	72
cauce actual	Flujo variable	1,35	28	0,5	82

Tabla 6.3: Resumen de los datos obtenidos tras el análisis de las simulaciones realizadas con diferentes flujos (constante y variable) para los tipos de perfiles batimétricos asociados al cauce antiguo y actual del Río Adra.

A medida que avanza el tiempo de simulación, se observa que las isocronas se encuentran más juntas, lo que indica, que la progradación de las cuñas sedimentarias disminuye con el tiempo. En los primeros días de simulación, se advierte la existencia de erosión del fondo inicial justo pasado el *offlap-break*. En el caso del perfil ubicado frente al cauce antiguo, en la parte proximal del *foreset* del perfil inicial se forma un depósito sedimentario, con geometría convexa (Fig. 6.30-A).

La geometría del perfil de la nueva cuña generada durante las simulaciones evoluciona desde un perfil con geometría planar a cóncavo, aunque se observa que para los mayores caudales se produce una convexidad en la parte media del *foreset*, dando lugar a un perfil con geometría sigmoidal (Figs. 6.30 y 6.31).

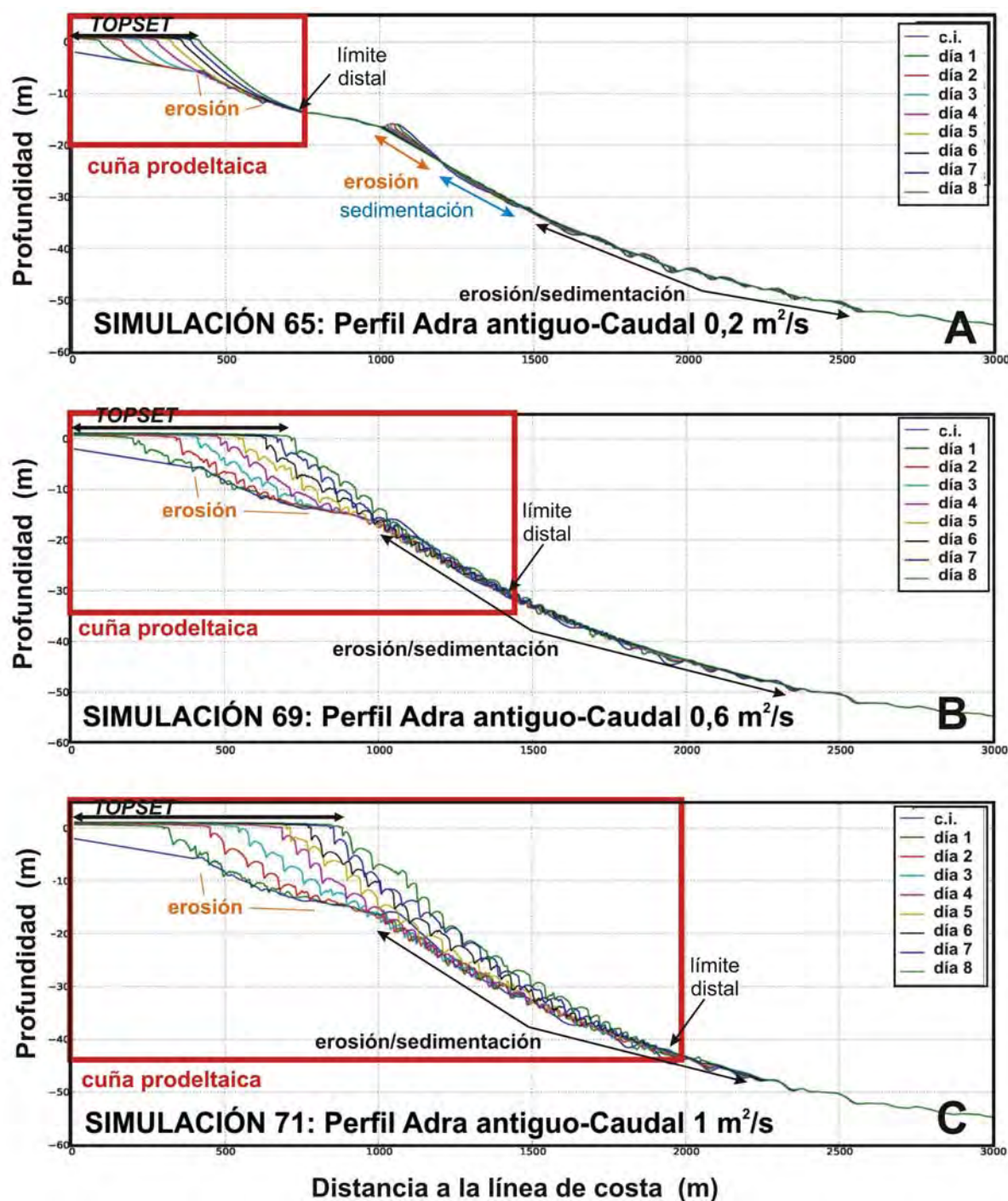


Figura 6.30: Ejemplos de las simulaciones realizadas con el perfil real del Río Adra asociado al cauce antiguo con caudal constante en el tiempo. (A) Caudal de $0,2 \text{ m}^2/\text{s}$, (B) Caudal de $0,6 \text{ m}^2/\text{s}$ y, (C) Caudal de $1 \text{ m}^2/\text{s}$. En ellos se indican algunos parámetros morfológicos de la cuña prodeltaica y se muestra la evolución de la de la misma para simulaciones realizadas con los diferentes caudales.

6.6.2. Simulación numérica de las cuñas prodeltaicas con caudales variables

Al realizar las simulaciones numéricas con caudales variables (entre $0,2$ y $0,9 \text{ m}^2/\text{s}$) se observa que la longitud del prodelta, la profundidad del límite distal y la distancia

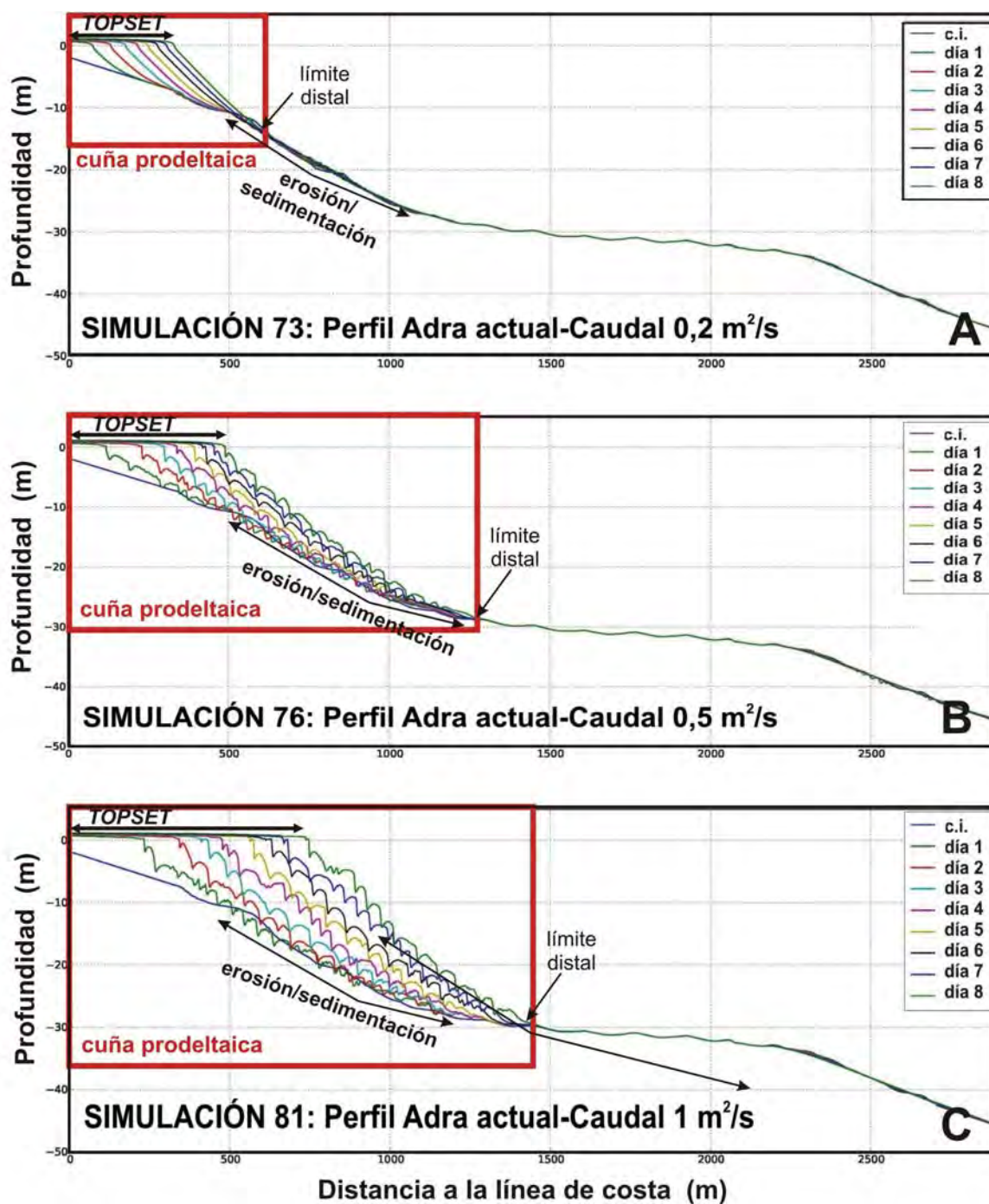


Figura 6.31: Ejemplos de las simulaciones realizadas con el perfil real del Río Adra asociado al cauce actual con caudal constante en el tiempo. (A) Caudal de $0,2 \text{ m}^2/\text{s}$, (B) Caudal de $0,6 \text{ m}^2/\text{s}$ y, (C) Caudal de $1 \text{ m}^2/\text{s}$. En ellos se indican algunos parámetros morfológicos de la cuña prodeltaica y se muestra la evolución de la de la misma para simulaciones realizadas con los diferentes caudales.

del *offlap-break* a la costa son menores que en las simulaciones con caudales del mismo rango pero constantes durante el tiempo de simulación (Tabla 6.3 y Anexo-Simulaciones 72 y 82).

Realizando una comparativa entre los perfiles ubicados frente al cauce antiguo y frente al cauce actual del río, se advierte que tanto la longitud del prodelta como la profundidad del *offlap-break* son mayores en el segundo de los casos, presentando un comportamiento contrario la distancia del *offlap-break* a la costa (Tabla 6.3).

Respecto a la geometría de las nuevas cuñas prodeltaicas, en el caso de la generada frente al cauce antiguo, presenta un perfil lineal o ligeramente cóncavo, con el desarrollo de un depósito distal pasado el *offlap-break* del perfil inicial. Por otro lado, para la cuña generada frente al cauce actual, los perfiles tienen una geometría sigmoidales, con una somerización del *offlap-break* de la cuña que se está formando (Fig. 6.32).

La erosión del perfil original es más patente en el perfil asociado al cauce actual, agudizándose en la zona del cambio de pendiente u *offlap-break* (Fig. 6.32).

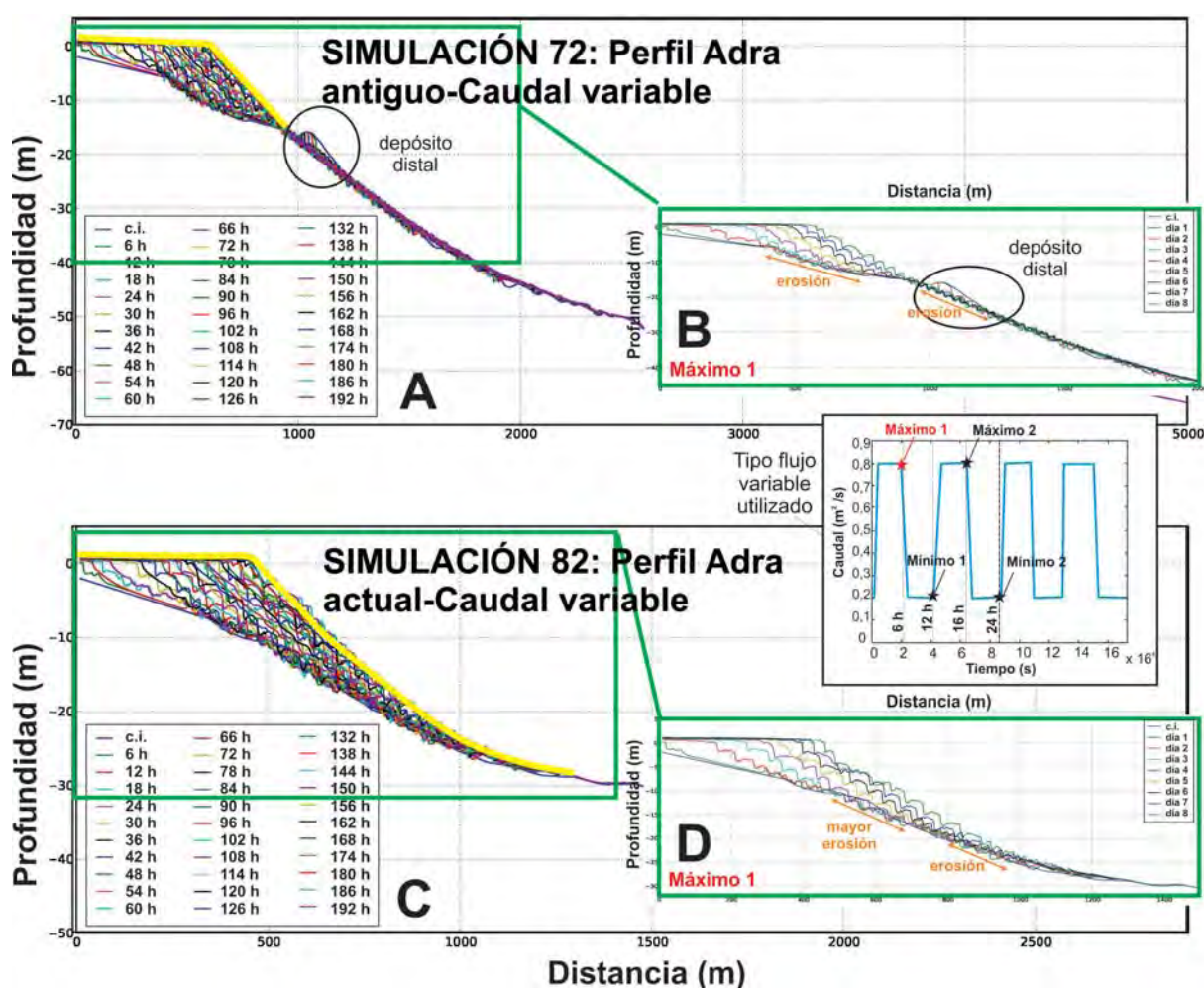


Figura 6.32: Ejemplos de las simulaciones realizadas con los perfiles reales del Río Adra para un caudal variable durante todo el tiempo de simulación (A y C) y durante el primer máximo de caudal (B y D).

6.6.3. Simulación numérica de las ondulaciones con caudales constantes

De forma general, se puede indicar, que las ondulaciones del fondo marino comienzan a formarse con caudales superiores a los $0,3 \text{ m}^2/\text{s}$, independiente del perfil que se trate y siempre se desarrollan a partir del *topset* (Fig. 6.33).

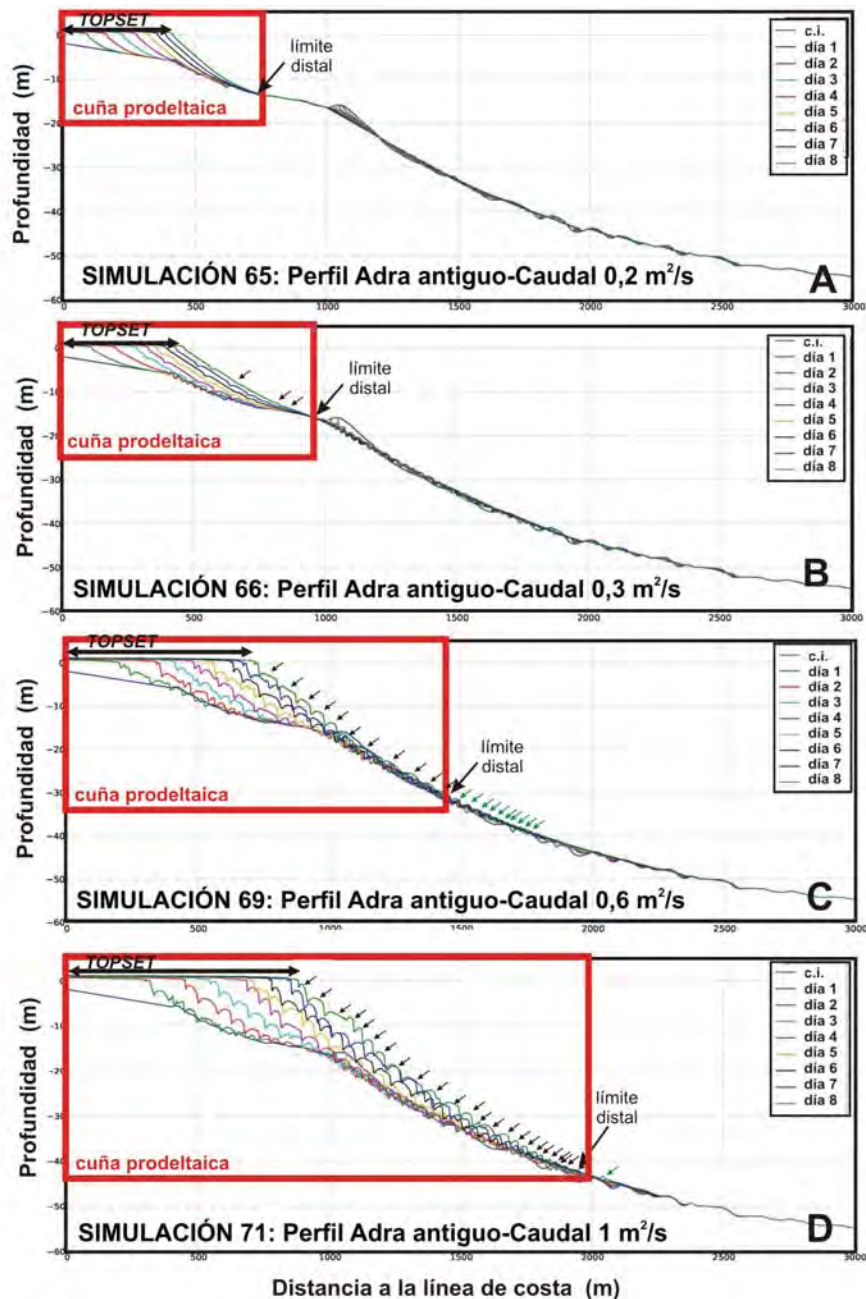


Figura 6.33: Ejemplos de 4 simulaciones realizadas en el perfil batimétrico real asociado al cauce antiguo del Río Adra para diferentes caudales constantes en el tiempo. Se muestra en ellos las ondulaciones del fondo marino desarrolladas en las cuñas prodeltaicas (indicando su cresta con una flecha negra) o fuera de ellas (flechas verdes), observándose un aumento del número de ondulaciones con un incremento del caudal, así como las diferentes características morfométricas entre las ondulaciones de las diferentes simulaciones.

Los parámetros morfométricos medidos en las distintas simulaciones, nos indican que:

- La longitud de onda y la distancia entre las ondas disminuye al aumentar el caudal en las simulaciones de ambas cuñas (actual y antigua). Esta disminución es más acusada en los caudales bajos, tendiendo a medida que aumenta el caudal a una estabilización o bajada ligera. En el perfil del cauce antiguo esta disminución de la longitud de onda con el caudal es más pronunciada que en las simulaciones realizadas en el cauce actual (Fig. 6.34).
- La altura máxima de las ondulaciones aumenta de forma exponencial claramente con los caudales, apreciándose un máximo o umbral alrededor de los 3 m. (Fig. 6.34).
- El índice de forma disminuye de manera logarítmica a medida que aumenta el caudal, por lo que las ondas más achatadas se desarrollan durante los caudales más bajos. En ambos perfiles (actual y antiguo) se observa el mismo comportamiento (Fig. 6.34).
- El número de ondulaciones, en el caso del perfil ubicado frente al cauce antiguo el aumento del número de ondas es prácticamente lineal. En cambio, en el perfil asociado al cauce actual el crecimiento de este parámetro es exponencial (Fig. 6.34).

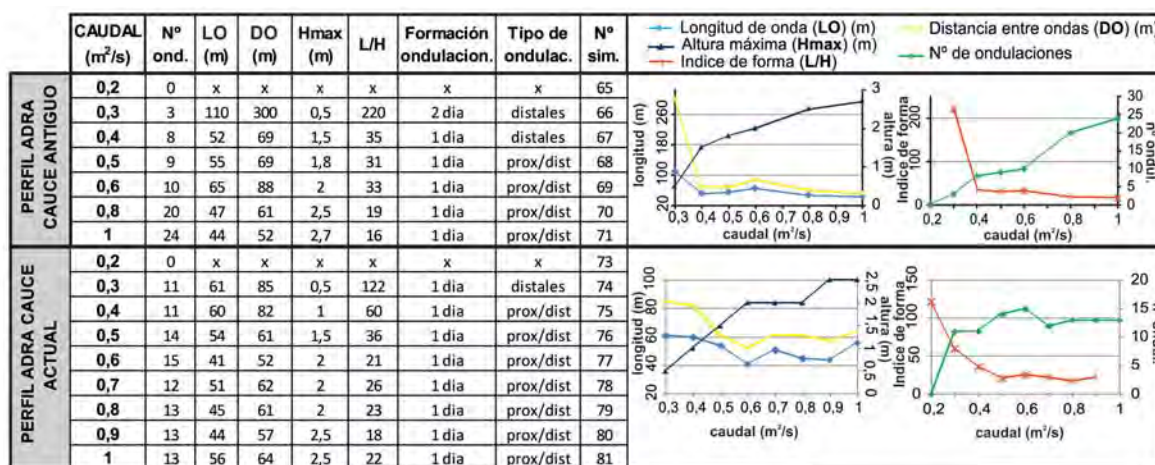


Figura 6.34: Resumen de los datos obtenidos tras el análisis de las simulaciones realizadas con un flujo constante en los perfiles batimétricos reales del Río Adra (perfil asociado al cauce natural y al cauce actual del río). Se muestran las gráficas del comportamiento de algunos de los parámetros morfométricos más importantes de las ondulaciones: longitud lateral, longitud de onda, altura, índice de forma y número de ondulaciones con variación del caudal.

6.6.4. Simulación numérica de las ondulaciones con caudales variables

En estas simulaciones con caudales variables, las ondulaciones se desarrollan a partir del *topset* independientemente del perfil inicial utilizado. En las simulaciones realizadas con el perfil del cauce antiguo, las ondulaciones se forman sobre la cuña sedimentaria antigua y sobre la que se está formando, de manera que las ondulaciones son más numerosas y de menor tamaño que las que se forman sobre la cuña desarrollada durante las simulaciones (Fig. 6.35-A).

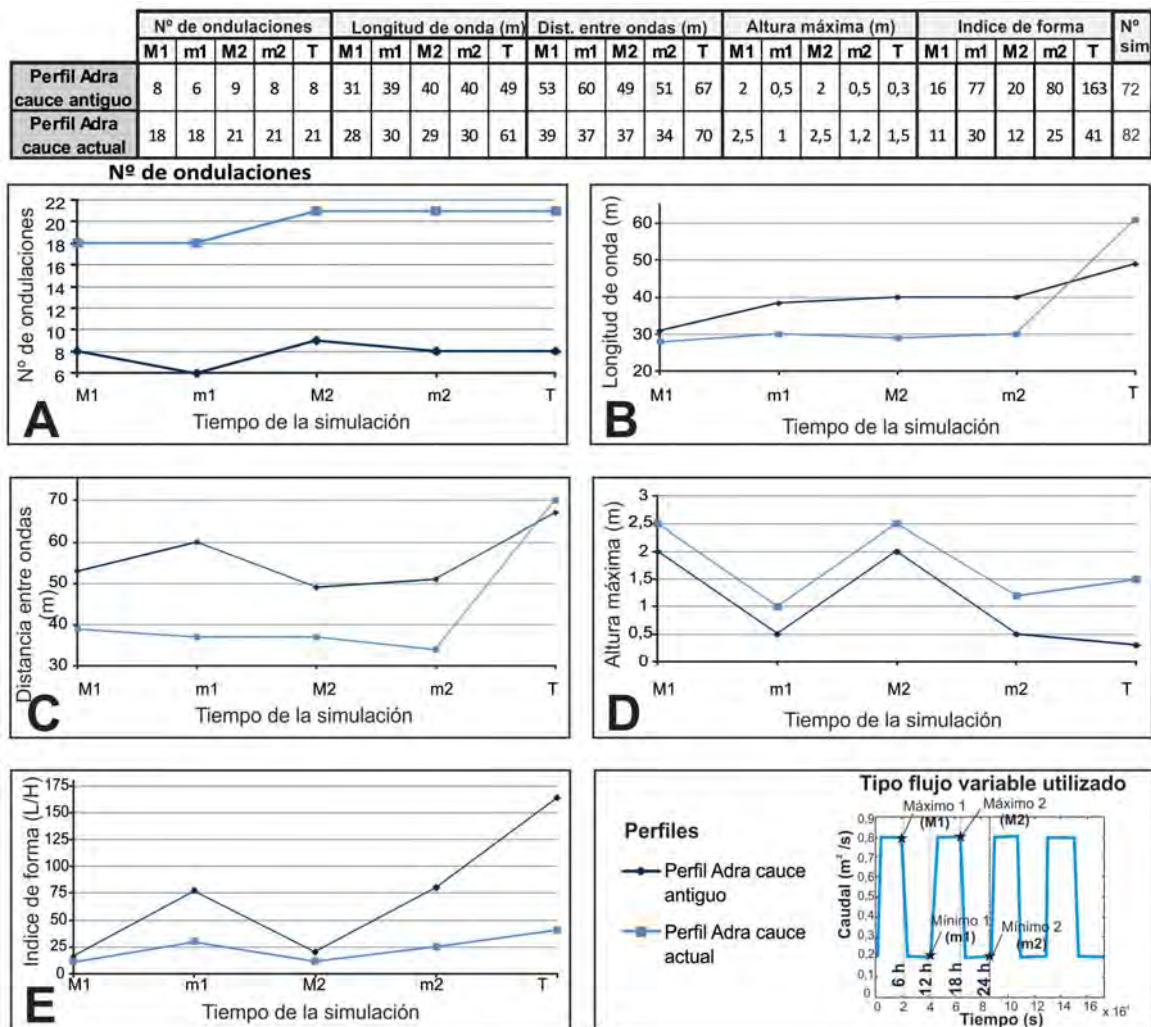


Figura 6.35: Resumen de los datos obtenidos tras el análisis de las simulaciones realizadas con un flujo variable en los perfiles batimétricos reales del Río Adra (perfil asociado al cauce natural y al cauce actual del río). Se muestran las gráficas del comportamiento de algunos de los parámetros morfométricos más importantes de las ondulaciones: longitud lateral, longitud de onda, altura, índice de forma y número de ondulaciones en 5 momentos diferentes de la simulación (6-12-18-24h y 8 días (T)).

La longitud de onda es mayor para las ondulaciones del perfil antiguo durante la simulación, aunque atendiendo al final de la misma los valores de las longitudes de ondas se ambos perfiles se igualan (Fig. 6.35-B).

La distancia entre ondas presentan prácticamente el mismo comportamiento que en el caso de la longitud de onda, pero en el tiempo final de las simulaciones, las ondulaciones están más distanciadas en las desarrolladas con el perfil del cauce actual (Fig. 6.35-C).

La altura máxima de las ondulaciones presenta un comportamiento diferente que las anteriores variables, a lo largo del tiempo de simulación. Se observa un aumento de la altura con respecto al caudal, es decir, cuando el caudal se encuentra en sus máximos valores se observan mayores alturas que en caudales mínimos. Se advierte, que en las simulaciones realizadas con el perfil actual del río las ondulaciones son más altas que en las del perfil del cauce antiguo (Fig. 6.35-D).

El índice de forma mayor, muestra un comportamiento contrario a la altura de las ondulaciones, de manera que, esta variable aumenta con caudales mínimos y disminuye con caudales máximos. Se observa también, que la relación L/H es mayor en las ondas de las simulaciones realizadas en el perfil del cauce antiguo que en el del cauce actual del río. Por lo tanto, indicar que las ondulaciones serán más achatadas para el cauce antiguo y para caudales mínimos (Fig. 6.35-E).

Parte III

DISCUSIÓN

Capítulo 7

Análisis morfosedimentario de los sistemas prodeltaicos: propuesta de clasificación

La importancia ambiental y socioeconómica de los sistemas deltaicos ha ido en aumento en los últimos años, debido a la mayor concienciación por parte de la sociedad de las consecuencias que la excesiva presión demográfica está ejerciendo en la franja costera (e.j. Bhattacharya y Giosan, 2003; Bhattacharya, 2006). Además, el estudio de los sistemas deltaicos tiene un gran interés al ser la clave para entender la interacción entre los procesos sedimentarios fluvio-deltaicos y los procesos marinos (Trincardi y Syvitski, 2005). Por ello, se han ido proponiendo modelos de facies y distintas clasificaciones (Bhattacharya, 2006). En ellas se establecen los patrones de desarrollo y la morfología de los sistemas deltaicos, los cuales se encuentran controlados por una serie de factores interrelacionados que influyen tanto en los aportes fluviales, como en la cuenca receptora: la descarga hídrica, la carga sedimentaria, los procesos en la desembocadura del río, el oleaje, las mareas, las corrientes, los vientos, la anchura y la pendiente de la plataforma (Wright *et al.*, 1974; Coleman y Wright, 1975; Orton y Reading, 1993). Estos factores dependen en última instancia del clima, de la tectónica o de la combinación de ambos (Hart, 1995).

La clasificación más utilizada se basa en la importancia relativa de tres factores: la influencia fluvial, las mareas y el oleaje (Galloway, 1975). Las clasificaciones más comunes normalmente hacen referencia a la morfología de la llanura deltaica de los grandes sistemas deltaicos (Bhattacharya y Giosan, 2003; Bhattacharya, 2006). Por otro lado, los estudios de la parte submarina de los sistemas deltaicos se han centrado fundamentalmente en las plataformas fangosas asociadas a grandes ríos (Bhattacharya, 2006), tales como los ríos Amazonas (Nitrouer *et al.*, 1996), Ganges-Brahmaputra (Kuehl *et al.*, 1997) y Amarillo (Liu *et al.*, 2004), entre otros.

Por otro lado, el conocimiento y la clasificación de los sistemas deltaicos asociados a cuencas pequeñas y abruptas son escasos. Estos sistemas pueden ser muy significativos en costas abruptas en las que desembocan pequeños sistemas fluviales tal y

como ocurre en el margen de California, donde la carga sedimentaria es generalmente inversamente proporcional al tamaño de la red de drenaje del río (Milliman y Syvitski, 1992). Los pequeños sistemas deltaicos asociados a pequeñas cuencas de drenaje son más propensos a experimentar cambios mayores (debidos a cambios climáticos, tectónicos y variaciones nivel del mar) que los grandes deltas alimentados por cuencas de drenaje de gran tamaño, los cuales frecuentemente abarcan varias zonas climáticas y tectónicas (Postma, 1990; 2001). Una breve pero intensa precipitación en un área relativamente pequeña, rodeada por laderas escarpadas, es a veces la causa de inundaciones repentinas o desbordamientos del cauce del río, el cual puede transportar una enorme carga de sedimentos (e.j. Allen, 1985). La energía de la corriente y la inercia de estas inundaciones son a menudo suficientes para erosionar y desbordar la llanura del delta y del frente deltaico y llegar a depositar gran parte de su carga en la zona prodeltaica (Postma, 2001). Por ello, el estudio de la geometría submarina de estos pequeños sistemas deltaicos puede proporcionar información sobre el modo de transporte y/o depósito y sobre la composición del sedimento (Adams *et al.*, 1998, 2001), llegando a poderse determinar la importancia relativa del aporte sedimentario en relación a la energía hidrodinámica en la cuenca receptora (Kenyon y Turcotte, 1985), permitiendo de este modo realizar clasificaciones basadas en la geometría de los cuerpos sedimentarios (Adams y Schlager, 2000).

A partir de los resultados obtenidos del estudio morfosedimentario de los sistemas deltaicos del área de estudio (caracterizados por estar asociados a pequeñas y abruptas cuencas de drenaje e influenciados por aportes fluviales episódicos y de carácter torrencial) se presenta una discusión de los mismos para intentar proponer un esquema de clasificación para dichos sistemas. Con esta clasificación se pretende diferenciar la correlación entre los diferentes parámetros utilizados (morfométricos, hidrológicos y características hidrodinámicas) y la influencia de los mismos en las características morfométricas y sedimentarias de los prodeltas.

7.1. Geometría de los cuerpos deltaicos: un patrón característico para deltas asociados a ríos montañosos y abruptos

El modelo morfológico más común para los depósitos prodeltaicos se trata de depocentros elongados de unos 20-40 m de espesor, perfiles con un bajo gradiente de pendientes muy característico (pendientes del *foreset* normalmente $< 0,2^\circ$) y con una geometría sigmoidal en sección transversal. Las distribuciones elongadas se producen como consecuencia del fuerte transporte longitudinal a lo largo de la costa (Liu *et al.*, 2006; Xue *et al.*, 2010). Este patrón general caracteriza a la mayoría de los sistemas deltaicos más significativos del mundo, como los principales sistemas fluviales de Asia (Kuehl *et al.*, 1997; 2005 ; Michels *et al.*, 1998; Liu *et al.*, 2006, 2009; Palamenghi *et al.*, 2011) o de la plataforma amazónica (Nittrouer *et al.*, 1986).

Las geometrías sigmoidales con un cambio en la configuración del sistema deltaico de convexa a cóncava hacia mar adentro, son también características distintivas de numerosos deltas mediterráneos asociados a ríos relativamente grandes (e.j. Ebro, Tiber) (Bellotti *et al.*, 1994; Díaz *et al.*, 1996), o a ríos pequeños con una fuerte influencia estacional (Fluviá-Muga, Ombrone) (Díaz y Ercilla, 1993; Tortora, 1999) o incluso en ambientes de abanico deltaicos o *fan deltas* (Sacchi *et al.*, 2009). La mayor pendiente del fondo marino en estos deltas se encuentra en los *foresets*, con valores máximos de $1,5^\circ$, aunque generalmente no superan 1° (Díaz y Ercilla, 1993; Bellotti *et al.*, 1994; Díaz *et al.*, 1996; Tortora, 1999; Cattaneo *et al.*, 2007), y solamente son significativamente mayores en el caso de los *fan deltas* ($>20^\circ$) (Sacchi *et al.*, 2009). La mayoría de estos depósitos deltaicos son elongados, extendiéndose cientos de kilómetros a lo largo de la costa (Díaz *et al.*, 1996; Cattaneo *et al.*, 2003 y 2007). Otro rasgo característico de estos sistemas deltaicos es su espesor máximo de carácter moderado, alcanzando unas decenas de metros (Díaz *et al.*, 1996; Sacchi *et al.*, 2009), y su composición predominantemente fangosa. Los procesos que producen este tipo de sistemas son el resultado de una combinación de eventos de inundación junto con la dispersión del sedimento, a largo plazo, por la acción del oleaje (Tortora, 1999). En particular, los depósitos elongados en planta indican una redistribución sedimentaria realizada, principalmente, por procesos advectivos laterales y, posiblemente, con una composición del sedimento más fina (Díaz *et al.*, 1996; Cattaneo *et al.*, 2007).

Los sistemas deltaicos en el área de estudio son significativamente distintos a los casos anteriormente descritos. Estudios previos desarrollados en la plataforma continental del Río Guadalfeo, muestran morfologías deltaicas que se salen del modelo típico de los deltas fluviales (Lobo *et al.*, 2006). Esta tesis doctoral representa un enfoque más amplio ya que integra un número importante de ejemplos, ofreciendo por primera vez una gran cantidad y detalle de la variabilidad geométrica (en secciones transversales), así como los patrones de distribución (vista en planta) de los sistemas deltaicos de pequeño tamaño y alta pendiente, asociados a sistemas fluviales fuertemente influenciados por el clima estacional. Estudios previos como es el caso de los prodeltas de los ríos montañosos taiwaneses (Liu *et al.*, 2008), sobre sistemas deltaicos similares se han basado principalmente en datos estratigráficos, pero carecen de un marco completo de sus morfologías.

Los depósitos deltaicos asociados a los ríos con fuerte pendiente, típicos del sureste de la Península Ibérica, muestran una serie de características comunes que los hacen completamente diferentes a los ya descritos depósitos sigmoidales elongados, y se asemejan más a otros depósitos asociados a sistemas fluviales con altos gradientes de pendientes (Liu *et al.*, 2008) o *fan deltas* (Nava-Sanchez *et al.*, 1999; Sacchi *et al.*, 2009). Sus depocentros tienen una distribución más limitada que en el caso de los depocentros dominados por la advección a lo largo de la plataforma, debido a los altos gradientes de pendiente de las cuencas hidrológicas, favoreciendo así el transporte de los sedimentos y su depósito en el medio marino. Esto se refleja en: (a) la escasa representación de las llanuras deltaicas; (b) el aumento del espesor sedimentario (varias

decenas de metros) equivalentes a los valores de espesor sedimentario (>50 m) observados en los depósitos asociados a los ríos taiwaneses (Liu *et al.*, 2008); y (c) mayores pendientes en el *foreset*, comparables a los valores descritos en los abanicos deltaicos o *fan deltas* ($6-8^\circ$) (Nava-Sánchez *et al.*, 1999). Finalmente, la composición del sedimento es considerablemente más gruesa con respecto a otros ejemplos mediterráneos, los cuales son predominantemente fangosos. En contraste, en los ejemplos considerados, el tipo de sedimento más común varía desde arenas y gravas en los *topsets* a mezclas de arenas y fangos en los *bottomsets*.

Además de estas observaciones generales, si se realiza un análisis detallado de los tipos de geometrías dominantes relativas a la distribución en planta y las secciones transversales en los prodeltas, se observa que a diferencia del predominio de las distribuciones elongadas con perfiles sigmoidales, característico de muchos sistemas deltaicos, en el área de estudio es más frecuente que se desarrollen patrones con una distribución lingoidal en planta.

Los depósitos elongados sólo están representados en situaciones particulares, los cuales son característicos de los grandes ríos de la zona de estudio (Ej. los ríos Guadalfeo y Adra). La presencia de dichas morfologías elongadas, sugiere la existencia moderada de una redistribución lateral de sedimentos de tamaño de grano fino (Fig. 7.1). Hay que señalar, sin embargo, que esta elongación es menos importante que la observada en muchos de los sistemas deltaicos asociados a los grandes ríos.

Los depósitos lobulares son característicos de la mitad de los pequeños ríos y típicos de las ramblas del área de estudio, mientras que los depósitos lingoidales se observan en el resto de los pequeños ríos y en una sola de las ramblas. La existencia de depósitos lobulares podrían estar asociados con eventos de fuertes flujos o inundaciones, donde dichos flujos entran en la cuenca receptora y deposita el material transportado a una corta distancia de la desembocadura. Esta geometría puede identificarse fácilmente con los pequeños ríos, pero muestra una mejor interpretación en las ramblas.

Por otro lado, los depósitos lingoidales constituyen una situación intermedia, con dominancia de los aportes fluviales, pero posiblemente con una moderada redistribución lateral (Fig. 7.1). Estas observaciones indican que el patrón en planta permite la distinción de un amplio rango de morfologías deltaicas, que varían desde formas elongadas a lobulares en concordancia con los principales aportes fluviales.

Con respecto a los patrones de las secciones transversales, no se advierten geometrías sigmoidales en los prodeltas estudiados, de manera que las geometrías observadas pueden clasificarse como planares o cóncavas. Las superficies planares son indicativas de sedimentos que se depositan en el ángulo de reposo, y donde una pequeña cantidad adicional de sedimentos podría iniciar procesos de movimientos en masa (Adams y Schlager, 2000). Los perfiles lineales o planares se pueden desarrollar cuando existe un aporte de sedimentos bien seleccionados (Orton y Reading, 1993). Por el contrario, taludes cóncavos serían indicativos de una gran progradación bajo un nivel del mar relativamente estable (Adams *et al.*, 1998).

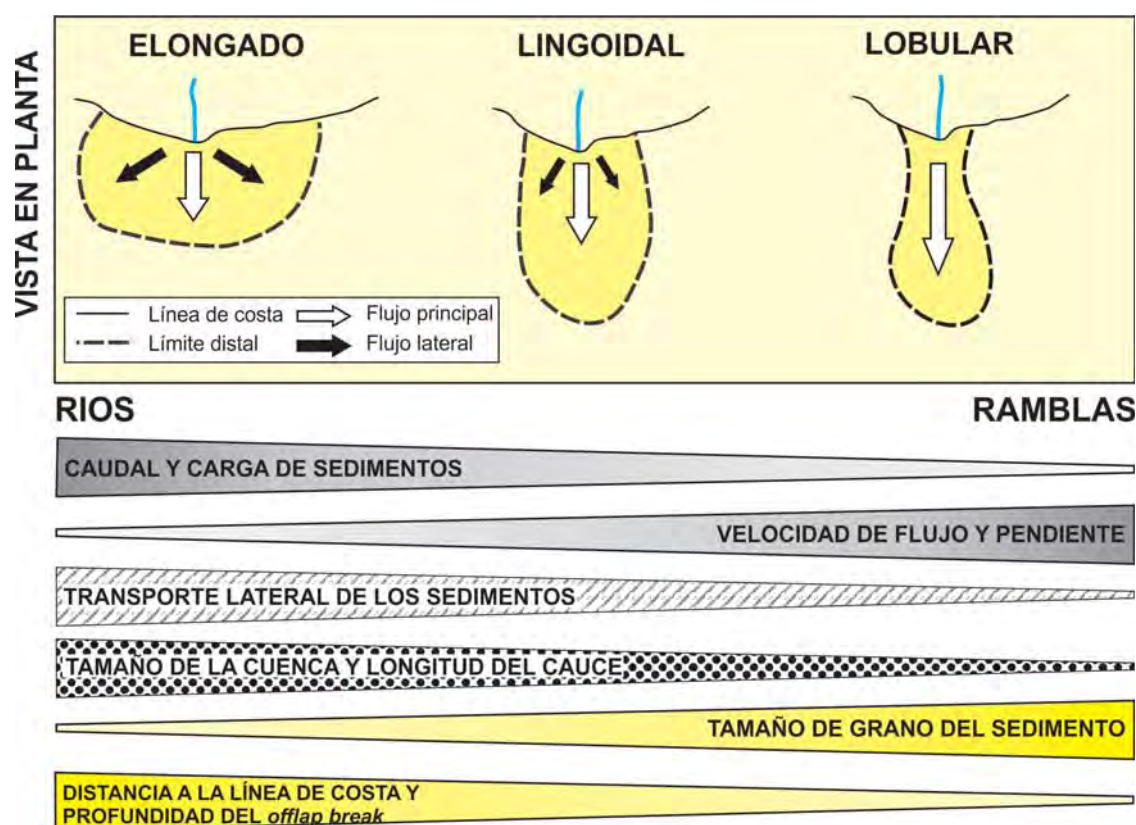


Figura 7.1: Patrones de clasificación de las geometrías relativas a la distribución en planta de los sistemas deltaicos del área de estudio.

En los prodeltas estudiados, los perfiles exponenciales o cóncavos se corresponden con deslizamientos y ondulaciones del fondo marino asociados a procesos gravitacionales y sedimentarios que producen este tipo de morfologías posiblemente asociadas a los efectos acumulativos de desplomes y deslizamientos (Kenyon y Turcotte, 1985); Flemings y Grotzinger, 1996) y a flujos gravitacionales hacia la cuenca (Syvitski *et al.*, 1988). El sedimento que queda en reposo en la parte no-crítica del *bottomset* se transportará por deslizamientos y flujos gravitacionales en los perfiles lineales distribuyéndose exponencialmente en la parte final del perfil (Adams, 2001). Según Orton y Reading (1993), un perfil cóncavo refleja mecanismos de transporte de carga de tamaño fino y grueso.

La mayoría de los sistemas deltaicos se desarrollan en equilibrio entre el aporte sedimentario (Ej. como consecuencia de inundaciones o fuertes flujos) y las principales condiciones oceanográficas existentes en la cuenca receptora (principalmente por oleaje de tormenta) (Palinkas, 2009). Los patrones de clasificación de las geometrías de los sistemas deltaicos en el área de estudio serían compatibles con una influencia importante de las inundaciones dando lugar a altas tasas de progradación combinadas con una redistribución moderada del sedimento por el oleaje. Esta configuración de depósito sería parecida a la que se produce en sistemas lacustres (Adams *et al.*, 2001) o en *fan deltas* como los estudiados en las costas acantiladas de Amalfi en Italia (Sacchi *et al.*, 2009).

7.2. Implicaciones en la clasificación de los sistemas deltaicos

Las características morfológicas de los sistemas deltaicos del área de estudio asociados a ríos pequeños y de montaña e influenciados por el clima regional caracterizado por una variabilidad estacional muy pronunciada, hacen que sea difícil su clasificación dentro de las existentes (Galloway, 1975; Postma, 1990, 1995; Reading y Collison, 1995; Orton y Reading, 1993).

La clasificación de los deltas más usada es el diagrama triangular de Galloway (1975) basado en la importancia relativa en los sistemas deltaicos de los ríos, mareas y oleaje en diferentes e identificables morfologías en planta de las llanuras deltaicas (Fig.7.2). A partir de este diagrama, se puede observar una clara diferencia entre los sedimentos situados al este y al oeste del área de estudio, observándose al oeste deltas influenciados mayoritariamente por la acción de los ríos, con una terminación recta de las llanuras deltaicas con respecto a la línea de costa mientras que al este, generalmente son deltas controlados por el oleaje donde la llanura deltaica tiene un saliente hacia costa. El modelo hidrodinámico de la velocidad media de la corriente, indica que la corriente es más energética al este que al oeste del área de estudio, influyendo en mayor medida sobre las llanuras deltaicas localizadas al este. Existen otros factores ambientales (longitud del río, el caudal medio y máximo, el espacio de acomodación, etc.) que no se tienen en cuenta en esta clasificación. Syvitsky y Saito (2007) proponen que un diagrama ternario simple es insuficiente para obtener el verdadero rango de morfologías de un delta. El estudio de los deltas del sureste de la Península Ibérica, puede reforzar esta propuesta, pues en los deltas estudiados se observa que ninguno de ellos presenta más de un cauce principal, y aunque se ha incluido los deltas con llanuras deltaicas con terminación recta dentro del diagrama ternario de Galloway (Fig. 7.2), hay que indicar que no se ajustan totalmente a dicha clasificación, ya que el sistema de alimentación incluido en este vértice del triángulo, está constituido por llanuras deltaicas asociadas a cauces con diferentes brazos o tributarios, y no se tiene en cuenta ninguna otra morfología del cauce. Otra cuestión a tener en cuenta es el problema de la escala cuando se comparan deltas de gran tamaño (Ej. el de Amazonas, con una cuenca de drenaje de $6150 \times 10^3 \text{ km}^2$) con deltas pequeños, como los ubicados en el área de estudio (cuenca de drenaje inferior a los 2000 km^2).

Por otro lado, atendiendo a la clasificación de los sistemas deltaicos de granulometría gruesa (Postma, 1990, 1995; Reading y Collison, 1996), la cual incorpora el tipo del sistema de alimentación, la profundidad de la cuenca y el tipo de proceso predominante en la desembocadura (Fig.7.3) hace difícil la inclusión de los deltas estudiados en una única categoría. Estos deltas podrían clasificarse en la mayoría de los casos como un sistema mixto del prototipo 3 (tipo clásico Gilbert) y del prototipo 11 para el Río Jate, dominados por la acción río/oleaje. Aunque en este último caso el modelo es para aguas profundas, la morfología del jate es muy similar.

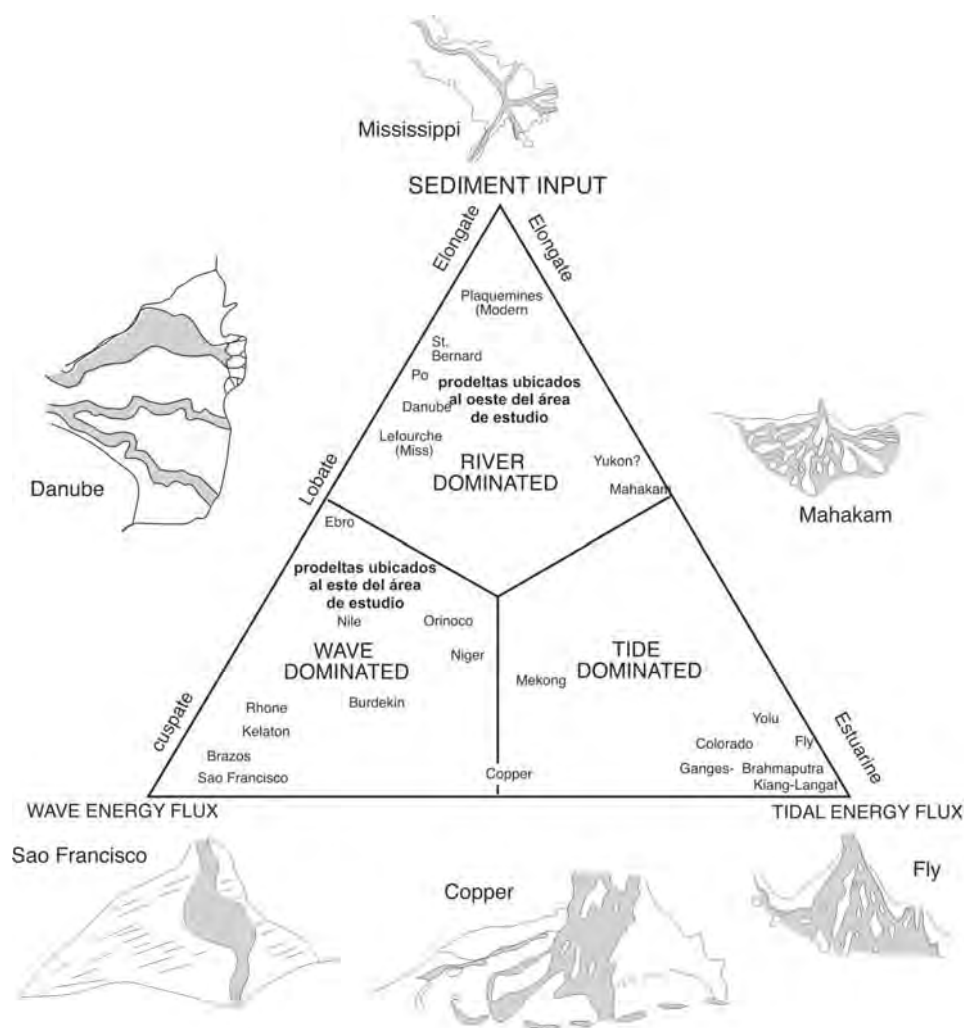


Figura 7.2: Posición de los deltas de la zona de estudio en la clasificación triangular de Galloway (1975).

El papel relativo de los regímenes fluviales y de la cuenca receptora en los sistemas deltaicos de granulometría gruesa se rigen esencialmente por el aporte de sedimentos y la dinámica de la cuenca (Wright *et al.*, 1974). Durante los eventos de tormentas, los sistemas deltaicos se convierten en deltas dominados por los ríos, mientras que durante los períodos de sequía, donde se produce una reducción periódica en el aporte de sedimentos, el delta se retrabaja por la acción del oleaje (deltas dominados por el oleaje), modificándose la morfología y la sedimentación del sistema deltaico, como se observó en el delta del Río Ombrone al oeste de Italia (Bartolini y Pranzini, 1984), y como sucede en los sistemas deltaicos del área de estudio. El tipo clásico Gilbert (prototipo 3) corresponde a perfiles de deltas de aguas someras, con un transporte de carga de fondo más allá de la desembocadura del río, profundidades adecuadamente grandes inmediatamente después de la desembocadura (ratio de profundidad baja), sistemas de alimentación generalmente pequeños, con sedimentos de tipo grava, con una pendiente muy alta (más de unos cuantos grados) y caracterizado por corrientes efímeras, no confinadas que implican flujos en masa. Los sistemas de alimentación para

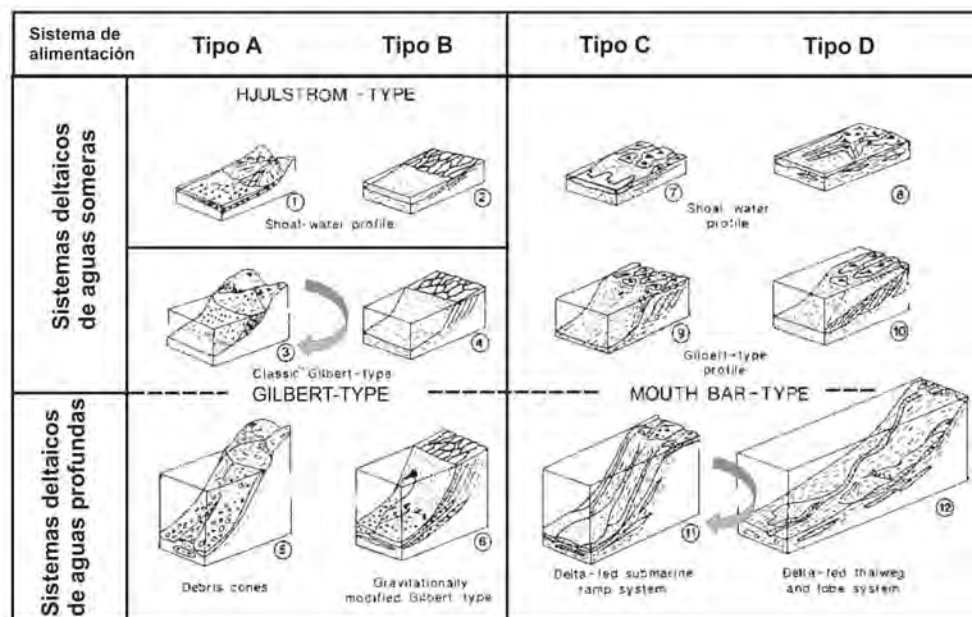


Figura 7.3: Clasificación de los deltas de tamaño de grano grueso incorporando el tipo de sistema de alimentación, la profundidad y el tipo de proceso predominante en la desembocadura (Tomado de Reading y Collinson, 1996; modificado de Postma, 1990).

el prototipo 11 se corresponderían con zonas confinadas con un gradiente moderado y canales relativamente estables, en las cuales la fuente de aporte de sedimento de tipo areno gravoso está muy bien definida, con un transporte de carga de fondo más lejos de la costa, donde el ratio de profundidad es mayor que el anterior.

Orton y Reading (1993) ampliaron la clasificación de Galloway incluyendo el tipo de sedimento (Fig. 7.4). Teniendo en cuenta esta clasificación, se observa que los sistemas deltaicos estudiados cuyo sedimento más representativo es la arena media encajan, de una manera más o menos ajustada a los sistemas deltaicos predominantemente areno-gravosos relacionados con: (a) cuencas pequeñas y escarpadas y afectados de inmediato por eventos esporádicos, como una tormenta repentina, (b) una rápida respuesta a las fluctuaciones del caudal del río y secuencias sedimentarias que reflejan los patrones estacionales, (c) aportes sedimentarios irregulares, (d) cuencas poco afectadas por el oleaje, (e) perfiles abruptos, rectos a recto-cóncavo y (f) una distinción clara de la ruptura entre la llanura deltaica y el prodelta.

7.2.1. Influencia de los parámetros asociados a la cuenca hidrológica y a la cuenca receptora de sedimentos

Los ríos de montaña de pequeño tamaño son más capaces de transferir mayor porcentaje de su carga sedimentaria que los ríos grandes, ya que sus altas pendientes hacen que las cuencas de drenaje, relativamente pequeñas, no tengan capacidad para retener los sedimentos, sino que favorecen la descarga directa al mar (Milliman y Syvitski,

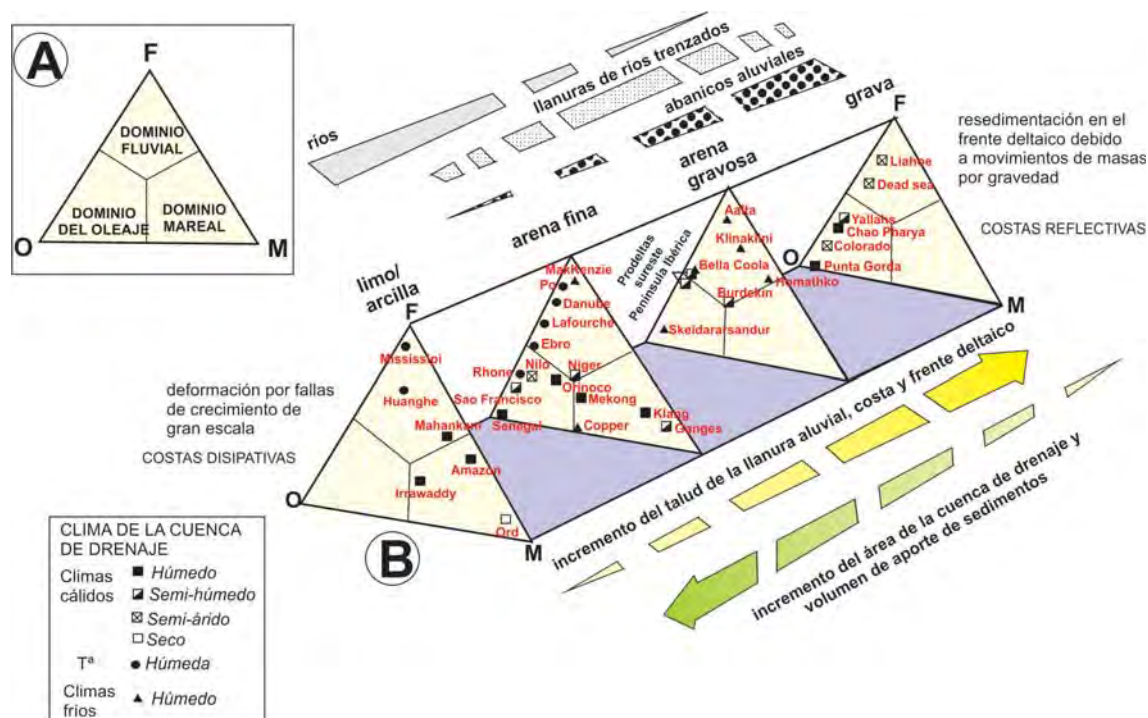


Figura 7.4: Posición de los prodeltas estudiados. A. Diagrama triangular de Galloway (1975) y B. Clasificación de Orton y Reading (1993) incluyendo el tamaño de grano del sedimento como un factor de control (modificado de Orton y Reading, 1993).

1992). Esta observación general también parece que se puede aplicar a las cuencas de drenaje del suroeste de la Península Ibérica, donde los sistemas fluviales son muy eficaces en la transferencia de sedimentos desde la cuenca de drenaje a la cuenca receptora. Como consecuencia, la mayor parte de los sedimentos llegan hasta las desembocaduras con la consecuente formación de los depósitos deltaicos sumergidos o prodeltas (Liquete *et al.*, 2005). Teniendo en cuenta estas consideraciones, en el área de estudio podemos establecer una relación entre los parámetros morfométricos e hidrológicos más relevantes que caracterizan las cuencas hidrográficas y las propiedades geométricas resultantes en los sistemas deltaicos.

La identificación de los dos principales factores en el Análisis de Componentes Principales, y la utilización del análisis clúster hace posible distinguir dos grandes grupos de sistemas deltaicos (Fig. 7.5).

- El Grupo 1, que comprende a los sistemas deltaicos asociados a los ríos más grandes de los estudiados (Guadaleve y Adra) (Fig. 7.5), los cuales presentan las mayores cuencas de drenaje, las mayores longitudes de los ríos y los mayores valores respecto a las características hidrológicas (caudal y carga de sedimentos). Por lo tanto, generan unos sistemas deltaicos de mayor tamaño tanto en la llanura deltaica como en el depósito sumergido.
- El Grupo 2 estaría formado por el resto de los sistemas deltaicos, aunque se pueden diferenciar en subgrupos, asociados tanto a pequeños ríos como a ramblas,

donde la variable predominante es la pendiente.

Estos sistemas deltaicos presentan por un lado, mayores pendientes que el grupo 1, y por otro, un menor tamaño de sus cuencas de drenaje, llanuras deltaicas y prodeltas. Las mayores pendientes se encuentran en las ramblas de Haza de Trigo, Albuñol y Huarea. Los valores de caudal y descarga de sedimentos también son menores en estos sistemas.

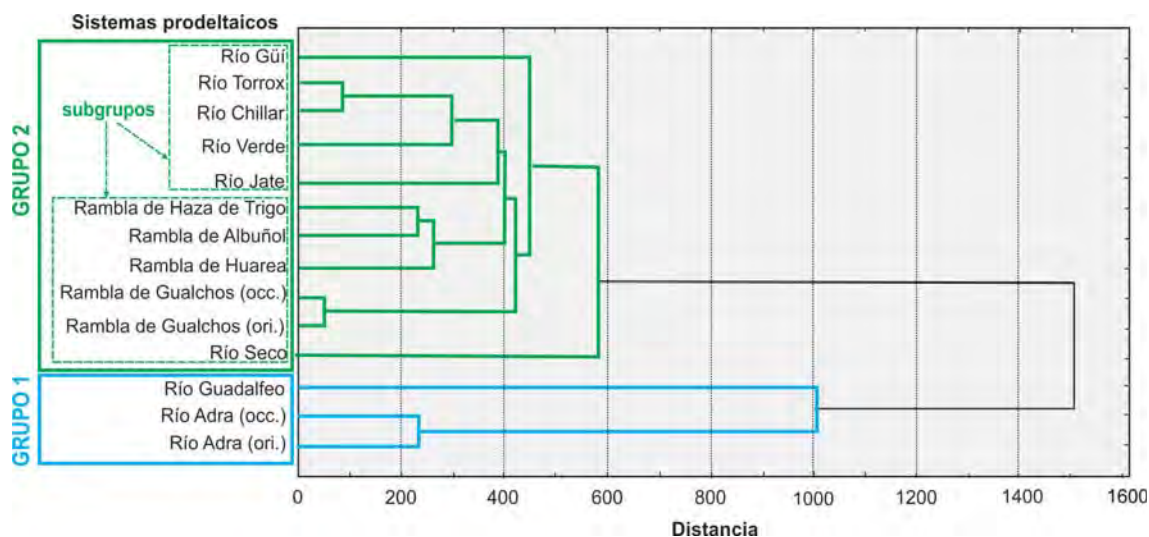


Figura 7.5: Dendrograma obtenido a partir del análisis cluster de 16 variables utilizando la unión simple de la distancia euclídea. Se indican los grupos y subgrupos que se han diferenciado.

La existencia de estos dos grupos indica una influencia predominante de dos variables morfológicas: a) el tamaño tanto de la cuenca de drenaje como de los sistemas deltaicos y b) la pendiente del río, de la llanura deltaica y del prodelta (Fig. 7.1).

El tamaño de las cuencas de drenaje y de los sistemas deltaicos (llanura deltaica y prodelta) asociados también está directamente relacionado con las características hidrológicas de las cuencas, de manera que las mayores cuencas de drenaje son capaces de producir las descargas de sedimentos más altas. El tamaño está inversamente relacionado con la pendiente, es decir, los sistemas deltaicos con los valores de pendiente más altos (tanto la pendiente del río, de la llanura deltaica como del prodelta) están relacionados con cuencas de drenaje y sistemas deltaicos más pequeños. Además, la correlación entre estas dos variables muestra que la distancia a la línea de costa y la profundidad del *offlap break* del sistema prodeltaico están influenciadas por el tamaño y la pendiente de los diferentes dominios deltaicos. Es decir, a una mayor pendiente y menor tamaño de las cuencas de drenaje y sistemas deltaicos, existe una menor distancia a la línea de costa y menor profundidad del *offlap-break* del prodelta, asociados también a procesos oceánicos más energéticos, de acuerdo con Nittrouer *et al.* (1996) y Hori *et al.* (2002).

Esta deducción coincide con lo observado en el Mar Adriático, donde la distancia del *offlap break* a la línea de costa es indicativa de la cantidad de aporte de sedimentos

(Cattaneo *et al.*, 2003). Cuando el aporte de sedimentos es menor, el *offlap break* se desarrolla más próximo a la costa (Hori *et al.*, 2002; Fernández-Salas, 2008).

La discusión anterior podría indicar el papel dominante que desempeñan los parámetros de las cuencas de drenaje. En otros ambientes deltaicos, las profundidades y los perfiles del *offlap break* son también indicativos de la energía del régimen oceanográfico (Cattaneo *et al.*, 2003; Xue *et al.*, 2010). El perfil se hace más abrupto al aumentar la distancia desde la fuente de sedimentos, lo que indica un mayor control oceanográfico (Liu *et al.*, 2006). Por el contrario, en el área de estudio la ubicación del *offlap break* no muestra una buena correlación con la velocidad media de la corriente y la tensión tangencial en el fondo, aunque hay que indicar que no se ha tenido en cuenta el efecto del oleaje que es un parámetro fundamental en la posición del *offlap break*. Sólo en un caso (depósito deltaico occidental del río Gualchos) la posición del *offlap break* está determinada por un cambio brusco de las variables hidrodinámicas. El patrón dominante se caracteriza por la velocidad máxima y la tensión del fondo en los *foresets*, disminuyendo tanto hacia tierra como hacia el mar. Y en algunos casos particulares (por ejemplo los prodeltas del Güi y Jate) los valores máximos o los aumentos significativos de la velocidad media de la corriente se producen en las áreas distales prodeltaicas, coincidiendo con los *bottomsets* de baja inclinación. Posiblemente, la velocidad orbital del oleaje en condiciones de tormenta muestren una buena correlación con la ubicación del *offlap break*, tanto en la distancia a la línea de costa como en la profundidad. Como consecuencia de que la forma del *topset-foreset* está relacionada con el clima, el oleaje y el aporte sedimentario se deduce que, los perfiles más anchos y más profundos están asociados a un aporte de sedimento más bajo, a grandes alturas de olas y a períodos de ola también altos (Friedrich y Wright, 2004).

7.2.2. Influencia del tamaño de grano

En los sistemas prodeltaicos estudiados, la profundidad es suficiente para que se desarrollen *foresets* de gran pendiente. El gradiente de pendiente del *foreset* está relacionado con el tamaño de grano del sedimento, la eficiencia de los procesos de dispersión de sedimentos en el *foreset* subacuático (Prior y Bornhold, 1988, 1990) y de las tasas de formación del espacio relativo de acomodación que varía lateralmente según las tasas de depósito de sedimentos (Cant, 1989). En nuestros casos, los sistemas de dispersión de sedimentos son ineficientes, no pudiéndose transportar sedimentos de tipo arena y grava muy lejos de la desembocadura, desarrollándose un *topset* dominado por flujos de carga de fondo. De este modo, se produce una rápida mezcla en las tres dimensiones del efluente, ya que el flujo axial turbulento (dispersión del efluente dominada por la inercia) permite la formación de perfiles de tipo Gilbert, típicamente dominados por cargas de fondo gravosas o flujos en masa (Orton y Reading, 1993). En este proceso, las pendientes del fondo del mar tienden a oscilar entre el ángulo crítico y el ángulo de reposo. Por estas razones, los sistemas deltaicos con un tamaño de grano más fino (ríos Guadalfeo y Adra) muestran una menor pendiente en el *foreset*. Este depósito selectivo de la fracción gruesa produce un perfil con geometría cóncava (Orton y Reading, 1993)

como se muestra en la figura 7.6 . Los sistemas deltaicos más eficientes en el transporte de sedimentos lejos de la desembocadura son el del Río Guadalfeo y el Río Adra.

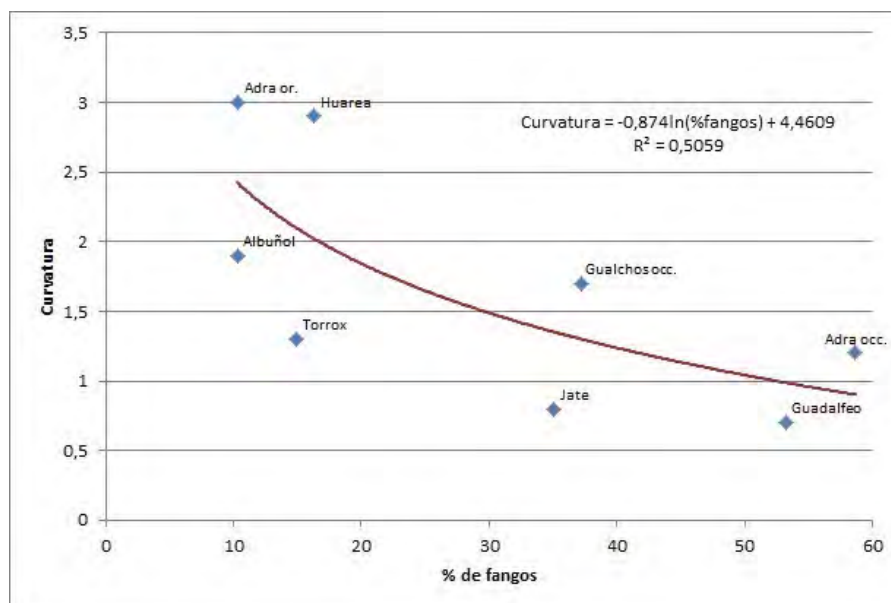


Figura 7.6: Concavidad (índice b- ver ecuaciones en la figura 2.14) obtenida a partir de los perfiles batimétricos ajustados de los prodeltas frente al porcentaje de fango (%) en el *foreset-bottomset* de los prodeltas estudiados.

7.3. El papel de la pendiente y el caudal de los flujos turbidíticos en la construcción deltaica

Las morfologías de las cuñas prodeltaicas y sus modelos de crecimiento, normalmente se han explicado como un producto de un modo particular de transporte de sedimentos. Pero los modelos específicos de procesos para su generación desde corrientes de turbidez son escasos, a pesar de la observación de este tipo de corrientes en cuñas modernas y en depósitos de clinofomas antiguas (Gerber *et al.*, 2008).

A través de la simulaciones se propone un modelo morfodinámico simple, el cual demuestra como las corrientes turbidíticas pueden construir cuñas sedimentarias. Así mismo, se trata de cuantificar como los factores alogénéticos al sistema deltaico, como por ejemplo el caudal sedimentario, y los factores autogénéticos, como la pendiente de la cuenca receptora, contribuyen a la construcción del sistema deltaico (Fig. 7.7).

La respuesta del sistema deltaico variando el caudal de descarga de los ríos y la pendiente de la cuenca receptora, incluye cambios en: 1) la distancia del *offlap-break* a la costa, 2) la pendiente del *foreset*, 3) el espesor sedimentario, 4) la tasa de progradación, 5) el poder erosivo de los flujos de sedimentos, 6) la profundidad del límite distal y 7) la formación de los dominios morfológicos (*topset*, *foreset*, *bottomset*).

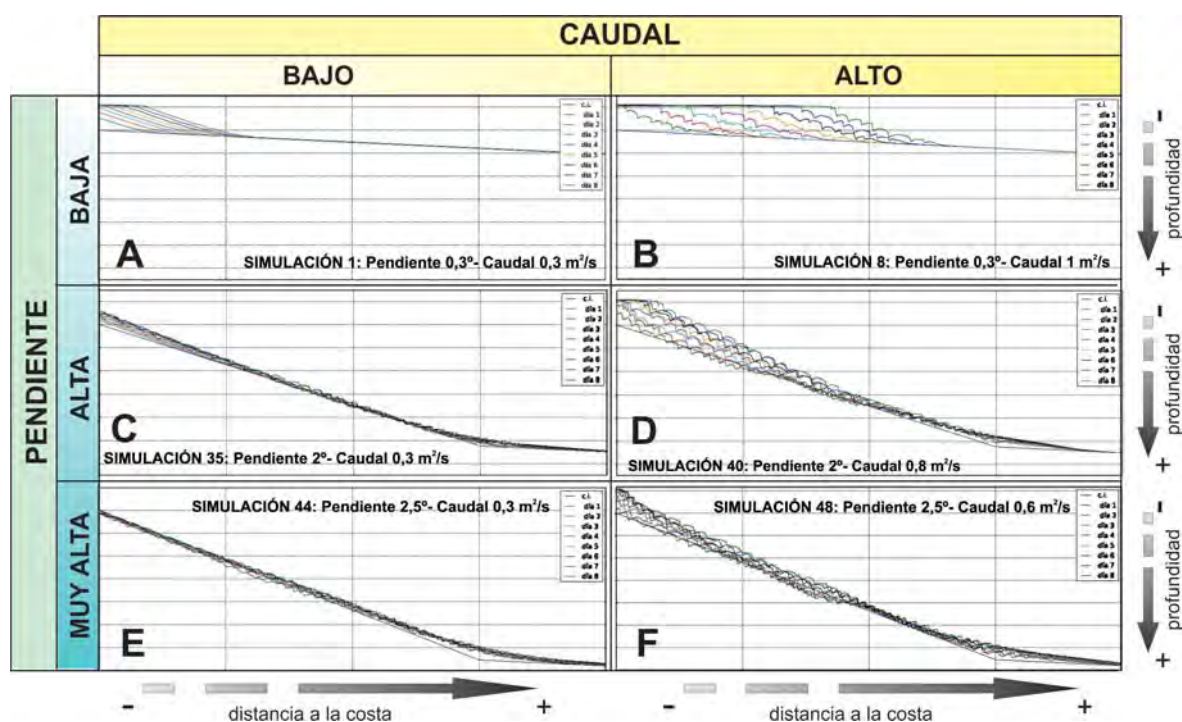


Figura 7.7: Contribución del caudal y de la pendiente a la construcción del sistema deltaico. A-F: Ejemplos de simulaciones para diferentes valores de caudales y pendientes.

Es muy interesante comprobar, como las simulaciones demuestran la relación no lineal entre los factores que se han usado como variables y que respuesta tienen los parámetros que se han cuantificado. Es decir, los parámetros medidos no incrementan su valor en la misma proporción que lo han hecho los valores de la pendiente o el caudal.

El comportamiento de las cuñas sedimentarias en el modelo morfodinámico propuesto atendiendo a la dispersión del sedimento y a la distancia del *offlap-break* a la costa, puede quedar representado por dos casos extremos y opuestos: 1) Donde la sedimentación es más proximal (Fig. 7.7-A), y 2) donde la sedimentación está dominada por la dispersión, de forma que los sedimentos se distribuyen por toda la cuenca receptora (Fig. 7.7-F). Se deduce entonces, que tanto el caudal como la pendiente de la cuenca receptora influyen en el avance hacia la cuenca de las cuñas sedimentarias prodeltaicas. El segundo caso podrían estar representados en la zona de estudio, por las cuñas de los grandes ríos con una dispersión de los sedimentos, que en algunos casos como en el Río Guadalfeo, llegan hasta el borde de la plataforma.

Este avance de la sedimentación hacia la cuenca, por tanto, se podría aproximar a un balance del espacio de acomodación (A) y el aporte sedimentario (S) (Fig. 7.8), de forma que: 1) cuando $A/S > 1$ nos encontraríamos con transgresión y los depósitos retrogradarían; 2) cuando $A/S < 1$, se trataría de regresión, y existiría progradación del sistema hacia la cuenca; y 3) cuando $A=S$, existiría una agradación vertical de los depósitos.



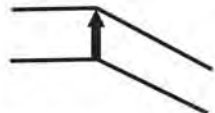
Relación A/S	Tipo de sedimentación	
$A/S > 1$		TRANSGRESIÓN
$A/S < 1$		REGRESIÓN
$A/S = 1$		AGRADACIÓN VERTICAL

Figura 7.8: Balance del espacio de acomodación (A) y el aporte sedimentario (S) y el tipo de sedimentación asociada.

Si aplicamos estas reglas a cada una de las simulaciones realizadas, se puede concluir que la mayoría de las simulaciones apuntan a un comportamiento más próximo a $A/S < 1$, predominando los aportes sobre el espacio de acomodación, y únicamente para pendientes muy altas y caudales altos es cuando parece ser que se está más cerca de la situación donde se produce una agradación vertical.

Otra conclusión, que se deriva del modelo morfodinámico es que la pendiente del *foreset* de las cuñas sedimentarias está controlada principalmente por la pendiente de la cuenca. Se observa claramente que ante igual caudal, la pendiente del *foreset* aumenta a medida que aumenta la pendiente de la cuenca. En el caso en el que la pendiente de la cuenca es demasiado abrupta, como ocurre en los prodeltas estudiados con pendientes por ejemplo de $2,5^\circ$, se construye un depósito en la base de dicha pendiente hasta que se alcanza un perfil de equilibrio que pueda ser mantenido, y a partir de entonces se inicia la progradación de la cuña (Fig. 7.7-F). Este caso podría ser equivalente al Río Jate, de forma que el depósito ocurre a cierta distancia de la costa donde la pendiente original de la cuenca se suaviza y permite la sedimentación.

Los *offlap-breaks* en todas las simulaciones son abruptos, y no existe variabilidad en este punto morfológico. Esto se podría explicar ya que se encuentra controlado por el oleaje (Friedrich y Wright, 2004) y en el modelo matemático implementado para las simulaciones, este proceso físico no se ha tenido en cuenta.

Los perfiles obtenidos en las simulaciones tienen perfiles lineales o cóncavos. Con este tipo de perfiles, la tasa de sedimentación en el *offlap-break* se ve favorecida alcanzando valores máximos en este punto, disminuyendo de forma constante con el tiempo para el caso de los perfiles lineales, y decreciendo de forma logarítmica, para los cóncavos. Si el *offlap-break* fuese suave, provocaría una tasa de sedimentación más gradual, y favorecería la formación de perfiles sigmoidales (Fig. 7.9).







TIPO DE PERFIL	LINEAL	CÓNCAVO	SIGMOIDAL
TASA DE SEDIMENTACIÓN			
CONFIGURACIÓN DE LAS CUÑAS SEDIMENTARIAS			

Figura 7.9: Tasas de sedimentación de los perfiles lineales, cóncavos y sigmoideales.

Según las simulaciones realizadas, el retrabajamiento o erosión que se produce del fondo de la cuenca receptora está más influenciado por el caudal que por la pendiente. Esto se observa si comparamos los resultados de las figuras 7.7-C, D, E y F, en las que se aprecia una mayor erosión diferencial cuando aumenta el caudal, que con un incremento de la pendiente. Por tanto, la existencia de morfologías erosivas sobre las cuñas prodeltaicas, como por ejemplo los canales, puede ser propia de zonas de alto aporte, aunque no presente una pendiente muy elevada.

Cuando se simula con los caudales variables, los flujos mínimos de sedimento pueden controlar la sedimentación de la cuenca (Fig. 3.36). Se observa que para simulaciones con la misma pendiente, la progradación de la cuña sedimentaria hacia la cuenca, es menor con caudales variables que con caudales constantes en el tiempo.

Por lo tanto, esa ciclicidad del aporte sedimentario, que funciona como un proceso alocíclico, controla la morfología de la cuña y modula en cierto sentido su construcción. Son los valores mínimos del aporte sedimentario los que parecen controlan la progradación ya que la distancia de progradación se asemeja más a las simulaciones con valores mínimos que con valores máximos. Esto permite asignarle a las condiciones locales de aportes mínimos un papel relevante tanto en control de la progradación como en la distancia a la costa del límite distal.

En el caso de las simulaciones con perfil de cuenca sigmoide, se observa claramente como la pendiente de los *foresets* va aumentando hasta que se iguala con la pendiente del perfil inicial. Cuando se llega a esta igualdad la tasa de progradación disminuye manteniéndose más o menos constante. Llega un momento, en el que el límite distal de la cuña sedimentaria que se está formando prácticamente no se mueve de lugar, una vez que se igualan las pendientes del *foreset* con la de la cuenca, lo que indica que este límite morfológico puede controlar el comportamiento del sistema deltaico. En algunas simulaciones se observa como al bloquearse la progradación del depósito hacia la cuenca, se inicia el crecimiento por agradación, cambiando el perfil de la parte distal de la cuña a un perfil de geometría convexa (Fig. 7.10).

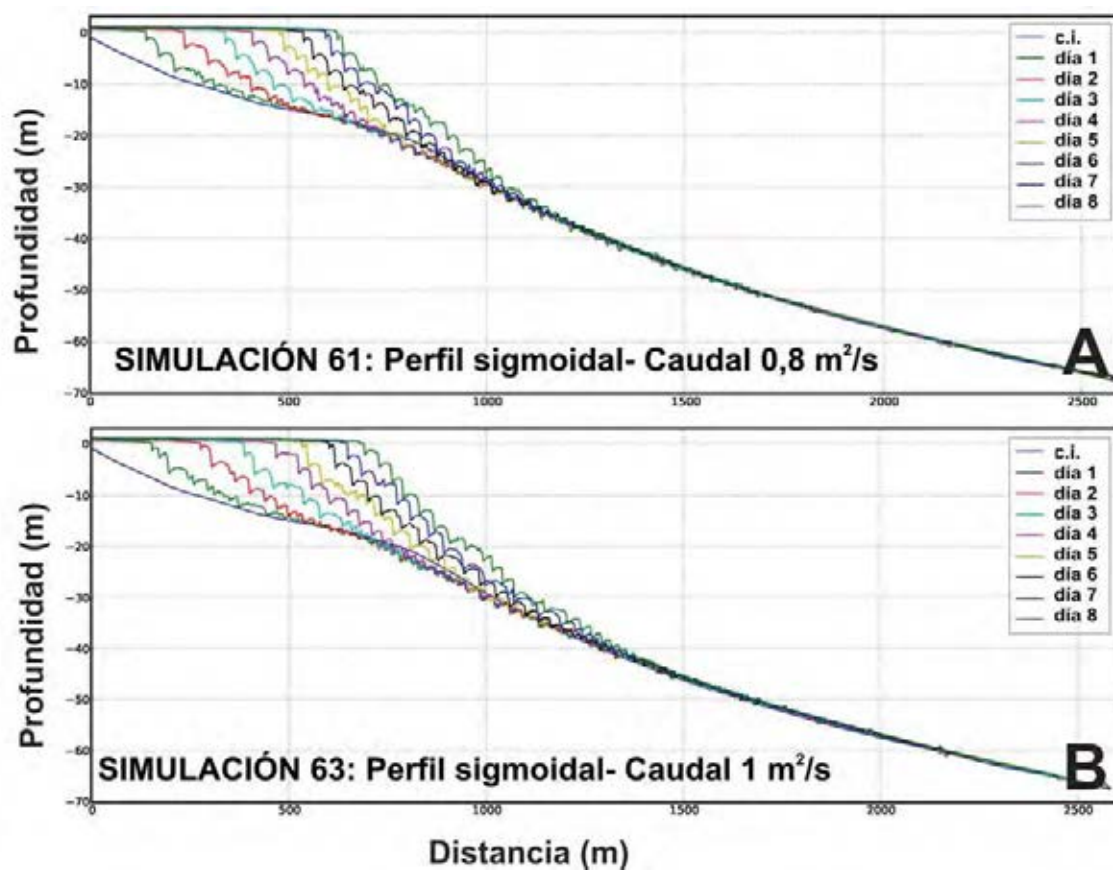


Figura 7.10: Capturas de la evolución temporal, cada 24 horas, de la forma del fondo para 2 simulaciones realizadas sobre un perfil sigmoidal y diferentes caudales continuos durante el tiempo de duración de la simulación: (A) $0,8 \text{ m}^2/\text{s}$ y (B) $1 \text{ m}^2/\text{s}$.

Capítulo 8

El transporte sedimentario de los depósitos deltaicos y su implicación en los tipos morfológicos

La diferenciación de los distintos tipos morfológicos menores localizados sobre los depósitos deltaicos se ha realizado siguiendo la clasificación propuesta por diversos autores en los márgenes españoles (Díaz, 1984; Medialdea *et al.*, 1990; Díaz del Río, 1989; Díaz del Río y Somoza, 1994; Hernández-Molina, 1994). Los criterios elegidos para esta clasificación se basan en los procesos asociados a la génesis de dichos tipos morfológicos.

Sobre los prodelta del área de estudio se han diferenciado 6 tipos morfológicos menores principales, subdividiéndose algunos de ellos en distintos subtipos (Tabla 3.4). En función de los procesos que los originaron, se pueden agrupar en cuatro grandes grupos: a) **Morfologías sedimentarias**, b) **Morfologías erosivas**, c) **Morfologías gravitacionales** y d) **Morfologías de origen antrópico**. La localización de cada uno de los tipos morfológicos puede verse en las Figuras 3.3 y 3.15.

Entre las **morfologías sedimentarias** se han reconocido la presencia de: a) Campos de ondulaciones en varios de los prodeltas estudiados, siendo éste el tipo morfológico más importante de los prodeltas considerados. Por esta razón se ha hecho un estudio más detallado de dichos campos a lo largo de este trabajo, con su oportuna discusión; b) Frente elevado del prodelta, localizado exclusivamente en los prodeltas del Río Adra y c) Lóbulo secundario situado al oeste del prodelta del Río Chillar.

Entre las **morfologías de origen erosivo** se han reconocido en el área de estudio canales de tres tipos: a) Cárcavas localizadas en las zonas más someras; b) Canales lineales desarrollados algunos de ellos en el *foreset* y otros en el *bottomset* del prodelta, y c) Surcos erosivos, localizados únicamente en el prodelta del Río Guadalfeo.

En relación con las **morfologías gravitacionales** se ha observado la presencia de deslizamientos en el *offlap-break* de algunos de los prodeltas estudiados.

Por último, se han identificado **morfologías** con relieve positivo de **origen antrópico**, como los montículos localizados en los prodeltas de los ríos Guadalfeo y Adra, y las morfologías lineales.

8.1. Factores genéticos que influyen en la formación de las ondulaciones

La similitud de las características de las ondulaciones descritas en las diferentes áreas estudiadas sugiere un origen general común modulado por factores locales que expliquen las variaciones de los parámetros morfométricos medidos. Existe una clara evidencia entre la conexión de los campos de ondulaciones y las localizaciones de las desembocaduras de los ríos, lo cual indica la influencia genética de los aportes fluviales (Fernández-Salas *et al.*, 2007). Su disposición paralela o subparalela a las líneas batimétricas refleja la importancia del transporte transversal propio de los sistemas prodeltaicos. Por lo tanto, las ondulaciones se interpretan como formas de fondo deposicionales, generadas por fuertes flujos de sedimentos transversales a la plataforma continental, que se desarrollan durante los eventos de inundación de gran intensidad en la cuenca fluvial unidos a la orografía abrupta de la zona emergida.

8.1.1. Comparación general de los parámetros morfométricos

En función de los parámetros morfométricos de cada uno de los campos de ondas, se pueden establecer tres grupos de campos de ondulaciones, aunque dentro de ellos se observan excepciones de algunos de los parámetros:

- **Grupo 1:** Formado por los campos de ondulaciones situados frente a las ramblas de Gualchos y Albuñol, los cuales presentan un menor desarrollo de las ondulaciones (Fig. 8.1) con valores medios de longitud lateral menores de 150 m (Tabla 4.1), longitudes de onda medias por debajo de los 61 m, alturas de onda media menores de 0,53 m e índices de forma (L/H) muy altos, con valores por encima de 280 y pendientes altas ($> 1,2^\circ$).
- **Grupo 2:** Formado por las ondulaciones desarrolladas en los prodeltas de los ríos Adra y Guadalfeo. En estos prodeltas se advierte un mayor desarrollo de las ondulaciones (Fig. 8.1), con valores más altos de longitud lateral (> 170 m), longitud de onda (valores mayores de 80 m, a excepción del campo oriental del Río Adra cuyo valor se asemeja más a los del Grupo 1) y altura de onda, observándose el mayor valor medio en el campo frente al Río Guadalfeo superando los 0,80 m (Tabla 4.1). Por otro lado, presentan los valores más reducidos de pendiente ($< 1^\circ$) e índice de forma (L/H). Hay que indicar la excepción de los campos desarrollados frente al Río Adra que presentan valores altos de índice de forma.
- **Grupo 3:** situado frente a la desembocadura de los ríos Verde y Seco y que presenta características mixtas (Fig. 8.1) de los dos grupos anteriores.

Estas diferencias nos indican que las ondulaciones asociadas a los ríos generalmente son más anchas, largas, altas y puntiagudas, es decir, ondas más desarrolladas que las correspondientes a las ramblas (Fig. 8.1). El Grupo 1 reúne a las ondulaciones asociadas

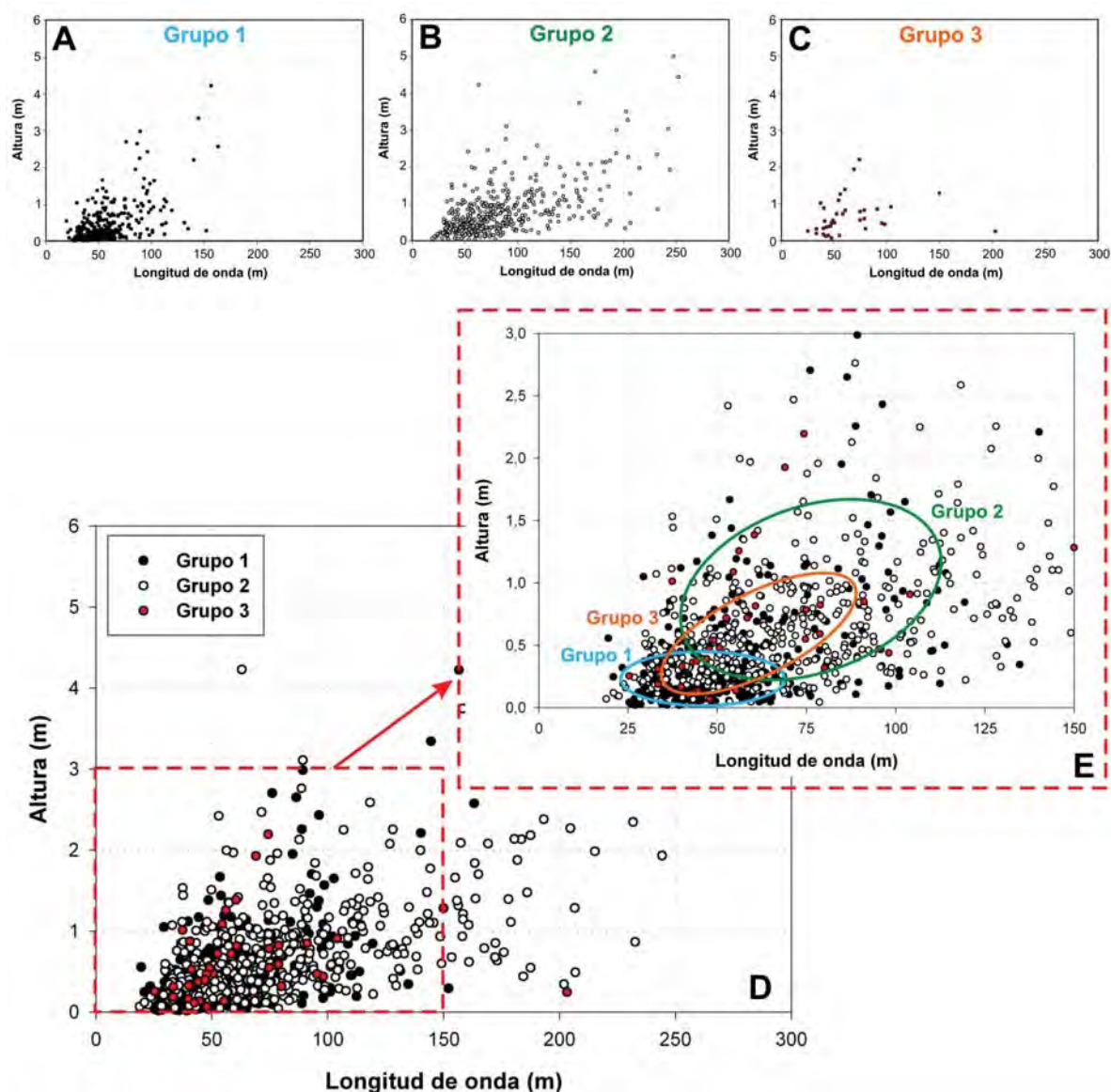


Figura 8.1: Distribución de la altura frente a la longitud de onda de cada uno de los grupos propuestos para clasificar los campos de ondulaciones. A, B y C) detalle de cada uno de los grupos; D y E) Gráfico conjunto de los tres grupos.

a las ramblas, definidas como corrientes efímeras que transportan un volumen relativamente grande de agua exclusivamente durante las épocas torrenciales mientras que permanecen secas durante el resto del año (Liquete *et al.*, 2005). Los cauces de las ramblas analizadas tienen pequeña longitud (< 20 km), gran pendiente ($> 3,6^\circ$) y cuencas pequeñas (< 120 km²). Por otro lado, el Grupo 2 considera las ondulaciones desarrolladas frente a los ríos con grandes cuencas (> 750 km²), cauces más largos (> 50 km) y menor pendiente ($< 2,58^\circ$). El Grupo 3 contempla las ondulaciones asociadas a los ríos pequeños (< 23 km de longitud), pendientes intermedias (entre $2,9^\circ$ - $3,6^\circ$) y pequeñas cuencas hidrológicas (< 100 km²). Todas estas diferencias estarían también en relación con las características del aporte sedimentario de los sistemas fluviales, siendo mayor en los ríos grandes que en los ríos pequeños y ramblas (Tabla 1.2).

8.1.2. Correlación de los parámetros morfométricos de las ondulaciones con las características de los sistemas fluvio-deltaicos y de la cuenca receptora

A partir de la correlación de los parámetros morfométricos medidos en las ondulaciones con las características de los sistemas fluviales y del ambiente marino donde se desarrollan podemos indicar que:

- Las zonas de ondas de mayor ángulo coinciden con los cauces de mayor pendiente (Fig. 8.2), en este caso correspondiente a los ríos y ramblas de pequeña longitud y alta o baja pendiente (Grupos 2 y 3) como las ramblas de Gualcho y Albuñol o los ríos Verde y Seco. Esto podría indicar que este parámetro está controlado por la orografía regional.
- Las mayores alturas de onda aparecen en los ríos Guadalfeo, Verde y Seco, cuyas cuencas están situadas en zonas con valores de precipitación máxima (900-1250 mm/año), de más del doble que en el resto, lo que podría indicar que un mayor aporte de sedimentos produciría ondas de mayor altura, y por lo tanto, de menor índice L/H.

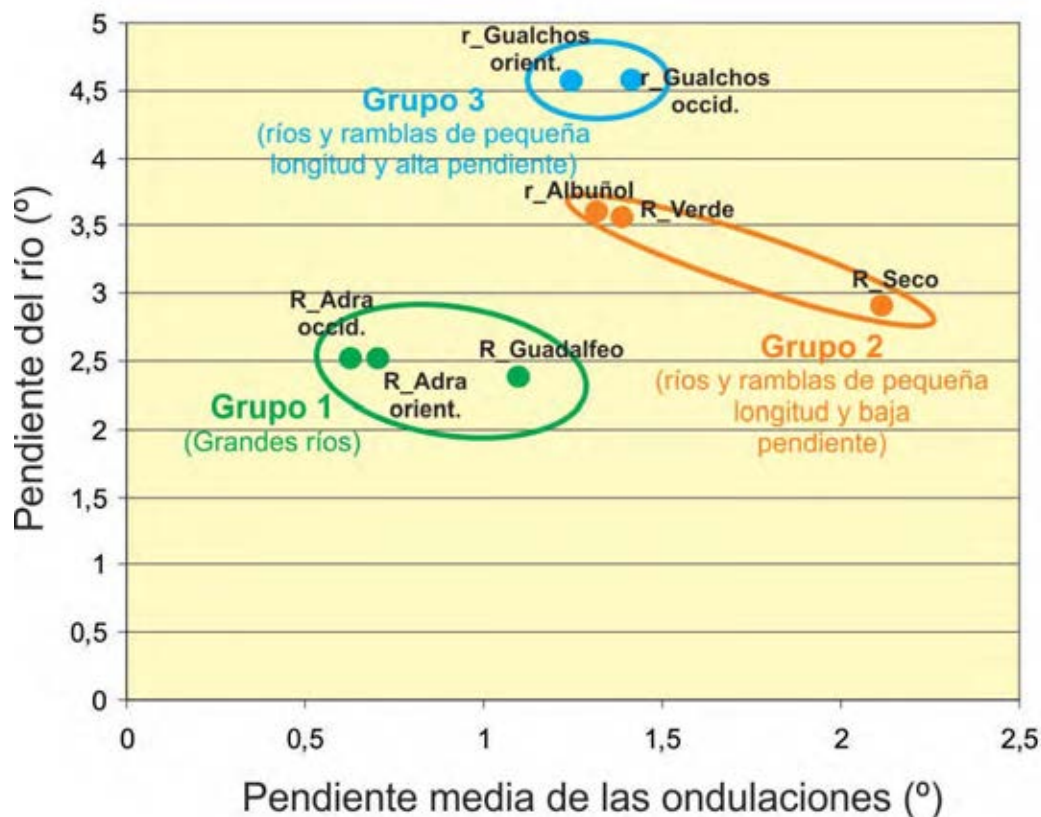


Figura 8.2: Distribución de la pendiente de cada uno de los sistemas fluviales estudiados con la pendiente media de las ondulaciones asociadas a los mismos.

Se han observado algunas excepciones, atendiendo a las diferencias de alguno de los campos, que no concuerdan con los 3 grupos que de manera general se han propuesto:

Se aprecia que en el caso del Río Adra los dos campos (oriental y occidental) muestran un L/H similar a los sistemas de rambla, y por otro lado, el campo oriental presenta valores de altura mucho menores que los correspondientes al Grupo 2. Ambas cuestiones pueden ser explicadas por las modificaciones artificiales de la desembocadura realizada a finales del siglo XIX y principios del XX hacia el este (Jabaloy *et al.*, 2008; 2010), produciendo una disminución del aporte en el campo occidental, incrementándose el efecto erosivo de la deriva litoral y del oleaje. Este incremento del poder erosivo en el campo occidental han podido producir un achatamiento (L/H mayor) de las ondulaciones de este campo (Bárceñas *et al.*, 2008). El corto periodo de tiempo en el que se lleva desarrollando el campo oriental (1910-actualidad) implica que se trata de un sistema de desarrollo incipiente con ondulaciones de menor altura y más achatadas que las correspondientes a un río de sus características.

Los resultados del análisis de los porcentajes del contenido en grava, arena y fango, de las muestras ubicadas sobre las ondulaciones advierten que las ondulaciones del prodelta del Río Adra están constituidas por sedimentos de granulometría más fina que las desarrolladas en el prodelta del Río Guadalfeo (Figs. 4.10, 4.11). Por otro lado, se observa también que el fango que compone la superficie de las ondulaciones desarrolladas en el prodelta del Río Adra es mayoritariamente limoso, lo cual indica una posible procedencia fluvial. Posee también en menor medida un porcentaje de fango arcilloso cuya fuente puede ser fluvial o marina (Fig. 6.6). Tanto los resultados de los parámetros granulométricos de las ondulaciones como los de la interpretación sísmica de los perfiles donde se observa una terminación a techo en truncación erosional, parecen indicar una fuerte erosión a causa de la disminución del aporte transversal de sedimentos tras el desvío del cauce hacia el este y el incremento del efecto erosivo de la deriva litoral y del oleaje. A pesar de esto, es posible que exista una sedimentación de menor importancia que la erosión, sobre dicho campo de ondulaciones. Por ello, el sedimento superficial del campo de ondulaciones puede estar compuesto por: a) el sedimento relicto proveniente de los flujos hiperpicnales generados por el Río Adra en un posición natural (antes de 1872), cuyos aportes eran mayores que los que genera el cauce actual, debido a la construcción de la presa de Benínar en 1983; b) sedimentos transportados por las corrientes desde el lóbulo oriental al lóbulo occidental o desde otras ubicaciones, sirviendo las ondulaciones de obstáculo para los mismos.

Estas modificaciones artificiales junto con la disminución del aporte fluvial y el incremento del efecto erosivo de la deriva litoral y del oleaje, en el campo occidental, han podido producir un achatamiento (L/H mayor) de las ondulaciones de dicho campo (Bárceñas *et al.*, 2008).

Fernández-Salas *et al.* (2007) observaron un comportamiento similar en el Río Guadalfeo, río al que también desviaron artificialmente el cauce. El campo de ondulaciones asociado al cauce antiguo presentaba morfologías menos desarrolladas que las presentes

en el campo asociado al cauce natural. Ellos sugieren también que estas diferencias se deben a un menor aporte de sedimentos al realizarse el desvío y/o una mayor erosión por deriva litoral y corrientes.

Esta interpretación se podría aplicar también al caso de los campos de ondulaciones desarrollados en la Rambla de Gualchos. La situación de los campos de ondulaciones y la diferencia entre sus parámetros revelan claramente la existencia de dos campos, el campo oriental asociado a la Rambla de Gualchos (cauce activo) y el campo occidental asociado a un cauce inactivo (Rambla Ancha). Este caso difiere del Río Adra en que el campo desarrollado frente al cauce activo presenta mayor número de ondulaciones que el desarrollado frente al cauce inactivo. Esto podría explicarse como consecuencia de que el cauce de la Rambla Ancha (cauce inactivo) ha sido unido al cauce de la Rambla de Gualchos en uno de sus tramos, con lo cual, el campo oriental presenta descargas de ambos cauces. Por otro lado, se observa que el campo asociado al cauce inactivo presenta valores de reflectividad más bajos que en el campo asociado al cauce actual (Fig. 4.1-A3). Estos valores se asocian a sedimentos más groseros con lo que posiblemente se haya llevado a cabo una erosión de materiales más finos, aportados por los ríos, dejando en superficie materiales de granulometría más gruesa.

8.2. Factores influyentes en la formación de las ondulaciones: simulaciones numéricas y datos reales

Las simulaciones numéricas realizadas han permitido determinar, que las ondulaciones necesitan de un umbral mínimo y máximo en los parámetros considerados como variables durante las simulaciones: caudal y pendiente.

De las simulaciones efectuadas, se deduce que la pendiente y el caudal son dos parámetros claves en la formación y evolución de las ondulaciones. De hecho, sus resultados concuerdan con los recogidos en los datos de campo. Es decir, como comportamiento general reproducido con las simulaciones se obtienen que, para caudales altos y pendientes moderadas o bajas, las ondas son más anchas, largas, altas y puntiagudas. Atendiendo a los datos obtenidos sobre los prodeltas estudiados, en los grandes ríos considerados (ríos Guadalfeo y Adra) se desarrollan sobre sus prodeltas las ondulaciones del fondo marino más numerosas, de mayor tamaño, tanto en anchura y altura, y más puntiagudas, es decir, de L/H bajo. Para los ríos intermedios, como el Verde o el Seco, las ondulaciones muestran características intermedias, aunque más parecidas a las de los grandes ríos que a las de las ramblas. (Fig. 8.3).

En las simulaciones, se observa que con un aumento elevado del caudal y de la pendiente, las ondas no llegan a formarse. Igualmente, este hecho ocurre para caudales muy bajos. De esta manera, se deduce de las simulaciones, que la formación de las ondulaciones se favorece cuando el caudal se encuentra en un rango de valores mínimo y máximo, independientemente de las características de la cuenca receptora. Por lo

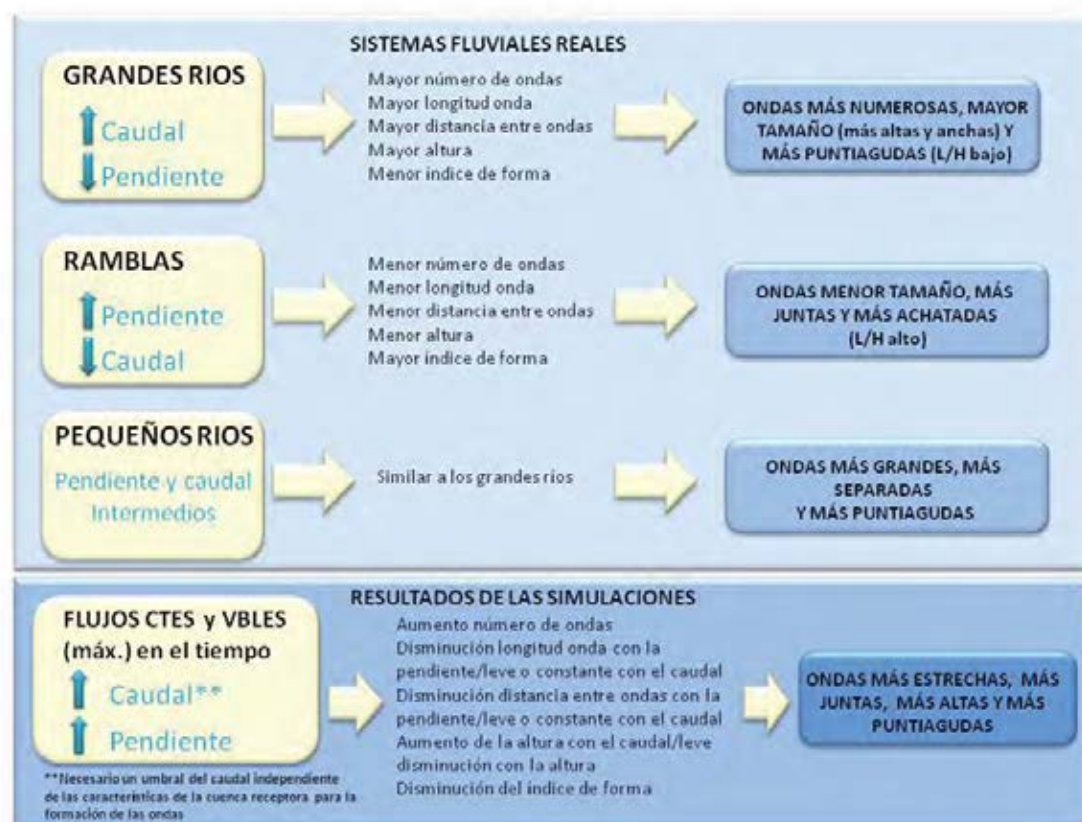


Figura 8.3: Principales características de los parámetros morfométricos de las ondulaciones desarrolladas sobre los prodeltas de la zona de estudio asociados a los diferentes sistemas fluviales existentes (grandes ríos, pequeños ríos y ramblas), así como las medidas en las simulaciones realizadas con flujos hiperpicnales.

tanto, el caudal es un factor más influyente en la formación y evolución de las ondas que la pendiente de la cuenca receptora. Esto queda patente en parámetros como la distancia entre ondas o la longitud de la onda, que muestran una pequeña tendencia de variación o se muestran prácticamente constantes con respecto al caudal y no así con respecto a la pendiente (Figs. 4.15-A y B).

Ahora bien, si atendemos a la génesis de la formación de las ondulaciones, las simulaciones nos indican que estas morfologías comienzan a desarrollarse debido a cambios de pendientes del fondo del mar. Se observa claramente, como las ondulaciones se forman primero en los perfiles con un diferencial de la pendiente más grande, es decir, en zonas donde se producen cambios de mayor a menor pendiente (Figs. 8.4 y 8.5).

La extensión del campo de ondas se produce pendiente arriba. El hecho de que en los perfiles intermedios (p.e. con pendientes de 1°) las ondulaciones se generen después que en los perfiles de menor o mayor pendiente, se puede deber a que: a) en los perfiles de menor pendiente, al ir creciendo la cuña sedimentaria de forma más rápida, ese cambio de pendiente con el perfil inicial se hace más brusco, y b) en los de mayor pendiente, desde el inicio de la simulación ya existe un cambio de pendiente previo bastante acusado en el perfil original (Figs. 8.4 y 8.5).

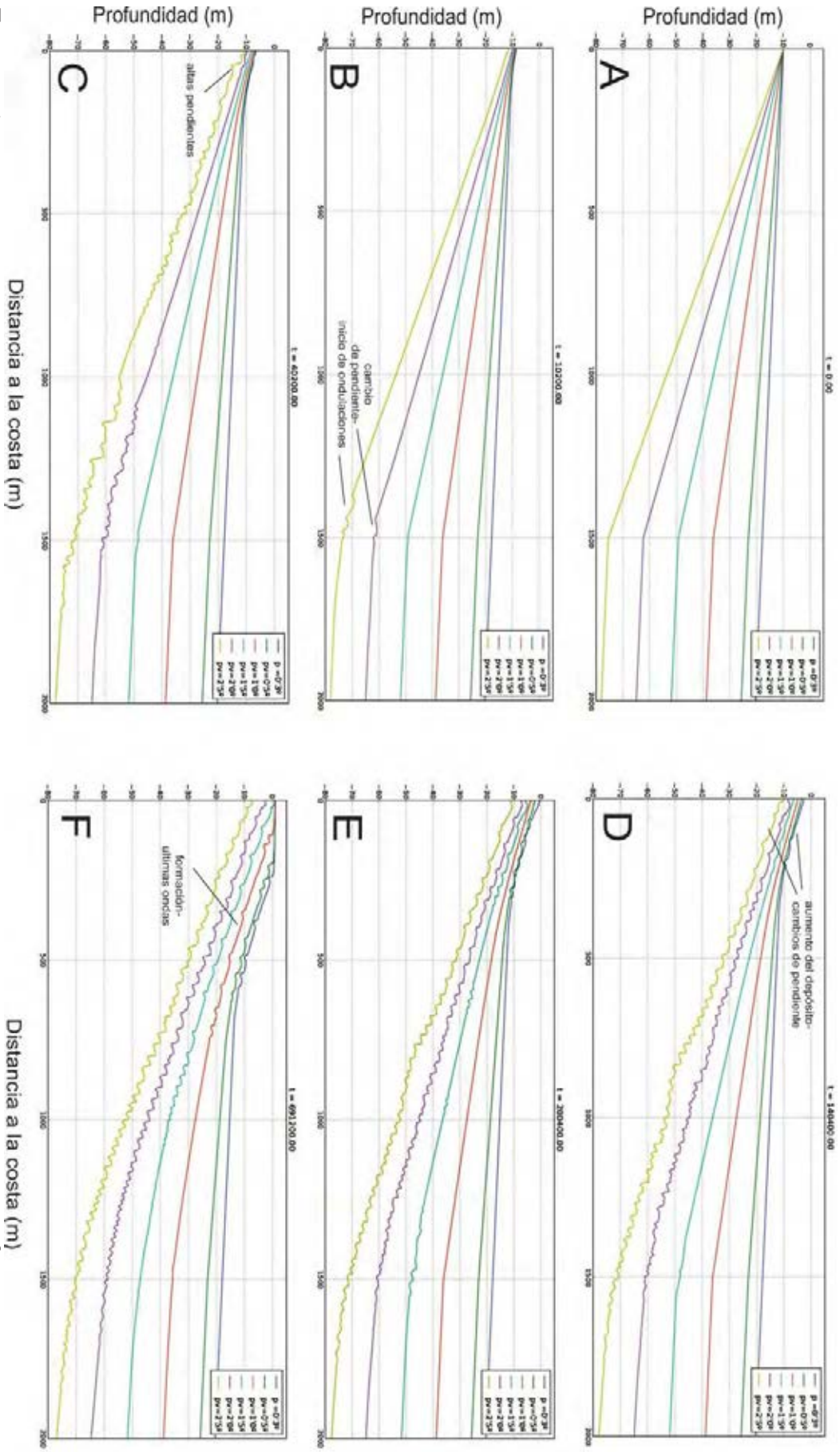


Figura 8.4: Evolución de las ondulaciones para los seis perfiles lineales a trozos que se han considerado para un caudal de $0,35 \text{ m}^2/\text{s}$ en los tiempos (A) $t = 0$ (estado inicial), (B) $t = 2\text{h } 50'$, (C) $t = 11\text{h } 10'$, (D) $t = 39\text{h}$ (1 día), (E) $t = 55\text{h } 40'$ (2 días, 7h 40') y (F) $t = 192\text{h}$ (8 días).

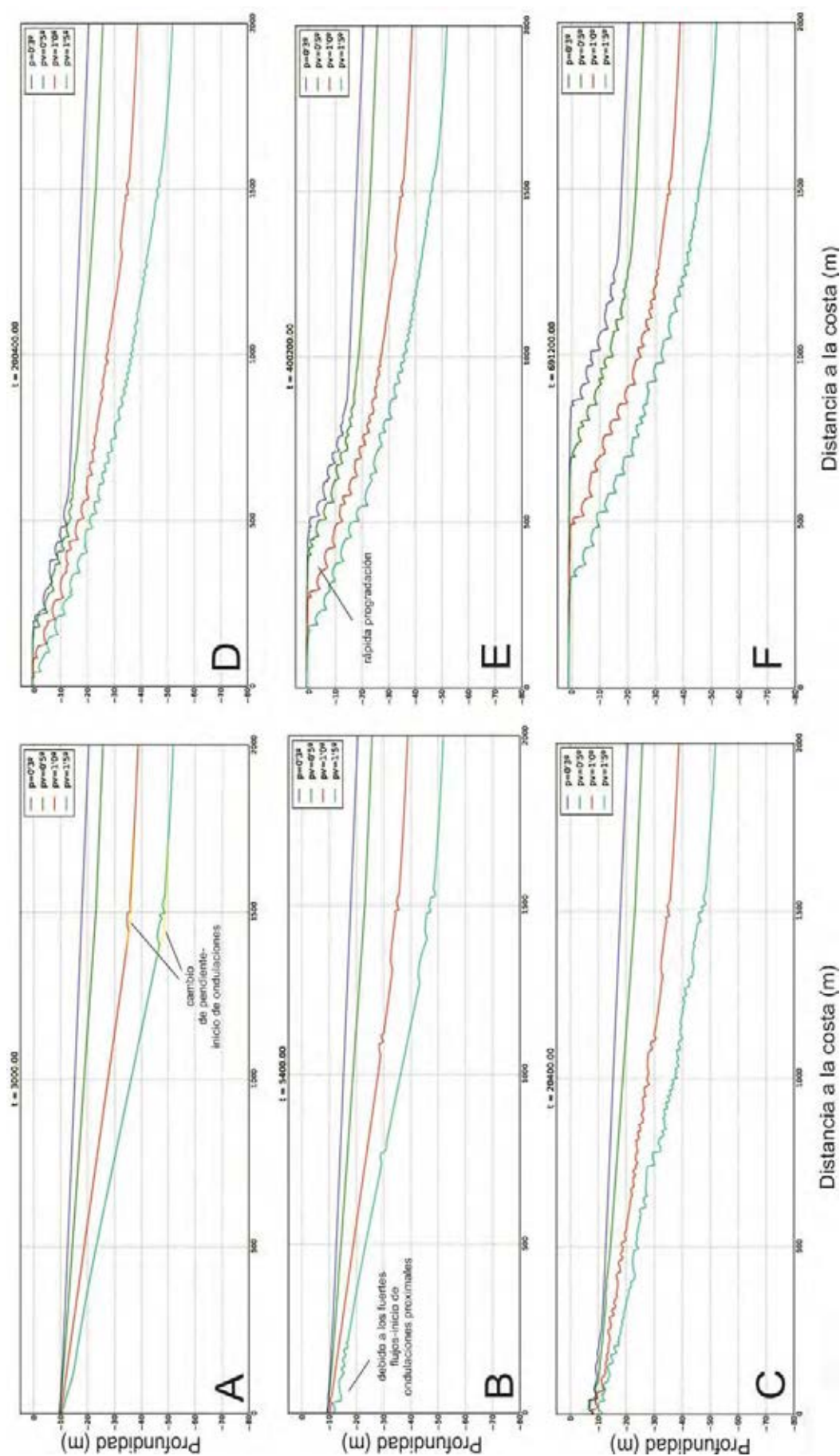


Figura 8.5: Evolución de las ondulaciones para los cuatro perfiles lineales a trozos que se han considerado para un caudal de $1 \text{ m}^2/\text{s}$ en los tiempos (A) $t = 50'$, (B) $t = 1\text{h } 30'$, (C) $t = 55\text{h } 40'$ (2 días, 7h 40'), (D) $t = 110\text{h } 10'$ (4 días, 15h 10') (E) $t = 192\text{h}$ (8 días).

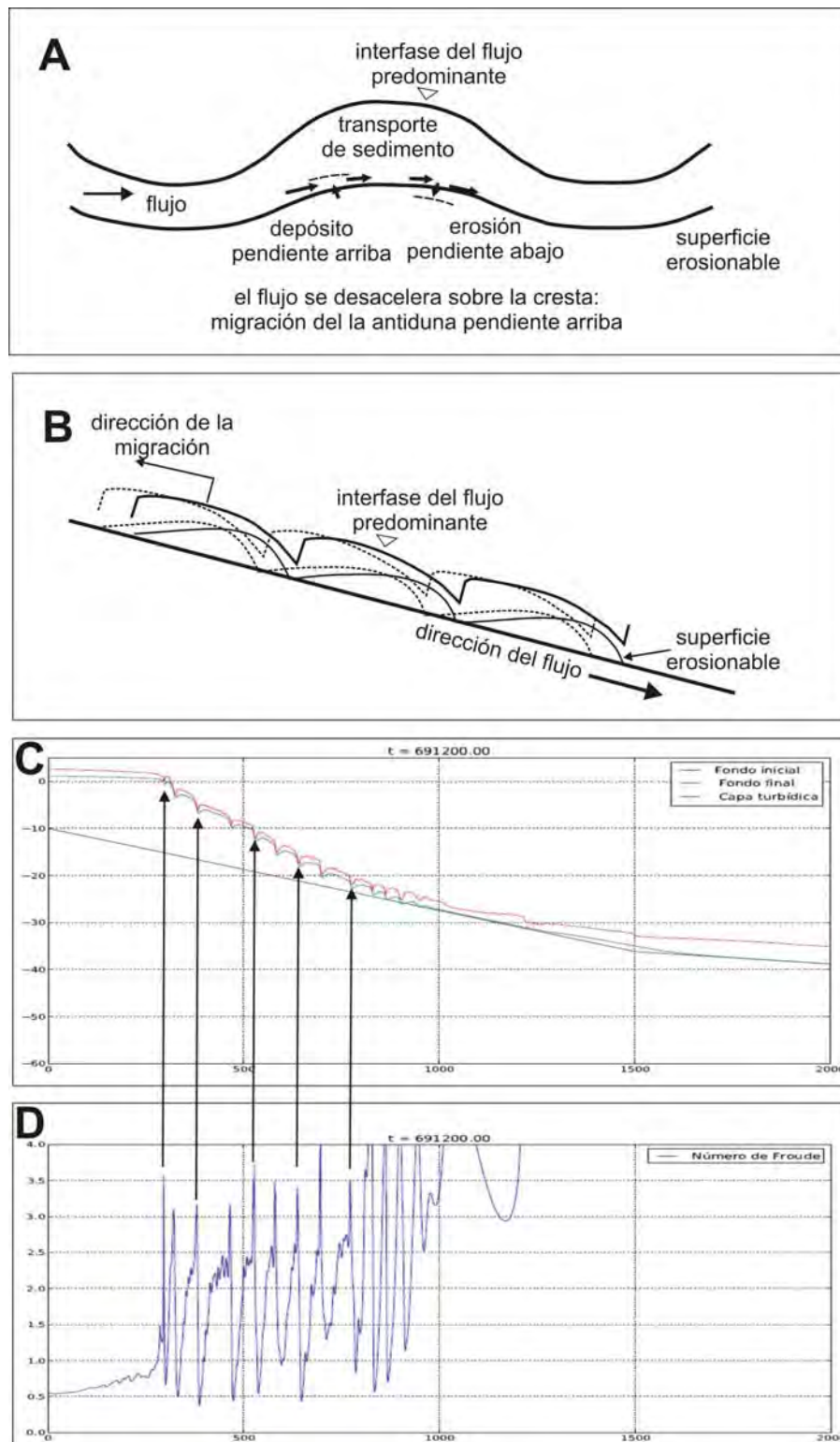


Figura 8.6: Mecanismo por el cual las ondulaciones migran pendiente arriba, debido a que la capa de turbidez es más ancha y lenta sobre las crestas, con un número de Froude mayor que 1. A) Diagrama explicativo. B) Esquema sobre la migración de las ondulaciones pendiente arriba. C) Ejemplo de una de las simulaciones numéricas, donde se reproduce el mecanismo de adelgazamiento de la capa de turbidez sobre los valles de las ondulaciones (saltos hidráulicos), D) Número de Froude de dicha simulación. Las flechas indican zonas donde el número de Froude es mayor que 1, coincidente con los valles de las ondulaciones.

Esta migración de las ondulaciones pendiente arriba nos hace pensar que estas morfologías son similares a las antidunas asociadas con corrientes de turbidez (Lee *et al.*, 2002; Normark *et al.*, 2002; Fildani *et al.*, 2006). En nuestras simulaciones se observa como las ondulaciones están aproximadamente en fase con las ondulaciones de la capa de turbidez (Fig. 8.6). Es decir, que la capa del agua de turbidez es mayor donde las ondulaciones son mayores, y viceversa (Fig. 8.6-A y C). Con esta aproximación, las antidunas pueden caracterizarse como formas de fondo rítmicas que:

- están asociadas a un flujo supercrítico (es decir con número de Froude > 1), y
- tienen migración pendiente arriba (Fildani *et al.*, 2006).

Las ondulaciones producen un salto hidráulico en su límite proximal y distal, o una pequeña zona sobre la cual el flujo pasa de forma rápida de un flujo supercrítico rápido y proximal a un flujo subcrítico tranquilo y distal ($Fr < 1$). Cada ondulación puede estar dividida en dos partes limitadas por un punto donde $Fr=1$; una zona subcrítica pendiente arriba y una zona supercrítica pendiente abajo. La zona subcrítica más proximal induce sedimentación neta (o hace que aumente la sedimentación o al menos que no se produzca erosión) y la zona supercrítica más rápida produce erosión neta (o sedimentación reducida o nula, o aumento de la erosión), por lo que el tren de ondulaciones migra pendiente arriba (Parker e Izumi, 2000). Por lo tanto, las ondulaciones, y tal como queda demostrado por las simulaciones y datos reales, son “parientes” de las antidunas, y son una manifestación del hecho de que los flujos supercríticos sobre un fondo erosionable son inherentemente inestables.

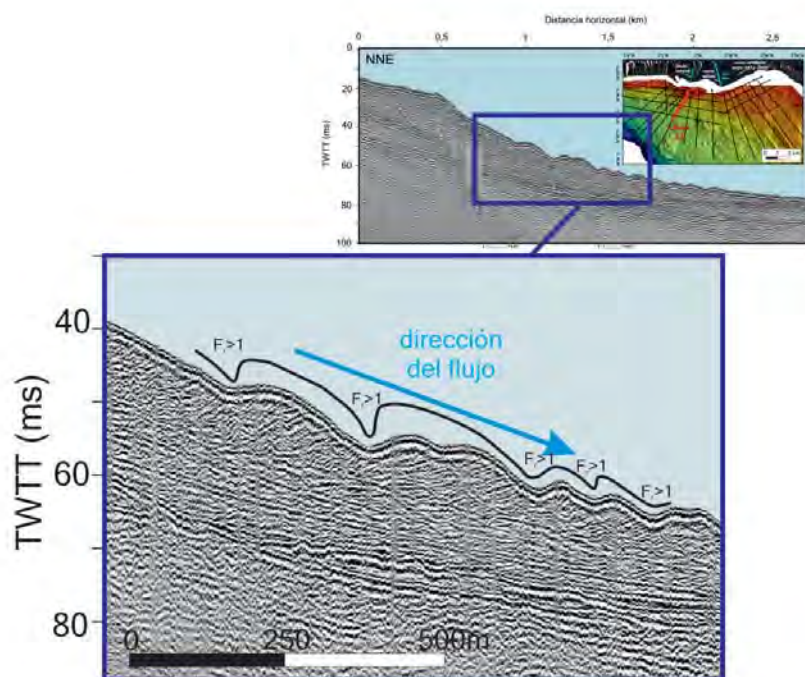


Figura 8.7: Perfil sísmico de alta resolución (Geopulse) realizado sobre el prodelta del Río Adra, en el que se observa la migración de las ondulaciones pendiente arriba.

Tal y como dice Fildani *et al.* (2006), la presencia de los saltos hidráulicos estabiliza el campo de ondulaciones, así cuando las ondulaciones migran pendiente arriba, se autopreservan de la erosión, y tienen el potencial de dejar un registro sedimentario completo (Fig. 8.7).

8.3. Comparación con otros campos de ondulaciones en prodeltas del Mediterráneo

Se han descrito ondulaciones del fondo marino en diferentes ambientes sedimentarios (Correggiari *et al.*, 2001; Nakajima y Satoh, 2001; Yoo *et al.*, 2002; Cattaneo *et al.*, 2004; Urgeles *et al.*, 2007). En aguas someras se han relacionado con depósitos prodeltaicos caracterizados por una alta tasa de sedimentación, como por ejemplo en el Río Tiber (Trincardi y Normark, 1988; Chiocci *et al.*, 1996), en el Río Noeick (Bornhold y Prior, 1990), en el Río Po y otros pequeños ríos de los Apeninos (Correggiari *et al.*, 2001; Cattaneo *et al.*, 2004), y en el Río Llobregat (Urgeles *et al.*, 2007).

Para explicar el origen de las ondulaciones someras del fondo del mar se han invocado una amplia variedad de causas: a) Inestabilidades gravitacionales (Díaz y Ercilla, 1993; Christian *et al.*, 1997; Duchesne *et al.*, 2003; Lykousis *et al.*, 2003), b) Transporte de corrientes de fondo y sedimentación (Trincardi y Normark, 1988) y c) Corrientes de fondo relacionadas con la actividad turbidítica, principalmente representado por flujos hiperpicnales (Mulder y Syvitski, 1995; Yoo *et al.*, 2002; Urgeles *et al.*, 2007). Sin embargo, las explicaciones más recientes sugieren una influencia combinada de muchos de los factores indicados (Cattaneo *et al.*, 2004; Marsset *et al.*, 2004[225]).

En concreto, en las últimas dos décadas se han proporcionado evidencias de ondulaciones del fondo marino sobre prodeltas del Mediterráneo como los prodeltas asociados a los ríos Verde, Seco y Guadalfeo (Fernández-Salas *et al.*, 2007), el prodelta del Ebro (Urgeles *et al.* 2011), el prodelta del Llobregat (Checa *et al.* 1988; Urgeles *et al.* 2007); el prodelta del Ter (Díaz y Ercilla, 1993; Ercilla *et al.*, 1995), el prodelta del río Fluvià-Muga (Díaz y Ercilla, 1993; Ercilla *et al.*, 1995), el prodelta del río Tiber (Trincardi y Normark, 1988; Chiocci *et al.*, 1996), prodelta del Sarno (Sacchi *et al.* 2005), prodelta de Bonea (Budillon *et al.* 2005); plataforma de Calabria (Gallignani, 1982), plataforma norte de Sicilia (Agate y Lucido, 1995), Golfo de Castellammare (Agate *et al.* 2009), Cuenca de Corigliano (Romagnoli y Gabbianelli, 1990; Rebesco *et al.*, 2009), plataforma del Adriático (Correggiari *et al.*, 2001; Cattaneo *et al.* 2004; Marsset *et al.* 2004; Berndt *et al.* 2006; Cattaneo *et al.* 2007; Puig *et al.* 2007; Sultan *et al.* 2008); el prodelta del Po (Correggiari *et al.*, 2001); el norte del Golfo de Kyparissiakos Gulf (Lykousis *et al.* 2009); Golfo de Patraikos (Lykousis 1991; Lykousis *et al.* 2009); Golfo de Corinto occidental (Lykousis *et al.* 2009)).

Urgeles *et al.* (2011) recopila los datos morfométricos de los campos de ondulaciones desarrollados sobre 14 de los prodeltas anteriormente citados en el Mediterráneo,

incluidos los presentados en este estudio publicados en Bárcenas *et al.* (2009), que se muestran en la Tabla 8.1.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Profundidad mínima (m)	3	9	10	13	9	18	30	55	7	60	25	35	60	45
Profundidad máxima (m)	65	65	108	56	71	60	70	110	15	100	50	90	100	100
Longitud de onda min-máx (media) (m)	25-74 (46)	38-103 (73)	19-252 (80)	23-380 (123)	24-565 (149)	45-800 (260)	53-477 (212)	-	145-320 (222)	aprox. 1000 -	80-150 -	37-235 (105)	-	aprox. 100 -
Altura min-máx (media) (m)	0,06-2,19 (0,70)	0,13-1,28 (0,6)	0,07-5 (0,85)	0,02-2,21 (0,36)	0,02-4,22 (0,53)	0,04-2,34 (0,45)	0,17-3,76 (0,92)	-	0,2-2 (1,1)	0,5-4 -	-	0,03-1,3 (0,55)	-	7(max.) -
Tipo de sedimento	Arena fangosa	Arena fangosa	Arena fangosa	Arena fangosa	Fango	Fango arenoso	Fango	Fango	Arena	Fango	-	Fango arenoso	Fango	Fango
L/H media	148	183	129	aprox. 300	296	aprox. 300	230	-	202	-	-	191	-	-
Orientación	P	P	P	P	P	P	P	-	PER	O	-	P	P	P
Area (km ²)	1,4	2	25,7	3,3	5,5	6,2	aprox. 800	-	3,7	20,04	-	25	-	100
Pendiente (°)	4	5	2,48	3,7	4,5	3,1	0,2-1	-	1	0,6	0,5-2	0,3-3	0,75	0,7-1,2
Simetría	0,94	1,05	1,58	aprox. 1,2	1,6	aprox. 1,7	> 1 (> 40 m prof.) aprox. 1 (< 40 m prof.)	-	0,9	-	> 1	aprox. 1	-	> 1 > 1

Tabla 8.1: Morfología y características de los principales campos de ondulaciones desarrollados sobre los prodeltas del Mediterraneo (Modificado de Urgeles *et al.* 2011). Leyenda: 1: Seco, 2: Verde, 3: Guadalfeo, 4: Gualchos, 5: Albuñol, 6: Adra, 7: Adriático central, 8: Plataforma de Algeria, 9: Ebro, 10: Fluvia-Muga, 11: Golfo de Corinto y Golfo de Kyparissiakos, 12: Llobregat, 13: Ter, 14: Tiber, P: paralela, PE: perpendicular, O: oblicua.

Se observa que la mayoría de las ondulaciones del fondo del mar desarrolladas sobre los prodeltas del Mediterráneo afectan a áreas de diferente tamaño (desde 1,4 km² (prodelta del Seco) hasta aproximadamente 800 km² (plataforma central del Adriático), mostrando áreas de pequeño tamaño los 6 prodeltas relacionados con este trabajo (< 25,7 km²) (Tabla 8.1).

Las profundidades en las que se desarrollan oscilan entre los 10 y 100 m, sobrepasando generalmente el *topset* del prodelta, y ubicadas en la zona del prodelta con más pendiente. Se observa que los campos de ondulaciones analizados en esta tesis inician su desarrollo a menor profundidad (< 18 m) que el resto de los campos de ondulaciones de los prodeltas del Mediterráneo, a excepción del prodelta del Ebro cuyas ondulaciones se desarrollan a partir de tan sólo 7 m de profundidad. Con respecto a la profundidad máxima, es el prodelta del Ebro el que muestra un menor desarrollo del campo de ondulaciones, alcanzando únicamente la isóbata de los 15 m (Tabla 8.1).

Las pendientes de las ondulaciones se encuentran entre 0,2° y 3° (con una media de 2°). Los prodeltas de Andalucía oriental son los que presentan mayor pendiente, con una media de casi 4°, mientras que en el resto de los prodeltas no presentan pendientes superiores a 1° (Tabla 8.1).

La altura y la longitud de onda de las ondulaciones es variable. Las ondulaciones con menor longitud de onda se encuentran en 3 de los prodeltas relacionados con este estudio, con valores de 46 m (Río Seco), 73 m (Río Verde) y 80 m (Río Guadalfeo), mientras que el resto de los prodeltas del Mediterráneo presentan ondulaciones con

longitudes de onda $> 100\text{m}$. La altura media de las ondulaciones tiene un valor de aproximadamente $0,71\text{ m}$. Los prodeltas de las ramblas de Gualchos, Albuñol y de los ríos Adra y Llobregat, son los que tienen ondulaciones con alturas medias menores a la media general ($< 0,55\text{ m}$).

Las ondulaciones que se desarrollan en los prodeltas del Mar Mediterráneo tienen en general, valores del índice de forma (L/H) medios que se encuentran en un rango entre 100 y 300 (Tabla 8.1 y Fig. 8.8). Los campos de ondulaciones que muestran mayor valor medio de L/H (aprox. 300) lo presentan los ubicados en los prodeltas del Río Adra y las ramblas de Gualchos y Albuñol, con lo cual muestran ondulaciones más achatadas que el resto, mientras que el menor valor se encuentra en las ondulaciones del prodelta del Río Guadalfeo (129).

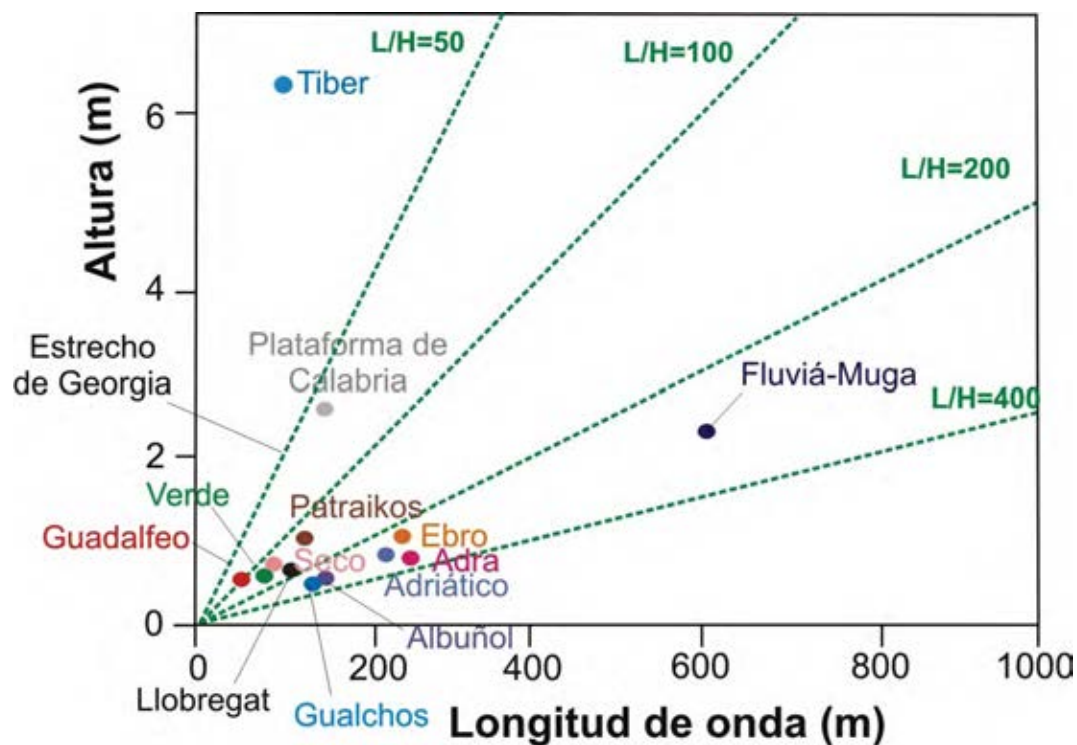


Figura 8.8: Relación entre la longitud de onda y la altura de las ondulaciones desarrolladas sobre los prodeltas del Mediterráneo. Modificado de Urgeles *et al.* 2011

Respecto al índice de simetría se observa que la mayoría presentan valores superiores a 1, por lo tanto, teniendo en cuenta que valores de este índice cercanos o próximos a 1 indican ondas simétricas, se puede deducir que la mayoría de las ondulaciones que se desarrollan en los prodeltas del Mediterráneo son asimétricas. Se advierte que las más simétricas se localizan en los campos de los prodeltas del Seco, Verde, Ebro, Llobregat y Adriático central (por encima de los 40 m de profundidad (Tabla 8.1).

Generalmente, las ondulaciones suelen presentar forma elongada en sección longitudinal y cóncava en sección transversal. Sus crestas son más o menos paralelas a los contornos batimétricos y presentan forma en planta sinuosa (Cattaneo *et al.* 2004;

Fernández-Salas *et al.* 2007; Urgeles *et al.* 2007), excepto en los prodeltas del Ebro y Fluvià-Muga donde las crestas de las ondulaciones son perpendiculares y oblicuas a la batimetría, respectivamente. Normalmente, los sedimentos que las constituyen son de tipo fango, fango arenoso, arena fangosa y arena (Tabla 8.1).

Para asignar los procesos relacionados con el origen de estos campos de ondulaciones, se intenta relacionar las características morfológicas de las ondulaciones y relacionarlas con un posible mecanismo genético (Tabla 8.2).

Mecanismos de origen de las ondulaciones	Forma del campo de ondulaciones	Orientación de las crestas respecto a la batimetría	L/H media	Rango de profundidad (m)	Otras características	Ejemplos
Ondas internas	elongada paralela a la línea de costa	paralela	210	30-90		Adriático central, Llobregat, Ter
Flujos hiperpicnales	elongada perpendicular a la línea de costa a circular	paralela	226	3-110	canales	Guadalfeo, Seco, Verde Gualchos, Albuñol, Adra
Corrientes de fondo	elongada paralela a la línea de costa	oblicua a perpendicular	aprox. 450	60-100		Fluvià-Muga
Corrientes paralelas a la costa	circular paralela a la línea de costa	subparalela a perpendicular	aprox. 200	3-15		Ebro

Tabla 8.2: Características más importantes de los campos de sedimentos respecto a los mecanismos genéticos asociados. Modificado de Urgeles *et al.* (2011).

Los mecanismos más probables propuestos para la génesis de las ondulaciones del fondo del mar son: a) la resuspensión de sedimentos por ondas internas y b) los flujos hiperpicnales, siendo éste último el que se propone para los campos de ondulaciones que son objetivo de esta tesis. Urgeles *et al.* (2011) sugiere que las ondulaciones del fondo del mar generadas por estos dos mecanismos se diferencian en los valores de L/H, encontrándonos ondas más achatadas cuando son generadas por flujos hiperpicnales (menor valor de L/H). Para el caso del del Río Adra, y las ramblas de Gualchos y Albuñol se observan valores medios de L/H muy altos, aunque el mecanismo de formación se ha asociado a flujos hiperpicnales. Analizando los valores de L/H en estos casos, se advierte que eliminando los valores extremos máximos de longitud de onda, los cuales son muy escasos pero muy altos, la relación L/H disminuye de forma significativa.

Por otro lado, indicar que el Río Adra occidental presenta valores de L/H altos, más similares a las ondulaciones generadas frente a las ramblas (debido a sus características hidrológicas, como corrientes efímeras que transportan un volumen relativamente grande de agua exclusivamente durante las épocas torrenciales) que a los ríos. Esta similitud en la relación L/H es posible que sea debido a que las ondulaciones del Río Adra (occidental) parece ser que están sufriendo erosión por parte de la deriva litoral y del oleaje, a causa del desvío del cauce hacia el este y a la disminución del aporte fluvial.

Otros mecanismos presentes en la génesis de las ondulaciones sobre los prodeltas del Mediterráneo son las corrientes y el oleaje que afecta a los campos desarrollados en aguas más someras y las corrientes marinas de fondo que actúan sobre los campos de ondulaciones desarrollados en aguas profundas (Tabla 8.2).

8.4. Factores que influyen en la formación de las morfologías sedimentarias, erosivas, gravitacionales y antrópicas sobre los prodeltas

Las morfologías menores localizadas sobre los prodeltas del área de estudio son muy variadas. Un control importante de las morfologías del sistema prodeltaico es muy eficiente en el estudio de los procesos de dispersión de sedimentos en la parte sumergida del prodelta (Prior y Bornhold, 1990). A partir de los datos de sísmica de alta resolución y batimetría multihaz, hemos podido deducir los procesos que afectan a los diferentes dominios prodeltaicos (Fig. 8.9).

En la **parte proximal del prodelta o *topset***, se observa que los procesos morfológicos más comunes son los procesos erosivos (Fig. 8.9) que dan lugar a la formación de cárcavas en algunos de los prodeltas estudiados. Los procesos sedimentarios en este dominio también son visibles (Fig. 8.9), pero exclusivamente en los prodeltas del Río Adra donde se forma el frente elevado del prodelta, que equivale a una barra sedimentaria.

En planta, las redes de cárcavas muestran una superficie ondulada, con alternancia de canales y crestas. Los flujos gravitativos pueden ser los responsables de la formación de estas morfologías (Ercilla *et al.*, 2009). En concreto, en los prodeltas de los ríos que drenan en el Mar de Alborán, como en otros pequeños deltas con cuencas de drenaje similares (pequeñas y abruptas), la génesis de estos flujos gravitatorios es debida a flujos hiperpicnales (Soh *et al.*, 1995) generados por ríos de carácter extremadamente torrencial que pueden incrementar la disponibilidad de materiales fácilmente erosionables, favoreciendo la generación de dichos flujos (Liquete *et al.*, 2005; Urgeles *et al.*, 2011) cruzando el *topset*.

Estas redes de cárcavas pueden distribuir el sedimento más fino de forma radial desde el río hacia otros dominios del prodelta, depositándose el material más grosero en el *topset*, donde mayoritariamente se observan valores de reflectividad alta (> -12 dB) (Fig. 5.4).

Además, el desarrollo de redes de canales o cárcavas en el *topset* o zonas proximales del prodelta sugieren que juegan un papel importante como zona de *bypass* que permite el transporte de materiales finos del río a zonas más profundas. Por otro lado indicar que, tanto el régimen de oleaje como el aporte de sedimentos desempeñan un papel significativo en el desarrollo de la parte más somera del prodelta (*topset-foreset*) (Fernández-Salas, 2008), actuando sobre el desarrollo de las morfologías menores que se perfilan en estos dominios. Esto se puede observar en el desarrollo de las cárcavas. Si se atiende a la localización de las mismas, en muchos de los prodeltas se ubican a ambos lados de la desembocadura del mismo. Es posible que flujos hiperpicnales de menor envergadura genere estos pequeños canales en el *topset* y se sigan perfilando por la acción del oleaje en épocas de sequía. Estos canales pueden ser erosionados por un fuerte flujo hiperpicnal justo en la zona de mayor ámbito de acción de dicho flujo

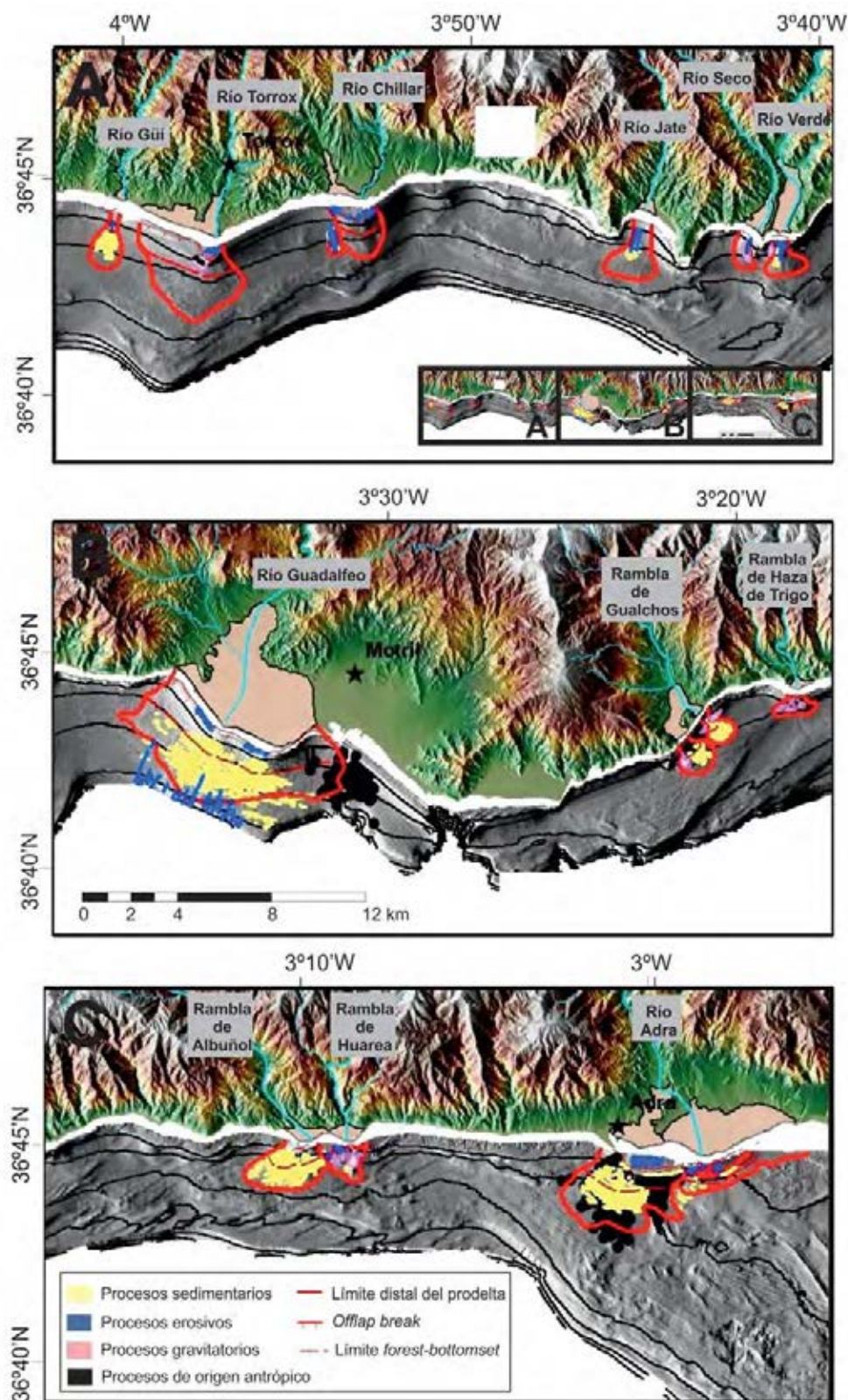


Figura 8.9: Mapa de distribución de los procesos morfogenéticos realizado a partir de las morfologías menores diferenciadas sobre los prodeltas de la zona de estudio.

(frente a la desembocadura), manteniéndose aquellas cárcavas formadas en una zona de menor acción energética del flujo hiperpicnal. Si analizamos las cárcavas ubicadas en el prodelta occidental del Río Adra y generadas posiblemente por los flujos hiperpicnales producidos cuando el cauce estaba activo, se puede ver que aunque el cauce en la actualidad esté inactivo las cárcavas siguen siendo retrabajadas por el oleaje.

El frente elevado del prodelta, se encuentra localizado a una profundidad entre los 10 y los 18 m mostrando una orientación SO-NE (Fig. 3.14-H). Se localiza entre el *topset* y el *offlap break*: a) al este de la desembocadura actual del Río Adra y b) al este de la desembocadura antigua del río (Fig. 3.14-H). Parece asociarse a una acumulación de sedimento en forma de posible barra producida, probablemente, por un transporte lateral hacia el este que es capaz de mover sedimentos más groseros, asociados a una alta reflectividad (-18 y -22 dB) (Fig. 3.19). Esta acumulación observada podría derivarse, de la progradación de la parte superior de la barra, empujada hacia el mar por la corriente (Maillet, 2006). La depresión que se observa anterior a la formación de la barra excavada en el *topset*, puede indicar el inicio de la misma, que en este caso habría sido, aproximadamente, a unos 60 m de la posición actual de la barra o frente elevado del prodelta.

En el *foreset*, los procesos morfogenéticos más importantes son los procesos erosivos que dan lugar a los canales lineales perpendiculares a las líneas batimétricas, los procesos gravitacionales que generan los deslizamientos y por último, los procesos sedimentarios asociados al comienzo de los campos de ondulaciones (Fig. 8.9).

La existencia de estos tipos morfológicos menores indican que la componente transversal a la plataforma del transporte de sedimentos desde la desembocadura hacia mar adentro es más importante que la componente longitudinal, es decir, la influencia de los aportes fluviales es mayor que la influencia de las corrientes dominantes en dicha zona los indicadores morfológicos que evidencian la generación de fuertes flujos hiperpicnales en ambientes deltaicos de alta energía unidos a la pendiente abrupta del depósito deltaico son canales erosivos y deslizamientos (Postma (1984); Prior y Bornhold (1989); Nava-Sánchez *et al.* (1999); Mitchell, 2005; Maillet *et al.* (2006)) y ondulaciones del fondo marino (Fernández-Salas *et al.*, 2007; Urgeles *et al.*, 2011; Bárcenas *et al.* (2009)).

En el área de estudio, los canales rectos erosivos de dirección N-S se localizan frente a las desembocaduras de los ríos en varios de los prodeltas, Güí, Jate, Verde y Seco, con una profundidad media de incisión de aproximadamente 1 m y una anchura media de 64 m. Los canales más amplios y más profundos son los excavados en el prodelta del Río Jate (100 m de anchura y 1,8 m de profundidad de incisión), el cual presenta altas pendientes tanto en la zona emergida ($1,47^\circ$) como en el prodelta ($2,5^\circ$ para el dominio del *foreset*). Por otro lado, se trata de morfologías efímeras, debidas a procesos fluviales asociados a fuertes descargas de corta duración, seguidas de largos periodos de sequía donde el oleaje y las corrientes pueden actuar libremente modificando las mismas (Nava-Sánchez *et al.*, 1999). El prodelta del Río Jate se encuentra resguardado de la hidrodinámica dominante en la zona de estudio (Fig. 3.14-C) por la morfología

de la costa. Esto implica que la corriente no llegue a actuar de manera enérgica sobre las morfologías menores en épocas de sequía y fuertes vientos de levante o poniente. Por ello, la velocidad de la corriente media y los valores de la tensión tangencial en el fondo disminuyen en los ambientes prodeltaicos del *foreset-topset* donde se desarrollan los canales erosivos y preservando la geometría de los mismos, al contrario que en el resto de los prodeltas, donde la velocidad es mayor cuando la corriente afecta a estos dominios (Fig. 5.7-D).

Las cicatrices de deslizamientos y los lóbulos formados por la masa deslizante observados en la parte sumergida de los sistemas deltaicos pueden ser debidos a la inestabilidad de la pendiente y/o a la actividad tectónica (Soh *et al.*, 1995). En los prodeltas de la zona de estudio parece que la inestabilidad de la pendiente es la generadora de los deslizamientos observados, causada por los fuertes flujos hiperpicnales desarrollados en sistemas deltaicos de alta pendiente, como en caso del prodelta de la Rambla de Haza de Trigo que muestra gran cantidad de deslizamientos (Fig. 3.14-G), el cual es el que tiene mayor pendiente de todos los estudiados ($3,8^{\circ}$ - $5,4^{\circ}$ en la llanura deltaica y en el *foreset*, respectivamente). La hidrodinámica de la zona, en épocas donde el transporte transversal a la plataforma no es importante, puede también producir inestabilidad del talud y la formación de deslizamientos.

La influencia fluvial sobre la inestabilidad en las cuñas prodeltaicas es muy importante. Este hecho se observa en el prodelta oriental de la Rambla de Gualchos, donde se advierte que el límite *topset-foreset* no existe. Es posible que cuando el brazo occidental y oriental de la rambla (Rambla Ancha y Rambla de Gualchos, respectivamente) estaban activos, el flujo era repartido en ambos brazos y el aporte fluvial distribuido en ambos prodeltas. Cuando el brazo occidental se unió al oriental, todo el flujo se canalizó en una sola desembocadura, aumentando su poder y causando la inestabilidad del límite *topset-forest* del prodelta oriental.

Por último, en el prodelta del Río Torrox el deslizamiento tiene una morfología diferente al resto, donde se observa una conexión directa menor con el cauce del río y la presencia de una masa deslizante de sedimento más allá de la cicatriz (Fig. 3.14-A). La interpretación de esta morfología como un deslizamiento rotacional en aguas someras es compatible con otras deformaciones del prodelta en otros lugares (Prior y Coleman, 1984; Lindsay *et al.*, 1984; Kostaschuk y McCann, 1987; Nemec, 1990; Maillet *et al.*, 2006). Sin embargo, basándose únicamente en la morfología superficial, es difícil determinar el mecanismo del deslizamiento. Por esta razón, se ha usado deslizamiento como término genérico, en referencia a la perturbación causada por el movimiento, pendiente abajo, de una masa de sedimento.

Así mismo, los procesos de origen antrópico se reflejan en los prodeltas más grandes, donde existe una mayor actividad humana. Se observa en el prodelta del Río Guadalfeo posibles emisarios submarinos que dan lugar a morfologías lineales de relieve positivo, así como, los surcos asociados probablemente a arrastres pesqueros desarrollados a unos 800 m de la costa. En ambos prodeltas se advierten una gran cantidad de montículos,

cuyo origen se desconoce, pero debido a su morfología redondeada y muy parecida entre ellos, parecen ser de carácter antrópico, quizás asociados a material dragado en otros lugares y vertidos aquí.

Aunque el estudio se ha centrado en el sistema prodeltaico, se ha descrito un lóbulo secundario asociado al prodelta del Río Chíllar (Fig. 3.3-B). A partir del estudio batimétrico y estratigráfico se ha observado la independencia de éste con la cuña prodeltaica del Río Chíllar. Se trata de un lóbulo desconectado de la costa, cuyos tipos morfológicos indican la acción de flujos hiperpicnales (canales erosivos con dirección N-S y ondulaciones del fondo marino). Es probable que en épocas de fuertes tormentas el cauce que se observa al oeste del Río Chíllar sea el generador de dicha morfología.

8.4.1. Descargas fluviales con altas concentraciones de sedimento: generación de flujos hiperpicnales

Tras el análisis de los resultados expuestos se podría indicar que los flujos hiperpicnales muestran gran influencia en la génesis de la morfología del fondo marino de las cuñas prodeltaicas estudiadas. Morfologías de este tipo asociadas a flujos hiperpicnales, han sido estudiadas en otros pequeños deltas con pendientes abruptas (Fujikawa fan delta (Soh *et al.*, 1995); Coyote fan delta (Nava-Sánchez *et al.*, 1999); Golfo de Corinto (Hasiotis *et al.*, 2006); Grand Rhône River (Maillet *et al.*, 2006), entre otros).

Estos flujos hiperpicnales, un tipo particular de corriente de turbidez generada por la descarga de los ríos (Normark y Piper, 1991), tienen lugar cuando la pluma de descarga de sedimentos presenta una densidad mayor que el agua circundante y fluye en contacto con el fondo. Para ello la concentración crítica de sedimento (C_c) necesaria para sumergirse en un ambiente marino debería oscilar entre 35-45 kg/m³ (Mulder y Syvitski, 1995). Estos valores deben ser considerados como estimaciones conservadoras, ya que bien están por debajo de circunstancias específicas tales como un flujo de inestabilidad convectiva (= 5 kg/m³) (Parsons *et al.*, 2001), o no se considera la existencia de depósitos fácilmente erosionables en el fondo (Mulder *et al.*, 2003). Los ríos capaces de generar flujos anuales hiperpícnicos se les denomina “sucios”, pero la mayoría de los ríos sólo son capaces de producir flujos hiperpícnicos durante eventos extremos, como por ejemplo, inundaciones importantes. La mayoría de estos ríos son de pequeño a mediano tamaño, drenan a través de cuencas fluviales montañosas y escarpadas con sedimentos fácilmente erosionables y tienen una media de descargas anuales baja (< 380-460 m³/s) (Mulder y Syvitski, 1995; Imran y Syvitski, 2000).

Sobre la base de la información fisiográfica e hidrológica disponible de los ríos Torrox, Verde, Guadalfeo y Adra, se ha intentado predecir la capacidad de estos ríos de generar flujos hiperpícnicos. Se trata de ríos de alta montaña (altitud máxima de las cuencas entre 1500 y > 3000 m) y de pequeño tamaño, cuyas cuencas de drenaje tienen áreas que oscilan entre 50 y 1312,12 km² (Tabla 1.1). La mayor parte de su desarrollo se produce en altitudes medias y sus llanuras deltaicas sólo representa el 5% del total

de la cuenca como máximo. Por otro lado, la morfología del delta submarino presenta un aumento marcado de pendiente (desde pendientes entre $0,5^\circ$ y 1° en la llanura deltaica (Tabla 3.2) a pendientes de $2-5^\circ$ en los *foresets* superiores de los prodeltas (Tabla 3.3). Como consecuencia de esta peculiar configuración fisiográfica, la cuenca de drenaje tiene una alta producción de sedimentos (rangos entre $65,1 \text{ t km}^2/\text{año}$ para el Río Guadalfeo y $201,4 \text{ t km}^2/\text{año}$ para el Río Adra (Tabla 1.2), y por lo tanto una alta posibilidad de descargas directas al mar con una gran concentración de sedimentos (Milliman y Syvitski, 1992).

Para estimar la posibilidad de generar flujos hiperpícnos en los ríos se ha aplicado el procedimiento desarrollado por Mulder y Syvitski (1995), basado en la determinación de la concentración máxima de sedimentos durante condiciones de inundación (C_{flood}) (ver § 2.2.3) y la posterior comparación con la concentración crítica de sedimentos (C_c).

A partir de los datos de temperatura y salinidad estacionales del agua de mar en los puntos más cercanos a las desembocaduras de estos 4 ríos, se ha obtenido la densidad estacional del agua de mar para cada uno de ellos. El rango de densidad de agua de mar observado en estas zonas varía entre 1.025 y $1.027 \times 10^{-3} \text{ kg/m}^3$ para las estaciones de verano e invierno, respectivamente. Se asume una densidad del sedimento de 2.650 kg/m^3 . La C_c oscila entre los $40,74$ y $41,05 \text{ kg/m}^3$ en verano y $43,90-44,14 \text{ kg/m}^3$ en invierno. Este rango de variación está dentro del rango global de concentración crítica de sedimento (C_c) necesaria para sumergirse en un ambiente marino ($35-45 \text{ kg/m}^3$) (Mulder y Syvitski, 1995).

El índice empírico exponencial (b) obtenido para el cálculo de C_{flood} , con valores para los ríos Torrox, Verde, Guadalfeo y Adra de $0'12$, $0'27$, $0'47$ y $0'54$, respectivamente, dan como resultado C_{flood} de $1'51$, $16'21$, $630'11$ y $855'74 \text{ kg/m}^3$, correspondientes en orden a los ríos anteriormente citados. El índice del exponente b indica la posibilidad de que ocurran diferentes eventos, ya que se encuentra relacionado con el caudal y la descarga de sedimentos, lo que permite realizar una clasificación sencilla de los ríos. Los ríos con un valor de $b \leq 1$ se consideran moderadamente "sucios", con periodos de retorno de menos de 100 años. La condición teórica para la generación de un flujo hiperpícnico sería de $C_{flood} > C_c$. Sin embargo, en la realidad los únicos ríos que se pueden considerar capaces de producir flujos hiperpícnos son aquellos con valores altos de C_{flood} ($> 300 \text{ kg/m}^3$), ya que bajo estas condiciones se podrían dar casos incluso con valores de $b \ll 1$ (Mulder y Syvitski, 1995).

Con los datos obtenidos, los ríos Adra y Guadalfeo, con valores de $C_{flood} > 300 \text{ kg/m}^3$, son capaces de generar flujos hiperpícnos con caudales medios entre $0,6$ y $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Los datos de caudal utilizados para estos cálculos son promedios de una serie cronológica de descargas fluviales desde el año 1942 hasta el 2000, mientras que la descarga de sedimentos es obtenida a partir de varios modelos empíricos de erosión (Liquete *et al.*, 2005). Hay que indicar, que los ríos estudiados muy influenciados por el clima estacional, son capaces de alcanzar valores suficientemente altos de caudal y descarga de sedimentos que den lugar a $C_{flood} > 300 \text{ kg/m}^3$. Estos valores se alcanzarían en épocas

de tormentas que generarían descargas torrenciales. Se observan, por ejemplo, en los ríos Torrox y Verde caudales históricos máximos de 0,6 y 5,3 m³/s respectivamente (Tabla 1.2), valores similares o superiores a los caudales medios de los ríos Adra y Guadalfeo, capaces de generar flujos hiperpicnales.

8.4.2. Áreas energéticas en los sistemas prodeltaicos

A partir de los tipos morfológicos, es posible definir aquellas áreas sobre el depósito prodeltaico, donde las descargas fluviales influyen en mayor o menor medida sobre él, y en función de la existencia y del tamaño de las áreas de alta energía, diferenciar los prodeltas asociados a flujos más energéticos. Esta diferenciación de áreas energéticas también ha sido realizado por otros autores en otros prodeltas, como en el Golfo de Corinto (Hasiotis *et al.*, 2006):

a) **Área de alta energía** : en los prodeltas estudiados, este área comprendería los dominios prodeltaicos más someros (*topset* y *foreset*), donde se observa el predominio de los procesos erosivos y gravitacionales, que dan lugar a la formación de cárcavas, canales lineales y deslizamientos. Por otro lado, se observan también procesos sedimentarios, siendo en el *foreset* donde comienzan a formarse los campos de ondulaciones.

En el dominio del *topset* se advierten los mayores tamaños de grano, mayores valores de reflectividad y donde la velocidad promediada del oleaje y la tensión tangencial en el fondo es mayor. En este área la gran influencia de los flujos hiperpicnales es evidente, asociados a los aportes fluviales de carácter torrencial característicos de los ríos del margen norte del Mar de Alborán. La existencia de canales, deslizamientos y ondulaciones confirman la generación de flujos hiperpicnales en ambientes deltaicos de alta energía. Estos flujos hiperpicnales pierden energía hacia el límite distal del prodelta, donde la generación de morfologías asociadas a flujos hiperpicnales es prácticamente nula.

b) **Área de baja energía** : En este área predominan los procesos sedimentarios, comprendiendo el dominio prodeltaico del *bottomset*. El desarrollo final de los campos de ondulaciones en este dominio del *bottomset*, es indicativo de la influencia, en menor medida y menos energética, de los flujos hiperpicnales en este área, mecanismo propuesto para la génesis de las ondulaciones del fondo del mar en los prodeltas estudiados.

En este área predominan sedimentos de tamaño de grano más fino, provenientes del transporte desde los dominios más someros, valores de reflectividad más bajos y menor influencia de las corrientes y de la tensión tangencial en el fondo.

Los prodeltas asociados a las ramblas y a los ríos pequeños se muestran como sistemas deltaicos más energéticos que los prodeltas de los grandes ríos, ya que tienen mayores áreas energéticas donde se encuentran las morfologías erosivas y gravitacionales (Fig. 8.10).

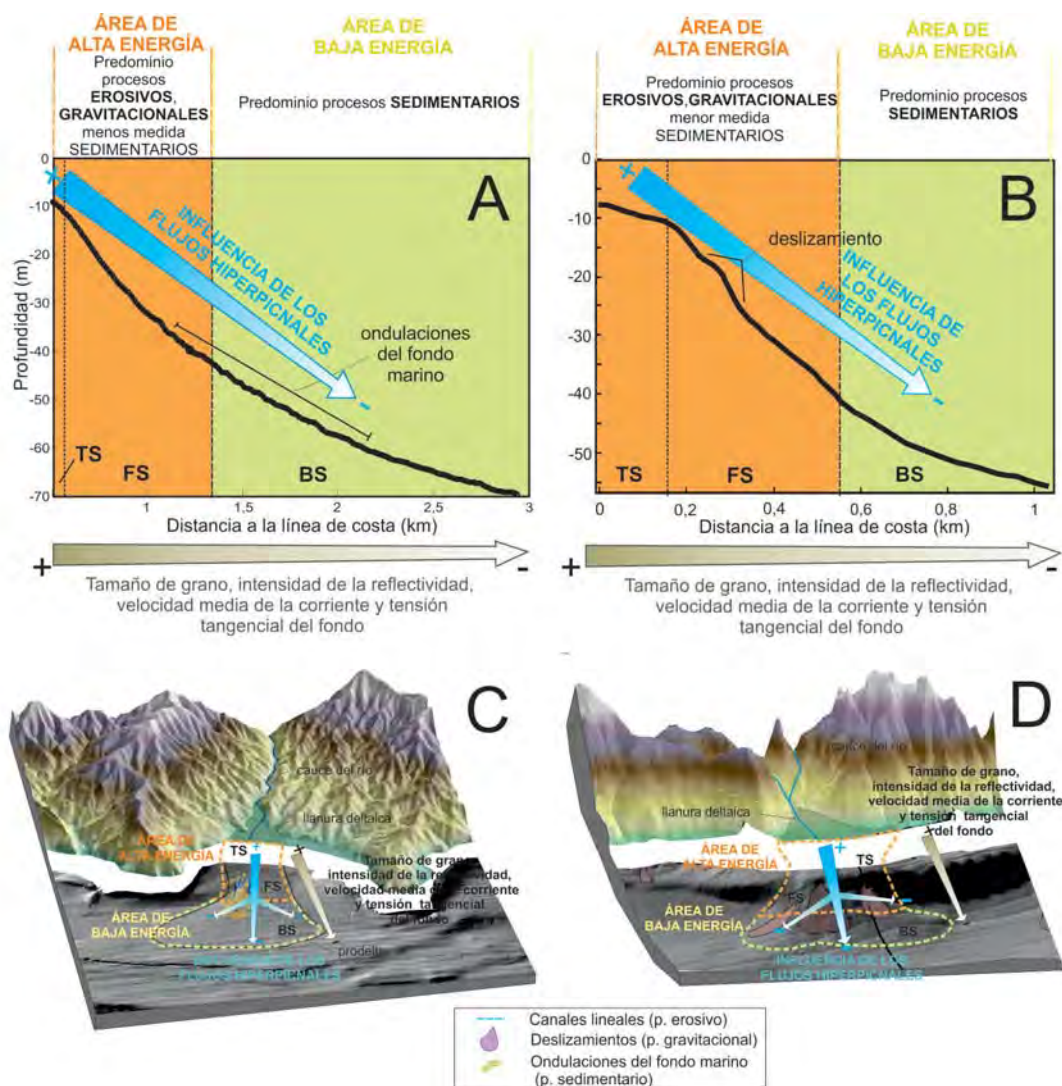


Figura 8.10: Áreas energéticas en los prodeltas. Se presentan dos ejemplos de sistemas prodeltaicos en corte longitudinal (A y B), así como la vista en planta del mismo (C y D). El primer ejemplo (A y C) se corresponde con el sistema deltaico del Río Jate en el que se observan morfologías erosivas y sedimentarias, y el segundo ejemplo (B y D) pertenece al sistema deltaico de la Rambla de Haza de Trigo, en el que se observan morfologías de tipo gravitacional.

Capítulo 9

La zonación de los ambientes energéticos y la influencia de las áreas fuente en la distribución de sedimentos en los depósitos prodeltaicos y áreas adyacentes

A partir de los resultados obtenidos del Capítulo 5, se ha realizado una primera aproximación que relaciona la respuesta de la reflectividad y la distribución del sedimento superficial y la intensidad del régimen hidrodinámico en aguas someras.

Trabajos previos sobre la respuesta acústica del fondo marino en ambientes sedimentarios recientes se han realizado en el talud del Mar Alborán, donde la interacción entre los procesos geológicos (sedimentación hemipelágica, volcánica y turbidítica) (Lo Iacono *et al.*, 2008) es diferente substancialmente de los procesos dominantes activos en la plataforma.

Para el área de estudio existe una correlación positiva ($R^2 = 0,63$) entre el tamaño de grano superficial y la intensidad de la reflectividad, la cual está de acuerdo con las observaciones publicadas en otros ambientes someros dominados por las arenas (Davis *et al.*, 1996; Goff *et al.*, 2000; Kostylev *et al.*, 2001; Collier y Brown, 2005; Ferrini y Flood, 2006; Lathrop *et al.*, 2006; De Falco *et al.*, 2010).

La clasificación de la intensidad de la reflectividad (alta, media y baja) generalmente se corresponden con clases granulométricas arenosas, con cantidades variables de gravas y fangos. Como consecuencia, los cambios laterales en la reflectividad principalmente reflejan los cambios en la composición desde gravas a fangos en un ambiente sedimentario arenoso.

9.1. Cambios de la reflectividad y del sedimento longitudinal y transversalmente a la plataforma

En trabajos previos de la distribución de sedimentos superficiales en la plataforma septentrional del Mar de Alborán únicamente se consideraban depósitos prodeltaicos fangosos con facies relictas de arena poco seleccionadas (Ercilla *et al.*, 1994). La combinación de diferentes metodologías (sedimentos superficiales e intensidad de la reflectividad) proporcionan una mejor visión de los procesos sedimentarios superficiales recientes que de una manera activa forman la cobertura más superficial de los sedimentos de la plataforma.

Transversalmente a la plataforma, existe una diferencia entre aguas someras (< 25 m de profundidad) y el resto de la plataforma, aunque no se encuentra una tendencia bien definida hacia mar adentro. En profundidades menores de 25 m, los cambios en la granulometría y en la reflectividad transversalmente a la plataforma no son muy evidentes. Este patrón es comparable con la distribución transversal de sedimento existentes en otras plataformas dominadas por el oleaje, como en la plataforma suroeste de Australia (Griffin *et al.*, 2008). Aquí, la movilización de sedimentos es consecuencia principalmente de la energía del oleaje, dando como resultado una gradación transversal a la plataforma del tamaño de grano.

En el área de estudio, el ambiente infralitoral (< 25 m de profundidad) está caracterizado por una continuidad lateral de sedimentos con tamaño de grano grueso (grava arenosa y arena) y una alta reflectividad. Estas características están limitadas hacia mar adentro por un *offlap break* o punto de ruptura característico de las cuñas someras en el margen septentrional del Mar de Alborán, como son los prodeltas y las IPWs (Hernández-Molina *et al.*, 2000; Fernández-Salas, 2008). Esta respuesta en las zonas proximales con alta reflectividad y granulometría gruesa podría reflejar la importante influencia de las condiciones hidrodinámicas durante las épocas de tormentas en el infralitoral, en condiciones de vientos dominantes de poniente y de levante, con máximas velocidades de la corriente ($> 0,2$ m/s) y altos valores de la tensión tangencial del fondo ($> 0,2$ N/m²). Esta tensión tangencial del fondo representa el límite para el movimiento de granos con diámetros mayores de 0,05 mm (Soulsby, 1997). Medidas directas de corrientes frente a Marbella (localizada a unos 80 km al oeste del área de estudio) indican velocidades variables menores de 0,3 m/s (Janopaul y Frisch, 1984). Estos valores son muy semejantes a los que hemos estimado para el área de estudio a partir del modelo hidrodinámico (Ej. Velocidades máximas de la corriente alrededor de 0,2 m/s).

Como ya se ha indicado anteriormente para el área del prodelta, el dominio de facies gruesas en ambientes similares de plataforma interna (< 30 m de profundidad) está relacionada con la entrada de sedimentos arenosos y con la removilización y transporte por el oleaje hacia aguas más profundas de las facies más finas en épocas de tormentas (Pickrill, 1983; Wright *et al.*, 1991; Dunbar y Barrett, 2005; Griffin *et al.*, 2008; Storlazzi y Reid, 2010).

Longitudinalmente a la plataforma, los cambios graduales en la composición del sedimento y en la reflectividad son más significativos. La variación longitudinal parece estar marcada principalmente por el Cañón de Carchuna que corta completamente la plataforma continental, haciendo imposible el transporte de sedimentos lateralmente. Además, los aportes de sedimentos locales combinados con las corrientes bidireccionales resultantes de la alternancia de vientos de poniente y vientos de levante también dejan su impronta. El área de estudio recibe la contribución de diversos ríos montañosos de pequeño tamaño cuyos mayores eventos de sedimentación ocurren durante las condiciones de tormentas húmedas.

La plataforma continental localizada al oeste del Cañón de Carchuna está dominada por los aportes de sedimentos terrígenos del mayor río regional (Río Guadalfeo), además de por las contribuciones de los diferentes ríos pequeños (ríos Güí, Torrox, Chillar, Jate, Seco y Verde). Como consecuencia, los sedimentos superficiales de la plataforma están compuestos principalmente por arena fangosa que se relacionan con valores de la intensidad de la reflectividad bajos y medios. La relación entre los valores bajos de reflectividad con los sedimentos más finos se correlaciona con los resultados de otros estudios (Ej. Goff et al., 2000, 2004; Collier y Brown, 2005; Ferrini y Flood, 2006).

Por otro lado, la plataforma localizada al este del Cañón de Carchuna está claramente dominada por el régimen hidrodinámico, ya que las corrientes y la tensión tangencial del fondo en este sector de la plataforma son más elevadas que en el sector occidental y el aporte de aportes terrígenos es menos importante. El régimen oceanográfico más intenso está relacionado con el suave dominio de las corrientes generadas por los vientos de levante, dejando el sector occidental más protegido a la actividad dominante de las corrientes que provienen del oeste. Además, el ensanchamiento de la plataforma en la parte oriental del área de estudio podría también favorecer una mayor interacción de las corrientes de la plataforma con el fondo del mar con respecto al aporte. En esta plataforma más ancha, la contribución del segundo río regional (Río Adra), en términos de descarga, es moderada, ya que sus sedimentos se restringen a la plataforma interna. El resto de la plataforma oriental recibe sólo las contribuciones de los cauces estacionales y efímeros con flujos discontinuos (ramblas de Gualchos, Haza de Trigo, Albuñol y Huarea).

9.2. Variabilidad de pequeña escala y zonación de la reflectividad

A una escala pequeña, la correspondencia entre la composición de los sedimentos superficiales y la intensidad de la reflectividad nos permite distinguir diferentes regímenes de sedimentación/erosión con una respuesta de la intensidad de la reflectividad diferente (alta, media y baja). Estas relaciones también se han evidenciado en ambientes estuarinos (Nitsche *et al.*, 2004), más notablemente a lo largo de diferentes ambientes de la plataforma de California, como en la Bahía de Monterey (Edwards,

2002; Eittreim *et al.*, 2002) o en la plataforma de Eel (Sommerfield y Nittrouer, 1999), donde ambientes dominados por flujos transversales se han yuxtapuesto con ambientes dominados por tormentas. En los ambientes dominados por flujos transversales, el aporte de sedimentos, abundante y episódico, es proporcionado por los ríos montañosos que sobrepasan la plataforma interna y depositan en la plataforma media, generando depocentros de tamaño de grano fino. Estos depósitos se desarrollan lateralmente a sectores de la plataforma dominados por procesos de transporte longitudinales a la plataforma inducidos por tormentas, generando lateralmente extensos cinturones fangosos, o depósitos de arena gruesa en áreas con insignificantes aportes de tamaño de grano fino (Edwards, 2002).

En el área de estudio, se han distinguido tres principales ambientes de plataforma: dominados por las tormentas, mixto y dominados por los ríos. Estos ambientes se definen por la interacción entre los patrones de corrientes en la plataforma y los aportes fluviales locales.

9.2.1. Ambientes dominados por las tormentas

Los valores altos de intensidad de la reflectividad, principalmente generadas por la arena gravosa muestran una correlación espacial consistente con la intensidad de las corrientes de la plataforma, ya que normalmente se encuentran depositadas en lugares donde la velocidad de la corriente y la tensión tangencial del fondo es mayor. Así, estos ambientes de plataforma se corresponden con zonas sujetas a removilizaciones y aventamientos periódicos generados por las tormentas. Ambientes similares han sido descritos en la plataforma de California, donde la alta energía de las corrientes de fondo causa la removilización de los depósitos de fango más modernos, dejando expuestos los depósitos transgresivos en el fondo del mar en áreas donde carecen de fuentes de sedimentos finos (Eittreim *et al.*, 2002).

Las evidencias de las respuestas sedimentarias erosivas son más extensas e importantes en las zonas donde las corrientes en la plataforma alcanzan las mayores velocidades, como en (1) la zona oriental del área de estudio donde la plataforma es más ancha (afectada por corrientes hacia el este y hacia el oeste), (2) la plataforma continental entre el Cañón de Carchuna y la Rambla de Haza de Trigo, principalmente influidas por las corrientes hacia el oeste, y (3) la plataforma entre los ríos Torrox y Chíllar, especialmente afectada por las corrientes hacia el este. En general, los ambientes de plataforma de alta energía ocurren frente a anchos salientes costeros, puntas y cabos, donde la interacción del fondo del mar con las corrientes se intensifica.

9.2.2. Ambientes sedimentarios de energía mixta

Estos ambientes ocurren en sectores arenosos de la plataforma, en las que la intensidad de la reflectividad media se distribuye de forma alargada longitudinalmente a la plataforma, las cuales sugieren fuentes de sedimentos lineales. En la plataforma de

California, similares depocentros elongados muestran una alta continuidad lateral, revelando una alta eficiencia de los transportes longitudinales a lo largo de la plataforma, como la mayoría del transporte longitudinal a la plataforma de sedimentos relacionados con eventos de tormentas fuertes (Ogston y Sternberg, 1999; Edwards, 2002) y ligados a eventos de inundaciones (Sommerfield y Nittrouer, 1999).

En el área de estudio, sin embargo estos ambientes podrían estar sujetos a un sistema de dispersión menos eficaz debido a condiciones oceanográficas débiles (con valores de velocidades medias por debajo de 0,15 m/s y valores de tensión tangencial del fondo por debajo de 0,2 N/m²) combinadas con aportes fluviales de moderados a bajos, ya que tienden a localizarse frente a ríos pequeños (entre los ríos Chíllar y Verde), en el sector occidental, y frente a cauces efímeros (entre la Rambla de Gualchos y el Río Adra) en el sector oriental. Estos sistemas fluviales muestran cuencas de drenaje de decenas de km² y longitudes de los ríos entre 8 y 25 km, con aportes de sedimentos bajos (carga de sedimentos media se estima en 0,4 kg/s para el caso del Río Verde) (Liquete *et al.*, 2005).

El Río Adra también muestra huellas de reflectividad media a pesar del gran tamaño de su cuenca de drenaje (con un área de 750 km² y su longitud de 51,4 km) y su significativa contribución de sedimentos (la descarga de sedimentos media es de 4,8 kg/s). Además, este río es particularmente llamativo por su extremadamente alto aporte de sedimentos (más de 200 t/km²año), atribuido a un incremento de la erosión regional y al carácter torrencial al este (Liquete *et al.*, 2005). El hecho de que el Río Adra genere una respuesta reflectividad-sedimento muy similar a la generada por otros ríos de pequeña escala podría implicar que el aporte fluvial es reducido en esta plataforma relativamente ancha por la fuerza de la hidrodinámica, ya que los valores de la tensión tangencial alcanzan sus valores máximos en este lugar. Así mismo, los valores de reflectividad media podrían estar ligados a la erosión que el prodelta está sufriendo a causa de la inactividad del cauce. Estas altas velocidades de la corriente podrían conducir a la generación de transporte gravitacionales de sedimentos relativamente finos, como se encuentra publicado en numerosos sistemas deltaicos, para la plataforma del Río Eel, norte de California (Wright *et al.*, 2001). Este transporte gravitacional de sedimentos podría constituir un importante mecanismo de transporte transversal a la plataforma en épocas de tormenta (Wright y Friedrichs, 2006).

9.2.3. Ambientes sedimentarios dominados por los aportes fluviales

Las bajas intensidades de la reflectividad son principalmente restringidas al oeste del Cañón de Carchuna, relacionadas con el predominio de las arenas fangosas. La abundancia de las facies relativamente finas transversalmente a la plataforma indicaría la principal influencia de la plumas de sedimentos aportadas por los ríos, como se ha publicado en varios sectores del margen de California, como en la Bahía de Monterey (Edwards, 2002; Eittrheim *et al.*, 2002) y en la plataforma del Eel (Goff *et al.*, 1999), y

frente al río Waiapu, Nueva Zelanda (Wadman y McNinch, 2008). Estas plataformas reciben aportes de sedimentos por encima de lo normal porque reciben aportes fluviales de ríos montañosos con mucha pendiente (Storlazzi y Reid, 2010).

Comparando la plataforma de California con el área de estudio, los depósitos derivados de los aportes fluviales suelen mostrar una composición de tamaño de grano grueso con substanciales cantidades de arena. Aunque las características fisiográficas son similares (Ej. cuencas de drenaje pequeñas y abruptas), un carácter extremadamente torrencial para la mayoría de los ríos que drenan en el Mar de Alborán podría incrementar la disponibilidad de materiales fácilmente erosionables, favoreciendo la generación de flujos hiperpicnales (Liquete *et al.*, 2005; Urgeles *et al.*, 2011).

Entre todos los sistemas deltaicos del área de estudio, el Río Guadalfeo representa la mayor fuente regional (cuenca de drenaje de más de 1300 km², longitud del río de 72,5 km y descarga media de sedimentos de 2,7 km/s según Liquete *et al.* (2005). Aquí, las altas velocidades de la corriente y los valores de la tensión tangencial del fondo menores de 0,1 N/m² (particularmente durante condiciones de viento de levante) no son suficiente para aventar el sedimento y removilizar las fracciones de tamaño de grano más fino. Otro factor a considerar es el resguardo que proporcionan los límites fisiográficos tales como el Cañón de Carchuna, los cuales podrían dominar la actividad oceanográfica y los procesos relacionados con las corrientes, como se evidencia también en la Bahía de Monterey (Edwards, 2002).

9.3. Dinámica sedimentaria y áreas fuente de los sedimentos superficiales en el prodelta del Río Adra y áreas adyacentes de la plataforma continental: estudio de detalle

Al correlacionar la textura del sedimento y los procesos de transporte y depósito que lo generaron a través del Diagrama de Pejrup (1988) (Fig. 6.9), se observa que la zona del prodelta del Río Adra y áreas adyacentes de la plataforma continental se corresponde a una situación de alto hidrodinamismo (zona hidrodinámica III). Esta situación está caracterizada por un predominio de los procesos de transporte y depósitos de alta energía relacionados: a) con las corrientes de turbidez originadas por las descargas torrenciales del Río Adra, y b) con el patrón hidrodinámico característico de la zona estudiada, sobre el cual existe una fuerte influencia de los vientos de levante y de poniente, con velocidades medias de la corriente en algunas áreas superiores a los 0,2 m/s en ambas condiciones de viento.

Por otro lado, se contempla que la distribución de los sedimentos superficiales con respecto a los campos de sedimento en el Diagrama de Pejrup (1988) (Fig. 6.9), presenta una distribución variable, relacionada con la fuente que suministra el material arenoso, que en este caso sería de tipo múltiple. Esta fuente de tipo múltiple estaría compuesta

por el abastecimiento de material arenoso procedente de las descargas torrenciales del Río Adra (sedimentos ubicados en los lóbulos del sistema prodeltaico) y por las partículas biogénicas y los sedimentos relictos de la plataforma (sedimentos adyacentes al sistema prodeltaico) (Fig. 6.9). Los sedimentos superficiales localizados en las áreas más someras de los lóbulos son las que muestran una alta influencia del área fuente, en este caso una fuente puntual, el Río Adra. Por ello, se advierte una tendencia a la disminución de la influencia del área fuente relacionado con la descarga fluvial, tanto hacia mar adentro como lateralmente hacia los límites de los lóbulos prodeltaicos que conforman el sistema deltaico del Río Adra.

Respecto a las muestras ubicadas en las zonas adyacentes, el diagrama no muestra una tendencia clara con respecto a las áreas fuentes. Es por ello, que hay que hacer notar, que se ha percibido que el Diagrama de Pejrup (1981) no es válido para las zonas externas a deltas o estuarios, donde no existe una fuente puntual de suministro del material arenoso, sino una fuente de tipo múltiple.

A partir de los resultados obtenidos del análisis de los sedimentos superficiales, se observa que la zona estudiada está caracterizada mayoritariamente por sedimentos de tipo arenoso con contenidos en arena de hasta el 61 %, siendo el grupo textural más común la arena fango-gravosa, seguida de la arena fangosa, fango arenoso y arena gravosa (Fig. 6.7). Se trata de sedimentos muy mezclados con un tamaño medio de grano muy variable (entre $7,34$ y -2ϕ), bajo grado de selección ($\sigma_1 = 0,86 - 3,92$) y con un valor medio del índice de apuntamiento de 1,6, indicador de distribuciones caracterizadas por una escasa dispersion en los tamaños de grano de los sedimentos.

El transporte y depósito de sedimentos generado por los eventos anteriormente citados (patrón de corrientes y aportes fluviales del Río Adra) puede ser también el causante de la mezcla y la distribución de los sedimentos que caracterizan la zona:

En primer lugar se observa la existencia de un aumento del tamaño medio de grano de oeste a este, desde arena media (0,25 mm) a arena muy gruesa (1 mm)/grava (> 2 mm) (Fig. 6.8-A), al igual que un claro predominio de los valores altos de la intensidad de la reflectividad en la parte más oriental (Fig. 6.13). Se advierten valores medios y bajos de reflectividad en la zona más occidental (desde -30 a -18 dB) y valores altos en la zona más oriental (hasta -9,4 dB). El patrón de corrientes generado por el modelo hidrodinámico 2D indica que tanto para condiciones de viento de levante como de poniente las velocidades de la corriente promediada en profundidad y la tensión tangencial del fondo se intensifican hacia el este (Figs. 5.5 y 5.6), con valores de velocidad de la corriente $> 0,2$ m/s y de tensión tangencial en el fondo $> 0,5$ N/m² en la parte oriental de la zona. Esta tensión tangencial del fondo representa el límite para el movimiento de granos con diámetros mayores de 0,05 mm (Soulsby, 1997). Esta fuerte influencia del sistema de corrientes bidireccional resultante de la sucesión de vientos de levante y poniente, es la causante de la distribución del sedimento y asociada a esta, la distribución de la reflectividad que encontramos en la zona.

En segundo lugar, se observa que coexisten valores altos del tamaño de grano y de reflectividad en todo el *topset* del lóbulo prodeltaico occidental (> 25 m de profundidad), en el *topset* del lóbulo oriental frente a la desembocadura actual del río y por encima de los 25 m de profundidad al oeste del área estudiada (Figs. 6.8 y 6.13). El predominio de sedimentos con granulometría gruesa en ambientes similares de plataforma interna (< 30 m de profundidad) está relacionada con la entrada de sedimentos arenosos y con la removilización y transporte hacia aguas más profundas de las facies más finas por el oleaje en épocas de tormentas (Pickrill, 1983; Wright *et al.*, 1991; Dunbar y Barrett, 2005; Griffin *et al.*, 2008; Storlazzi y Reid, 2010). Asimismo, el *topset* es la zona más energética del prodelta y tiene una dominación marcada de la dinámica de la cuenca (Cattaneo *et al.*, 2003, 2007) experimentando un estrés tensional cerca del fondo resultando un dominante *bypass* de sedimentos hacia aguas más profundas (Nittrouer *et al.*, 1996). En el área de estudio valores altos de la velocidad de la corriente promediada en profundidad ($> 0,2$ m/s) y de la tensión tangencial en el fondo ($> 0,5$ N/m²) ocurren también por encima de los 25 m de profundidad (Figs. 5.5, 5.6) siendo capaces de removilizar el sedimento y transportar el sedimento más fino hacia otras localizaciones.

En tercer lugar, se advierte que existe una diferencia en el tamaño de grano del sedimento que compone el *topset* del lóbulo occidental y el *topset* del lóbulo oriental, siendo mayor el tamaño de grano en el primero de ellos. A partir del modelo hidrodinámico, se puede deducir que la hidrodinámica de la cuenca está actuando del mismo modo en ambos lóbulos prodeltaicos, sin embargo los aportes de sedimentos fluviales no son iguales en ambos lóbulos. El lóbulo occidental está asociado al cauce natural del Río Adra, inactivo desde 1872, por lo que está siendo continuamente erosionado por las corrientes y recibe muy poco aporte puntual desde la desembocadura actual del río, y sólo los sedimentos gruesos (arena gruesa-grava) son los que se preservan en el *topset* de dicho lóbulo. El lóbulo oriental asociado al cauce actual del río está compuesto mayoritariamente por arena fina-arena muy fina, observándose sedimentos de arena media justo en la desembocadura del río. Del mismo modo, se observa, que es en la zona más próxima a la desembocadura actual donde existe un mayor grado de selección de los sedimentos, advirtiéndose una tendencia en la disminución de la selección con la profundidad en línea recta con la desembocadura. Por consiguiente, los aportes torrenciales del Río Adra podrían ser la principal causa de un mayor tamaño de grano y de una mejor selección en la desembocadura del mismo, donde el aporte puntual del río es más fuerte, depositando primeramente los sedimentos más groseros y transportando mar adentro los más finos.

En cuarto y último lugar, se ha indicado que la zona está caracterizada por sedimentos muy mezclados. El mayor aporte local de sedimentos del Río Adra, se da durante las tormentas húmedas y se combina con el patrón hidrodinámico de la zona el cual se encuentra influenciado por los vientos de poniente y de levante, son las dos causas más importantes de la mezcla de sedimentos en la zona.

Desde el punto de vista geoquímico, a partir de la variación de los Factores de Enriquecimiento (EF) propuestos por Sutherland (2000) para el estudio y caracterización de las relaciones entre los elementos mayores y trazas, con la textura de los sedimentos del sistema prodeltaico del Río Adra y zonas adyacentes de la plataforma continental, podría parecer que la zona de estudio presenta una importante influencia antrópica que daría como resultado la contaminación por As, y en menor medida por Pb, Sb y S, que muestran valores extremos de EF, en algunos casos, por encima de 40.

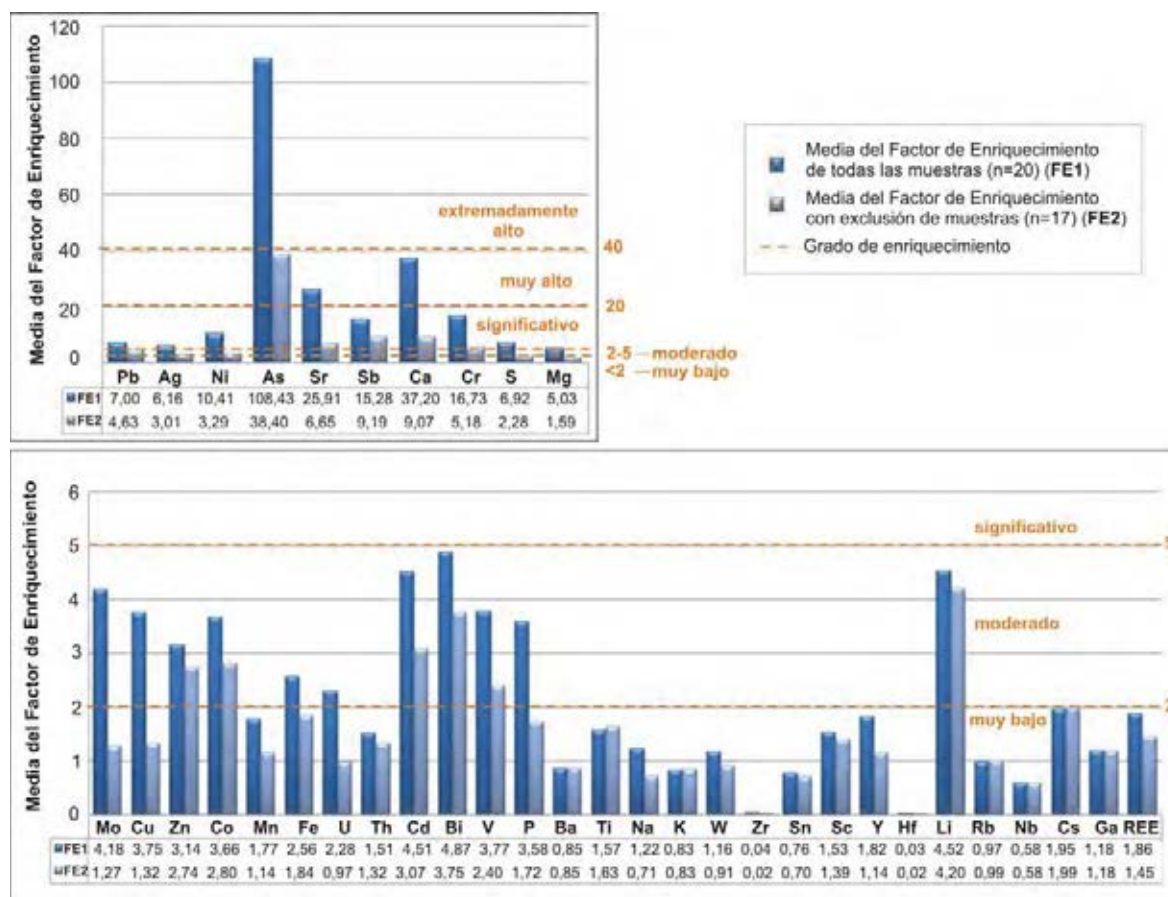


Figura 9.1: Comparativa entre los valores medios del Factor de Enriquecimiento de los elementos analizados. La media EF1 está realizada con el total de las muestras de sedimento (n=20) y la media EF2, se ha elaborado excluyendo las muestras S-100, S-101 y S-102 (n=17).

Examinando los resultados del Factor de Enriquecimiento de los sedimentos analizados, se observa que existen 3 muestras ubicadas fuera del sistema prodeltaico (S-100, S-101, S-112, ver localización en la Figura 6.12-C) que distorsionan los valores de EF, ya que en ellas es donde se obtienen los valores más altos de los elementos. En la Figura 9.1 se representa la comparación del valor medio del Factor de Enriquecimiento calculado con todas las muestras analizadas y sin las 3 muestras mencionadas anteriormente. Se observa como extrayendo dichas muestras el valor medio de EF disminuye considerablemente, como en el caso del As, que pasa de un valor medio de 108 (enriquecimiento extremadamente alto) a 38 (enriquecimiento muy alto). Por otro lado, se observa que elementos como el Ba, K, Nb, Cs y Ga no presentan diferencias entre ambos valo-

res medios, manteniéndose prácticamente constantes (Fig. 9.1). Por último, reseñar el comportamiento opuesto de determinados elementos (Ti, Rb y Cs), en los que el valor medio de EF aumenta al extraer las tres muestras indicadas anteriormente (Fig. 9.1).

Los sedimentos que distorsionan los valores de EF, compuestos por arena gravosa, se encuentran asociados a afloramientos rocosos y a dorsales de arena en los que existe una gran abundancia de partículas bioclásticas. Aunque, en general, la mayoría de los metales se encuentran asociados a los sedimentos finos (Salomons y Förstner, 1984; Loring, 1990; Singh *et al.*, 1999, Roussiez *et al.*, 2006, Cai *et al.*, 2011), también se pueden encontrar adsorbidos sobre la superficie en partículas de mayor tamaño o formando parte de fases minerales estables, como es nuestro caso. Los valores de EF apuntan a un control mineralógico sobre la mayoría de elementos traza, pudiendo afirmarse que apenas existe contaminación antrópica en la zona de estudio.

Los resultados del Análisis de Componentes Principales (PCA) para establecer relaciones entre la composición geoquímica y granulométrica de los sedimentos superficiales, muestra diferencias en los sedimentos que conforman los lóbulos prodeltaicos y las cuñas infralitorales (IPW) y otras áreas adyacentes de la plataforma. Se han diferenciado dos grupos en función de los dos factores principales (F_i) identificados, que explican el 67% de la varianza total (Fig. 6.12). Estos resultados se podrían interpretar en relación a la procedencia (fuente y sumidero) de los distintos grupos de sedimentos diferenciados.

El Grupo 1 constituido por sedimentos mixtos de tamaño de grano con una amplia variabilidad composicional, parece corresponder a la mezcla de sedimentos de tipo biogénico (Ca, Sr), con aquellos de afinidad litogénica, como fosfatos (de tipo Apatito) y sulfuros (de tipo Piritita), enriquecidos en metales pesados (Cu, Pb, Zn, Ni, Fe, Cd, Cr) y otros elementos traza (Mo, Ag, Co, As, U, Sb, Mg, REE).



Figura 9.2: Muestras de sedimento superficial obtenidas en la campaña MOSAICO 1108. A) Muestra S-101 ubicada en la dorsal de arena y perteneciente al Grupo 1 de sedimentos mixtos de tamaño de grano con una amplia variabilidad composicional, y concretamente , B) Muestra S-88 perteneciente al Grupo 2 formado por fango enriquecido en Cs y C) Muestra B-16 constituida por sedimentos formados por arena muy fina enriquecida en Ti y Rb. Ver localización en la Figura 9.3.

Las muestras en las que esta variabilidad composicional es más importante, se sitúan en el sector oriental (Fig. 9.3), coincidiendo con las dorsales de arena y afloramientos

rocosos submarinos en los que existe una gran abundancia de partículas bioclásticas (Fig. 9.2-A).

El Grupo 2, formado por fango enriquecido en Cs (Fig. 9.2-B), parece indicar la importancia en estos sedimentos de minerales micáceos de tipo lepidolita o la adsorción sobre minerales de la arcilla de Cs procedente de la atmósfera, aunque para confirmar esta hipótesis sería necesario realizar un análisis isotópico de las muestras. Las muestras que corresponden a este grupo se encuentran situadas en las zonas externas y parece estar relacionadas con sedimentos típicamente marinos (Fig. 9.3).

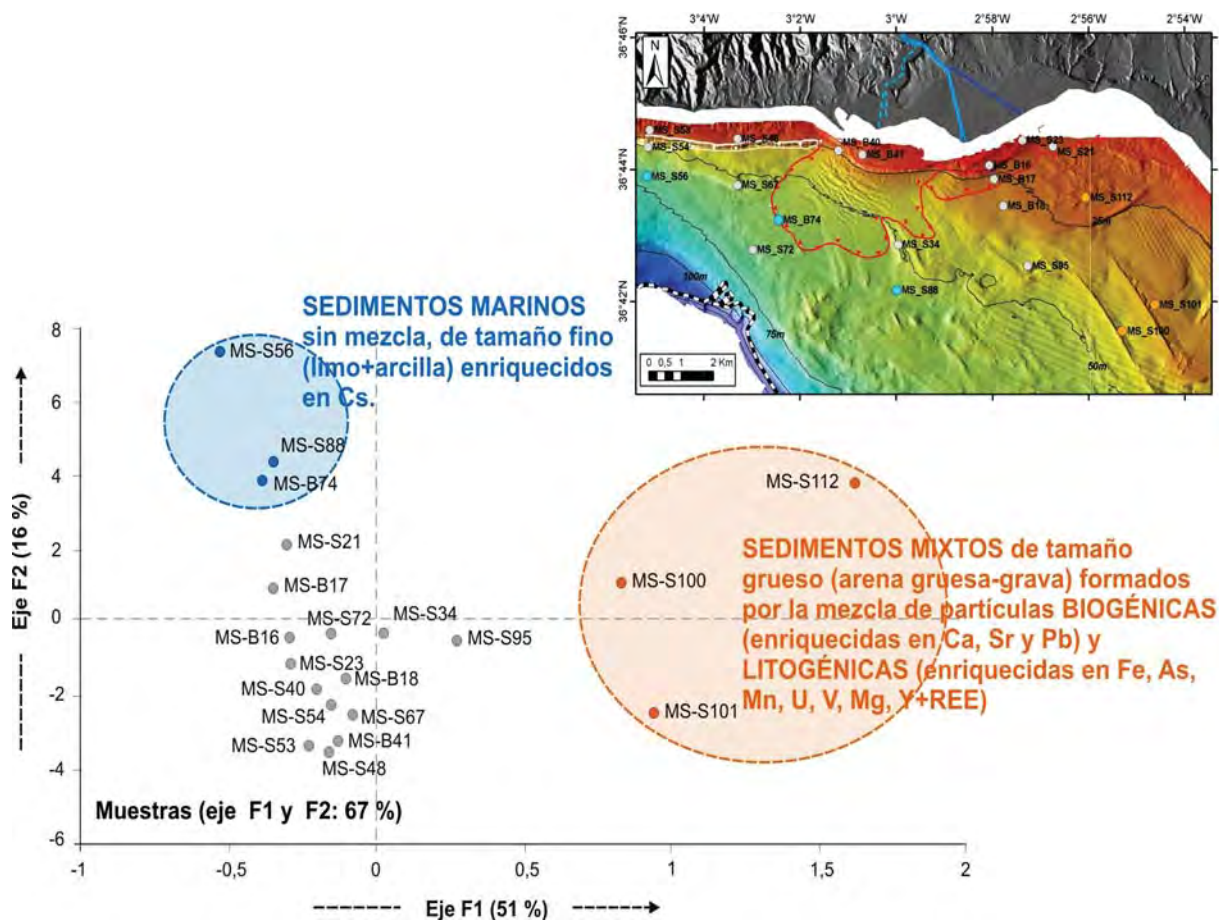


Figura 9.3: Representación de los factores obtenidos mediante el Análisis de Componentes Principales (PCA) respecto a las muestras, en el que se indican los diferenciados interpretados.

Finalmente, el resto de las muestras está constituido por sedimentos formados por arena muy fina enriquecida en Ti y Rb (Fig. 9.2-C), que parece indicar la presencia de minerales pesados de tipo Ilmenita junto con micas de tipo Lepidolita, procedentes de los aportes desde el continente. Las muestras más influenciadas por esta composición, parecen estar relacionadas con los depósitos deltaicos más someros y las zonas de prisma litoral (Fig. 9.3), variando el contenido relativo en dichos elementos en función de su proximidad al área fuente continental.

Capítulo 10

Modelo estratigráfico secuencial y evolutivo del sistema deltaico del Río Adra

A partir de los resultados obtenidos con la interpretación de los perfiles sísmicos de alta resolución (Geopulse), ha sido posible considerar un modelo estratigráfico secuencial del sistema de cuñas prodeltaicas asociadas al Río Adra. Por otro lado, la variación de la línea de costa a partir de cartografías antiguas y fotografías aéreas, así como el cálculo volumétrico mediante el análisis de la batimetría del sistema prodeltaico en diferentes épocas, nos proporcionaría datos para realizar el modelo evolutivo de dicho sistema prodeltaico. La comparativa entre los resultados de la estimación del cambio volumétrico a escala secular (entre 1876 y 2009) y a escala interanual (entre 2002 y 2009) nos indicaría, si la hubiera, la existencia de algún tipo de variación reciente.

10.1. Arquitectura estratigráfica de alta resolución de los depósitos prodeltaicos del Río Adra

A partir de las facies sísmicas que caracterizan las unidades sísmicas diferenciadas para las cuñas prodeltaicas del Río Adra, es posible deducir la posición relativa del nivel del mar durante el intervalo temporal en el cual se desarrolló el depósito y, de este modo, concluir la posibilidad de que dichos depósitos sedimentarios se desarrollaran durante el Cuaternario terminal.

El sistema prodeltaico del Río Adra está constituido por dos lóbulos sedimentarios en forma de cuña, de potencia variable y que tras el análisis de los perfiles sísmicos se observa que tienen una estructura sedimentaria diferente (Fig. 6.2). El lóbulo occidental estaría compuesto por las unidades sísmicas U1, U2, U3 y U4 (Fig.10.1), fosilizando a la unidad sísmica USB. Por otro lado, el lóbulo oriental estaría compuesto por las unidades sísmicas U2, U3, U4 y U5, ésta última representada únicamente en este lóbulo, e igualmente fosilizan a la unidad USB (Fig.10.1).

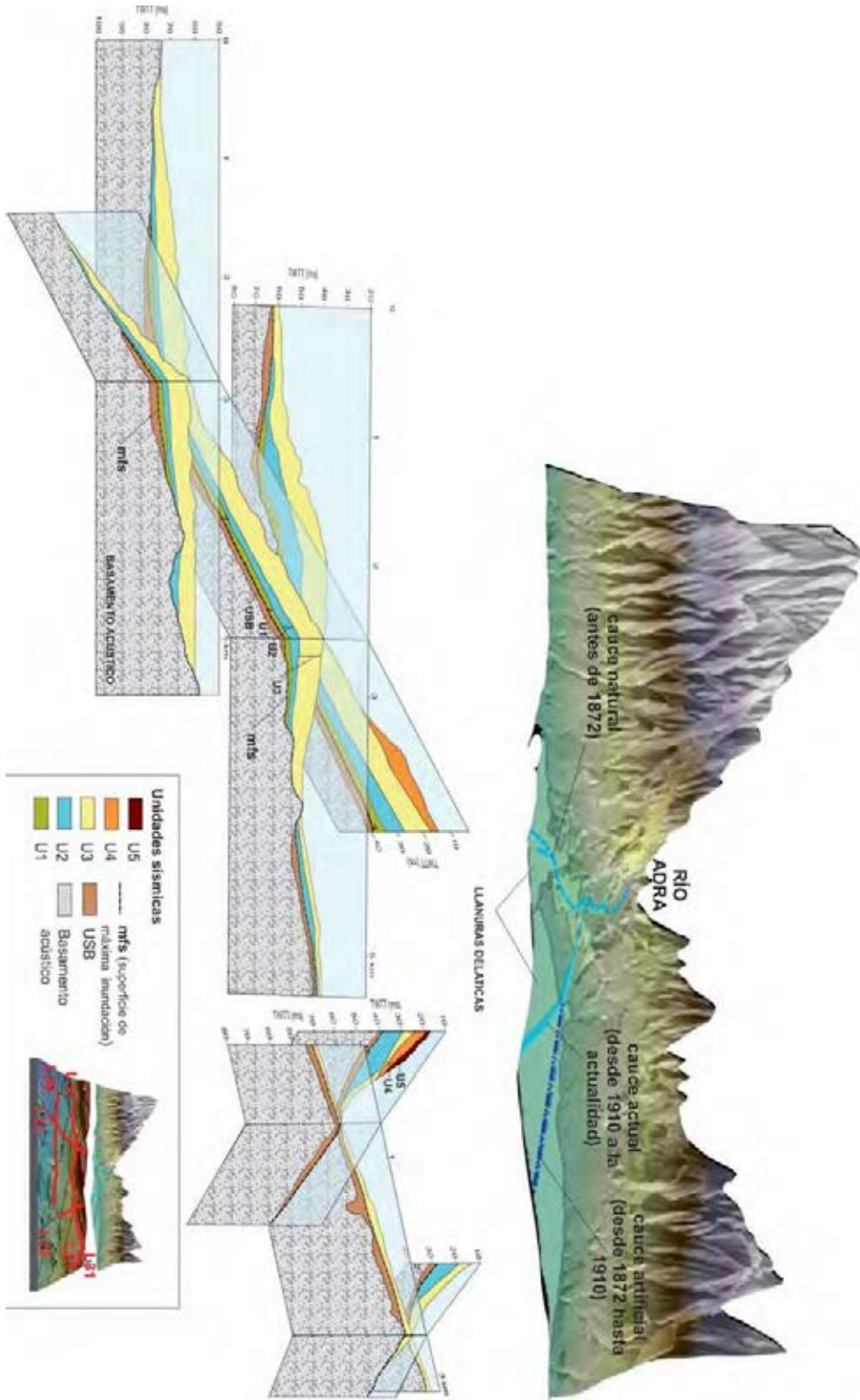


Figura 10.1: Arquitectura estratigráfica del sistema prodeltaico del Río Adra. Se muestra un diagrama en 3D mostrando las diferentes unidades interpretadas a partir de los perfiles sísmicos de alta resolución obtenidos con geopulse en la campaña MOSAICO 0908. TWT (ms): tiempo doble en milisegundos.

Las unidades identificadas se encuentran sobre una discontinuidad estratigráfica caracterizada por un reflector de alta amplitud (Sb1), el cual es el techo del Basamento Acústico (Fig. 10.1). Sobre este reflector se depositaría la Unidad Sísmica Basal (USB) que se localiza entre las discontinuidades Sb1 (en el muro) y Sb2 (en el techo) (Fig. 10.1). Se trata de una unidad sísmica caracterizada, de manera general, por los siguientes atributos: a) carácter sísmico reflectivo, b) reflectores con terminaciones respecto a su límite inferior en onlap y concordancia respecto al límite superior, con una marcada truncación erosional hacia tierra, c) Su configuración interna es agradante y, d) forma en cuña o lenticular.

El techo de esta unidad USB indica un cambio en el estilo deposicional, al pasar de una unidad agradante, a una situación progradante, característica de una estabilización del nivel del mar. Esta discontinuidad Sb2, techo de la unidad USB, está caracterizada por una superficie de *downlap* y es infrayacente a los dos lóbulos prodeltaicos que conforman el prodelta del Río Adra. Esta superficie de *downlap* se puede interpretar como una estabilización del nivel del mar o ligeros descensos del mismo y se corresponde con la superficie de máxima inundación (*maximum flooding surface (mfs)*) (Masuda y Iwabuchi, 2003; Lykousis *et al.*, 2005).

El sistema de cuñas progradantes, a techo de la *mfs*, estaría compuesto por las unidades sísmicas U1 a la U5 (Fig. 10.1) con la estructuración diferencial entre ambos lóbulos que se ha descrito anteriormente. Estas unidades sísmicas, presentan las siguientes características generales, con excepciones cada una de ellas: a) Carácter sísmico reflectivo, sobre todo en las áreas más proximales; b) Reflexiones internas que terminan en *downlap* en el límite inferior y *toplap* o truncación en su límite superior; c) Espesores sedimentarios altos o moderados en las áreas proximales y disminuye muy rápidamente con la profundidad; d) La forma externa de la unidad es en banco o cuña y, e) Configuración interna progradante. Esta configuración con terminaciones en truncación y *toplap*, así como su forma externa en forma de cuña es indicativo de una fase regresiva, en la cual la acomodación fue reducida y el aporte de sedimentario local. Esta fase regresiva también se confirma por su carácter reflectivo en las zonas más proximales, el cual sugiere el predominio de sedimentos de tamaño de grano grueso en estos dominios más proximales (Fernández-Salas, 1996).

El espesor sedimentario total de las unidades que conforman el prodelta es superior a los 30 ms en las áreas más proximales disminuyendo su espesor hacia el mar, con su depocentro principal asociado al cauce natural del río (Fig. 6.15). Esta misma disposición se observa en otros prodeltas del Mediterráneo con espesores variables concentrando sus mayores valores frente a las desembocaduras de los ríos (Lobo *et al.*, 2006; Fernández-Salas, 2008) y constituyendo una cuña sedimentaria bien definida.

La distribución del espesor sedimentario de la USB (Fig. 6.20), indica como su sedimentación, producida durante la subida del nivel del mar, se encuentra muy influenciada con la fisiografía de la plataforma continental preexistente.

Los lóbulos deltaicos múltiples están muy asociados al régimen de descargas, la orientación relativa de la costa y la dirección dominante de las corrientes y el oleaje (McManus, 2002; Bhattacharya y Giosan, 2003; Trincardi *et al.*, 2004; Correggiari *et al.*, 2005). El espesor sedimentario de las diferentes unidades sísmicas diferenciadas, indican las condiciones predominantes durante su sedimentación. En todas ellas se observa una gran influencia de la fuente de aporte de sedimento, en este caso, el Río Adra. Las unidades sísmicas U1 y U5 con una morfología más lobulada (Fig. 6.20-B y F), se depositarían en ambientes donde predomina el transporte transversal (Fig. 10.2-A), (Traykoski *et al.*, 2007). Ambas unidades se encuentran asociadas a las desembocaduras natural y actual del Río Adra, haciéndose patente en esta última la actuación antrópica con el desvío del cauce del río.

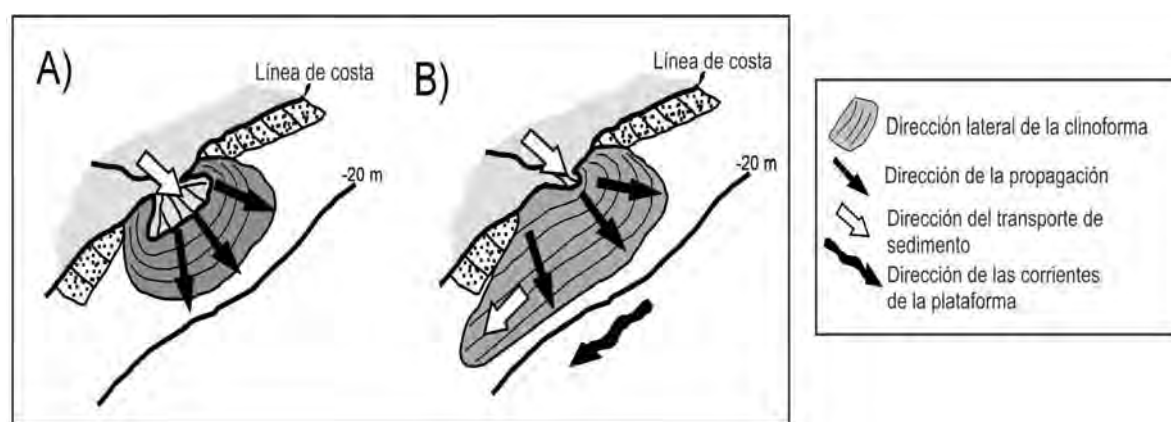


Figura 10.2: Esquema que muestra dos variaciones de direcciones laterales diferentes relativas a la línea de costa y a la posición del punto de entrada de sedimentos. A) Prodelta de baja energía donde las clinofomas se disponen perpendiculares (o radiales) a la dirección del transporte de sedimento y de la progradación y B) Construcción de clinofomas con una corriente unidireccional paralela a la costa afectando al prodelta en un ambiente de alta energía; la progradación tiende a ser perpendicular al transporte de sedimentos, distalmente. (Modificado de Driscoll y Karner, 1999).

Por otro lado, el resto de las unidades (U2, U3 y U4) (Fig. 6.20-C, D y E), se depositarían en ambientes donde existe un transporte lateral de sedimentos (Fig. 10.2-B). En una dirección longitudinal a la línea de costa, la variabilidad lateral de una clinofoma es mayor cerca de la fuente de aportes sedimentarios y mínima en posiciones más lejanas de ésta, ya que los regímenes hidrodinámicos afectan en mayor medida a lo largo del depósito (Driscoll y Karner, 1999). La potencia sedimentaria más importante se encuentra en el lóbulo occidental con forma más lobulada, asociada al cauce natural del río, fuente de aporte sedimentario en ese momento. La disposición de los depocentros confirma la dirección predominante de la corriente hacia el este. Durante el desarrollo de la unidad U2 es posible que las corrientes longitudinales fuesen predominantes, ya que presenta un mayor desarrollo hacia el este, que el resto de unidades. Para el resto de unidades, U3 y U4, los depocentros se mueven hacia oeste, situándose prácticamente frente a la desembocadura natural del río (Fig. 6.20-C, D y E).

La morfología de la superficie base es relevante por tres causas: la profundidad de la superficie controla la potencial conservación del depósito, la existencia de depresiones preexistentes, en escala local, hará que tengamos zonas preferentes de sedimentación, y la presencia de afloramientos rocosos, harán de barreras al transporte y de áreas de protección hidrodinámica (Cattaneo *et al.*, 2007).

La paleobatimetría de la zona de estudio muestra claramente dicha influencia, si se observa como la orientación de los depocentros va variando en función de la orientación de las isolíneas (Figs. 6.19 y 6.20) hasta que éstas se establecen paralelas a la línea de costa actual. Se observa un cambio en la orientación del segundo depocentro más importante, en la mayoría de las unidades que se encuentran en el lóbulo occidental, de SE-NO a ESE-ONO, al igual que sucede con las isolíneas en las diferentes paleobatimetrías. La presencia de morfologías de un probable origen relicto al este de la zona de estudio, limita el desarrollo de las cuñas sedimentarias en dicha zona (Fig. 6.16), dicha influencia se ha observado por otros autores en otros sistemas prodeltaicos (Lobo *et al.*, 2006; Fernández-Salas, 2008).

10.2. Correlación con otros depósitos prodeltaicos

Las unidades sísmicas o la arquitectura identificada en el prodelta del Río Adra, se asemeja a la arquitectura estratigráfica general de los deltas holocenos descritas por Warne y Stanley (1995), y puede ser correlacionada con otros modelos estratigráficos descritos para el Mar Mediterráneo y en concreto, para el Mar de Alborán.

A gran escala, el modelo estratigráfico estaría compuesto por los dos cortejos sedimentarios (TST + HST) del Cuaternario Terminal y se podría corresponder con la unidad sísmica AU A de Lobo *et al.* (2008), y la unidad QII de Hernández-Molina *et al.* (2002) para el Mar de Alborán, que englobaría el cortejo sedimentario transgresivo (TST) y el de alto nivel del mar (HST). Lykousis *et al.* (2005) establece dos unidades en el delta de Pinios, unidad B para el TST y la unidad A para todo el HST (Tabla 10.1).

PRODELTA DEL RÍO ADRA	MAR DE ALBORÁN				DELTA DEL EBRO	PINIOS DELTA
	Lobo <i>et al.</i> (2008)	Hernández-Molina <i>et al.</i> (2002)	Hernández-Molina (1993); Hernández-Molina <i>et al.</i> (1994)	Fernández-Salas (2008)	Somoza <i>et al.</i> (1998)	Lykousis <i>et al.</i> (2005)
U4+U5	AU A	QII				A
U3			Parte superior F3	US3b	d4	
U2			Parte superior F1 y parte inferior F3	US3a+1b	d2+d3	
U1			Parte inferior F1	US1	d1	
USB			E	USB	a1	B

Tabla 10.1: Correlación entre la estratigrafía descrita para el prodelta del Río Adra y otros modelos estratigráficos de alto nivel.

A escala de las unidades interpretadas, se pueden establecer también correlaciones con otras unidades descritas por diferentes autores (Tabla 10.1 y Fig. 10.3):

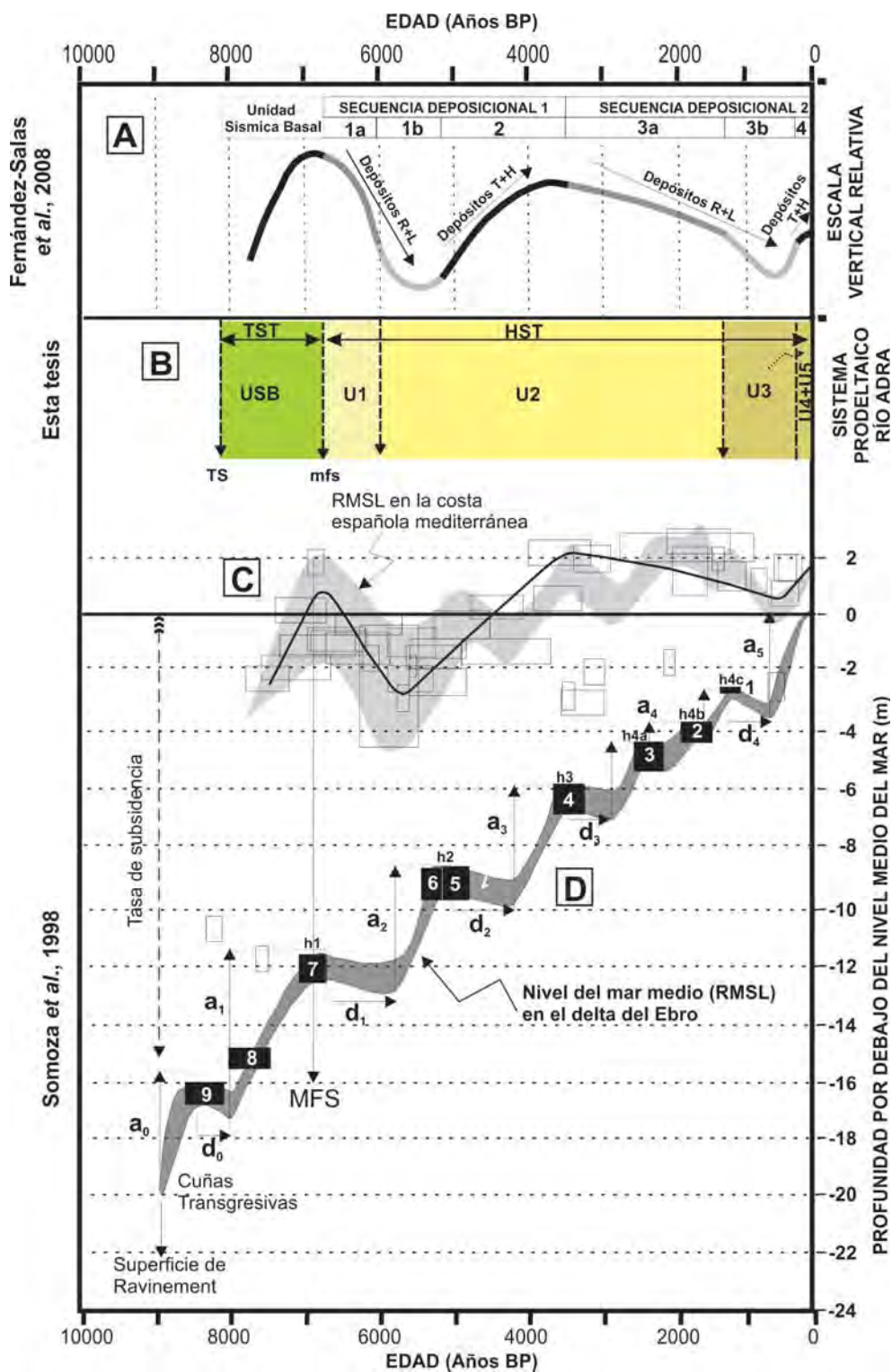


Figura 10.3: Correlaciones teóricas de la estratigrafía descrita para esta tesis y las secuencias deposicionales de alta frecuencia y los cambios del nivel del mar definidos por Somoza *et al.* (1998) en el delta del Ebro y por Fernández-Salas *et al.* (2008) en el sur de la Península Ibérica: (A) Curva de los cambios del nivel relativo en el Mar de Alborán (Fernández-Salas *et al.*, 2008), (B) Estratigrafía sísmica del sistema prodeltaico del Río Adra, (C) Curva de cambios del nivel del mar medio relativo para las costas del Mediterráneo español y (D) curvas de los cambios del nivel del mar medio relativo para el delta del Ebro (Modificado de Somoza *et al.*, 1998).

- a) La USB con la unidad sísmica E de Hernández-Molina (1993) y Hernández-Molina *et al.*, 1994, con la USB de Fernández-Salas (2008), la a1 de Somoza *et al.* (1998) y la B de Lykousis *et al.* (2005). Esta unidad se relaciona con el máximo eustático datado en 6.000-6.500 años BP (Hernández-Molina, 1994) o 6.800 años BP (Fernández-Salas *et al.*, 2008).

La Unidad Sísmica U1 con la parte inferior de F1 de Hernández-Molina (1993) y Hernández-Molina *et al.* (1994) para la plataforma continental de Alborán, la US1a de Fernández-Salas (2008) en el Mar de Alborán, y con las unidades d1 de Somoza *et al.* (1998) para el Delta del Ebro.

- c) La Unidad Sísmica U2 con la parte superior de la F1 y parte inferior de F3 de Hernández-Molina (1993) y Hernández-Molina *et al.* (1994) para la plataforma continental de Alborán, la US3a+1b de Fernández-Salas (2008) en el Mar de Alborán, y con las unidades d2+d3 de Somoza *et al.* (1998).
- d) La Unidad Sísmica U3 con la parte superior de F3 de Hernández-Molina (1993) y Hernández-Molina *et al.* (1994) para la plataforma continental de Alborán, US3b de Fernández-Salas (2008) en el Mar de Alborán, y con las unidades d4 de Somoza *et al.* (1998).
- e) La Unidad Sísmica U4 y U5 serían unidades de carácter local asociadas a los cambios artificiales que ha sufrido el cauce del Río Adra durante los siglos XIX y XX.

10.3. Modelo estratigráfico secuencial

Para la elaboración del modelo estratigráfico secuencial se han utilizado los perfiles sísmicos de alta resolución, que han permitido la correlación estratigráfica de las unidades con otros estudios de depósitos de alto nivel del mar donde sí se han establecido límites de edad (Somoza *et al.* (1998), Fernández-Salas *et al.* (2003) y Fernández-Salas (2008)) (Fig. 10.3), y dos dataciones específicas en el prodelta del Río Adra realizadas por Mendes *et al.* (2012) en sondeos realizados en el ámbito del proyecto MOSAICO.

Mendes *et al.* (2012) llevó a cabo la datación por radiocarbono de 2 sondeos realizados en cada uno de los lóbulos del sistema deltaico del Río Adra. Estos sondeos alcanzan únicamente la unidad sísmica U3 (Fig. 10.4). Se sondeó, aproximadamente, los 2 primeros metros de esta unidad en el lóbulo occidental (v9) y alrededor de 1,5 m en el oriental (v4), obteniéndose una edad de 240 ± 30 años B.P. (1710 d.C.) a 183 cm de la superficie del sondeo V9, y de 170 ± 30 años B.P. (1780 d.C.) a 152 cm de la superficie del sondeo V4. La baja densidad de foraminíferos en ambos sondeos, indica el origen fluvial de estos sedimentos. Si correlacionamos el techo de la U3 con los aportes fluviales del cauce natural del Río Adra sin modificación antrópica, este límite queda

fechado en el año 1872 d.C. (78 años B.P.), año en el que se produjo el desvío artificial del cauce y se interrumpe la salida de sedimentos por la desembocadura natural del río. Con estos datos, estimamos una tasa de sedimentación para dicha unidad de aproximadamente 0,82 cm/año. Teniendo en cuenta que el espesor de la U3 en el sondeo V9 es de 6,65 m, se obtiene una edad para su base de 888 ± 30 años B.P., con lo cual encaja en la correlación realizada con otros modelos estratigráficos ya que la base de la unidad comenzaría a depositarse en 1000-1200 años B.P. (Fernández-Salas, 2008).

Las tasas de sedimentación de la unidad 3a del sondeo T7 en el prodelta del Río Guadalhorce (Fernández-Salas, 2008), obtenida mediante datación por aminoácidos y paleomagnetismo, es de 0,060 cm/año. Como indicamos en la (Tabla 10.1) esta unidad se correlaciona con parte de la U2, y teniendo en cuenta que esta unidad en el punto V9 tiene un espesor de 3,14 m, aplicando la misma tasa de sedimentación obtenemos que la base de esta unidad U2 está en 6121 años B.P., coincidente con el límite entre la unidad 1a y 1b de Fernández-Salas (2008).

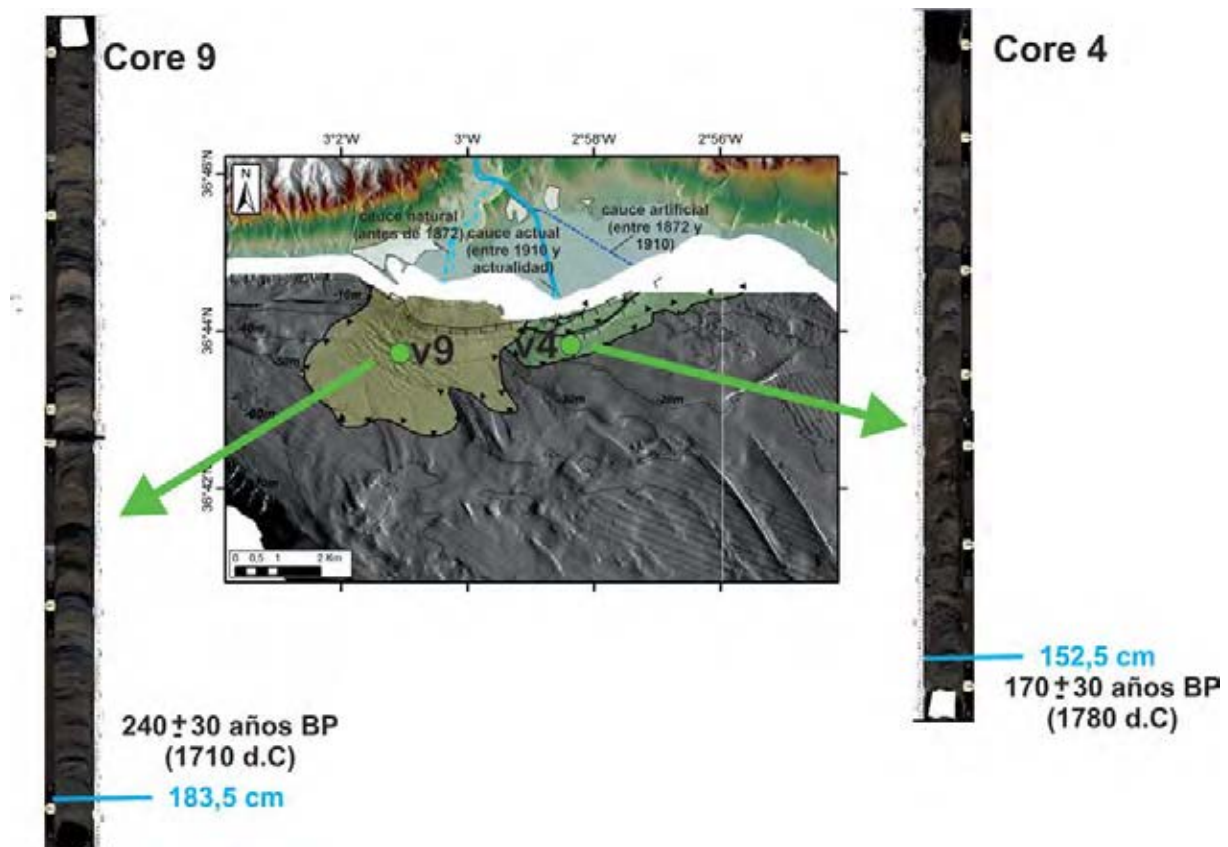


Figura 10.4: Posición e imagen de los sondeos sobre los dos lóbulos perodeltaicos del Río Adra datados por mendes *et al.* 2002 obtenidos en la campaña MOSAICO 0508

El modelo estratigráfico secuencial que se presenta en este trabajo coincide con aquellos otros trabajos que describen el alto nivel holoceno como una estructura de clinofomas con una arquitectura interna compleja (Cattaneo *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2004; Fernández-Salas, 2008), en este caso y sobre todo en su parte más actual, incluso

la complicación es mayor ya que el cauce del Río Adra ha sufrido cambios laterales de la desembocadura. El modelo que se propone abarca desde el final del Cortejo Sedimentario Transgresivo hasta el último Cortejo Sedimentario de Alto Nivel.

Los cortejos sedimentarios que se han identificado son (Fig. 10.5): a) Un cortejo sedimentario transgresivo (TST) a la base, representado por la Unidad Sísmica Basal (USB) y b) Un cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST) a techo, correspondiente este último, a las cuñas sedimentarias progradantes (unidades sísmicas U1 a U5), que forman el sistema prodeltaico del Río Adra, que quedan individualizadas del depósito transgresivo mediante una superficie regional de *downlap*.

El Cortejo Sedimentario Transgresivo (TST) se relaciona con los depósitos retrogradantes arenosos dispuestos en la plataforma continental, cuya terminación hacia tierra respecto a su límite superior es en truncación erosional como consecuencia de la erosión y depósito de la unidad sísmica progradante suprayacente, como ocurre en otros cuerpos deposicionales del Mar de Alborán (Hernández-Molina *et al.*, 1995).

La unidad USB se encuentra sobre una discontinuidad estratigráfica caracterizada por un reflector de alta amplitud (Sb1) (Fig.10.5-B y C) que se correspondería con la superficie transgresiva (ST) de carácter erosivo, y considerada como una superficie de retrabajamiento generada por la acción de procesos erosivos costeros durante el emplazamiento hacia tierra de la línea de costa (Fernández-Salas, 2008). Esta superficie transgresiva trunca los reflectores de los depósitos del Pleistoceno superior y ha sido definida por otros autores en diferentes lugares (Díaz y Ercilla, 1990; Trincardi y Field, 1991; Hernández-Molina, 1993; Díaz y Ercilla, 1993; Checa *et al.*, 1988; Liu *et al.*, 2002; Tesson *et al.*, 2005; Fernández-Salas, 2008[108]; Fernández-Salas *et al.*, 2008). El techo de esta unidad sísmica basal, que pertenece a la parte final del Cortejo Sedimentario Transgresivo datado en 6.800 años B.P. por Fernández-Salas (2008) o 6.900-6,800 años B.P. por Zazo *et al.* (1994) y Lario *et al.* (1995), es la superficie de máxima inundación (*mfs*), la cual se genera cuando el nivel del mar se encontraba por encima del actual entre 1-2 m (Chappell *et al.*, 1983; Marqués y Juliá, 1983, 1986; Gámez, 2007), y la tasa de creación de volumen de acomodación se iguala y comienza a ser superada por la tasa de aporte sedimentario (Myers y Milton, 1996), permitiendo la progradación del sistema prodeltaico (Fig. 10.6).

En el cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST) las reflexiones de alta amplitud con una continuidad lateral grande, identificarían intervalos de reducida sedimentación o son interpretados como superficies de inundación menores (Cattaneo *et al.*, 2003), constituyendo así los límites de las unidades que forman las cuñas sedimentarias que configuran los depósitos de alto nivel Holoceno.

En el prodelta del Río Adra, los depósitos sedimentarios del cortejo sedimentario de alto nivel del mar, están constituidos por una cuña sedimentaria progradante cuya base es la superficie de máxima inundación, datada en 6.800 años B.P. y su techo es el actual fondo del mar (Fig. 10.6). Por lo tanto, se puede concluir que los depósitos prodeltaicos del Río Adra son parte de una secuencia de 5^o orden, que se generó en

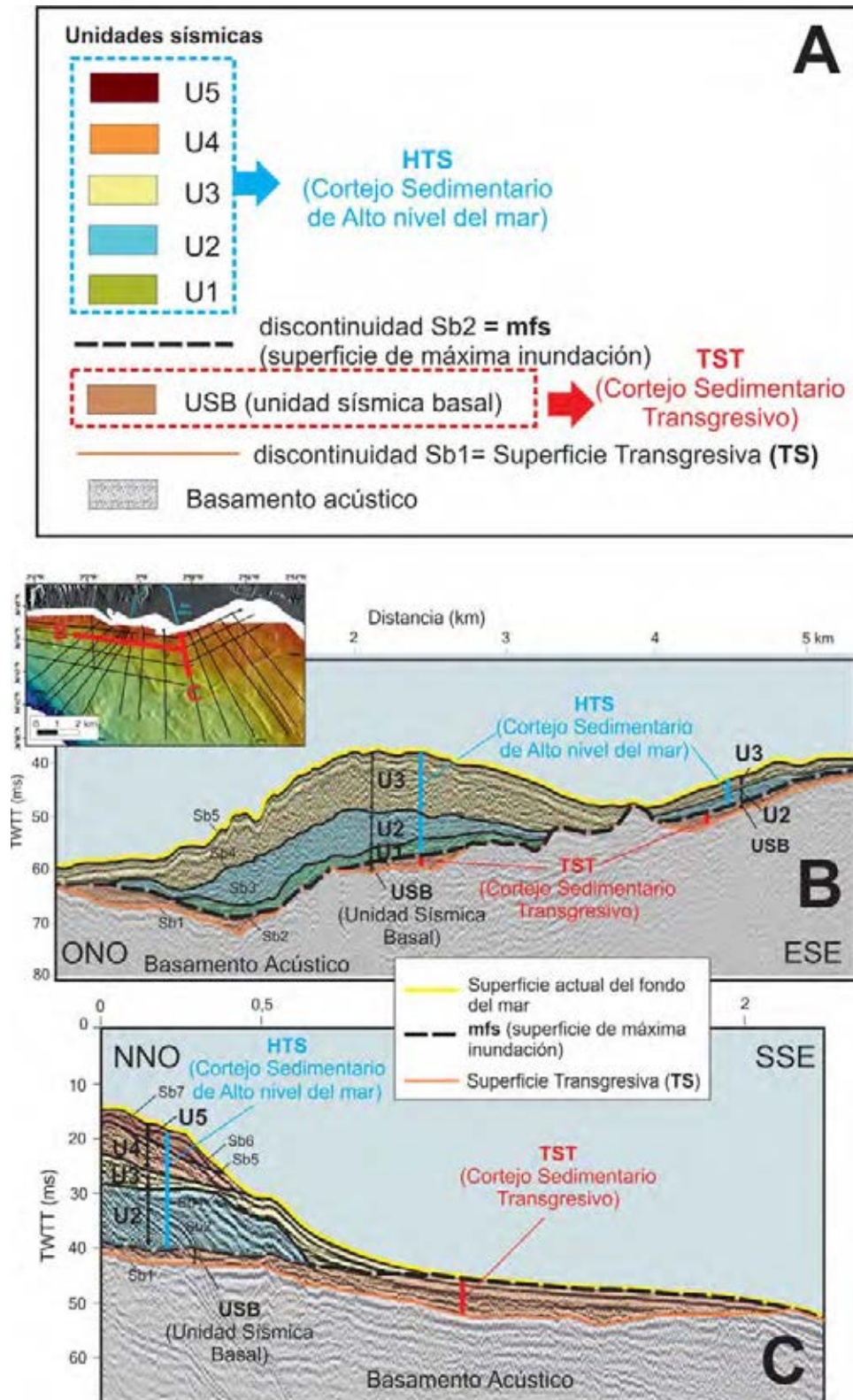


Figura 10.5: A. Esquema del modelo estratigráfico del sistema prodeltaico del Río Adra. B y C. Ejemplos de los perfiles sísmicos de alta resolución donde se han diferenciado los cortejos sedimentarios y las unidades que los forman, así como las diferentes discontinuidades. TWTT (ms): tiempo doble en milisegundos.

relación con el último hem ciclo eustático y con una periodicidad de aproximadamente 23.000 años (Hernández-Molina *et al.*, 1994, 1996c, 2000b; Lobo *et al.*, 2002).

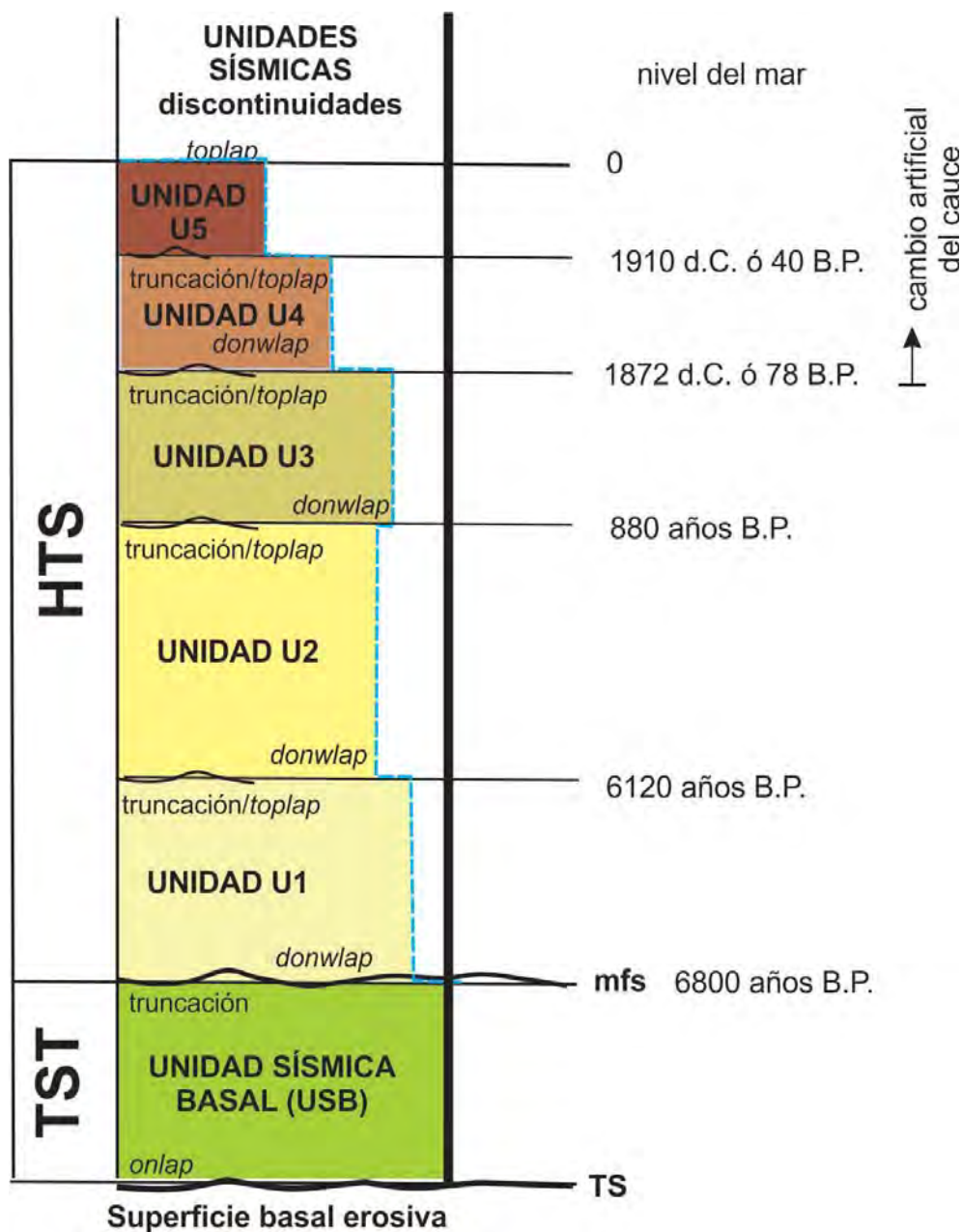


Figura 10.6: Modelo estratigráfico que define el sistema prodeltaico del Río Adra. En él se muestra el tipo de discontinuidades entre unidades sísmicas y la secuencia cronoestratigráfica propuesta. La línea azul discontinua muestra la superficie del fondo del mar actual.

Los depósitos de alto nivel del sistema prodeltaico, estarían constituidos por tres fases constructivas mayores correspondientes a las unidades U1, U2 y U3, si atendemos al desarrollo natural del depósito, aunque hay que sumarle las dos unidades superiores (U4 y U5) que se desarrollan como consecuencia de los cambios artificiales del cauce.

Así, la unidad U1 se desarrolla entre el máximo eustático, 6.800 años B.P. y 6.120 años BP, la unidad U2 entre 6.120 años BP y 880 años B.P., la unidad U3 entre 880

años B.P. y 78 años B.P., la U4 entre 78 años B.P. (1872 años d.C.) y 1910 años d.C., y la U5 entre 1910 años d.C. y la actualidad. Estas fechas asignadas suponen que la sedimentación ha sido continua, por lo que se suponen que son orientativas de sus límites.

El desarrollo de estas unidades están afectadas por variaciones en cambios del nivel del mar relativo durante el Holoceno Superior. Las variaciones en el nivel del mar de pequeña amplitud (unos pocos metros), generan la formación de discontinuidades así como los cambios en el transporte de sedimentos y en la sedimentación de las cuñas progradantes (Warner and Stanley, 1995; Somoza *et al.*, 1998; Baker y Haworth, 2000; Banerjee, 2000; Gàmez, 2007; Fernández-Salas, 2008). Estos cambios originan la formación de las unidades U1 a U5, aunque las unidades U4 y U5 están muy influenciadas por la acción antrópica. Así el desarrollo de las unidades del prodelta del Río Adra se rigen por los cambios climáticos-eustáticos de 6^o orden.

El factor antrópico se observa sin lugar a dudas sobre las unidades U4 y U5. Por un lado, la unidad U4 se formaría entre 1872 y 1910 d.C., entre los dos desvíos artificiales del río, localizándose en ambos lóbulos prodeltaicos. La configuración y la localización de la unidad U5, indica que su formación se encuentra asociada al cauce actual del río actual, es decir, se formó a partir de 1910 d.C (Fig.10.6).

Durante el desarrollo de la unidad U2, que es la que alcanza un mayor tiempo de formación, pudo producirse periodos de no progradación, que podría estar asociado con un evento de transgresión generalizada, documentado en algunas áreas del Mediterráneo (Donoghue, 1993; Pascual *et al.*, 1998;. Somoza *et al.*, 1998;. Goy *et al.*, 2003; Ercilla, 2010).

Por otro lado, se advierte que los intervalos agradantes descritos en otros depósitos infralitorales en el Mar Mediterráneo (Fig. 10.3) no se observan en el sistema prodeltaico del Río Adra. Este hecho se ha observado también en otros prodeltas del Mar de Alborán (Fernández-Salas, 2008), probablemente debido al reducido aporte de sedimentos (Lobo *et al.*, 2004) o a la mayor intensidad del régimen oceanográfico (Fernández-Salas, 2008).

10.4. Evolución del sistema deltaico del Río Adra

En la evolución de los depósitos de alto nivel del Holoceno influyen diferentes factores como los cambios de nivel del mar de alta frecuencia y pequeña amplitud, los cambios de intensidad y la dirección de las corrientes, el régimen oceanográfico, los cambios climáticos, el aporte de sedimentos y por último, los factores antrópicos (Fernández-Salas *et al.*, 2008).

La integración de los diferentes datos derivados de nuestro estudio en el sistema deltaico, la evolución costera y los cambios en el volumen de sedimentación submarina, revela que la huella antrópica se muestra presente en la evolución más reciente del sistema deltaico del río Adra. La deforestación de la cuenca, la construcción de la presa

en el curso del río y el desvío del cauce principal durante los últimos 150 años han modificado la geometría del sistema deltaico.

El modelo evolutivo propuesto para el sistema deltaico del Río Adra se describe a continuación.

10.4.1. Evolución durante el Pleistoceno terminal-Holoceno

A partir de los 14.000 años B.P. tiene lugar un cambio en la tendencia eustática general, pasándose de un contexto general de nivel del mar bajo a un contexto transgresivo, como consecuencia de la mejora climática que produce en la fase de deglaciación posterior al periodo glacial y el consiguiente ascenso relativo del nivel del mar, constatado para el Mar de Alborán (Abrantes, 1988; Caralp, 1988, 1992).

Los dos tipos de depósitos determinados (TST y HST) pueden ser correlacionados con los cambios climático-eustáticos que han tenido lugar durante el último estadio isotópico interglacial del Holoceno (estadio isotópico 1), que comenzó hace 10.000 años con posterioridad al último período frío del *Younger Dryas* (Bradley, 1989) que origina un breve episodio regresivo con oscilaciones de 2-3 m por encima del nivel del mar actual.

En el estadio isotópico 1 (desde los 10.000 años hasta la actualidad), las nuevas condiciones climáticas generaron un decrecimiento en la masa de hielo de los casquetes polares y una brusca subida del nivel del mar, distinguiéndose tres intervalos (Hernández-Molina *et al.*, 1994): a) Holoceno inferior (10.000-6.500 años B.P.) donde se produce una subida relativa del nivel del mar de unos 60 metros (Fairbanks, 1989) que generó la total inundación de las plataformas continentales anteriormente emergidas, b) Máximo eustático (6.500 años B.P.), al final del periodo transgresivo del Holoceno inferior el nivel del mar alcanzó unos 3 metros por encima del nivel actual, produciendo la inundación de la cabecera de los cursos fluviales y c) Holoceno superior (6.500 años B.P.-actualidad) donde se origina una estabilización eustática como consecuencia de la estabilización global en el deshielo de los casquetes polares.

10.4.1.1. Último Máximo Eustático

Durante este máximo eustático, las llanuras costeras y las partes bajas de los valles costeros fueron inundados, desarrollándose en el sur de Iberia sistemas deposicionales tipo estuarinos. La completa inundación de la plataforma, favoreció el establecimiento de sistemas hidrodinámicos equivalentes a los actuales, aunque más intensos por la situación de máximo eustático (Abrantes, 1988).

Durante este intervalo de tiempo tiene lugar, en los sectores más internos de la plataforma, el desarrollo de un depósito agradante en relación directa con la desembocadura de los ríos, que se correlaciona con la Unidad Sísmica Basal (USB) descrita en los apartados anteriores, cuyo techo se ha fijado en 6.800 años y se identifica como superficie de máxima inundación (mfs) (Fig. 10.6).

Este máximo eustático se ha situado por otros autores en 7.000-6.500 años B.P., para el sur de España (Hoffman, 1988; Somoza *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, 1993) y sur de Portugal (Hoffman, 1989). No obstante, Goy *et al.* (2003) fijan en 7.400 años BP el comienzo de la progradación de las llanuras costeras. Esta es la fecha de la máxima inundación en las costas del sur de España según Goy *et al.* (1986), Zazo *et al.* (1994), Somoza *et al.* (1998) y Dabrio *et al.* (2000), alcanzándose alrededor de 3 m por encima del nivel del mar actual (Fairbridge, 1961; Zazo *et al.*, 1993).

10.4.1.2. Estabilización eustática

La estabilización del nivel del mar en este periodo condiciona el desarrollo del Cortejo Sedimentario de Alto Nivel del Mar (*Highestand System Tract*, HST) desde el máximo eustático hasta la actualidad, que se muestra en la Figura 10.7.

Como consecuencia de esta estabilización, se favorece la construcción del sistema deltaico del Río Adra desde hace aproximadamente unos 6.800 años B.P., desarrollándose las unidades progradantes condicionadas por un gran aporte de sedimentos desde los cauces hasta la plataforma. Este aporte ha estado controlado la mayor parte del tiempo por los ciclos climáticos, en los cuales la acreción tiene lugar durante los períodos húmedos (Jabaloy *et al.*, 2008). A partir de este momento, la línea de costa avanzó hacia el mar dando lugar al desarrollo del delta, primeramente, con el relleno sedimentario del estuario, y posteriormente, mediante la formación de un delta asimétrico triangular.

Hacia el final de esta etapa climática (siglo XIX), la cantidad de aporte sedimentario aumentó debido a la confluencia de factores tanto climáticos como antrópicos. Este período se caracteriza por el aumento de las precipitaciones (Rodrigo *et al.*, 2000), que incrementaron los procesos erosivos en la cuenca. El principal factor antrópico que favorece que se produzca un mayor aporte sedimentario al delta es la acelerada deforestación durante el último cuarto del siglo XVIII y el primer tercio del siglo XIX, que habría favorecido el desarrollo de procesos erosivos (Jabaloy-Sánchez, 1984).

Esta etapa de avance de la línea de costa, dominado por los cambios climáticos, también queda registrada en el desarrollo del sistema prodeltaico. A partir de la descripción de las unidades sísmicas, la correlación estratigráfica con otros sistemas deposicionales cercanos, las dataciones realizadas por Mendes *et al.* (2012), así como la reconstrucción de la línea de costa (Jabaloy *et al.*, 2008) ha sido posible describir la evolución del sistema prodeltaico del Río Adra durante el Holoceno superior (6.800 años B.P. hasta la actualidad).

A. Fase I. Periodo entre los 6.800 y 6120 años B.P.

A partir del máximo eustático el estuario del Río Adra comenzó su formación con una tasa media de avance de la línea de costa de aproximadamente 0,5 m/año. En este periodo se depositaría la unidad U1 del sistema prodeltaico, únicamente localizada en el sector occidental, con espesores medios de 4,3 ms y con una dirección del eje principal de sus depocentros perpendicular a la antigua desembocadura del río.

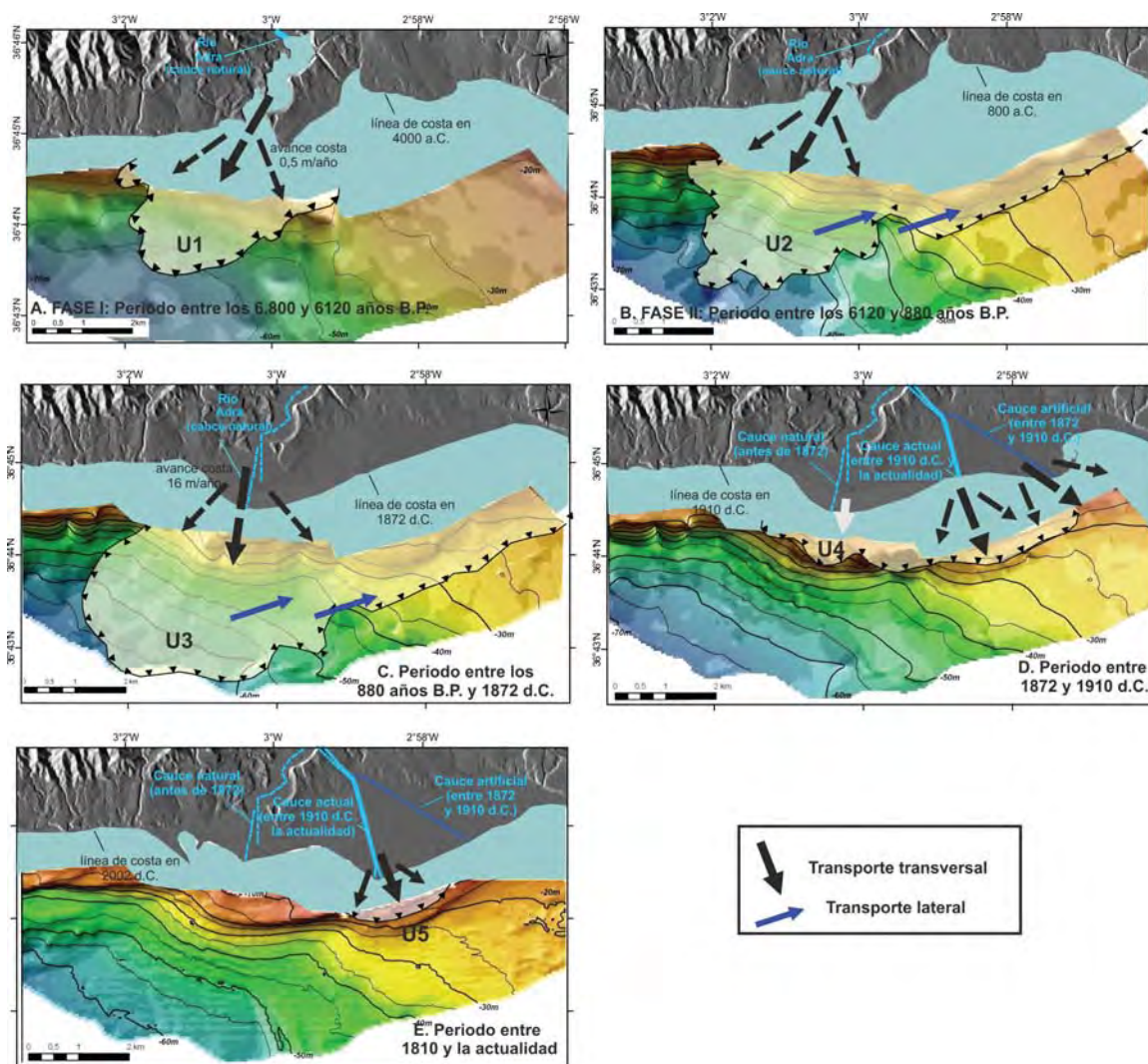


Figura 10.7: Modelo evolutivo del Cortejo Sedimentario de Alto Nivel del Mar (*Highstand System Tract*, HST) del sistema deltaico del Río Adra, desde el máximo eustático hasta la actualidad.

B. Fase II. Periodo entre los 6.120 y 880 años B.P.

Durante este periodo se depositaría la U2, con una potencia sedimentaria mayor que la U1. La dirección del eje principal de los depocentros es perpendicular a la antigua desembocadura del río, al igual que en la unidad U1. Durante este intervalo, el estuario se colmataría desarrollándose una estrecha llanura deltaica (Jabaloy *et al.* 2008). Diferentes características del depósito de la U1 y la U2 en estos periodos, como por ejemplo el desarrollo elongado de la Unidad Símica U2 al este de la zona indican una redistribución lateral de los sedimentos hacia esa dirección y la existencia, en ambas unidades, de un depocentro con dirección SE-NO al este del cauce natural del río, parecen indicar la existencia de corrientes litorales hacia el E (Jabaloy *et al.*, 2008). En este periodo se producen las colmataciones de los estuarios en el sur peninsular (Senciales y Malvarez, 2003), deducido de que el aporte en este periodo tuvo que ser importante. De hecho, Zazo *et al.* (1996) fija en este periodo los mayores intervalos progradantes de menor escala de los depósitos costeros del sureste peninsular.

C. Periodo entre los 880 años B.P. y 1872 d.C.

Durante este periodo el delta asociado al cauce natural del río toma su forma en planta triangular asimétrica, lo cual se refleja en la forma de la distribución espacial de la unidad U3, que es la que se deposita en este periodo. En tan sólo 372 años (desde 1500 d.C. hasta 1872 d.C.) se produjo un incremento de la llanura deltaica de unos 2.470.000 m². La tasa media de avance de la línea de costa fue extremadamente alta en los últimos 17 años de esta etapa (16,0 m/año).

Durante los siglos XVI y XVII (450-350 años B.P.) hay un cambio de uso agrario tras la dominación cristiana lo que provoca un aumento de la erosión, y por tanto, del aporte de sedimentos. Hoffman (1988) señala acumulaciones de sedimentos de hasta 13 m en 1000 años. Malvarez *et al.* (1998) afirman una evolución similar en los ríos Guadiaro, Verde de Marbella, Guadalhorce, Guadalfeo y Adra.

En el intervalo entre 270 años B.P. hasta la actualidad, es en el que se obtiene la mayor tasa de sedimentación de los últimos 6.000 años (Fernández-Salas, 2008). Esto es debido también a la deforestación masiva y actividades mineras que se produjeron en los siglos XVI y XVII, lo cual aumentaba la entrada de sedimentos a los ríos, tal y como sugieren Zazo *et al.* (1996), ya que las anomalías de precipitación en este intervalo fue similar al del periodo anterior (Fernández-Salas *et al.*, 2008). Desde el s. XVIII (250 años B.P.) continúan los eventos torrenciales, modificándose la línea de costa y desarrollándose pequeños deltas en el Mar de Alborán (Hoffman (1988); Senciales y Malvárez (2003)).

La unidad sísmica U3 presenta varias características que indican una redistribución de los sedimentos moderada hacia el este y una gran influencia de la carga de sedimento que el río transportaba:

- (a) El eje principal de la cuña es perpendicular a la antigua desembocadura del río.
- (b) El mayor depocentro se encuentra frente al cauce natural del río.
- (c) La mayor extensión de la unidad sísmica en el sector occidental que en el oriental.
- (d) La forma elongada al este de la zona (Fig.6.20-D).

La existencia de dos direcciones de ondas predominantes y cercanas, con orientaciones este y oeste a suroeste y desarrolladas en esta unidad sísmica (superficie ondulada, con reflectores caóticos que tiende a oblicuo paralelo en las zonas más distales), también evidencian procesos de redistribución lateral moderada, así como un decrecimiento gradual de la energía del ambiente deposicional (Jabaloy *et al.*, 2008) o menor influencia de la fuente de aporte de sedimentos a medida a mayor distancia de la desembocadura antigua del río.

Goy *et al.* (2003) describen una etapa, entre 1.100 y 500 años B.P., donde se registran cambios en la deriva litoral.

D. Periodo entre 1872 d.C. y la actualidad

En este periodo continúan las inundaciones, aunque también comienza una mayor influencia antrópica, con la construcción de las presas y los encauzamientos artificiales de los ríos, como nuevos factores que controlan la evolución de los depósitos costeros.

En el s. XIX los eventos torrenciales se intensificaron, siendo este siglo el más lluvioso de los últimos cinco siglos (Rodrigo *et al.* (2000)) (Fig. 10.8), dando lugar al rápido crecimiento del delta del Río Adra y al depósito de la U3 (Mendes *et al.*, 2012).

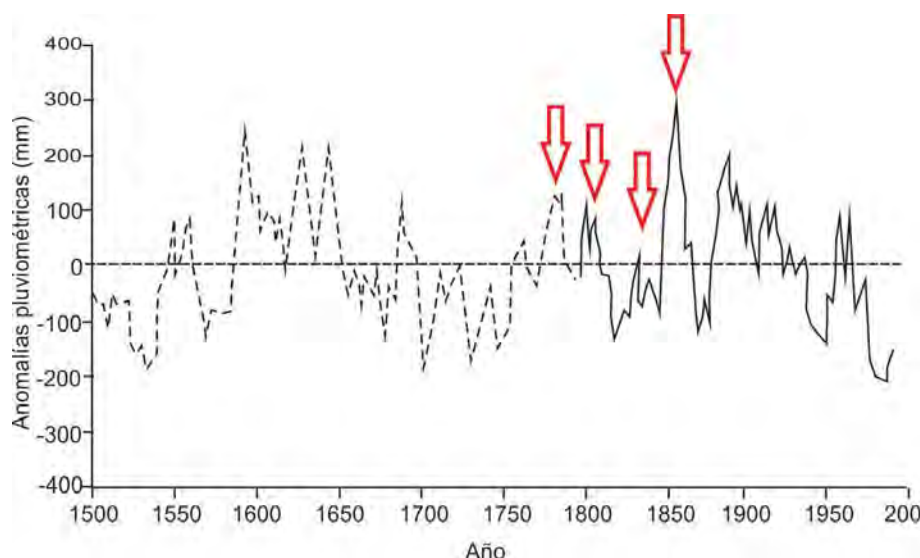


Figura 10.8: Anomalías pluviométricas desde el año 1500 hasta 2000 (Modificado de Rodrigo *et al.*, 2000).

La unidad sísmica U4 se ha encuadrado cronológicamente entre el año 1872 y 1910 d.C., periodo en el que se producen los desvíos artificiales del Río Adra hacia el este favoreciendo la construcción de un nuevo delta en ese sector.

En el año 1910, una gran inundación provocó que se acometiera un nuevo desvío artificial del cauce del río, hasta llevarlo a la posición actual. Una fotografía aérea oblicua del año 1927 (Archivo municipal de Adra, en Paracuellos- Rodríguez, 2006) recoge la existencia de dos deltas en ese momento: (i) un delta de nueva creación al este, asociado a los cauces artificiales; (ii) los restos del delta antiguo al oeste, en los que se observa que la costa había perdido su carácter recto debido a la erosión (Jabaloy *et al.*, 2008; 2010). Por lo tanto, bajo esta propuesta la unidad U4 estaría asociada a la construcción del nuevo delta oriental, con una distribución elongada de la unidad diferente a las anteriores y con un depocentro entre la desembocadura antigua y actual del delta.

A partir de 1910, asociado al cauce actual del Río Adra, se depositaría la Unidad Sísmica U5 con carácter elongado y cuyo eje principal de la cuña es perpendicular al cauce del río (Fig.6.20-F). Sobre esta cuña sedimentaria, morfológicamente se observa una suprayacente, de muy poca extensión. En la Figura 6.2 se puede ver cartografiado

el *offlap break* y el límite distal de dicha unidad. Es posible que esta cuña se depositara tras la construcción de la presa de Benínar en 1984, momento en el que se produce un cambio en la sedimentación, con una disminución del aporte de sedimentos del río a la cuenca.

El efecto en los sistemas deltaicos de los cambios en la dirección de los cauces ha sido tema de estudio en otras zonas del Mediterráneo (Longhitano y Colella, 2007), concluyéndose que el principal resultado de esta acción antrópica es una disminución en la cantidad de aporte de sedimentos al medio marino, a causa de, por ejemplo la construcción de presas.

En el área de estudio se han diferenciado dos etapas dentro de la evolución del sistema deltaico en época recientes, de acuerdo a las diferentes actuaciones humanas desde 1872: (i) la primera corresponde al período anterior a la construcción de la presa de Benínar, realizada en el año 1984 en el sector central de la cuenca; y (ii) el segundo corresponde al retroceso de la línea de costa después de la construcción de la presa de Benínar en el año 1984.

- La primera etapa se caracteriza por el desarrollo de una cuña deltaica generada artificialmente en la nueva desembocadura del río. Al mismo tiempo, el antiguo delta de origen natural se ha visto sometido a una erosión continua desde entonces. La estimación aproximada de la carga sedimentaria implicada en la construcción de esta nueva cuña supera los valores obtenidos por Liquete *et al.* (2005), lo que sugiere que parte del material en exceso, es posible que provenga de la erosión del antiguo delta.

- La segunda etapa se caracteriza por una disminución radical del aporte de sedimentos a la costa, lo que favorece la generalizada erosión del litoral. Estos procesos erosivos en la costa provocados por las intervenciones humanas son bastante comunes en otras zonas costeras deltaicas (e.j. Fan *et al.*, 2006, El Banna y Frihy, 2009; Sabatier *et al.*, 2009; Simeoni y Corbau, 2009).

El estudio de otros sistemas fluviales adyacentes y asociados a ríos de pequeñas dimensiones que fluyen desde las zonas escarpadas de la costa mediterránea en el sur de España, indican una variación similar de las descargas de sedimentos fluviales durante este período histórico. Por ejemplo, Senciales González y Malvarez (2003) han mostrado que en los sistemas de los ríos Vélez y Guadalfeo se pueden observar un comportamiento similar con un alto aporte de sedimentos durante la primera mitad del siglo XX, evolucionando hacia etapas erosivas o de equilibrio después del trasvase y la construcción de presas.

En el dominio submarino, morfológicamente se desarrolla un sistema de cuñas prodeltaicas en el lóbulo oriental de este sistema deltaico durante el período de tiempo previo a la construcción de la presa de Benínar, diferenciándose notablemente con la cuña sedimentarias que forma el lóbulo prodeltaico occidental, observándose que las cuñas prodeltaicas orientales frente a la occidental: a) muestran una extensión transversal a la plataforma considerablemente menor, b) una distribución más alargada distribución más alargada y c) carácter compuesto de diversas cuñas superpuestas.

A primera vista relacionar la formación de las diferentes cuñas sedimentarias durante las distintas etapas evolutivas de la línea de costa anteriormente descritas es gran medida especulativo. Sin embargo, mediante la observación de las áreas de acumulación y erosión neta para el período comprendido entre 1872 y 2009 se puede establecer una relación entre los procesos costeros y de aguas someras (Fig.6.25) y ayudaría a un mejor entendimiento del modelo evolutivo propuesto para la evolución más reciente del sistema deltaico del Río Adra.

De este modo, como primera hipótesis se podría indicar que el lóbulo prodeltaico occidental, de mayor longitud y extensión, parece haberse desarrollado antes o en la primera etapa de actividad antrópica ya que en función de su localización, el aporte de sedimentos hacia la cuña sólo ha podido producirse antes del primer desvío del cauce natural del río (1872), ya que durante el período entre 1872 y 2002, la mayor parte de la cuña occidental se ha visto sometida a erosión (Fig.6.25). Por otro lado, el sistema de cuñas del lóbulo oriental ha incrementado su volumen en este periodo, asociando dicho aumento al aporte de sedimentos provenientes del cauce actual del río.

Durante el período controlado por la actividad del hombre comprendido entre 1872 hasta la actualidad, el medio submarino en su conjunto parece haber sufrido una disminución en el aporte de sedimentos, favoreciendo los procesos de erosión y redistribución del sedimento.

Teniendo en cuenta estas hipótesis y el modelo evolutivo propuesto a partir de la estratigrafía sísmica, se podría proponer una segunda posibilidad en el depósito de la U4 y la U5, asociadas ambas a los desvíos del cauce del río. Se ha propuesto que la U4 se depositaría entre el año 1872 d.C. y 1910 d.C. periodo en el que se realizan los desvíos artificiales del río, y la U5 asociada ya al cauce actual. Tras la diferenciación de las dos etapas posterior y anterior a la construcción de la presa de Benínar que se han descrito, a partir de esta segunda etapa donde comienza una fuerte erosión de la costa y una disminución brusca del aporte de sedimentos a la cuenca, es posible que se encuentre el límite entre ambas unidades. Observando la configuración de la distribución del espesor sedimentario de la U4, se aprecia un mayor desarrollo de esta unidad en el sector occidental. Esta unidad estaría asociada al desarrollo del segundo delta oriental asociado a los cauces artificiales. El 19 de octubre del año 1973, una nueva inundación rebasó el dique de contención construido durante los siglos XIX y XX y provocó que el río retornara a su cauce natural (Jabaloy *et al.*, 2008), lo que posiblemente aportase una cantidad de sedimentos a la cuenca. Como consecuencia de esta inundación, se propuso la construcción de la Presa de Benínar aguas arriba para regular el caudal del río. A partir de la construcción de la presa, se desarrollaría la unidad U5, asociada al cauce actual del río y comenzaría la erosión de la U4, lo cual se observa de una manera clara frente al cauce natural del río. El depósito de esta unidad queda aun patente en el depocentro ubicado entre el cauce natural y artificial del río, donde la erosión no ha sido tan fuerte.

Al comparar la escala secular (entre 1876 y 2009) y la escala interanual (entre 2002 y 2009) se observa que la tasa de rendimiento del Río Adra a escala interanual

ha disminuido, hecho esperable tras la construcción de la presa de Benínar, lo cual produce una disminución del aporte de sedimentos del río a la cuenca al encontrarse regulada en un 70 % (Tabla 10.2). Por otro lado, la tasa de erosión durante el corto periodo estudiado sigue siendo alta, similar a la del largo periodo, concretamente en el lóbulo occidental (Fig. 6.26).

RÍO ADRA	LARGO PERIODO (137 años) 1876-2009	CORTO PERIODO (7 años) 2002-2009
Acumulacion de sedimentos (m ³)	45000000	1150574
Tasa de acreción (m ³ /año)	325000	164000
Sedimentos erosionados (m ³)	15156418	946000
Tasa de erosion (m ³ /año)	110505	135000
Acumulacion de sedimeto (t)	80000000	2300000
Media anual del transporte de sedimentos (t/año)	550000	328000
Tasa de rendimiento del río (t/km ² año)	750	438

Tabla 10.2: Comparativa entre las escalas secular y interanual de las características del cambio volumétrico del Río Adra.

Si se comparan los datos obtenidos de la tasa de rendimiento del río con otros autores, se observa diferencias entre ellos. Los datos obtenidos para esta tesis (750-438 t/km²año) se encuentran entre los calculados por Jabaloy *et al.*, (2010) y Lique-te *et al.* (2005) que estiman una tasa de rendimiento para el Río Adra de 1250 y 201 t/km²año. Estas diferencias podrían ser atribuidas a que son métodos muy diferentes de estimación, aunque dichas estimaciones podrían coincidir si una gran parte del material del nuevo delta oriental procediera de la erosión del antiguo delta occidental. Además, anterior a la construcción del puerto (principios de siglo XX) la deriva hacia el este podría haber aportado también algún material de otros pequeños deltas situados hacia el oeste.

Parte IV

CONCLUSIONES

Capítulo 11

Conclusiones

11.1. Conclusiones parciales

Del estudio realizado sobre los sistemas deltaicos y áreas adyacentes del sureste de la Península Ibérica, así como de la aplicación de diferentes modelos matemáticos a los resultados obtenidos se destacan las conclusiones que se presentan a continuación.

11.1.1. Análisis morfológico y sedimentario de los sistemas prodeltaicos del sureste de la Península Ibérica

11.1.1.1. Características morfológicas más relevantes de los sistemas deltaicos

Los depósitos deltaicos del sureste de la Península Ibérica se encuentran asociados a pequeñas y abruptas cuencas de drenaje muy influenciados por los aportes fluviales episódicos y de carácter torrencial. Estas características les hacen morfológicamente diferentes del modelo típico de depósitos sigmoidales elongados, asemejándose más a los depósitos asociados a sistemas fluviales con altos gradientes de pendientes o fan deltas. Esto se refleja, de manera general, en:

- a) La escasa representación de las llanuras deltaicas,
- b) Un mayor espesor sedimentario,
- c) Una mayor pendiente en el *foreset* y
- d) Una composición del sedimento más grosero.

Las características morfológicas de los sistemas deltaicos estudiados, hacen que sea difícil su clasificación dentro de las clasificaciones existentes. Se propone una clasificación basada en las geometrías de los sistemas prodeltaicos:

Respecto a la **geometría en planta**, los depósitos se clasifican en:

- a) Depósitos elongados asociados a los grandes ríos y correlacionados con una moderada redistribución lateral de sedimentos de tamaño fino.

- b) Depósitos lobulares característicos de las ramblas y algunos ríos pequeños, asociados con eventos fuertes e inundaciones.
- c) Depósitos lingoidales característicos mayoritariamente de los ríos pequeños, siendo ésta una situación intermedia entre los dos anteriores.

Respecto a la **geometría transversal**, se observan depósitos con forma planar o cóncava, o bien una situación mixta entre ambos. Los perfiles exponenciales o cóncavos observados se asocian a procesos gravitacionales y sedimentarios.

Los patrones de clasificación de las geometrías de los sistemas deltaicos en el área de estudio serían compatibles con una influencia importante de las inundaciones, dando lugar a altas tasas de progradación combinadas con una redistribución moderada del sedimento por el oleaje.

Los sistemas prodeltaicos estudiados están principalmente por sedimentos de granulometría arena media y encajan con las características de sistemas prodeltaicos arenogravosos, representados por cuencas pequeñas y escarpadas, con respuesta rápida a las fluctuaciones del caudal del río, con aportes sedimentarios irregulares, con cuencas poco afectadas por el oleaje, perfiles abruptos, rectos a recto-cóncavos y con una clara diferenciación entre la llanura deltaica y el prodelta.

11.1.1.2. Influencia de los parámetros asociados a la cuenca hidrológica, a la cuenca receptora de sedimentos y al tamaño de grano

Dentro de los sistemas deltaicos estudiados, se han diferenciado dos grupos principales, a partir de la relación existente entre los parámetros morfométricos e hidrológicos más relevantes que caracterizan las cuencas hidrográficas y las propiedades geométricas resultantes en los sistemas deltaicos.

Grupo 1 : sistemas deltaicos asociados a los ríos más grandes, con las mayores cuencas de drenaje, las mayores longitudes de los ríos y los mayores valores con respecto a las características hidrológicas.

Grupo 2 : resto de los sistemas deltaicos diferenciando dos subgrupos (ríos pequeños y ramblas) donde la variable predominante es la pendiente.

La existencia de estos grupos, indica una influencia predominante de dos variables morfológicas: a) el tamaño, tanto de la cuenca de drenaje como de los sistemas deltaicos y, b) la pendiente del río, de la llanura deltaica y del prodelta.

El tamaño de la cuenca de drenaje y de los sistemas deltaicos está directamente relacionado con las características de las cuencas, e inversamente relacionado con la pendiente. La correlación entre ambas variables (tamaño y pendiente) condicionan la distancia a la línea de costa y la profundidad del offlap break del sistema prodeltaico.

Los sistemas de dispersión de sedimentos en estos sistemas deltaicos son ineficientes, no pudiéndose transportar sedimentos de tipo arena y grava muy lejos de la desembocadura, desarrollándose un *topset* dominado por flujos de carga de fondo.

Los sistemas deltaicos con un tamaño de grano más fino (ríos Guadalfeo y Adra) muestran una menor pendiente en el *foreset*, y este depósito selectivo de la fracción gruesa produce un perfil con geometría cóncava.

11.1.1.3. Influencia de la pendiente y el caudal en la formación de los prodeltas

Las simulaciones demuestran la relación no lineal entre los factores utilizados como variables y la respuesta que tienen los parámetros morfológicos que se han cuantificado, es decir, los parámetros medidos no incrementan su valor en la misma proporción que hacen los valores de la pendiente o el caudal. Así mismo, se deduce que:

- a) Tanto el caudal como la pendiente de la cuenca receptora influyen en el avance hacia la cuenca de las cuñas sedimentarias prodeltaicas, aproximándose a un balance del espacio de acomodación (A) y el aporte sedimentario (S).
- b) Mayoritariamente las simulaciones apuntan a un comportamiento próximo a $A/S < 1$, predominando los aportes sobre el espacio de acomodación, excepto para pendientes y caudales altos, donde se produce una agradación vertical.
- c) La pendiente del *foreset* de las cuñas sedimentarias está controlada principalmente por la pendiente de la cuenca.
- d) El retrabajamiento o erosión que se produce del fondo de la cuenca receptora está más influenciado por el caudal que por la pendiente.

La ciclicidad del aporte sedimentario, que funciona como un proceso alocíclico, controla la morfología de la cuña y modula en cierto sentido su construcción, siendo los valores mínimos del aporte sedimentario los que parecen controlar la progradación. Esto permite asignarle a las condiciones locales de aportes mínimos un papel relevante tanto en control de la progradación como en la distancia a la costa del límite distal.

11.1.2. Las morfologías más relevantes desarrolladas sobre los prodeltas

11.1.2.1. Morfogénesis de los tipos morfológicos

Se han diferenciado 6 tipos morfológicos menores principales, los cuales se han agrupado en cuatro grandes grupos en función de los procesos que los originaron:

- a) Morfologías sedimentarias, en las que se engloban los campos de ondulaciones, el frente elevado del prodelta y el lóbulo secundario.

- b) Morfologías erosivas, reconociéndose cárcavas, canales lineales y surcos erosivos.
- c) Morfologías gravitacionales con la presencia de deslizamientos.
- d) Morfologías de origen antrópico con relieve positivo (montículos y morfologías lineales).

11.1.2.2. Factores que influyen en la formación de las ondulaciones

Las ondulaciones se interpretan como formas de fondo deposicionales, generadas por fuerte flujos de sedimentos transversales a la plataforma continental, que se desarrollan durante los eventos de inundación de gran intensidad en las cuenca fluvial unidos a la orografía abrupta de la zona emergida.

Con los resultados obtenidos, se pueden diferenciar tres grupos de ondas, de forma que las asociadas a los ríos son las más anchas, largas, altas y puntiagudas, es decir son ondas más desarrolladas que las correspondientes a las ramblas.

Se destaca la importancia en el desarrollo de las ondulaciones del aporte sedimentario del sistema fluvial y del dominio del flujo transversal (aporte de sedimentos desde el río hacia el mar) frente al flujo horizontal (erosión debido a la deriva litoral) sobre las mismas.

Los flujos hiperpicnales es el mecanismo más probable propuesto para la génesis de las ondulaciones desarrolladas sobre el prodelta.

11.1.2.3. Factores influyentes en la formación de los tipos morfológicos

A. FACTORES QUE INFLUYEN EN LA FORMACIÓN DE LAS ONDULACIONES SEGÚN LOS EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

De las simulaciones efectuadas, se deduce que la pendiente y el caudal son dos parámetros claves en la formación y evolución de las ondulaciones, siendo el caudal más influyente que la pendiente.

Así mismo, se concluye que su formación se favorece cuando el caudal se encuentra en un rango de valores mínimo y máximo, independientemente de las características de la cuenca receptora.

Las simulaciones efectuadas reproducen el comportamiento general observado en las ondulaciones desarrolladas sobre los prodeltas estudiados, es decir, para caudales altos y pendientes moderadas o bajas, las ondas son más anchas, largas, altas y puntiagudas.

Las ondulaciones, y tal como queda demostrado por las simulaciones y datos reales, son *parientes* de las antidunas, y son una manifestación del hecho de que los flujos supercríticos sobre un fondo erosionable es inherentemente inestable.

B. FACTORES QUE INFLUYEN EN LA FORMACIÓN DE LAS MORFOLOGÍAS MENORES

En el *topset* se desarrollan morfologías asociadas a:

- a) procesos erosivos, como redes de cárcavas asociadas a flujos hiperpicnales y
- b) procesos sedimentarios, dando lugar al frente elevado del prodelta.

En el *foreset* los procesos morfogenéticos más importantes son:

- a) los erosivos representados por canales lineales,
- b) los gravitacionales por las génesis de los deslizamientos y
- c) los sedimentarios asociados al desarrollo de ondulaciones.

La existencia de estos tipos morfológicos menores indica que la influencia de los aportes fluviales es mayor que la influencia de las corrientes dominantes en dicha zona y evidencian la generación de fuertes flujos transversales hiperpicnales. Así mismo, esta evidencia queda plasmada en los ríos estudiados ya que son capaces de alcanzar valores suficientemente altos de caudal y descarga de sedimentos que den lugar a $C_{flood} > 300 \text{ kg/m}^3$, en épocas de tormentas.

A partir de estas morfologías menores se han deducido las áreas de mayor o menor energía dentro de los prodeltas y la diferenciación entre unos y otros depósitos:

- a) Área de alta energía, que comprendería los dominios prodeltaicos más someros (*topset* y *foreset*).
- b) Área de baja energía, correspondiente al *bottomset*. Los prodeltas asociados a las ramblas y a los ríos pequeños se muestran como sistemas deltaicos más energéticos que los prodeltas de los grandes ríos, debido a sus mayores áreas energéticas en las que se desarrollan las morfologías erosivas y gravitacionales.

El desarrollo de las ondulaciones de fondo marino está fuertemente ligado a la posición de la desembocadura de los sistemas fluviales y a la climatología de la zona. Además, los parámetros morfológicos de las ondulaciones parecen estar relacionados con las características de los sistemas fluviales, es decir, ríos de longitud elevada con cuencas de gran extensión están correlacionados con campos de ondulaciones más desarrolladas. Por último, se destaca la importancia en el desarrollo de las ondulaciones del aporte sedimentario del sistema fluvial y del dominio del flujo transversal (aporte de sedimentos desde el río hacia el mar) frente al flujo horizontal (erosión debido a la deriva litoral y al oleaje) sobre las mismas.

Las diferencias morfológicas descritas entre los depósitos fluviales están condicionadas por diversos factores como:

- a) El aporte de sedimentos de los ríos hacia la plataforma,

- b) El caudal de descarga,
- c) Su carga sedimentaria y la variabilidad de ésta,
- d) La orografía y la litología de la cuenca hidrográfica,
- e) La pendiente de la plataforma continental y,
- f) Las características oceanográficas en las zonas de las desembocaduras, como pueden ser las corrientes y el oleaje.

El tipo de perfil, cóncavo o convexo, está en función de los aportes hacia la plataforma, de forma, que el primero de ellos normalmente refleja situaciones de bajo aporte sedimentario. El caudal de descarga y la carga sedimentaria, junto con la pendiente de la plataforma continental influye en la formación de las ondulaciones del fondo del mar y en la existencia de canales. La orografía de las cuencas afecta al transporte de sedimentos, de manera que en las zonas que se han estudiado la orografía no permite que se retenga sedimentos en el cauce, sino que todo el material es transportado hasta la desembocadura, generando flujos de alta densidad de sedimentos. Y por último, el nivel de base del oleaje influye en la distancia a la costa y en la profundidad de los *offlap-breaks* de los abanicos fluviales.

11.1.3. Relación entre la respuesta de la reflectividad, la distribución del sedimento superficial y la intensidad del régimen hidrodinámico en aguas someras

En la mayor parte de la plataforma septentrional del Mar de Alborán la distribución de los sedimentos superficiales muestra una buena correlación con la respuesta de la reflectividad, donde las respuestas de alta, media y baja intensidad de la reflectividad se corresponden, en general, con sedimentos arenosos de tamaño de grano variable (de gravas a fangos en consonancia con la disminución de la intensidad de la reflectividad).

Por otro lado, la distribución de los sedimentos superficiales en la plataforma estudiada, muestra patrones en su clasificación diferentes a los previsibles, siendo estos cambios más patentes a lo largo de la plataforma que perpendicularmente a ella. En las proximidades de la costa, el patrón sedimentario se caracteriza por depósitos de gravas y arenas que se extiende a lo largo de zona de infralitoral presentando valores de reflectividad altos y que generados en condiciones de tormenta, con velocidades de las corrientes elevadas, superiores a los 0,2 m/s, y valores muy altos de la tensión tangencial en el fondo ($>0,2 \text{ N/m}^2$) los cuales se producen durante los dos direcciones predominantes de los vientos: levante y poniente. Hacia el mar abierto y transversalmente a la plataforma, los cambios que se observan en los sedimentos superficiales son menos evidentes aunque se puede apreciar variaciones laterales condicionadas principalmente por la cabecera del cañón de Carchuna que incisiona la plataforma, por la interacción de un régimen de flujo activo y bi-direccional y por los aportes fluviales

locales de los ríos de pequeñas dimensiones procedentes los relieves continentales. El sector de la plataforma al oeste del cañón está dominado por la contribución de los sistemas fluviales; sin embargo, hacia el este, está principalmente condicionado por el régimen hidrodinámico.

A menor escala, la respuesta de reflectividad es indicativa de los diferentes regímenes dominantes en la plataforma, erosivos/deposicionales, de manera que se han definido tres zonas principales: 1) zonas dominadas por las tormentas; 2) zonas dominados por los ríos; y 3) zonas mixtas. Los valores de velocidad máxima de la corriente y de la tensión de fondo, muestran una muy buena correlación con los sedimentos de gravas y arenas y con intensidades alta de la reflectividad, además de estar fuertemente controlada su localización por la actividad de tormentas. Las zonas definidas como mixtas y dominadas por los ríos se desarrollan como respuesta a la confluencia de los aportes fluviales y unas condiciones hidrodinámicas moderadas. Esto queda bien reflejado en la reflectividad por morfologías elongadas correspondientes a las dos fuentes principales de sedimento de la zona (ríos Guadalfeo y Adra).

El prodelta del Río Adra y áreas adyacentes de la plataforma continental se corresponde a una situación de alto hidrodinamismo (zona hidrodinámica III), caracterizada por un predominio de los procesos de transporte y depósitos de alta energía relacionados:

- a) con las corrientes de turbidez originadas por las descargas torrenciales del río, y
- b) con el patrón hidrodinámico característico de la zona estudiada (fuerte influencia de los vientos de levante y de poniente).

La distribución de los sedimentos superficiales está relacionada con una fuente de suministro de material arenoso de tipo múltiple, compuesta por el abastecimiento de material arenoso procedente de las descargas torrenciales del río (sedimentos ubicados en los lóbulos del sistema prodeltaico, con tendencia a la disminución de la influencia del área fuente hacia mar adentro y hacia los límites del prodelta) y por las partículas biogénicas y los sedimentos relictos de la plataforma (sedimentos adyacentes al sistema prodeltaico).

Los valores del Factor de Enriquecimiento (EF) apuntan a un control mineralógico sobre la mayoría de elementos traza, pudiendo afirmarse que apenas existe contaminación antrópica en la zona del prodelta del Adra.

Se deduce que la diferente composición de los sedimentos observados en el área de estudio son interpretados en términos de condiciones genéticas. La granulométrica y geoquímica de las cuñas prodeltaicas está claramente ligada a los aportes terrígenos del Río Adra. Del mismo modo, las cuñas infralitorales muestran unas características sedimentarias similares a las cuñas prodeltaicas, sugiriendo una importante influencia de los procesos de redistribución lateral de los sedimentos desde los prodeltas a las cuñas infralitorales, a través de la advección o transporte paralelo u oblicuo a la costa. Los procesos de transporte de material de granulometría fina hacia mar adentro

son muy relevantes. Finalmente, el predominio de sedimentos bioclásticos en el área de afloramientos y dorsales de arena indica una influencia insignificante de aportes terrígenos.

11.1.4. Modelo estratigráfico secuencial del sistema prodeltaico del Río Adra

En la arquitectura interna del sistema prodeltaico del Río Adra se han identificado dos cortejos sedimentarios: a) Un cortejo sedimentario transgresivo (TST) a la base, representados por la Unidad Sísmica Basal (USB) y b) Un cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST) a techo, correspondiente este último, a las cuñas sedimentarias progradantes (unidades sísmicas U1 a U5), que forman el sistema prodeltaico y que quedan individualizadas del depósito transgresivo mediante una superficie regional de downlap. La Unidad sísmica Basal se relaciona con los depósitos retrogradantes arenosos dispuestos en la plataforma continental, la cual se encuentra sobre una superficie transgresiva (ST) de carácter erosivo. Su límite superior se fija en 6.800 años B.P. y se corresponde con la superficie de máxima inundación (*mfs*).

Los depósitos de alto nivel del sistema prodeltaico, estarían constituidos por tres fases constructivas mayores (unidades U1, U2 y U3), asociado al desarrollo natural del depósito, y dos unidades superiores (U4 y U5) que se desarrollan como consecuencia de los cambios artificiales del cauce:

- a) La unidad U1 se desarrolla entre el máximo eustático, 6.800 años B.P. y 6.120 años BP,
- b) La unidad U2 entre 6.120 años BP y 880 años BP,
- c) La unidad U3 entre 880 años BP y 78 años BP,
- d) La U4 entre 78 años B.P. (1872 años d.C.) y 1910 años d.C., y
- e) La U5 entre 1910 años d.C. y la actualidad.

El desarrollo de las unidades del prodelta del Río Adra se rige por los cambios climáticos-eustáticos de 6^o orden, aunque las unidades U4 y U5 están muy influenciadas por la actividad antrópica.

11.1.5. Evolución del sistema prodeltaico del Río Adra

Los dos tipos de depósitos determinados (TST y HST) pueden ser correlacionados con los cambios climático-eustáticos que han tenido lugar durante el último estadio isotópico interglacial del Holoceno (estadio isotópico 1), que comenzó hace 10.000 años.

La estabilización del nivel del mar en este periodo condiciona el desarrollo del Cortejo Sedimentario de Alto Nivel del Mar (HST) desde el máximo eustático (6.800

años B.P.) hasta la actualidad, en cuyo desarrollo se diferencian varias fases o periodos principales:

Fase I. Periodo entre los 6.800 y 6120 años B.P. , en el que el estuario comienza su formación y se depositaría la U1 del sistema prodeltaico.

Fase II. Periodo entre los 6.120 y 880 años B.P., donde se desarrollaría la U2 y el estuario se colmataría dando lugar a una estrecha llanura deltaica.

Periodo entre los 880 años B.P. y 1872 d.C., durante el cual el delta asociado al cauce natural del río toma su forma en planta triangular y se deposita la U3.

Periodo entre 1872 d.C. y la actualidad, en el cual comienza una mayor influencia antrópica y se desarrollan las unidades U4 y U5:

- *Entre 1872 d.C. y 1910 d.C.* se producen los desvíos artificiales del cauce hacia el este favoreciendo el desarrollo de un nuevo lóbulo en este sector y el depósito de la U4.
- *Entre 1910 d.C. y actualidad*, se desarrollaría la U5 asociada al cauce actual del río Adra.

Dentro de la evolución del sistema deltaico en épocas recientes, se diferencian dos etapas:

- (a) La primera corresponde al período anterior a la construcción de la presa de Benínar, realizada en el año 1984 en el sector central de la cuenca, cuando se se desarrolla una cuña deltaica generada artificialmente en la nueva desembocadura y provoca la erosión del antiguo delta.
- (b) La segunda corresponde al retroceso de la línea de costa después de la construcción de la presa de Benínar en el año 1984, con una disminución radical del aporte de sedimentos.

11.1.6. Modelo de flujos hiperpicnales

La tendencia observada de los parámetros morfométricos de las cuñas sedimentarias así como, de las ondulaciones en las simulaciones numéricas, es muy similar a la que se observa en los sistemas reales. Con este análisis se puede considerar que el tipo de modelo que hemos utilizados, dentro de sus limitaciones, se pueden considerar como un buen punto de partida para la simulación de estos sistemas deltaicos. Es cierto, que aunque los valores no estén en el mismo rango que los valores para los datos medidos, si se observa la misma tendencia entre los sistemas simulados y los reales.

Esta carencia, puede ser debida la "simplicidad" del modelo de flujos hiperpicnales utilizado que se utiliza, al tratarse de un modelo unidimensional, donde cualquier tipo de efecto horizontal de dispersión del sedimento sobre todo el prodelta no se recoge, ni

los efectos de las corrientes costeras, que un modelo bidimensional si podría contemplar. Por otro lado considerar modelos 3D para este tipo de flujos es tarea extremadamente complicada y, probablemente, no en exceso fructífera. Finalmente indicar, que los datos hidrológicos de los que se disponen son muy escasos o, a veces, nulos, esto ha hecho que para determinar las condiciones de contorno para las simulaciones realizadas con este modelo hayamos tenido que realizar estimaciones, lo cual introduce un grado de incertidumbre adicional en los modelos y en los resultados que éstos nos proporcionan.

En cualquier caso la información suministrada por el modelo ha sido de gran utilidad a la hora de reconocer qué parámetros y en qué grado son los más influyentes en la formación y desarrollo de los sistemas prodeltaicos y de las ondulaciones que se generan sobre ellos.

11.2. Conclusiones finales

El análisis de los rasgos morfológicos, sedimentarios y estratigráficos de los sistemas prodeltaicos del sureste de la Península Ibérica han demostrado que estos depósitos presentan una gran complejidad en su génesis y su desarrollo, de forma que no pueden ser explicados desde clasificaciones, categorizaciones o modelos univariante o de pocas variables. Sino que son el resultado de la interacción de múltiples variables y factores que pueden estar interrelacionado o no, tanto en el tiempo como en el espacio.

Se ha demostrado que tanto el caudal como la pendiente de la cuenca emisora y receptora de sedimentos tienen un papel clave en el desarrollo del sistema prodeltaico, tanto a escala de depósito como de morfologías menores. La relación entre el tipo de aporte, sus condiciones energéticas, el régimen oceanográfico, el contexto geológico y fisiográfico y la influencia antrópica controlan la sedimentación en el sistema deltaico y en sus áreas adyacentes. Esto nos lleva a diferenciar con claridad las características de los sistemas deltaicos asociadas a grandes ríos y los asociados a ramblas y pequeños ríos.

Las morfologías tanto de los sistemas deltaicos a escala de depósito, incluyendo la zona emergida y sumergida, como aquellas de menor escala, reflejan las condiciones energéticas de cada uno de estos sistemas y de sus cuencas asociadas.

El modelo estratigráfico propone que el registro sedimentario puede ser dividido en dos cortejos sedimentarios y varias unidades sísmicas que reflejan que el sistema deltaico se rige por cambios climáticos de 6º orden. Así las fases constructivas tienen una duración milenaria. Lo que implica que la evolución de estos depósitos está regida por oscilaciones climáticas y ambientales de muy alta frecuencia por debajo de esta escala milenaria. En concreto, en el sistema deltaico del Río Adra también se observa como la influencia antrópica ha condicionado su evolución, mediante el cambio de los lugares de la desembocadura y con la construcción de presas en el cauce del río.

Los modelos matemáticos han demostrado ser una herramienta útil en diversas partes de este trabajo. Queda fuera de toda duda la utilidad de los modelos hidrodinámicos

micos aplicados al estudio de las corrientes costeras y sus efectos. En este trabajo nos han servido para estimar tensiones de arrastre en el fondo que hemos utilizado para una mejor comprensión de la distribución de los sedimentos en el área de estudio. Por otro lado los modelos de flujos hiperpicnales nos han proporcionado una información muy importante sobre la variables más determinantes en la formación y evolución de los sistemas prodeltaicos. Pensamos que es de enorme interés seguir trabajando sobre este tipo de modelos, aumentando su capacidad para poder reproducir los fenómenos que tienen lugar en la naturaleza, ya sea mejorando parametrizaciones, como en particular hemos hecho en este trabajo, ya sea proponiendo otro tipo de avances, como la inclusión de los efectos de las corrientes costeras, el oleaje, diversos efectos verticales, etc.

11.3. Cuestiones de futuro

Existe una serie de cuestiones en las que son necesario una mayor profundización y que no han sido posible atajar en este trabajo, debido a necesidades de tiempo o a que no ha sido posible el análisis de dichos datos.

- a) Una cuestión a profundizar es en el modelo de edad, el cual debe de mejorarse para tener un control del tiempo de forma exhaustiva y precisa.
- b) Hay que analizar en mayor detalle, a través del estudio de los sondeos, la estructuración del delta a una menor escala, que permita correlacionar cada una de las capas de sedimentos con eventos climáticos o ambientales, y junto con el punto a) poder conocer la ciclicidad de muy alta frecuencia.
- c) Es necesario cuantificar los flujos de sedimentos desde la desembocadura hacia los límites distales de los prodeltas y hacia sus zonas adyacentes. Así se podrá como se produce el traspaso de sedimentos de los prodeltas hacia las cuñas sedimentarias infralitorales.
- d) Es desable que podamos incluir en los modelos matemáticos el efecto del oleaje como proceso implicado en la redistribución de sedimentos, sobre todo en la zona proximal, aunque también puede ser importante en la zona distal en épocas de grandes tormentas. Esto hace necesario plantearse la implementación de moldelos bidimensionales en los que ya estamos trabajando.
- (e) Se ha hecho evidente la necesidad de trabajar con modelos de corrientes hiperpicnales más complejos, que permitan recoger fenómenos de transferecia verticales, pero sin llegar a ser modelos 3D completos, es por ello que proponemos desarrollar modelos multicapa o estratificados.

Parte V

BIBLIOGRAFÍA

Bibliografía

- [1] Abarzuza, J.: *Sónar de Barrido Lateral y Penetrador de Sedimentos*. Instituto Hidrográfico de la Marina, San Fernando, Cádiz, 1991.
- [2] Abrantes, F.: *Diatom productivity peak and increased circulation during latest Quaternary: Alboran Basin (Western Mediterranean)*. Marine Micropaleontology, 13:79–96, 1988.
- [3] Acchione, D.A., D.E. Drake, R.W. Kayen, R.W. Sternberg, G.C. Kineke y G.B. Tate: *Measurements in the bottom boundary layer on the Amazon subaqueous delta*. Marine Geology, 125:235–257, 1995.
- [4] Adams, E.W: *Subaquatic slope curvature and its relation to sedimentary processes and sediment composition*. Ph. D., Vrije Universiteit Amsterdam, 2001.
- [5] Adams, E.W y W. Schlager: *Basic types of submarine slope curvature*. Journal of Sedimentary Research, 70(4):814–828, 2000.
- [6] Adams, E.W, W. Schlager y F.S. Anselmetti: *Morphology and curvature of delta slopes in Swiss lakes: lessons for the interpretation of clinoforms in seismic data*. Sedimentology, 48:661–679, 2001.
- [7] Adams, E.W, W. Schlager y E. Wattel: *Submarine slopes with an exponential curvature*. Sedimentary Geology, 117:135–141, 1998.
- [8] Agate, M., G. Di Grigoli, C. Lo Iacono, V. Lo Presti, M. Mancuso, A. Sulli y F. Vaccaro: *Decoding the instabilities features along the continental margin of Sicily (central Mediterranean Sea)*. Rend. Online Soc. Geol. It., 7:99–101, 2009.
- [9] Agate, M. y M. Lucido: *Caratteri morfologici e sismostratigrafici della piattaforma continentale della Sicilia Nord-Occidentale*. naturalista siciliana, 29:3–25, 1995.
- [10] Allen, J.R.L.: *Principles of Physical Sedimentology*. George Allen and Unwin, London, 1985.
- [11] Alonso, B., G. Ercilla, J. Baraza y A. Maldonado: *Arquitectura y evolución durante el Cuaternario de las facies del margen y cuencas septentrionales del Mar de Alborán*. En Maldonado, A. (editor): *El Mar de Alborán y el Golfo de Cádiz*:

- Conexiones Atlántico-Mediterráneo*, páginas 467–476. III Congreso Geológico de España, 1992.
- [12] Altinaker, M.S., W.H. Graf y E.J. Hopfinger: *Flow structure in turbidity currents*. Journal of Hydraulic Research, 34(5), 1996.
- [13] Antonov, J.I., D. Seidov, T.P. Boyer, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, H.E. Garcia, O.K. Baranova, M.M. Zweng y D.R. Johnson: *World Ocean Atlas 2009*. En Levitus, S. (editor): *NOAA Atlas NESDIS 69*, volumen 2: Salinity, página 184, Washington, D.C., 2010. U.S. Government Printing Office.
- [14] Azañón, J.M., V. García-Dueñas y B. Goffé: *Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride complex (Betic Cordillera)*. Tectonophysics, 285:231–252, 1998.
- [15] Balanya, J. C. y V. García-Dueñas: *Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar*. C. R. Acad. Sc., (304):929–933, 1987.
- [16] Banerjee, P.K.: *Holocene and late Pleistocene relative sea level fluctuations along the east coast of India*. Mar. Geol., 167:243–260, 2000.
- [17] Bellotti, P., F.L. Chiocci, S. Milli, P. Tortora y P. Valeri: *Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber Delta: Integration of high resolution seismics, well logs, and archeological data*. Journal of Sedimentary Research, Section B: Stratigraphy and global studies, 64(3):416–432, 1994.
- [18] Bentley, S.J., H.H. Roberts y K. Rotondo: *The sedimentology of muddy coastal systems: the research legacy and new perspectives from the Coastal Studies Institute*. GCAGS/GCSSEPM Transactions, 53:52–63, 2003.
- [19] Bhattacharya, J.P. y L. Giosan: *Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction*. Sedimentology, 50:187–210, 2003.
- [20] Bhattacharya, J.P., J. MacEachern, B. Vakarelov y C. Howell: *Hyperpycnal versus hypopycnal river plumes and the origin of shelf mud*. En *AAPG International Conference and Exhibition*, volumen Coastal and shelf Processes and deposits-Modern and Ancient Analogues (SEPM), 2006.
- [21] Blumenthal, M.: *Versuch einer tektonischen gliederung der Betischen-Cordilleren von Central und süd-west Andalusien*. Eclogae Geologicae Helvetiae, 20:487–532, 1927.
- [22] Bormans, M., C. Garrett y K. Thompsom: *Seasonal variability of the surface inflow though the Strait of Gibraltar*. Oceanologica Acta, 9:403–414, 1985.

- [23] Bornhold, B.D. y D.B. Prior: *Morphology and sedimentary processes on the subaqueous Noeick river delta, British Columbia, Canada*. En Colella, A. y D.B. Prior (editores): *Coarse-grained Deltas, Spec. Publ. 10.*, páginas 169–184, UK, 1990. Assoc. of Sedimentol.
- [24] Bradford, S. F. y N. D. Katopodes: *Hydrodynamics of turbid underflows. I: Formulation and numerical analysis*. Journal of Hydraulic Engineering, 125(10):1006–1015, 1999.
- [25] Bradley, R.S.: *Global changes of the past*. UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, 1989.
- [26] Brown, L.F.J. y W.L. Fisher: *Seismic stratigraphy interpretation and petroleum exploration*. Volumen Course Note Ser. 16. 1980.
- [27] Bryden, H.L. y H.M. Stommel: *Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea*. Oceanologica Acta, 7:289–296, 1984.
- [28] Budillon, F., C. Violante, A. Conforti, E. Esposito, D. Insinga, M. Iorio y S. Porfido: *Event beds in the recent prodelta stratigraphic record of the small flood-prone Bonea Stream (Amalfi Coast, Southern Italy)*. Marine Geology, 223(1):419–441, 2005.
- [29] Bárcenas, P., L.M. Fernández-Salas, F.J. Lobo, V. Díaz del Río y J. Macías: *Análisis morfométrico de las ondulaciones del prodelta del Río Adra (Almería, España)*. En Benavente, J. y F. J. Gracia (editores): *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*, páginas 351–354, Valencia, 2008. SEG.
- [30] Bárcenas, P., L.M. Fernández-Salas, J. Macías, F.J. Lobo y V. Díaz del Río: *Estudio morfométrico comparativo entre las ondulaciones de los prodeltas de los ríos de Andalucía Oriental*. Revista de la Sociedad Geológica de España, 22:43–56, 2009.
- [31] Calvache, M.L.: *Acuíferos detríticos de la Costa de Granada*. En Rubí Campos, J.C. y J.A. López Geta (editores): *Aportaciones al conocimiento de los acuíferos andaluces. Libro homenaje a Manuel del Valle Cardenete*, páginas 425–444, Madrid, 2002. Instituto Geológico y Minero de España, Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, Instituto Andaluz del Agua y Diputación Provincial de Granada.
- [32] Cano, N. y F. Fernández: *Variación Estacional de la inclinación transversal de las masas de agua atlánticas y mediterráneas en el Estrecho de Gibraltar*. Bol. Inst. Esp. Oceanogr., 136:23, 1968.
- [33] Cant, D.J.: *Simple educativos of sedimentation: Applications to sequence stratigraphy*. Basin Research, 2:73–81, 1989.

- [34] Capel, J.J.: *Génesis de las inundaciones de octubre de 1973 en el sureste de la Península Ibérica*. Cuadernos Geográficos, 4:149–166, 1974.
- [35] Capel, J.J.: *Inundaciones y avenidas de los ríos del sureste español*. Papeles de Geografía, 13:75–86, 1987.
- [36] Caralp, M.H.: *Late glacial to recent deep-sea benthic foraminifera from the Northeastern Atlantic (Cádiz Gulf) and Western Mediterranean (Alboran Sea)*. *Paleoceanographic Results*. Mar. Micropaleontol., 13:265–289, 1988.
- [37] Caralp, M.H.: *Paléohydrologie des bassins profonds nord-marrocaïn (Est et Ouest Gibraltar) an Quaternaire terminal: apport des foraminifères benthiques*. Bulletin de la Société Géologique de France, 163(2):169–178, 1992.
- [38] Carter, R.M., S.T. Abbott, C.S. Fulthorpe, D.W. Haywick y R.A. Henderson: *Application of global sea-level and sequence-stratigraphic models in Southern Hemisphere Neogene strata from New Zealand*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 12:41–65, 1991.
- [39] Carter, T.G., J.P. Flanagan, C.R. Jones, F. Marchant, R.R. Murchison, J.B. Reberman, J.C. Sylvester y J.C. Whitney: *A new bathymetric chart and physiography of the Mediterranean Sea*. En Stanley, D.J., G. Kelling y Y. Weiler (editores): *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*, páginas 1–23. Dwyden, Hutchison & Ross, 1972.
- [40] Castro, M., E. Fernández-Nieto, A. Ferreiro y C. Parés: *Two-dimensional sediment transport models in shallow water equations. A second order finite volume approach on unstructured meshes*. Comput. Methods Appl. Mech. Eng., 198(33):2520–2538, 2009.
- [41] Castro, M. J., J. A. García-Rodríguez, J. M. González-Vida y C. Parés: *A parallel 2D finite volume scheme for solving systems of balance laws with nonconservative products: Application to shallow flows*. Comput. Methods Appl. Mech. Eng., 195(19-22):2788–2815, 2006, ISSN 0045-7825.
- [42] Castro, M.J., J.A. García-Rodríguez, J.M. González-Vida, J. Macías, C. Parés y E. Vázquez-Cendón: *Numerical simulation of two-layer shallow water flows through channels with irregular geometry*. J. Comput. Physics, 195:202–235, 2004.
- [43] Castro, M.J., J.M. González-Vida, J. Macías, M.L. Muñoz, C. Parés, J.A. García-Rodríguez y E. Vázquez-Cendón: *Numerical simulation of internal tides in the Strait of Gibraltar*. Rev. R. Acad. Cien. Serie A. Mat., 96(3):321–340, 2002.
- [44] Castro, M.J. y J. Macías: *Modelo Matemático de las Corrientes Forzadas por el Viento en el Mar de Alborán*, volumen 5. Publicaciones del Grupo de Análisis Matemático Aplicado de la Universidad de Málaga, 1994. 350pp, ISBN:84-7496-252-8.

- [45] Castro, M.J., J. Macías y C. Parés: *A multilayer shallow water model. Applications to the modelling of the Alboran Sea and the Strait of Gibraltar*. En Díaz, J.I. (editor): *The Mathematics of Models for Climatology and Environment*, páginas 367–394, Heidelberg, Germany, 1996. NATO ASI Series I: Global Environmental Change, No.48, Springer Verlag.
- [46] Castro, M.J., J. Macías y C. Parés: *A Q-scheme for a class of systems of coupled conservation laws with source terms. Application to a two-layer 1-D shallow-water system*. *Math. Model. and Numer. An.*, 35(1):107–127, 2001a.
- [47] Castro, M.J., J. Macías y C. Parés: *An incomplete LU-based family of preconditioners for numerical resolution of a shallow water system using a duality method. Applications*. *Appl. Math. Lett.*, 14:651–656, 2001b.
- [48] Castro, M.J., J. Macías, C. Parés, J.A. García-Rodríguez y M.E. Vázquez-Cendón: *A two-layer finite volume model for flows through channels with irregular geometry: Computation of maximal exchange solutions. Application to the Strait of Gibraltar*. *Comm. in Nonlinear Sc. and Num. Simul.*, 9:241–249, 2004.
- [49] Castro-Díez, Y., M.J. Esteban-Parra, M. Staudt y S.R. Gámiz-Fortis: *Temperature and Precipitation Changes in Andalusia in the Iberian Peninsula and Northern Hemisphere context*. En A., Sousa, García Barrón L. y Jurado V. (editores): *El cambio climático en Andalucía: evolución y consecuencias medioambientales*, páginas 57–77, Sevilla, España, 2007. Consejería de Medio Ambiente (Junta de Andalucía).
- [50] Castro-Díez, Y., D. Pozo-Vázquez, F.S. Rodrigo y M. J. Esteban-Parra: *North Atlantic winter SLP anomalies based on the autumn ENSO state. NAO and winter temperature variability in southern Europe*, 29:10.1029/ 2001GL0 140421, 2002.
- [51] Catafau, E.: *Estructura sedimentaria y análisis litosísmico de la plataforma interna del sector de Vandellós (Tarragona)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, 1987.
- [52] Cattaneo, A., A. Correggiari, L. Langone y F. Trincardi: *The late-Holocene gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuations*. *Marine Geology*, 193:61–91, 2003.
- [53] Cattaneo, A., A. Correggiari, T. Marsset, Y. Thomas, B. Marsset y F. Trincardi: *Seafloor undulation pattern on the Adriatic shelf and comparison to deep-water sediment waves*. *Marine Geology*, 213(1-4):121–148, 2004.
- [54] Cattaneo, A., F. Trincardi, A. Asioli y A. Correggiari: *The Western Adriatic shelf cliniform: energy-limited bottomset*. *Continental Shelf Research*, 27:506–525, 2007.

- [55] Cattaneo, A., F. Trincardi y A. Correggiari: *Morphobathymetric analysis of sea-floor undulations on the Adriatic shelf: are they all sediment waves?* En Abstracts, Geophysical Research (editor): *EGU General Assembly*, volumen 5, página 9731, Marsella, 2003. European Geosciences Union.
- [56] Chappell, J., A. Chivas, E. Wallensky, H.A. Polach y P. Aharon: *Holocene palaeoenvironmental changes, central to north Great Barrier Reef inner zone*. *B.M.R. J. Aust. Geol. Geophys.*, 8:223–235, 1983.
- [57] Chappell, J., A. Chivas, E. Wallensky, H.A. Polach y P. Aharon: *Fluvià and Muga delta plain geomorphological features and evolution: Alt Empordà-Gulf of Roses*. *Thalassas*, 4:123–134, 1986.
- [58] Checa, A., J.I. Díaz, M. Farrán y A. Maldonado: *Sistemas deltaicos holocenos de los ríos Llobregat, Besós y Foix: modelos evolutivos transgresivos*. *Acta Geológica Hispánica*, 23:241–255, 1988.
- [59] Chiocci, F.L. y L. Orlando: *Lowstand terraces on Tyrrhenian Sea steep continental slopes*. *Marine Geology*, 134:127–143, 1996.
- [60] Chu, F. H., W. D. Pilkey y O. H. Pilkey: *An analytical study of turbidity current steady flow*. *Marine Geology*, 33(3-4):205–220, 1979.
- [61] Coleman, J.M. y L.D. Wright: *Modern river deltas: variability of processes and sand bodies*. En Broussard, M.L. (editor): *Deltas, Models for Explorations*, páginas 99–149. Houston Geological Society, 1975.
- [62] Collier, J. S. y C. J. Brown: *Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments*. *Marine Geology*, 214:431–449, 2005.
- [63] Comas, M.C., J.P. Platt, J.I. Soto y A.B. Watts: *The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from leg 161 results*. En Zahn, R., M.C. Comas y A. Klaus (editores): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, volumen 161, páginas 555–580, College Station, TX, 1999. Ocean Drilling Program.
- [64] Consejería de Medio Ambiente: *Medio Ambiente en Andalucía. Informe 2009*. página 528, Sevilla, 2001.
- [65] Consejería de Vivienda y Ordenación del Territorio: *Atlas de la Historia del territorio de Andalucía*. página 256. 2009.
- [66] Correggiari, A., A. Cattaneo y F. Trincardi: *The modern Po Delta system: Lobe switching and asymmetric prodelta growth*. *Marine Geology*, (222-223):49–74, 2005.

- [67] Correggiari, A., F. Trincardi, L. Langone y M. Roveri: *Styles of failure in Late Holocene highstand prodelta wedges on the Adriatic Shelf*. Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes, 71(2):218–236, 2001.
- [68] Cross, T. A. y M. A. Lessenger: *Seismic stratigraphy*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 16:319–354, 1988.
- [69] Dabrio, C. J., J. L. Goy y C. Zazo: *The record of the tsunami produced by the 1755 Lisbon earthquake in Valdelagrana spit (Gulf of Cadiz, southern Spain)*. GEOGACETA, 23:31–34, 1998.
- [70] Dabrio, C.J., C. Zazo, J.L. Goy, F.J. Sierro, F. Borja, J. Lario, J.A. González y J.A. Flores: *Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain)*. Marine Geology, 162:381–404, 2000.
- [71] Dansgaard, W., J.W.C. White y S.J. Johnson: *The abrupt termination of the Younger Dryas climate event*. Nature, 339:532–533, 1989.
- [72] Davis, K. S., N. C. Slowey, I. H. Stender, H. Fiedler, W. R. Bryant y G. Fechner: *Acoustic backscatter and sediment textural properties of inner shelf sands, northeastern Gulf of Mexico*. Geo-Marine Letters, 16:273–278, 1996.
- [73] De Baar, H.J.W., M.P. Bacon y P.G. Brewer: *Rare earth distributions with a positive Ce anomaly in the Western North Atlantic*. Nature, 301:324–327, 1983.
- [74] De Falco, G., R. Tonielli, G. Di Martino, S. Innangi, S.b Simeone y I. Michael Par-num: *Relationships between multibeam backscatter, sediment grain size and Posidonia oceanica seagrass distribution*. Continental Shelf Research, 30:1941–1950, 2010.
- [75] Derrotero: *Derrotero de Costas del Mediterráneo*. En *Talleres del Instituto Hidrográfico de la Marina.*, página 371, Cádiz, 1991. Instituto Hidrográfico de la Marina. Sección Náutica. Servicio de Publicaciones de la Armada.
- [76] Dias, J.M.A.: *Dinámica sedimentar e evolução recente da plataforma continental stentrional portuguesa*. Doutoramento Thesis, 1987.
- [77] Díaz, J.I.: *Margenes continentales y cuencas del Mar Mediterráneo Suroccidental: sedimentos y procesos sedimentarios*. Licenciatura, Consejo Superior de Investigaciones Científicas-Universidad de Zaragoza, 1984.
- [78] Díaz, J.I. y G. Ercilla: *AAPG Search and Discovery Article #91003©1990*. En *AAPG Annual Convention*, San Francisco, California, 1990. European Science Foundation.
- [79] Díaz, J.I. y G. Ercilla: *Holocene depositional history of the Fluviá-Muga prodelta, northwestern Mediterranean Sea*. Marine Geology, 111:83–92, 1993.

- [80] Díaz, J.I., A. Palanques, C.H. Nelson y J. Guillén: *Morpho-structure and sedimentology of the Holocene Ebro prodelta mud belt (northwestern Mediterranean Sea)*. Continental Shelf Research, 16:435–456, 1996.
- [81] Díaz del Río, V.: *Morfología, formaciones superficiales y evolución reciente del margen continental en la región de Cabo de Palos (entre el Cabo Tiñoso y el Cabo Cervera), SE de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 1989.
- [82] Díaz del Río, V. y L. Somoza: *Geomorfología de los fondos marinos españoles*. En Gutiérrez, M.C. (editor): *Geomorfología de España*, páginas 471–493. Ed. Rueda, Madrid, 1996.
- [83] Didon, J., M. Durand-Delga y J. Kornprobst: *Homologies géologiques entre les deux rives du Déroit de Gibraltar*. Bulletin de la Société Géologique de France, 15:77–104, 1973.
- [84] Dietrich, W.E.: *Settling velocities of natural particles*. Water Resources Research, 18(6):1615–1626, 1982.
- [85] Diputación de Granada: *Atlas temático de la provincia de Granada*. página 315. 2003.
- [86] Donoghe, J.F.: *Late Wisconsinan and Holocene depositional history, northeastern Gulf of Mexico*. Marine Geology, 112:185–205, 1993.
- [87] Driscoll, N.W. y G.D. Karner: *Three-dimensional quantitative modelling of clinof orm development*. Marine Geology, 154:383–398, 1999.
- [88] Duchesne, M.J., B.F. Long, R. Urgeles y J. Locat: *New evidence of slope instability in the Outardes Bay delta area Quebec, Canada*. Geo-Marine Letters, 22:233–242, 2003.
- [89] Dunbar, G. B. y P. J. Barrett: *Estimating palaeobathymetry of wave-graded continental shelves from sediment texture*. Sedimentology, 52:253–269, 2005.
- [90] Duplessy, J.C., G. Delibrias, J.L. Turon, C. Pujol y J. Duprat: *Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 35:121–144, 1981.
- [91] Durand-Delga, M. y A. Foucault: *A Dorsale Bétique nouvel element paleogeographique et structural des Cordillères Bétiques, au bord Sud de la Sierra Arana (prov. Granada)*. Bull. Soc. Geol. France, 9:223–228, 1967.
- [92] Edwards, B. D.: *Variations in sediment texture on the northern Monterey Bay National Marine Sanctuary continental shelf*. Marine Geology, 181:83–100, 2002.

- [93] Egeler, C.G.: *On tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain)*. Geol. Rund., 53:260–269, 1964.
- [94] Eittreim, S.L., R.J. Anima y A.J. Stevenson: *Seafloor geology of the Monterey Bay area continental shelf*. Marine Geology, 181:3–34, 2002.
- [95] Elliott, T.: *Deltas*. En Reading, H. (editor): *Sedimentary environments and facies*, volumen 5, páginas 113–154, Oxford, 2003. Blackwell.
- [96] Ercilla, G., B. Alonso y J. Baraza: *Post-Calabrian sequence stratigraphy of the northwestern Alboran Sea (southwestern Mediterranean)*. Marine Geology, 120:249–265, 1994.
- [97] Ercilla, G., D. Casas, L. Somoza, J.T. Vázquez, J. Iglesias, S. García-Gil, T. Medialdea, R. León, F. Estrada, ERGAP Project y Cruise Teams: *Cartografiando la dinámica sedimentaria de la región del Banco de Galicia*. En *6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico MIA09*, páginas 201–204. Oviedo, 2009.
- [98] Ercilla, G., J.I. Díaz, B. Alonso y M. Farrán: *Late Pleistocene-Holocene sedimentary evolution of the northern Catalonia continental shelf (northwestern Mediterranean Sea)*. Continental Shelf Research, 15(11/12):1435–1451, 1995.
- [99] Ercilla, G., F. Estrada, D. Casas, R. Duràn, M. Nuez, B. Alonso y M. Farrán: *The El Masnou infralittoral sedimentary environment (Barcelona province, NW Mediterranean Sea): morphology and Holocene seismic stratigraphy*. Scientia Marina, 74(1):179–196, 2010.
- [100] Esteban-Parra, M. J., F. S. Rodrigo y Y. Castro-Díez: *Spatial and Temporal Patterns of Precipitation in Spain over the Period 1880-1992*. International Journal of Climatology, 18:1557–1574, 1998.
- [101] Fairbanks, R.G.: *A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation*. Nature, 342, 1989.
- [102] Fairbridge, R.W.: *Eustatic changes in sea level*. Physics and Chemistry of the Earth, 4:99–185, 1961.
- [103] Fernández Luque, R. y R. Van Beek: *Erosion and transport of bed-load sediment*. Journal of Hydraulic Research, 14:127–144, Abril 1976, ISSN 0022-1686, 1814-2079.
- [104] Fernández, J.M. y E. Ortega: *Initial analysis of some measurement taken in the Gulf of Cádiz during ¿Dónde va? project*. En *Preliminary results of Donde va meeting*, volumen 24, páginas 11–24. 1984.

- [105] Fernández-Salas, L. M., C. J. Dabrio, J. L. Goy, V. Díaz del Río, C. Zazo, F. J. Lobo, J. L. Sanz y J. Lario: *Land-sea correlation between Late Holocene coastal and infralittoral deposits in the SE Iberian Peninsula (Western Mediterranean)*. *Geomorphology*, 104(1-2):4–11, 2009.
- [106] Fernández-Salas, L. M., F. J. Lobo, J. L. Sanz, V. Díaz-del Río, M. C. García y I. Moreno: *Morphometric analysis and genetic implications of pro-deltaic sea-floor undulations in the northern Alboran Sea margin, western Mediterranean Basin*. *Marine Geology*, 243(1-4):31–56, 2007.
- [107] Fernández-Salas, L.M.: *Estructuración sedimentaria de los depósitos de alto nivel holocenos en la plataforma septentrional del Mar de Alborán*. Tesina de Licenciatura, Universidad de Cádiz, 1996.
- [108] Fernández-Salas, L.M.: *Los depósitos del Holoceno Superior en la plataforma continental del sur de la Península Ibérica: caracterización morfológica y estratigráfica*. Tesis doctoral, Universidad de Cádiz, 2008.
- [109] Fernández-Salas, L.M., F. Lobo, F.J. Hernández-Molina, L. Somoza, J. Rodero, V. Díaz del Río y A. Maldonado: *High-resolution architecture of late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain: the imprint of high-frequency climatic and relative sea-level changes*. *Continental Shelf Research*, 23:1037–1054, 2003.
- [110] Fernández-Salas, L.M., F.J. Lobo, F.J. Hernández-Molina, V. Díaz del Río y L. Somoza: *Modelo estratigráfico secuencial de muy alta resolución de los depósitos del alto nivel del mar del Holoceno Superior en el sur de la Península Ibérica*. *GeoTemas*, 10:523–526, 2008.
- [111] Ferrer, M., L.I. González de Vallejo, J.C. García López-Davalillo, J.A. Rodríguez, H. Estévez y M. Trimboli: *Pérdidas por terremotos e inundaciones en España durante el periodo 1987-2001 y su estimación para los próximos 30 años (2004-2033)*. página 126. Madrid, 2004.
- [112] Ferrini, V.L. y R.D. Flood: *he effects of fine-scale surface roughness and grain size on 300 kHz multibeam backscatter intensity in sandy marine sedimentary environments*. *Marine Geology*, 228(1-4):153–172, 2006.
- [113] Field, M. E. y P.S. Roy: *Offshore transport and sand-body formation: evidence from a steep, high-energy shoreface, southeastern Australia*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(4):1292–1302, 1984.
- [114] Fildani, A., W.R. Normark, S. Kostic y G. Parker: *Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey east channel and their relation to sediment waves*. *Sedimentology*, 55:1265–1287, 2006.

- [115] Fofonoff, P. y R. C. Millard Jr: *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. Unesco Technical Papers in Marine Sciences, 44:53, 1983.
- [116] Folk, R.L.: *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Journal of Geology, 62(4):344–359, 1954.
- [117] Folk, R.L.: *Petrology of sedimentary rocks*, volumen 170. Hemphills, Austin Tex, 1974.
- [118] Folk, R.L. y W.C. Ward: *Brazos River bar: A study of significance of grain size parameters*. Journal of Sedimentary Petrology, 27:3–26, 1957.
- [119] Font, J.: *The path of the levantine intermediate water of the Alboran Sea*. Deep Sea Research. Part A, Oceanographic Research Papers, 34(10):1745–1755, 1987.
- [120] Font Tullot, I.: *Historia del clima de España. Cambios climáticos y sus causas*. página 297. Instituto Nacional de Meteorología.
- [121] Force, United States Air: *Vuelo aéreo en B/N a escala 1/33.000. Formato digital*. 2003.
- [122] Frazier, D.E.: *Recent deltaic deposits of the Mississippi delta: Their development and chronology*. Trans. Gulf-Coast Assoc. Geol. Socs., 17:287–315, 1967.
- [123] Friedrichs, C.T. y L.D. Wright: *Gravity-driven sediment transport on the continental shelf: Implications for equilibrium profiles near river mouths*. Coastal Engineering, 51:795–811, 2004.
- [124] Fumanal, M.P., F.J. Hernández-Molina, J. Rey, A. Blázquez y L. Somoza: *Evolución morfosedimentaria de la plataforma continental y el dominio costero entre Villajoyosa y el Cabo de Santa Pola (Alicante) durante el Cuaternario terminal*. En Alexandre, T. y A. Pérez-González (editores): *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario.*, páginas 27–42. Centro de Ciencias Medioambientales, Madrid, 1995.
- [125] Fundación Caja de Granada (editor): *100 imágenes para despedir un siglo*. VV.AA, Granada, 2001.
- [126] Gallignani, P.: *Recent sedimentation processes on the Calabrian continental shelf and slope (Tyrrenian Sea, Italy)*. Oceanol. Acta, 5:493–500, 1982.
- [127] Galloway, W.E.: *Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional system*. En Broussard, M.L. (editor): *Deltas. Model for exploration*, páginas 87–98. Houston Geological Society, 1975.
- [128] Galloway, W.E.: *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 73:125–142, 1989.

- [129] García, M. y G. Parker: *Experiments on the entrainment of sediment into suspension by a dense bottom current*. Journal of Geophysical Research, 98(C3):4793–4808, 1993.
- [130] García, M.H.: *Hydraulic Jumps in Sediment-Driven Bottom Currents*. Journal of Hydraulic Engineering, 119(10):1094–1117, 1993.
- [131] García-Lafuente, J.M.: *Variabilidad del nivel del mar en el Estrecho de Gibraltar. Mareas y oscilaciones residuales*. Tesis de Doctorado, Universidad de Málaga, 1986.
- [132] Gerber, T. P., L. F. Pratson, M. A. Wolinsky, R. Steel, J. Mohr, J. B. Swenson y C. Paola: *Clinofom progradation by turbidity currents: Modeling and experiments*. Journal of Sedimentary Research, 78(3):220–238, 2008.
- [133] Gilbert, G.K.: *The topographic features of lake shores*. Geol. Surv. Rep., 5:75–123, 1885.
- [134] Goff, J. A., B. J. Kraft, L. A. Mayer, S. G. Schock, C. K. Sommerfield, H. C. Olson, S. P. S. Gulick y S. Nordfjord: *Seabed characterization on the New Jersey middle and outer shelf: Correlatability and spatial variability of seafloor sediment properties*. Marine Geology, 209:147–172, 2004.
- [135] Goff, J. A., H. C. Olson y C. S. Duncan: *Correlation of side scan backscatter intensity with grain size distribution of shelf sediments, New Jersey margin*. Geo-Marine Letters, 20:43–49, 2000.
- [136] Goff, J.A., D. Orange, L.A. Mayer y J.E. Hughes Clarke: *Detailed investigation of continental shelf morphology using a high-resolution swath sonar survey: the Eel margin, northern California*. Marine Geology, 154:255–269, 1999.
- [137] Got, A., C. Bouyé y L. Mirabile: *L'analyse lithosismique, une méthode de la sédimentologie*. Oceanologica Acta, 10:1, 1990.
- [138] Goy, J.L., C. Zazo y C.J. Dabrio: *A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean)*. Geomorphology, 50:251–268, 2003.
- [139] Goy, J.L., C. Zazo, C.J. Dabrio y C. Hillaire-Marcel: *Evolution des systemes de lagoons-iles barriere du Tyrrhenien a l'actualite a Campo de Dalías (Almeria, Espagne)*. En cooperación, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en (editor): *Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passe-present-futur*, páginas 169–171, Dakar, 1986. INQUA-ASEQUA Int. Symp.
- [140] Grass, A.J.: *Sediment transport by waves and currents*. SERC London Cent. Mar. Technol, Report No. FL29, 1981.

- [141] Griffin, J. D., M. A. Hemer y B. G. Jones: *Mobility of sediment grain size distributions on a wave dominated continental shelf, southeastern Australia*. Marine Geology, 252:13–23, 2008.
- [142] Gromet, L.P., R.F. Dymek, L.A. Haskin y R.L. Korotev: *The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48:2469–2482, 1984.
- [143] Gutiérrez-Mas, J.M., F.J. Hernández-Molina y F. López-Aguayo: *Evolución de la dinámica sedimentaria reciente en la plataforma continental septentrional del Golfo de Cádiz*. Geogaceta, 14:32–35, 1993.
- [144] Gutiérrez-Más, J.M., F.J. Hernández-Molina y F. López-Aguayo: *Holocene sedimentary dynamics on the Iberian continental shelf of the Gulf of Cádiz (SW Spain)*. Continental Shelf Research, 16(13):1635–1653, 1996.
- [145] Hardage, B.A.: *Seismic Stratigraphy*. En Helbig, K. y S. Treitel (editores): *Handbook of Geophysical Exploration, section I: Seismic Exploration*, página 432. Geophysical Press, 1987.
- [146] Hart, B.: *Delta Front Estuaries*. En Perillo, G.M.E. (editor): *Developments in Sedimentology*, páginas 207–226. Elsevier, 1995.
- [147] Hasiotis, T., M. Charalampakis, A. Stefatos, G. Papatheodorou y G. Ferentinos: *Fan delta development and processes offshore a seasonal river in a seismically active region, NW Gulf of Corinth*. Geo-Marine Letters, 26(4):199–211, 2006.
- [148] Hernández-Molina, F. J., L.M. Fernández-Salas, F. Lobo, L. Somoza, V. Díaz-del Río y J. M. Alveirinho Dias: *The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments*. Geo-Marine Letters, 20:109–117, 2000.
- [149] Hernández-Molina, F.J., L.M. Fernández-Salas, F. Lobo, L. Somoza, V. Díaz del Río y J. M. Alveirinho Dias: *The infralittoral wedge: A new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments*. Geo-Marine Lett, 20:109–117, 2000.
- [150] Hernández-Molina, F.J., F.J. Gracia, L. Somoza y J. Rey: *Geomorfología submarina de la plataforma y talud continental del margen noroccidental del Mar de Alborán*. En Anaéz, J., J.M. García Ruíz y A. Gómez Villar (editores): *Geomorfología de España*, páginas 391–404. Sociedad Española de Geomorfología, Logroño, 1994.
- [151] Hernández-Molina, F.J. y J. Rey: *Siliciclastic surficial sediment types distribution on the northwest Alboran Sea continental shelf and sedimentary processes associated*. En *2nd International Conference on the Geology of Siliciclastic Shelf Seas*, páginas 75–76, Gent (Bélgica), 1994.

- [152] Hernández-Molina, F.J., L. Somoza y J. Rey: *Late Pleistocene-Holocene high-resolution sequence analysis on the Alboran Sea continental shelf*. En De Batist, M. y P. Jacobs (editores): *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*, volumen 117, páginas 139–154. Geological Society Special Publication, 1996.
- [153] Hernández-Molina, F.J., L. Somoza, J. Rey y L. Pomar: *Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy*. *Marine Geology*, 120:129–174, 1994.
- [154] Hernández-Molina, F.J., L. Somoza, J.T. Vázquez, F. Lobo, M.C. Fernández-Puga, E. Llave y V. Díaz del Río: *Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and paleoceanographic changes*. *Quaternary International*, 92:5–23, 2002.
- [155] Hernández-Molina, F.J., L. Somoza, J.T. Vázquez y J. Rey: *Estructuración de los prismas litorales del Cabo de Gata: respuesta a los cambios climático-eustáticos holocenos*. *Geogaceta*, 18:79–82, 1995.
- [156] Hernández-Molina, F.J., J.T. Vázquez, L. Somoza y J. Rey: *Estructuración sedimentaria de los cuerpos deltaicos Holocenos del margen septentrional del Mar de Alborán*. *Geogaceta*, 14:40–45, 1993.
- [157] Hoffman, G.: *Holozanstratigraphie und Küstenlinienverlagerung an der Andalusischen mittelmeeerküste*. Tesis de Doctorado, University of Bremen, 1987.
- [158] Hoffman, G.: *Holozanstratigraphie und Küstenlinieverlagerung an der andalusischen mittelmerrküste*. Dissertation and Fachbereich Thesis, Universität Bremen, 1988.
- [159] Hoffmann, G.: *Estratigrafía Holocénica da linha da costa nos vales dos rios Sizandro (Portugal) e Guadiana (Portugal e Espanha)*. *Revista de Geologia aplicada e do ambiente*, III:137–143, 1989.
- [160] Hori, K., Y. Saito, Q. Zhao y P. Wang: *Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) River delta, China*. *Sedimentary Geology*, 146:249–264, 2002.
- [161] Hori, K., Y. Saito, Q. Zhao y P. Wang: *Evolution of the coastal depositional systems of the Changjiang (Yangtze) River in response to late Pleistocene-Holocene sea-level changes*. *Journal of sedimentary Research*, 72(6):884–897, 2002.
- [162] Imran, J. y J.P.M. Syvitski: *Impact of extreme river events on the coastal ocean*. *Oceanography*, 13:85–92, 2000.

- [163] IPCC: *Climate Change 2007: The Scientific Basis. Contribution of Working Groups I, II and to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. En Pachauri, R.K. y A. Reisinger (editores): *El cambio climático en Andalucía: evolución y consecuencias medioambientales*, página 104, Ginebra, Suiza, 2007. IPCC.
- [164] Jabaloy, A., F.J. Lobo, A. Azor, P. Bárcenas, L.M. Fernández-Salas, V. Díaz del Río y J.V. Pérez-Peña: *Human-driven coastline changes in the Adra River deltaic system, southeast Spain*. *Geomorphology*, 119:9–22, 2010.
- [165] Jabaloy, A., F.J. Lobo, P. Bárcenas, A. Azor, L.M. Fernández-Salas y V. Díaz del Río: *Evolución reciente del delta del Río Adra (SE España)*. *Geo-Temas*, 10:744–746, 2008.
- [166] Jabaloy-Sánchez, A.: *Evolución de la desembocadura del Río Adra (Almería)*. I Congreso Geológico de España, Abstract, 1:523–534, 1984.
- [167] Janopaul, M.M. y A.S. Frisch: *CODAR measurements of surface currents in the northwest Alboran Sea during the Donde Va experiment*. *Annales de Geophysique*, 2:443–448, 1984.
- [168] Junta de Andalucía: *Ortofotografía digital de Andalucía*. En Junta de Andalucía (editor): *Vuelo fotogramétrico 1:60.000 color (1998-1999)*, 2003.
- [169] Kelling, G. y D.J. Stanley: *Sedimentary evidence of bottom current activity, Strait of Gibraltar region*. *Marine Geology*, 13:M51–M60, 1972.
- [170] Kenyon, P.M. y D.L. Turcotte: *Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport*. *Geological Society of America Bulletin*, 96:1457–1465, 1985.
- [171] Khan, S.M., J. Imran, S. Bradford y J.P.M. Syvitski: *Numerical modeling of hyperpycnal plume*. *Marine Geology*, 223(1):193–211, 2005.
- [172] Kostaschuk, R.A. y S.B. McCann: *Subaqueous morphology and slope processes in a fjord delta, Bella Coola, British Columbia*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24:52–59, 1987.
- [173] Kostylev, V. E., B. J. Todd, G. B. J. Fader, R. C. Courtney, G. D. M. Cameron y R. A. Pickrill: *Benthic habitat mapping on the Scotian Shelf based on multibeam bathymetry, surficial geology and seafloor photographs*. *Marine Ecology Progress Series*, 219:121–137, 2001.
- [174] Krumbein, W.C.: *Size frequency distributions of sediments*. *Journal Sedimentary Petrology*, 4:65–77, 1936.
- [175] Kubo, Y. y T. Nakajima: *Laboratory experiments and numerical simulation of sediment-wave formation by turbidity currents*. *Marine Geology*, 192:105–121, 2002.

- [176] Kubo, Y., W. Soh, H. Machiyama y H. Tokuyama: *Bedforms produced by the Kuroshio Current passing over the northern Izu Ridge*. *Geo-Marine Letters*, 24:1–7, 2004.
- [177] Kuehl, S.A., M.A. Allison, S.L. Goodbred y H. Kudrass: *The Ganges-Brahmaputra Delta*. En Giosan, L. y J.P. Bhattacharya (editores): *River Deltas-Concepts, Models, and Examples*, páginas 413–434. *SEPM Spec. Publ.* 83, 2005.
- [178] Kuehl, S.A., B.M. Levy, W.S. Moore y M.A. Allison: *Subaqueous delta of the Ganges-Brahmaputra river system*. *Marine Geology*, 144:81–96, 1997.
- [179] Lario, J.: *Último y presente interglacial en el área de conexión atlántico-mediterráneo: Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, 1996.
- [180] Lario, J., C. Zazo, C.J. Dabrio, L. Somoza, J.L. Goy, T. Bardají y P.G. Silva: *Record of recent Holocene sediment input on spit bars and deltas of south Spain*. En Research, *Journal of Coastal* (editor): *Holocene Cycles: Climate, Sea Levels and Sedimentation*, volumen 17, páginas 241–245. 1995.
- [181] Lathrop, R. G., M. Cole, N. Senyk y B. Butman: *Seafloor habitat mapping of the New York Bight incorporating sidescan sonar data*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 68:221–230, 2006.
- [182] Lee, H.J., J.P.M: Syvitski, G. Parker, D. Orange, J. Locat, E.W.H. Hutton y J. Imran: *Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the Humbolt slide, and modelling results*. *Marine Geology*, (192):79–104, 2002.
- [183] Lemings, P.B. y J.P. Grotzinger: *STRATA: Freeware for Solving Classic Stratigraphic Problems*. *GSA Today*, 6:1–7, 1996.
- [184] Lindsay, J.F., D.B. Prior y J.M. Coleman: *Distributary-mouth bar development and role of submarine landslides in delta growth, South Pass, Mississippi Delta*. *AAPG Bulletin*, 68(11):1732–1743, 1984.
- [185] Liqueste, C.: *La plataforma continental de Barcelona: Análisis source to sink e impactos antropogénicos*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 2005.
- [186] Liqueste, C., P. Arnau, M. Canals y S. Colas: *Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: A source to sink approach*. *Marine Geology*, (222-223):471–495, 2005.
- [187] Liu, J., Y. Saito, H. Wang, L. Zhou y Z. Yang: *Stratigraphic development during the Late Pleistocene and Holocene offshore of the Yellow River delta, Bohai Sea*. *Journal Asian Earth Science*, 36:318–331, 2009.

- [188] Liu, J. P., C. S. Liu, K. H. Xu, J. D. Milliman, J. K. Chiu, S. J. Kao y S. W. Lin: *Flux and fate of small mountainous rivers derived sediments into the Taiwan Strait*. Marine Geology, 256(1-4):65–76, 2008.
- [189] Liu, J.P., A.C. Li, K.H. Xu, D.M. Velozzi, Z.S. Yang, J.D. Milliman y D.J. DeMaster: *Sedimentary features of the Yangtze River-derived along-shelf clinof orm deposit in the East China Sea*. Continental Shelf Research, 26:2141–2156, 2006.
- [190] Liu, J.P., J.D. Milliman y S. Gao: *The Shandong mud wedge and post-glacial sediment accumulation in the Yellow Sea*. Geo-Marine Letters, 21:212–218, 2002.
- [191] Liu, J.P., J.D. Milliman, S. Gao y P. Cheng: *Holocene development of the Yellow River 's subaqueous delta, North Yellow Sea*. Marine Geology, 209:45–67, 2004.
- [192] Lo Iacono, C., E. Grácia, S. Diez, G. Bozzano, X. Moreno, J. Dañobeitia y B. Alonso: *Seafloor characterization and backscatter variability of the Almería Margin (Alboran Sea, SW Mediterranean) based on high-resolution acoustic data*. Marine Geology, 250(1-2):1–18, 2008.
- [193] Lobo, F. J., L. M. Fernández-Salas, I. Moreno, J. L. Sanz y A. Maldonado: *The sea-floor morphology of a Mediterranean shelf fed by small rivers, northern Alboran Sea margin*. Continental Shelf Research, 26(20):2607–2628, 2006.
- [194] Lobo, F. J., L.M. Fernández-Salas, G. Ercilla, B. Alonso, M. García, C. Escutia, A. Maldonado y M. Gómez: *Plio-Quaternary development of small-scale submarine valleys in the northern margin of the Alboran Sea in relation with the sea-level changes*. En Kneller, B., B. McCaffrey, O.J. Martinsen y H. Posamentier (editores): *External controls on deep water depositional systems: climate, sea-level and sediment flux*, páginas 100–101, London, 2006. SEPM/Geological Society of London.
- [195] Lobo, F. J., L.M. Fernández-Salas, F.J. Hernández-Molina, R. González, J. M. A. Dias, V. Díaz del Río y L. Somoza: *Holocene highstand deposits in the Gulf of Cadiz, SW Iberian Peninsula: A high-resolution record of hierarchical environmental changes*. Marine Geology, 219:109–131, 2005.
- [196] Lobo, F. J., F.J. Hernández-Molina, L. Somoza, V. Díaz del Río y J. M. A. Dias: *Stratigraphic evidence of an upper Pleistocene TST to HST complex on the Gulf of Cádiz continental shelf (south-west Iberian Peninsula)*. Geo-Marine Letters, 22:95–107, 2002.
- [197] Lobo, F. J., A. Maldonado, F. J. Hernández-Molina, L. M. Fernández-Salas, G. Ercilla y B. Alonso: *Growth patterns of a proximal terrigenous margin offshore the Guadalfeo River, northern Alboran Sea (SW Mediterranean Sea): Glacio-eustatic control and disturbing tectonic factors*. Marine geophysical Research, 29(3):195–216, 2008.

- [198] Lobo, F.J.: *Estructuración y evolución morfosedimentaria de un sector del margen continental septentrional del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario Terminal*. Tesis de licenciatura, Universidad de Cádiz, Puerto Real, Cádiz, 1995.
- [199] Lobo, F.J.: *Estratigrafía de alta resolución y cambios del nivel del mar durante el Cuaternario del margen continental del Golfo de Cádiz (S de Iberia) y de Roussillon (S de Francia). Estudio comparativo*. Tesis doctoral, Universidad de Cádiz, Puerto Real, Cádiz, 2000.
- [200] Lobo, F.J.: *Sequence stratigraphy as a tool for a water resources management in alluvial coastal aquifers: application to the Llobregat delta (Barcelona, Spain)*. Tesis doctoral, Univ. Politècnica de Catalunya, 2007.
- [201] Lobo, F.J., F.J. Hernández-Molina, L. Somoza y V. Díaz del Río: *The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Sapin)*. *Marine Geology*, 178:171–195, 2001.
- [202] Lobo, F.J., R. Sánchez, R. González, J.M.A. Dias, F.J. Hernández-Molina, L.M. Fernández-Salas, V. Díaz del Río y I. Mendes: *Contrasting styles of the Holocene highstand sedimentation and sediment dispersal systems in the northern shelf of the Gulf of Cadiz*. *Continental Shelf Research*, 24:461–482, 2004.
- [203] Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng y D. R. Johnson: *World Ocean Atlas 2009*. En Levitus, S. (editor): *NOAA Atlas NESDIS 69*, volumen 1: Temperature, página 184, Washington, D.C., 2010. U.S. Government Printing Office.
- [204] Longhitano, S. y A. Colella: *Geomorphology, sedimentology and recent evolution of the anthropogenically modified Simeto River delta system (eastern Sicily, Italy)*. *Sedimentary Geology*, 194:195–221, 2007.
- [205] Loring, D.H.: *Lithium - A new approach for the granulometrical normalization of trace metal data*. *Marine Chemistry*, 29:156–168, 1990.
- [206] Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier y O. Francis: *Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004*. *Ocean Dynamics*, 56:394–415, 2006.
- [207] Lykousis, V., A.P. Karageorgis y G.T. Chronis: *Delta progradation and sediment fluxes since the last glacial in the Thermaikos Gulf and the Sporades Basin, NW Aegean Sea, Greece*. *Marine Geology*, 223(1):381–397, 2005.
- [208] Lykousis, V., G. Roussakis y D. Sakellariou: *Slope failures and stability analysis of shallow water prodeltas in the active margins of Western Greece, northeastern Mediterranean Sea*. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 98:807–822, 2009.

- [209] Lykousis, V., D. Sakellariou y G. Roussakis: *Prodelta slope stability and associated coastal hazards in tectonically active margins: Gulf of Corinth (NE Mediterranean)*. En Locat, J. y J. Mienert (editores): *Submarine mass movements and their consequences. 1st International Symposium*, páginas 433–440. Kluwer Academic Publishers, 2003.
- [210] López-Galindo, A., J. Rodero y A. Maldonado: *Surface facies and sediment dispersal patterns: southeastern Gulf of Cadiz, Spanish continental margin*. *Marine Geology*, 155:83–98, 1999.
- [211] Macías, J.: *Ecuaciones de St. Venant: Obtención de un Modelo Bidimensional de Corrientes Forzadas por el Viento en el Mar de Alborán*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Málaga, 1992.
- [212] Macías, J.: *Modelling the dynamics of the Alboran Sea*. *Annales Geophysicae*, 12, Part II. Oceans, Atmosphere, Hydrology & Nonlinear Geophysics:C240, 1994a.
- [213] Macías, J.: *Simulación Numérica en Oceanografía: Estudio y Desarrollo de un Modelo de Aguas Poco Profundas y de un Modelo Acoplado Híbrido de Océano-Atmósfera*. *Aplicaciones*, volumen 9. Publicaciones del Grupo de Análisis Matemático Aplicado de la Universidad de Málaga, 1999. 337pp, ISBN:84-930809-0-X.
- [214] Macías, J.: *A Finite Element Shallow-Water Multilayer Model. Application to the Simulation of the Alboran Sea*, volumen 10. Publicaciones del Grupo de Análisis Matemático Aplicado de la Universidad de Málaga, 2000. 155pp, ISBN:84-930809-1-8.
- [215] Macías, J., M.J. Castro y C. Parés: *Numerical modelling of water mass exchanges through the Strait of Gibraltar*. *Revista GAIA*, Universidad de Lisboa, 9:35–38, 1994. ISSN: 0871-5424.
- [216] Macías, J., L.M. Fernández-Salas, J. M. González-Vida, J.T. Vázquez, M.J. Castro, P. Bárcenas, V. Díaz del Río, T. Morales, M. de la Asunción y C. Parés: *Deslizamientos Submarinos y Tsunamis en el Mar de Alborán. Un Ejemplo de Modelización Numérica*, volumen 7 de *GeoTemas*. Instituto Español de Oceanografía, 2012.
- [217] Macías, J., C. Parés y M.J. Castro: *Improvement and generalization of a finite element shallow-water solver to multilayer systems*. *Int. J. Numer. Meth. Fluids*, 31:1037–1059, 1999.
- [218] Macías, J., C. Parés y M.J. Castro: *Numerical simulation in Oceanography. Applications to the Alboran Sea and the Strait of Gibraltar*. En Díaz, J.I. (editor): *Ocean Circulation and Pollution Control*, páginas 75–98. Springer-Verlag, 2004.

- [219] Maillet, G.M., C. Vella, S. Bernéc, P.L. Friendd, C.L. Amosd, T.J. Fleurya y A. Normandc: *Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France)*. *Marine Geology*, 234:159–177, 2006.
- [220] Maldonado, A.: *La plataforma continental del litoral español*. *Ingeniería del Agua*, 2:31–54, 1995.
- [221] Maldonado, A.: *El delta del Guadalfeo*. En *Mar*, Asociación de Estudios del (editor): *XVII Semana de Estudio del Mar*, páginas 188–213. 2009.
- [222] Maldonado, A. y C. H. Nelson: *Cenozoic seismic stratigraphy of the Gulf of Cadiz in the framework of the SW Mediterranean evolution: interaction of tectonism and bottom currents*. En *XXXIst Congress and plenary Assembly of I.C.S.E.M.*, Atenas, 1988.
- [223] Malvárez, G., J. Lario, C. Zazo, J.L. Goy y L. Luque: *Geomorfología litoral y cárstica en la Penibética malagueña. Primera parte: Evolución de la costa de Málaga durante el Pleistoceno superior y Holoceno y Morfodinámica actual de los sistemas litorales*. En Gómez Ortiz, A., F. Salvador Franch, L. Schulte y A. GarcíaÑavarro (editores): *Itinerarios geomorfológicos por Andalucía Oriental*, páginas 9–28. Publicacions de la Universitat de Barcelona, Barcelona, 1998.
- [224] Marqués, M.A. y A. Juliá: *Fluvià and Muga delta plain: Geomorphological features and evolution (Empordà-Gulf of Roses)*. En Marqués, M.A. (editor): *Symposium on Mans Impact on Coastal Environment*, páginas 7–30. IGU Commission on the Coastal Environment, 1983.
- [225] Marsset, T., B. Marsset, Y. Thomas, A. Cattaneo, E. Thereau, F. Trincardi y P. Cochonat: *Analysis of Holocene sedimentary features on the Adriatic shelf from 3D very high resolution seismic data (Triad survey)*. *Marine Geology*, 213:73–89, 2004.
- [226] Masuda, F. y Y. Iwabuchi: *High-accuracy synchronism for seismic reflectors and ^{14}C ages: Holocene prodelta succession of the Kiso River, central Japan*. *Marine Geology*, 199:7–12, 2003.
- [227] Matthai, H.F.: *Floods*. En Wolman, M.G. y H.C. Riggs (editores): *The Geology of North America*, volumen 0-1, Surface Water Hydrology, páginas 97–120, Boulder, Colorado, 2003. Geological Society of America.
- [228] McCave, I.N.: *Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas*. En Swift, D.J.P., D.B. Duaney y O.H. Pilkey (editores): *Shelf sediment transport: process and pattern*, páginas 225–248, New York, 1972. Nostrand Reinhold.

- [229] McLennan, S.M.: *Rare earth elements in sedimentary rock: Influence of provenance and sedimentary processes*. En Lipin, B.R. y G.A. Mckay (editores): *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, páginas 169–200, 1989.
- [230] McManus, J.: *Deltaic responses to changes in river regimes*. *Marine Chemistry*, 79:155–170, 2002.
- [231] Mcpherson, J.G.L., G. Shanmugan y R.J. Moiola: *Fan deltas and braid deltas; varieties of coarse-grained deltas*. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 99:331–340, 1987.
- [232] Medialdea, J., E. Catafau, J.I. Díaz, T. Medialdea, C. San Gil, J.T. Vázquez y J. Wandossell: *Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes, Hojas nº 79 y 79E (Murcia) y Memoria*. Informe técnico, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, 1990.
- [233] Medialdea, T., L. Somoza, R. León, M. Farrán, G. Ercilla, A. Maestro, D. Casas, E. Llave, F. J. Hernández-Molina, M. C. Fernández-Puga y B. Alonso: *Multibeam backscatter as a tool for sea-floor characterization and identification of oil spills in the Galicia Bank*. *Marine Geology*, 249(1-2):93–107, 2008.
- [234] Mendes, I., J.A. Dias, Ó. Ferreira, J. Schönfeld, F. J. Lobo, F. Rosa, L.M. Fernández-Salas, N. López-González y P. Bárcenas: *Palaeoenvironmental evolution of shelf deposits with contrasting fluvial origins*. En *The Micropalaeontological Society Foraminifera and Nannofossil Groups, Joint Meeting 2012*, página 30, University of Edinburg, Scotland, 2012.
- [235] Meyer-Peter, E. y R. Müller: *Formulas for bed-load transport*. En *2nd meeting IAHSR, Stockholm, Sweden*, páginas 1–26, 1948.
- [236] Michels, K., H.R. Kudra, C. Hubscher, A. Suckow y M. Wiedicke: *Evolution of the coastal depositional systems of the Changjiang (Yangtze) River in response to late Pleistocene-Holocene sea-level changes*. *Marine Geology*, 149:133–154, 1998.
- [237] Milliman, J.D. y J.P.M. Syvitski: *Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers*. *The Journal of Geology*, 100:525–544, 1992.
- [238] Millot, C.: *Circulation in the Western Mediterranean Sea*. *Oceanologica Acta*, 10(2):143–149, 1987.
- [239] Ministerio de Medio Ambiente: *EL Libro Blanco del Agua en España 2000 (LBAE)*. página 637, 2000.
- [240] Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino: *Episodios de inundaciones. Diagnóstico de de la situación a 17 de marzo de 2010*. En *Informe ejecutivo*, página 21, Madrid, 2010.

- [241] Mitchell, N. C.: *Channelled erosion through a marine dump site of dredge spoils at the mouth of the Puyallup River, Washington State, USA*. *Marine Geology*, 220:131–151, 2005.
- [242] Mitchell, N.C.: *A Model for Attenuation of Backscatter Due to Sediment Accumulations and Its Application to Determine Sediment Thicknesses with Gloria Sidescan Sonar*. *Journal of Geophysical Research*, 98(B12):22477–22493, 1993.
- [243] Mitchum, R.M.J., P.R. Vail y J.B. Sangree: *Seismic stratigraphy an global changes of ses level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*. En Payton, C.E. (editor): *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, páginas 117–133. American Association of Petroleum Geologists, Memoir., 1977.
- [244] Mitchum, R.M.J., P.R. Vail y S. Thompson III: *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. En Payton, C.E. (editor): *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, páginas 53–62. American Association of Petroleum Geologists, Memoir., 1977.
- [245] Morales, T., M.J. Castro, C. Parés y E.D. Fernández: *On a shallow water model for the simulation of turbidity currents*. *Commun. Comput. Phys.*, 9(4):848–882, 2009.
- [246] Mulder, T. y J.P.M. Syvitski: *Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans*. *The Journal of Geology*, 103:285–299, 1995.
- [247] Mulder, T., J.P.M. Syvitski, S. Migeon, J. C. Faugères y B. Savoye: *Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review*. *Marine and Petroleum Geology*, 20:861–882, 2003.
- [248] Muñoz, A., M. Ballesteros, I. Montoya, J. Rivera, J. Acosta y E. Uchupi: *Alborán Basin, southern Spain. Part I: Geomorphology*. *Marine and Petroleum Geology*, 25:59–73, 2008.
- [249] Myers, K.J. y N.J. Milton: *Concepts and principles of sequence stratigraphy*. En Emeryy, D. y K.J. Myers (editores): *Sequence stratigraphy*, páginas 11–44. 1996.
- [250] Nakajima, T. y M. Satoh: *The formation of large mudwaves by turbidity currents on the levees of the Toyama deep-sea channel, Japan Sea*. *Sedimentology*, (48):435–463, 2001.
- [251] Nance, W.B. y S.R. Taylor: *Rare earth element patterns and crustal evolution-I. Australian post-Archean sedimentary rocks*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40:1539–1551, 1976.

- [252] Nava-Sanchez, E. H., D. S. Gorsline, R. Cruz-Orozco y L. Godinez-Orta: *The El Coyote fan delta: A wave-dominated example from the Gulf of California, Mexico*. Quaternary International, 56(1):129–140, 1999.
- [253] Nelson, C. H. y A. Maldonado: *Factors controlling late Cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea*. Marine Geology, 95(3-4):419–440, 1990.
- [254] Nemeč, W.: *Aspects of Sediment Movement on Steep Delta Slopes*. En Colella, A. y D.B. Prior (editores): *Coarse-Grained deltas*, volumen 10, páginas 29–73. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 1990.
- [255] Nielsen, Peter: *Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport*. World Scientific Pub Co Inc, Agosto 1992, ISBN 9810204736.
- [256] Nijhuis, M. J.: *MPluriEacial alpine metamorphism in the South-Eastern Sierra de los Filabres, South oE Lubrin SE Spain*. Tesis Doctoral, Universidad de Amsterdam, 1964.
- [257] Nitsche, F. O., R. Bell, S. M. Carbotte, W. B. F. Ryan y R. Flood: *Process-related classification of acoustic data from the Hudson River Estuary*. Marine Geology, 209:131–145, 2004.
- [258] Nittrouer, C.A., S.A. Kuehl, D.J. DeMaster y R.O. Kowsmann: *The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation*. Geol. Soc. Amer. Bull., 97:444–458, 1986.
- [259] Nittrouer, C.A., S.A. Kuehl, A.G. Figueiredo, M.A. Allison, C.K. Sommerfield, J.M. Rine, L.E.C. Faria y O.M. Silveira: *The geological record preserved by Amazon shelf sedimentation*. Continental Shelf Research, 16(5/6):817–841, 1996.
- [260] Normark, W. R., D. J. W. Piper, H. Posamentier, C. Pirmez y S. Migeon: *Variability in form and growth of sediment waves on turbidite channel levees*. Marine Geology, 192:23–58, 2002.
- [261] Normark, W.R. y D.J.W. Piper: *Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record*. En *Shoreline to Abyss*, volumen 46, páginas 207–230. SEPM Special Publication, 1991.
- [262] Ogston, A. S. y R. W. Sternberg: *Sediment-transport events on the northern California continental shelf*. Marine Geology, 154:69–82, 1999.
- [263] Olausson, E.: *Oxygen and carbon isotope analyses of Late Quaternary core in the Zaire (Congo) fan*. Neth. J. Sea Res., 17:276–279, 1984.
- [264] Olmedo-Cobo, J.A. y M.A. Villacreces: *Episodio de lluvias torrenciales del 21 de septiembre de 2007. Las inundaciones de Almuñecar*. Cuadernos Geográficos, 42:123–148, 2008.

- [265] Orozco, M., A. M. Álvarez Valero, F.M. Alonso-Chaves y J.P. Platt: *Internal structure of a collapsed terrain: The Lújar syncline and its significance for the fold- and sheet-structure of the Alborán Domain (Betic Cordilleras, Spain)*. *Tectonophysics*, 385(1-4):85–104, 2004.
- [266] Orton, G.J. y H. G. Reading: *Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size*. *Sedimentology*, 40:475–512, 1993.
- [267] Palamenghi, L., T. Schwenk, V. Spiess y H.R. Kudrass: *Seismostratigraphic analysis with centennial to decadal time resolution of the sediment sink in the Ganges-Brahmaputra subaqueous delta*. *Continental Shelf Research*, 31:712–730, 2011.
- [268] Palanques, A., J. I. Díaz y M. Farrán: *Contamination of heavy metals in the suspended and surface sediment of the Gulf of Cadiz (Spain): the role of sources, currents, pathways and sinks*. *Oceanologica Acta*, 18 (4):469–477, 1995.
- [269] Palinkas, C.M.: *The timing of floods and storms as a controlling mechanism for shelf deposit morphology*. *Journal Coastal Research*, 25:1122–1129, 2009.
- [270] Paracuellos-Rodríguez, M.: *Las Albuferas de Adra (Almería, Sudeste ibérico) y su relación histórica con el hombre*. *Farua*, Revista del Centro Virgitaniano de Estudios Históricos Centro Virgitaniano de Estudios Históricos del Ayuntamiento de Berja (Almería), I:335–358, 2006.
- [271] Parés, C., J. Macías y M.J. Castro: *Duality methods with an automatic choice of parameters. Application to shallow-water equations in conservative form*. *Numer. Math.*, 89(1):161–189, 2001.
- [272] Parker, G., Y. Fukushima y H. M. Pantin: *Self-accelerating turbidity currents*. *Journal of Fluid Mechanics*, 171:145–181, 1986.
- [273] Parker, G. y N. Izumi: *Purely erosional cyclic and solitary steps created by flow over a cohesive bed*. *Journal of Fluid Mechanics*, 419:203–238, 2000.
- [274] Parrilla, G. y T. Kinder: *Oceanografía Física del Mar de Alborán*. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 4(1):133–165, 1987.
- [275] Parsons, J.D., J.W.M. Bush y J.P.M. Syvitski: *Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations*. *Sedimentology*, 48:465–478, 2001.
- [276] Pascual, A., O. Weber, J. Rodríguez-Lazaro, J.M. Jouanneau y M. Pujos: *Le comblement de la Ria de Gernika (Golfe de Gascogne) á l'Holocène terminal*. *Oceanologica Acta*, 21(2):263–269, 1998.

- [277] Pejrup, M.: *The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: A new approach*. En De Boer, P.L., A. Van Geider y S.D. Nio (editores): *Tide-influenced Sedimentary Environment and Facies*, volumen 10, páginas 289–300. Blackwell, London, 1988.
- [278] Perkins, H., T. Kinder y P. La Violette: *The Atlantic inflow in the Western Alboran Sea*. *Journal of Physical Oceanography*, 20:242–263, 1990.
- [279] Pickrill, R. A.: *Wave-built shelves on some low-energy coasts*. *Marine Geology*, 51:193–216, 1983.
- [280] Piper, D.Z.: *Rare Earth Elements in the Sedimentary Cycle: A Summary*. *Chemical Geology*, 14:285–304, 1974.
- [281] Pirmez, C., L.F. Pratson y M.S. Steckler: *Clinoform development by advection-diffusion of suspended sediment: Modelling and comparison to natural systems*. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10):24141–24157, 1998.
- [282] Pons, A. y M. Reille: *Nouvelles recherches pollenanalytiques à Padul (Granada): la fin du dernier glaciaire et l'Holocène*. En López-Vera, F. (editor): *Quaternary climate in western Mediterranean*, páginas 405–420, 1986.
- [283] Postma, G.: *Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrijoja Fan-delta, Pliocene, SE Spain*. En Koster, E.H. y R.J. Steel (editores): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Can. Soc. Petr. Geol. Memoir, 10*, páginas 237–258. 1984.
- [284] Postma, G.: *Depositional architecture and facies of river and fan deltas: A synthesis*. En Colella, A. y D.B. Prior (editores): *Coarse-Grained Deltas*, volumen 10, páginas 13–27. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, 1990.
- [285] Postma, G.: *Sea-level-related architectural trends in coarse-grained delta complexes*. *Sedimentary Geology*, 98:3–12, 1995.
- [286] Postma, G.: *Physical climate signatures in shallow- and deep-water deltas*. *Global and Planetary Change*, 28:93–106, 2001.
- [287] Pozo-Vázquez, D., S.R. Gámiz-Fortis, J. Tovar-Pescador, M. J. Esteban-Parra y Y. Castro-Díez: *Niño-Southern Oscillation events and associated European winter precipitation anomalies*. *International Journal of Climatology*, 25:17–31, 2005.
- [288] Pozo-Vázquez, D., S.R. Gámiz-Fortis, J. Tovar-Pescador, M. J. Esteban-Parra y Y. Castro-Díez: *North Atlantic winter SLP anomalies based on the autumn ENSO state*. *Journal of Climate*, 18:97–103, 2005.
- [289] Pratt, L.J.: *The Physical Oceanography of Sea Straits*. página 600, Nato, 1990. Kluwer Academic Publishers.

- [290] Prior, D.B. y B.D. Bornhold: *Submarine morphology and processes of Fjord fan deltas and related high gradient systems: Modern examples from british Columbia*. En Nemec, W. y R.J. Steel (editores): *Fan Deltas: sedimentology and Tectonic Setting*, páginas 125–143, London, 1988. Blackie.
- [291] Prior, D.B. y B.D. Bornhold: *Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta*. *Sedimentology*, 36:1053–1076, 1989.
- [292] Prior, D.B. y J.L. Coleman: *Submarine slope instability*. En Brunnsden, D. y D.B. Prior (editores): *Slope Instability*, volumen 419, página 455, New York, 1984. Wiley.
- [293] Puig, P., A. S. Ogston, J. Guillén, A.M.V. Fain y A. Palanques: *Sediment transport processes from the topset to the foreset of a crenulated clinoform (Adriatic Sea)*. *Continental Shelf Research*, 27:452–474, 2007.
- [294] Pulido Bosch, A.: *Las ramblas mediterráneas; condicionantes geomorfológicos e hidrológicos*. En *Las Ramblas Mediterráneas*, páginas 135–144. Inst. Est. Alm., 1993.
- [295] Ravenne, C.: *Etude bibliographique des publications d'Exxon concernant l'interprétation stratigraphique des sections sismique*. *Revue de l'Institut Francais du Pétrole*, 26:179, 1978.
- [296] Reading, H.G. y J.D. Collison: *Clastic coast*. En Reading, H.G. (editor): *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*, páginas 154–231. Blackwell Science, Oxford, U.K., 1996.
- [297] Rebesco, M., R.C. Neagu, A. Cuppari, A. Muto, D. Accettella, R. Dominici, A. Cova, C. Romano y A. Caburlotto: *Morphobathymetric analysis and evidence of submarine mass movements in the western Gulf of Taranto (Calabria margin, Ionian Sea)*. *Int. J. Earth Sci.*, 98:791–805, 2009.
- [298] Rey, J. y T. Medialdea: *Los sedimentos Cuaternarios superficiales del margen continental español*. *Publicación Especial del Instituto Español de Oceanografía*, 3:29, 1989.
- [299] R.G.V., Baker y Haworth R.J.: *Smooth or oscillating late Holocene sea levels in southeast Australia: an application of the fixed biological indicator method*. *Marine Geology*, 163:367–386, 2000.
- [300] Ribberink, J.S.: *Mathematical modelling of one-dimensional morphological changes in rivers with non- uniform sediment*. *Communic. on Hydr. and Geotech. Engrg.*, Report 87-2, Delft Univ. of Tech., 1987.
- [301] Rind, D., D. Peteet, A. Broecker, A. McIntyre y W.F. Ruddiman: *The impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate: implications for the Younger Dryas cooling (11-10 ky)*. *Climate Dyn.*, 1:3–33, 1986.

- [302] Rodero, J.: *Dinámica sedimentaria y modelo evolutivo del margen continental suroriental del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario Superior (Pleistoceno medio-Holoceno)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 1999.
- [303] Rodero, J., L. Pallarés y A. Maldonado: *Late Quaternary seismic facies of the Gulf of Cadiz Spanish margin: Depositional processes influenced by sea-level change and tectonic controls*. *Marine Geology*, 155:131–156, 1999.
- [304] Rodrigo, F.S.: *The Andalusian climate through historical records*. En A., Sousa, García Barrón L. y Jurado V. (editores): *El Cambio Climático en Andalucía: Evolución y Consecuencias Medioambientales*, páginas 25–41, Sevilla, España, 2007. Consejería de Medio Ambiente (Junta de Andalucía).
- [305] Rodrigo, F.S., M.J. Esteban-Parra, D. Pozo-Vázquez y Y. Castro-Díez: *A 500-year precipitation record in southern Spain*. *International Journal of Climatology*, 19:1233–1253, 1999.
- [306] Rodrigo, F.S., M.J. Esteban-Parra, D. Pozo-Vázquez y Y. Castro-Díez: *Rainfall variability in Southern Spain on decadal to centennial time scales*. *International Journal of Climatology*, 20:721–732, 2000.
- [307] Rodrigues, A. y J.M.A. Dias: *Evolução pos-glaciaria da plataforma continental portuguesa a norte do Cabo Mondego*. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 10:39–50, 1990.
- [308] Rodríguez Vidal, J.: *El inicio de la red fluvial cuaternaria en el sector occidental de la depresión del Guadalquivir*. *AEQUA Monografías*, 1:27–31, 1989.
- [309] Roque, C., F. Lobo, F.J. Hernández-Molina, L. Somoza, V. Díaz del Río y J. M. Alveirinho Dias: *Arquitectura estratigráfica dos depósitos do Quaternario Superior da plataforma continental do Algarve Oriental*. En *Comunicacões do Instituto Geológico e Mineiro*, volumen 84, páginas 39–42, 1998.
- [310] Roussiez, V., W. Ludwig, A. Monaco, J.L. Probst, I. Bouloubassi, R. Buscaill y G. Saragoni: *Sources and sinks of sediment-bound contaminants in the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea): A multi-tracer approach*. *Continental Shelf Research*, 26:1843–1857, 2006.
- [311] Sacchi, M., D. Insinga, A. Milia, F. Molisso, A. Raspini, M. M. Torrente y A. Conforti: *Stratigraphic signature of the Vesuvius 79 AD event off the Sarno prodelta system, Naples Bay*. *Marine Geology*, 223(1):443–469, 2005.
- [312] Sacchi, M., F. Molisso, C. Violante, E. Esposito, D. Insinga, C. Lubritto, S. Porfido y T. Toth: *Insights into flood-dominated fan-deltas: Very high-resolution seismic examples off the Amalfi cliffed coasts, eastern Tyrrhenian Sea*. En Violante, C. (editor): *Geohazard in Rocky Coastal Areas*, páginas 33–71. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 322, London, 2009.

- [313] Saint-Venant, A. J. C. B. de: *Théorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues de rivières et à l'introduction des marées dans leur lit*. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 73:147–154, 1871.
- [314] Salcedo, J. Montojo y. En *Cartas náuticas III. Motril (Granada)*. Dirección de Hidrografía, Madrid, 1876.
- [315] Salomons, W. y U. Förstner: *Metals in the Hydrocycle*. página 349, New York, 1984. Springer-Verlag.
- [316] Sangree, J.B. y J.M. Widmer: *Seismic stratigraphy and Global Changes of sea level, Part 9: Seismic interpretation of clastic depositional facies*. En Payton, C.E. (editor): *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, páginas 165–184. American Association of Petroleum Geologists, Memoir., 1977.
- [317] Sanz, J.L., N. Hermida, O. Tello, L.M. Fernández-Salas, J.L. González, E. Pastor, M.A. Bécares, P. Cubero, D. Godoy, C. Alcalá, D. Contreras, A.J. Frías, M. Ramos, A. Torres, J.M. Ubiedo, V.M. Alfageme, F. Carreño, L. Pascual, J.I. Pérez, B.C. Redondo, D. Velasco y F. González: *Hoja MC052 ALMERIMAR: Aguadulce a Balanegra (Almería). Serie C: Modelos y Geomorfología*. En *Serie cartográfica Estudio de la Plataforma continental Española*, Madrid, 2004. IEO-SGPM.
- [318] Sanz, J.L., N. Hermida, O. Tello, L.M. Fernández-Salas, J.L. González, E. Pastor, M.A. Bécares, P. Cubero, D. Godoy, C. Alcalá, D. Contreras, A.J. Frías, A. Torres, V.M. Alfageme, F. Carreño, L. Pascual, J.I. Pérez, B.C. Redondo, D. Velasco y F. González: *Hoja MC053 ADRA: Desde Balanegra La Mamola (Almería y Granada). Serie C: Modelos y Geomorfología*. En *Serie cartográfica Estudio de la Plataforma continental Española*, Madrid, 2004. IEO-SGPM.
- [319] Sanz, J.L., N. Hermida, O. Tello, L.M. Fernández-Salas, J.L. González, E. Pastor, P. Cubero, D. Godoy, C. Alcalá, D. Contreras, A.J. Frías, A. Torres, V.M. Alfageme, F. Carreño, L. Pascual, J.I. Pérez, B.C. Redondo, D. Velasco y F. González: *Hoja MC054 MOTRIL: Desde Punta de Baños a la Ensenada de Velilla (Granada). Serie C: Modelos y Geomorfología*. En *Serie cartográfica Estudio de la Plataforma continental Española*, Madrid, 2006. IEO-SGPM.
- [320] Sanz, J.L., N. Hermida, O. Tello, L.M. Fernández-Salas, J.L. González, E. Pastor, P. Cubero, D. Godoy, C. Alcalá, D. Contreras, A.J. Frías, A. Torres, V.M. Alfageme, F. Carreño, L. Pascual, J.I. Pérez, B.C. Redondo, D. Velasco y F. González: *Hoja MC055 ALMUÑECAR: Desde la Ensenada de Velilla a Lagos (Granada y Málaga). Serie C: Modelos y Geomorfología*. En *Serie cartográfica Estudio de la Plataforma continental Española*, Madrid, 2006. IEO-SGPM.
- [321] Sanz, J.L., O. Tello, N. Hermida, L.M. Fernández-Salas y J.L. González-Serrano: *Características del estudio sistemático de la plataforma continental y talud su-*

- perior españoles (Proyecto ESPACE). Metodología y primeros resultados. Geo-Temas, 6(2):261–264, 2004.*
- [322] Senciales, J.M. y G. Malvárez: *La desembocadura del Río Vélez (Provincia de Málaga, España). Evolución reciente de un delta de comportamiento mediterráneo. Rev. C. & G., 17(1-2):47–61, 2003.*
- [323] Serra, J., C. Montori y X. Valois: *Tordera River delta relict lobes and Holocene Sea level rise (Maresme Coast, Spain, NW Mediterranean). En Quaternary coastal morphology and sea level changes, volumen 4, páginas 211–212, Otranto/Taranto-Puglia (Italy), 2003. GI2S Coast.*
- [324] Soh, W., T. Tanaka y A. Taira: *Geomorphology and sedimentary processes of a modern slope-type fan delta (Fijiwaka fan delta), Suruga Trough, Japan. Sedimentary Geology, (98):79–95, 1995.*
- [325] Sommerfield, C.K. y C.A. Nittrouer: *Modern accumulation rates and a sediment budget for the Eel shelf: A flood-dominated depositional environment. Marine Geology, 154:227–241, 1999.*
- [326] Somoza, L., A. Barnolas, A. Arasa, A. Maestro, J. G. Rees y F. J. Hernández-Molina: *Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. Sedimentary Geology, 117:11–32, 1998.*
- [327] Somoza, L., A. Barnolas, A. Arasa, A. Maestro, J.G. Rees y F.J. Hernández-Molina: *Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. Sedimentary Geology, (117):11–32, 1998.*
- [328] Somoza, L., L. Gil, C. Zazo y J.L. Goy: *Influencia de la entrada de agua atlántica en el Mediterráneo occidental durante los periodos interglaciares cuaternarios. En VIII Reunión Nacional sobre el Cuaternario, página 38, Valencia, 1991.*
- [329] Soulsby, R.: *Dynamics of Marine Sands: A Manual for Practical Applications. página 249, London, 1997. Thomas Telford Ltd.*
- [330] Stanley, D.J.: *Dating modern deltas: Progress, problems and prognostics. Annual Review of earth and Planetary Sciences, 29:257–294, 2001.*
- [331] Stanley, D.J. y A.G. Warne: *Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. Science, 265:228–231, 1994.*
- [332] Staudt, M.: *SDetección de cambios térmicos en la Península Ibérica con datos homogéneos regionales. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 2004.*

- [333] Storlazzi, C. D. y J. A. Reid: *The influence of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) cycles on wave-driven sea-floor sediment mobility along the central California continental margin*. Continental Shelf Research, 30:1582–1599, 2010.
- [334] Sultan, N., A. Cattaneo, R. Urgeles, H. Lee, J. Locat, F. Trincardi, S. Berne, M. Canals y S. Lafuerza: *A geomechanical approach for the genesis of sediment undulations on the Adriatic shelf*. Geochemistry Geophysics Geosystems, 9(4):NIL1–NIL25, 2008.
- [335] Sutherland, R.A.: *Bed sediment-associated trace metals in an urban stream, Oahu, Hawaii*. Environmental Geology, 39:611–627, 2000.
- [336] Syvitski, J. P. M., S. D. Peckham, R. Hilberman y T. Mulder: *Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: A planetary perspective*. Sedimentary Geology, 162(1-2):5 – 24, 2003.
- [337] Syvitski, J.P.M., M.D. Morehead, D.B. Bahr y T. Mulder: *Estimating fluvial sediment transport: The rating parameters*. Water Resources Research, 36(9):2747–2760, 2000.
- [338] Syvitski, J.P.M. y Y. Saito: *Morphodynamics of deltas under the influence of humans*. Global and Planetary Change, 57:261–282, 2007.
- [339] Taylor, S.R. y S.M. McLennan: *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. página 312, Oxford, 1985. Blackwell.
- [340] Tesson, M., C. Labaune y B. Gensous: *Small rivers contribution to the Quaternary evolution of a Mediterranean littoral system: The western gulf of Lion, France*. Marine Geology, 223(1):313–334, 2005.
- [341] Thieler, E.R., E.A. Himmelstoss, J.L. Zichichi y A. Ergul: *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 An ArcGIS extension for calculating shoreline change*. Informe técnico, US Geological Survey Open-File Report 2008-1278, 2009.
- [342] Tintoré, J., P. E. La Violette, I. Blade y A. Cruzado: *A study of an intense density front in the Eastern Alboran Sea: The Almeria Oran Front*. Journal of Physical Oceanography, 18:1384–1397, 1988.
- [343] Tortora, P.: *Sediment distribution on the Ombrone river delta seafloor and related dispersal processes*. Geol. Rom., 35:211–218, 1999.
- [344] Trabant, P.K.: *Applied High-Resolution Geophysical Methods*. Offshore Geoengineering Hazard. Resources Development Corporation, Boston, 1984.
- [345] Traykovski, P., P.L. Wiberg y W.R. Geyer: *Observation and modeling of wave-supported sediment gravity flows on the Po prodelta and comparison to prior observations from the Eel shelf*. Continental Shelf Research, 27:375–399, 2007.

- [346] Trincardi, F., A. Cattaneo, A. Correggiari y D. Ridente: *Evidence of soft sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the late Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea*. *Marine Geology*, (213):91–119, 2004.
- [347] Trincardi, F., A. Correggiari y M. Roveri: *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: The Adriatic Semienclosed Basin*. *Geo-Marine Lett*, 14:41–51, 1994.
- [348] Trincardi, F. y M. Field: *Geometry, lateral variation, and preservation of downlapping regressive shelf deposits: Eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(5):775–790, 1991.
- [349] Trincardi, F. y W.R. Normark: *Sediment waves on the Tiber prodelta slope: Interaction of deltaic sedimentation and currents along the shelf*. *Geo-Marine Letters*, 8:149–157, 1988.
- [350] Trincardi, F. y J.P.M. Syvitski: *Advances on our understanding of delta/prodelta environments: A focus on southern European margins*. *Marine Geology*, 223(1):1–5, 2005.
- [351] Tropeano, M., P. Pieri, L. Pomar y L. Sabato: *The offlap break position vs sea level: A discussion*. En *EGS XXVII General Assembly*, volumen 27, página 2961, Niza, 2002.
- [352] Urgeles, R., A. Cattaneo, P. Puig, C. Liqueste, B. De Mol, D. Amblàs, N. Sultan y F. Trincardi: *A review of undulated sediment features on Mediterranean prodeltas: distinguishing sediment transport structures from sediment deformation*. *Marine Geophysical Research*, 32:49–69, 2011.
- [353] Urgeles, R., B. De Mol, C. Liqueste, M. Canals, M. De Batist, J. Hughes Clarke y Arraix Shipboard Party: *Sediment undulations on the Llobregat prodelta: Signs of early slope instability or sedimentary bedforms?* 112, 2007.
- [354] Urgeles, R., J. Locat, T. Schmitt y J. E. Hughes Clarke: *The July 1996 flood deposit in the Saguenay Fjord, Quebec, Canada: Implications for sources of spatial and temporal backscatter variations*. *Marine Geology*, 184:41–60, 2002.
- [355] Vail, P.R., J. Hardenbol y R.G. Todd: *Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. American Association of Petroleum Geologists, páginas 129–144, 1984.
- [356] Vail, P.R., R.M.J. Mitchum y S. Thompson: *Seismic stratigraphic and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level*. American Association of Petroleum Geologists, 20 (2):63–81, 1977.

- [357] Valle, A., C. Parés, J. Macías y M.J. Castro: *Numerical resolution of a shallow water system using a duality method. Application to the Alboran Sea*. En *Équations aux Dérivées Partielles et Applications. Articles dédiés à Jacques-Louis Lions*, páginas 759–786. Gauthier-Villars, Elsevier, 1998. ISBN : 2-84299-041-2.
- [358] Van Bemmelen, R.W.: *Bijdrage tot de geologie der Betische ketens in de provincie Granada*. Tesis doctoral, CUniv. de Delft, 1927.
- [359] Vanney, J.R.: *Géomorphologie des plates-formes continentales*. Doin Editeurs, Paris, 1977.
- [360] Vargas-Yáñez, M. y A. Sabatés: *Mesoscale high-frequency variability in the Alboran Sea and its influence on fish larvae distributions*. *Journal of marine Systems*, 68:421–438, 2007.
- [361] Vázquez, J. T., L. Somoza, T. Medialdea, A. Maestro, A. Maldonado y R. Vegas: *Olistostrome tectonic fronts under the Eurasia-Africa Convergence in the Gulf of Cadiz*. En *Extended Abstracts Book Workshop on the Geodynamics of the Western part of Eurasia-Africa plate boundary (Azores-Tunisia)*, 2001.
- [362] Vázquez, J.T.: *El margen continental del Mar de Alborán*. En Martín-Serrano, A. (editor): *Mapa geomorfológico de España y del margen continental. Escala 1:1.000.000*, páginas 191–198. Instituto Geológico y Minero de España, 2005.
- [363] Wadman, H. M. y J. E. McNinch: *Stratigraphic spatial variation on the inner shelf of a high-yield river, Waiapu River, New Zealand: Implications for fine-sediment dispersal and preservation*. *Continental Shelf Research*, 28:865–886, 2008.
- [364] Walsh, J.P., C.A. Nittrouer, C.M. Palinkas, A.S. Ogston, R.W. Sternberg y G.J. Brunskill: *Cliniform mechanics in the Gulf of Papua , New Guinea*. *Continental Shelf Research*, 24:2487–2510, 2004.
- [365] Warne, A.G. y D.J. Stanley: *Sea-level change as critical factor in development of basin margin sequences: new evidence from Late Quaternary record*. *Journal of Coastal Research, Special Issue 17, Holocene Cycles: Climate, Sea Levels and sedimentation*:231–24, 1995.
- [366] Watts, A.B., J.P. Platt y P. Buhl: *Tectonic evolution of the Alboran Sea Basin*. *Basin Research*, 5(1):41–57, 1993.
- [367] Weaver, P.P.E. y C. Pujol: *History of the last deglaciation in the Alboran Sea (Western Mediterranean) and adjacent North Atlantic as revealed by coccolith floras*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64:35–42, 1988.
- [368] Wedepohl, K.H.: *The composition of the continental crust*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59:1217–1232, 1995.

- [369] Wentworth, C.K.: *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. Journal of Geology, 30:377–392, 1922.
- [370] Wright, D.J., S.H. Bloomer, C.J. MacLeod, B. Taylor y A.M. Goodlife: *Bathymetry of the Tonga Trench and forearc: A map series*. Marine Geophysical Researches, 21(5):489–511, 2000.
- [371] Wright, L. D., J.M. Coleman y M.W. Erison: *Analysis of major river systems and their deltas: Morphologic and process comparisons*. En *Technical Report*, página 156, Baton Rouge, Louisiana, 1974. Coastal Studies Institute, Louisiana State University.
- [372] Wright, L. D. y C. T. Friedrichs: *Gravity-driven sediment transport on continental shelves: A status report*. Continental Shelf Research, 26:2092–2107, 2006.
- [373] Wright, L.D., J.D. Boon, S.C. Kim y J.H. List: *Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight*. Marine Geology, 96:19–51, 1991.
- [374] Wright, L.D., C.T. Friedrichs, S.C. Kim y M.E. Scully: *Effects of ambient currents and waves on gravity-driven sediment transport on continental shelves*. Marine Geology, 175:25–45, 2001.
- [375] Xue, Z., J.P. Liu, D. DeMaster, L. VanNguyen y T.K.O. Ta: *Late Holocene evolution of the Mekong subaqueous delta, Southern Vietnam*. Marine Geology, 269:46–60, 2010.
- [376] Yoo, D.G., C.W. Lee, S.P. Kim, J.H. Jin, J.K. Kim y H.C. Han: *Late Quaternary transgressive and highstand systems tracts in the northern East China Sea mid-shelf*. Marine Geology, 187:313–328, 2002.
- [377] Yoo, D.G. y S.C. Park: *High-resolution seismic study as a tool for sequence stratigraphic evidence of high-frequency sea-level changes: Latest Pleistocene-Holocene example from the Korea Strait*. Journal of Sedimentary Research, 70(2):296–309, 2000.
- [378] Zazo, C., J. L. Goy, C. J. Dabrio, T. Bardaji, L. Somoza y P.G. Silva: *The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial*. Global and Planetary Change, 7:109–117, 1993.
- [379] Zazo, C., J.L. Goy, J. Lario y P.G. Silva: *Littoral zone and rapid climatic changes during the last 20,000 years. The Iberia study case*. Zeitschrift für Geomorphologie, 102:119–134, 1996.
- [380] Zazo, C., J.L. Goy, L. Somoza, C.J. Dabrio, G. Belluomini, S. Impronta, J. Lario, T. Bardají y P.G. Silva: *Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast*. Journal of Coastal Research, 10(4):933–945, 1994.

Parte VI

ANEXO

Anexo A

Simulaciones Numéricas

En este anexo se muestran las gráficas obtenidas a partir de las 82 simulaciones realizadas con el modelo de flujos hiperpicnales para diferentes tipos de perfil: a) Perfil lineal con pendiente variable, b) Perfil con geometría simplificada y c) Perfil real del Río Adra, combinados con los distintos tipos de caudal (constante y variable).

A.1. Perfil lineal con pendiente variable

En las tablas A.1 y A.2 se muestra un resumen de las 54 simulaciones realizadas para el perfil lineal con pendiente variable, tanto para un flujo constante (Tabla A.1), como para un flujo variable (Tabla A.2).

		FLUJO-CAUDAL CONSTANTE (m ² /s)											
		0,05	0,1	0,2	0,25	0,3	0,35	0,4	0,45	0,5	0,6	0,8	1
PENDIENTE (°)	0,3					✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	0,5					✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	1					✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	1,5				✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓
	2			✓	✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	
	2,5	✓	✓	✓		✓	✓	✓		✓	✓		

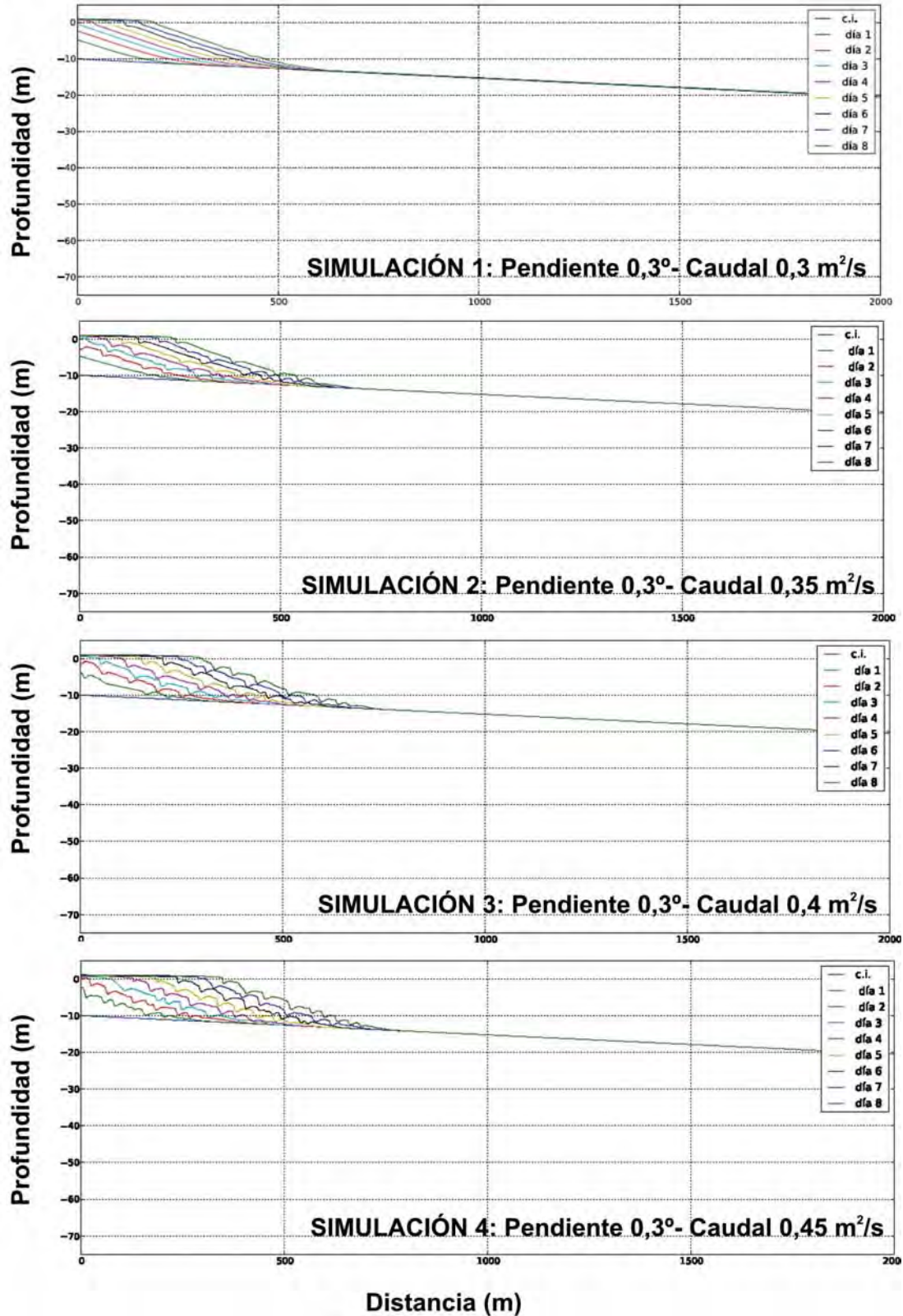
Tabla A.1: Resumen de las 48 simulaciones realizadas en el perfil lineal con pendiente variable para un flujo/caudal constante.

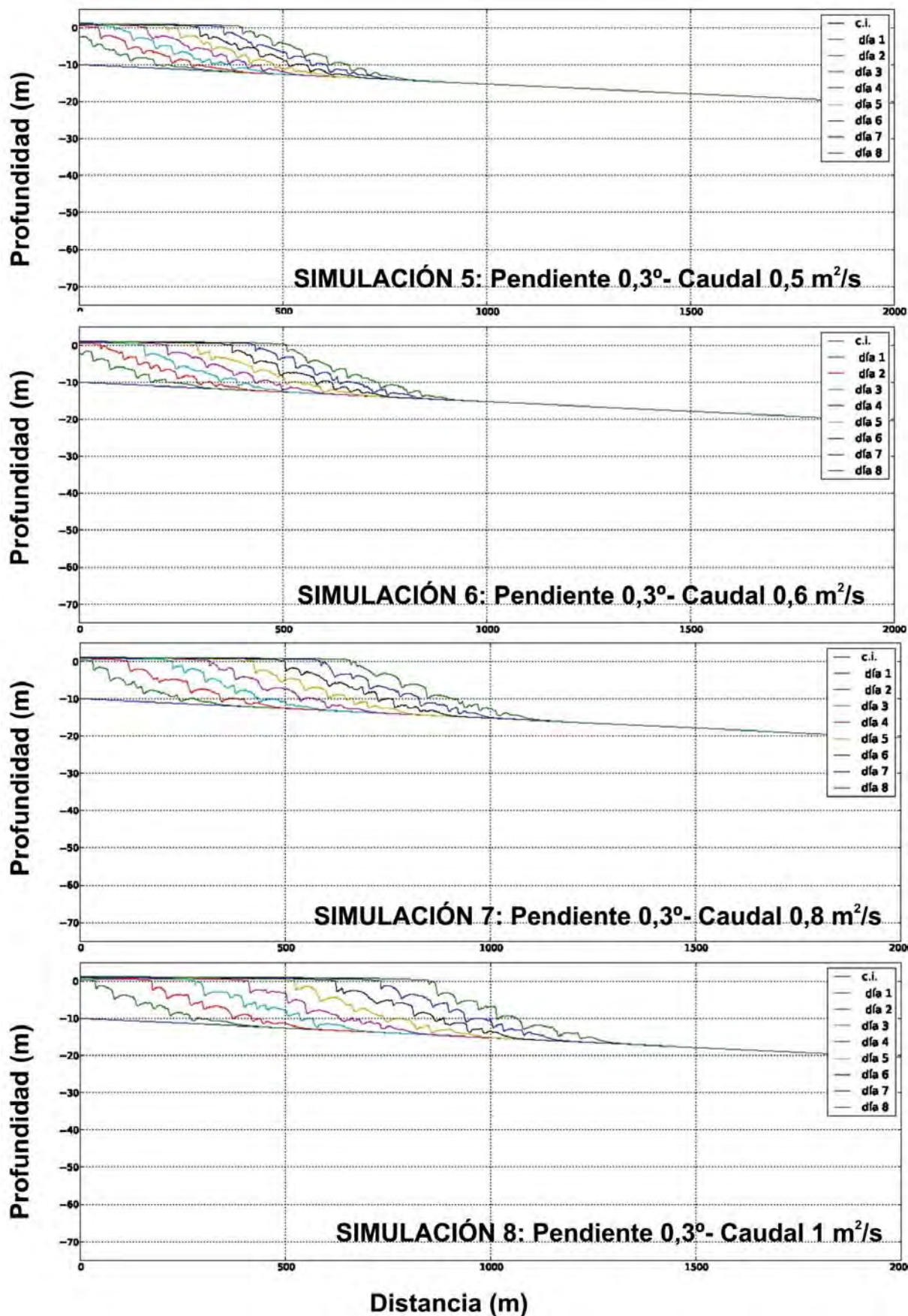
		FLUJO-CAUDAL VARIABLE (m ² /s)
PENDIENTE (°)	0,3	✓
	0,5	✓
	1	✓
	1,5	✓
	2	✓
	2,5	✓

Tabla A.2: Resumen de las 6 simulaciones realizadas en el perfil lineal con pendiente variable para un flujo/caudal variable.

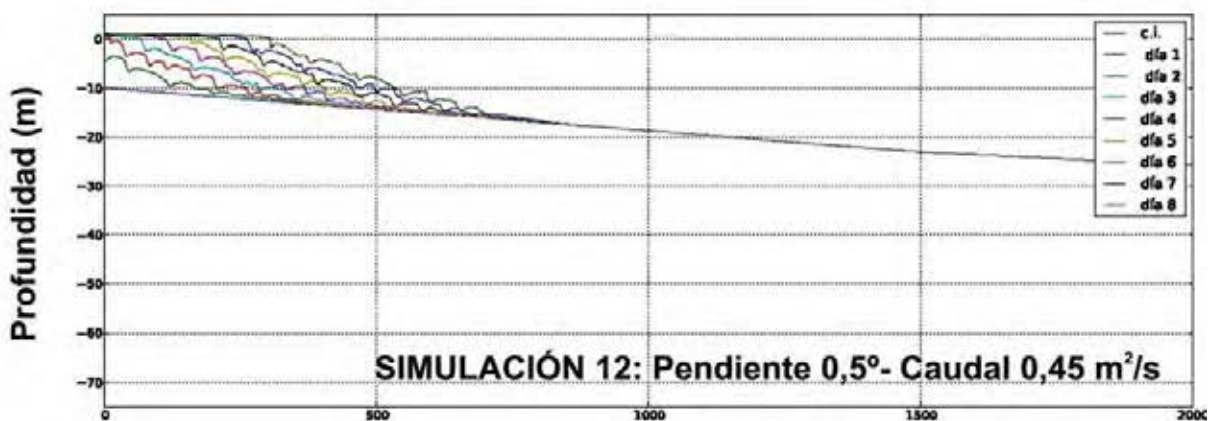
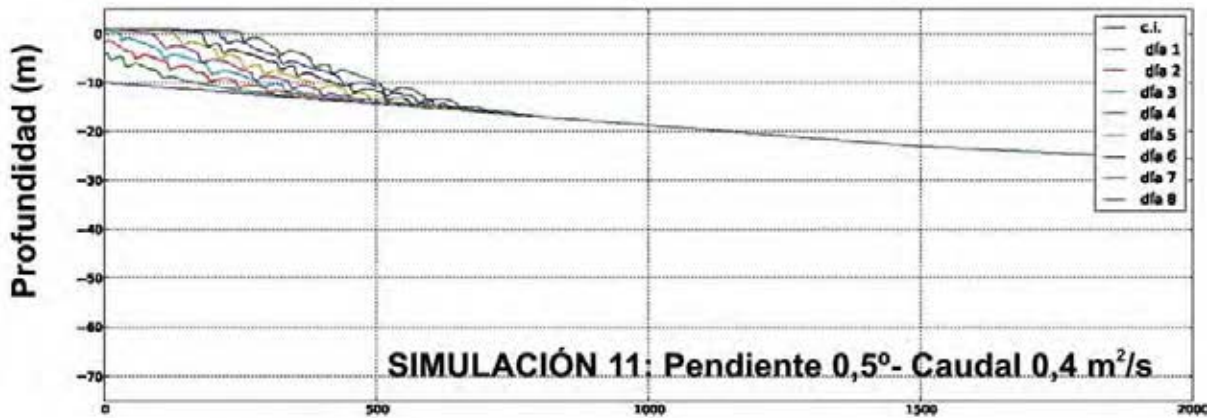
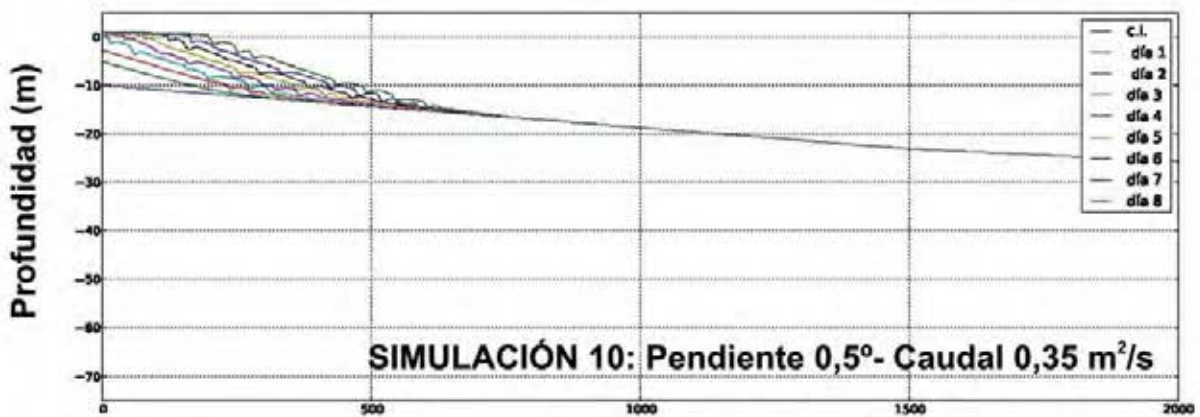
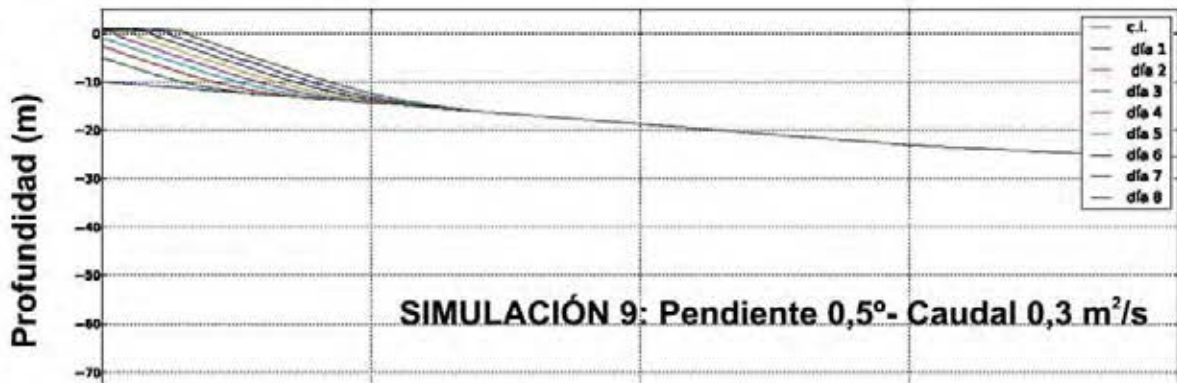
A.1.1. Flujo constante

A. Pendiente 0,3°

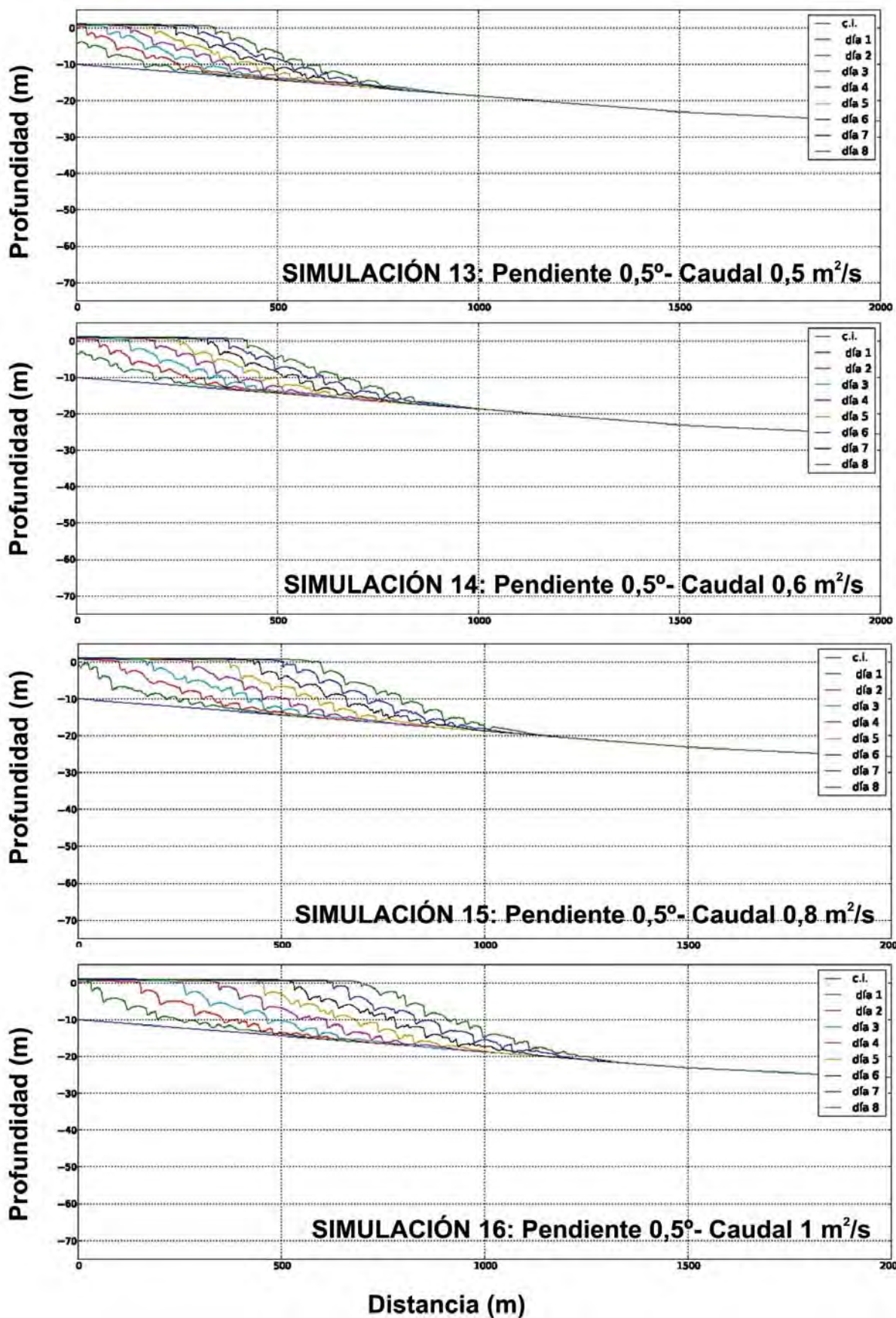




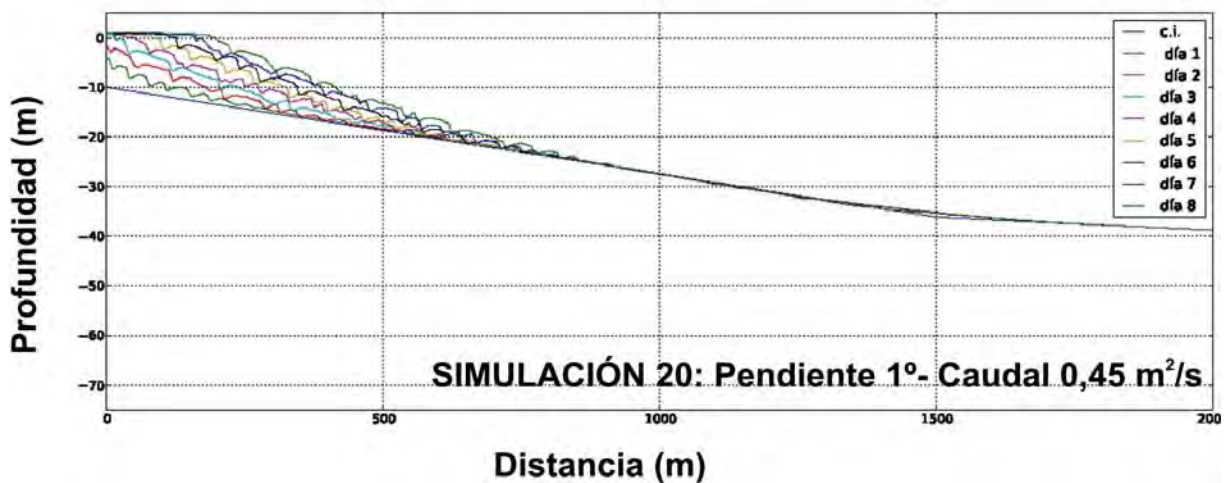
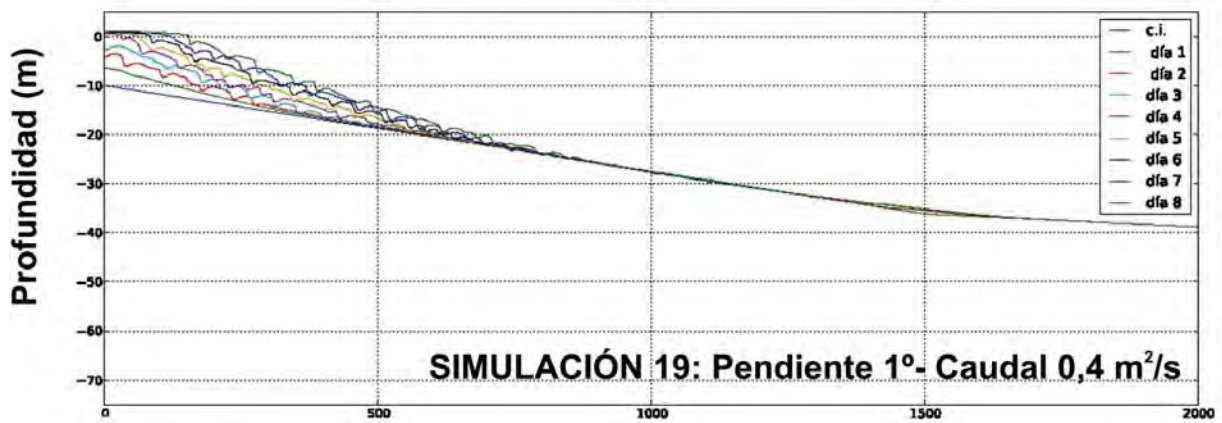
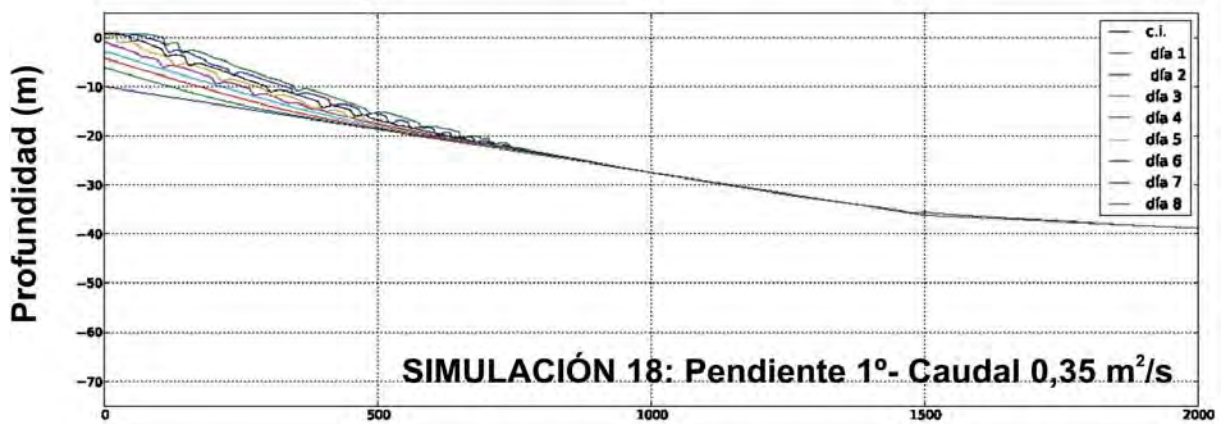
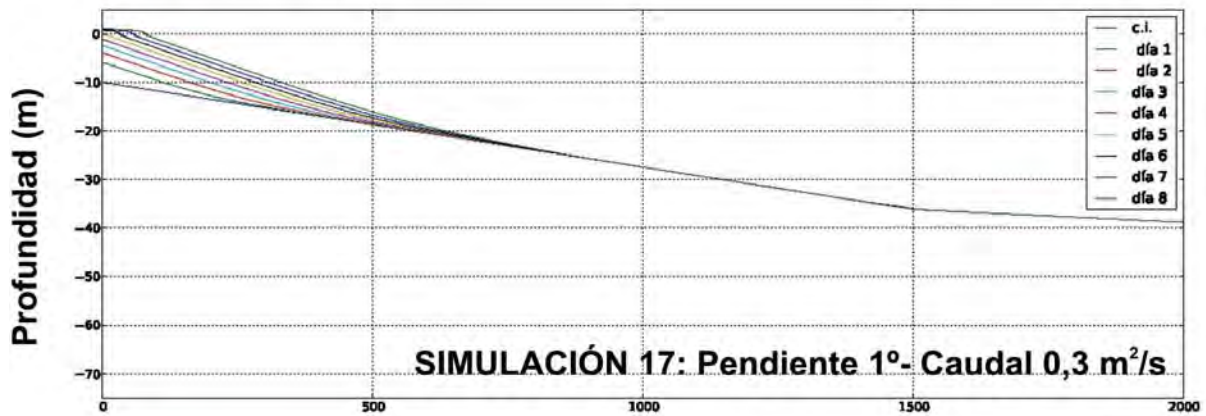
B. Pendiente 0,5°

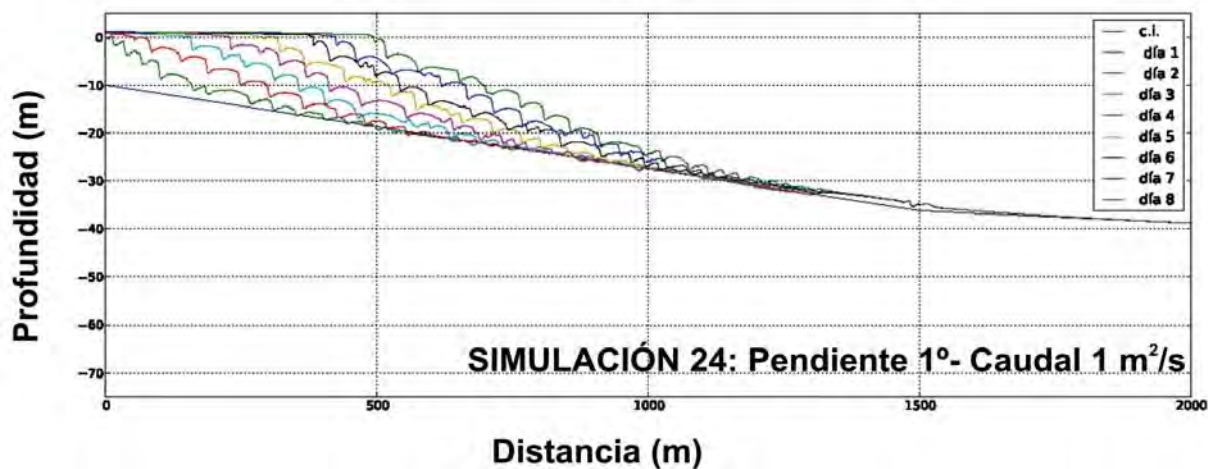
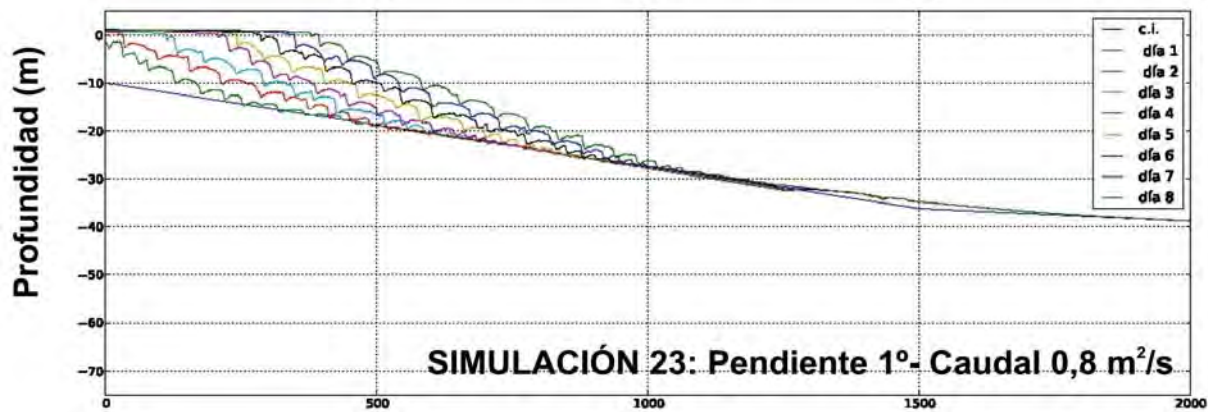
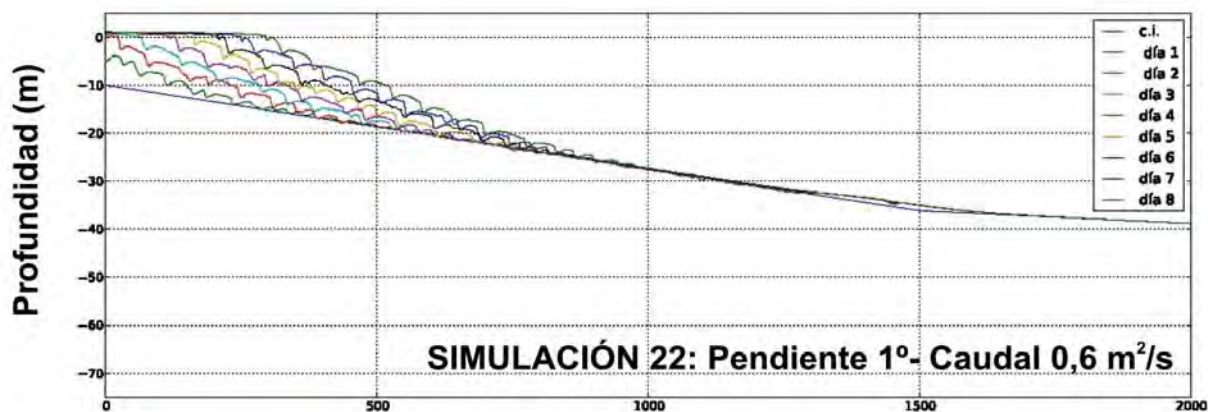
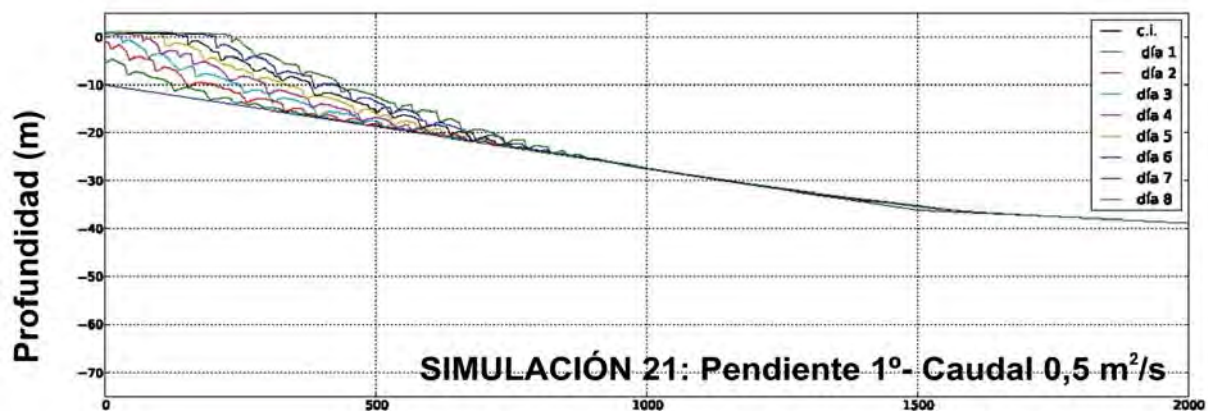


Distancia (m)



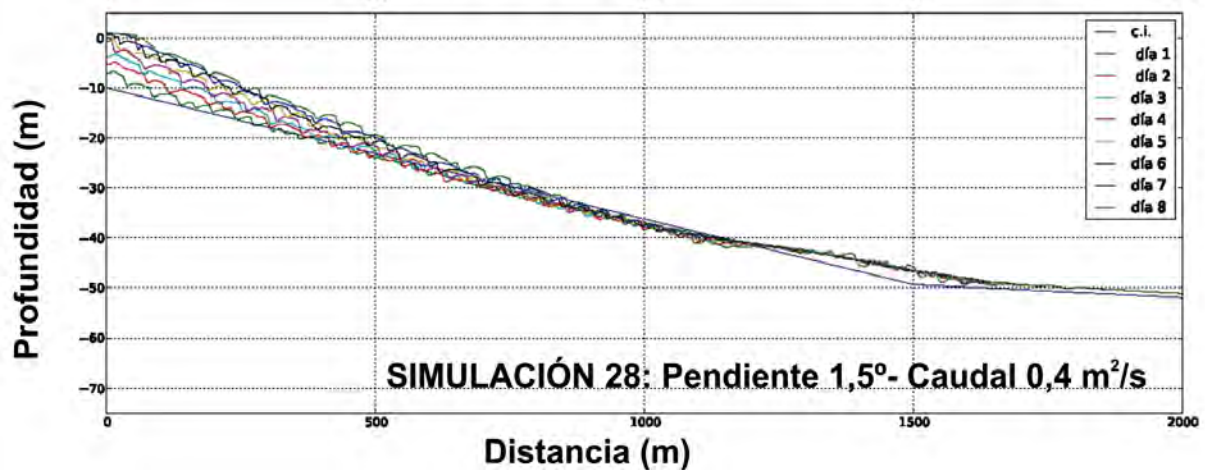
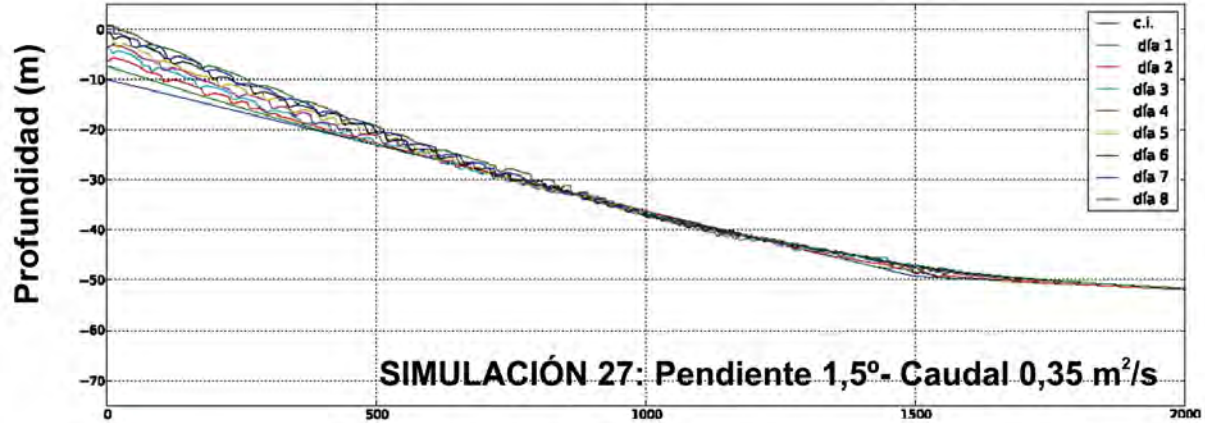
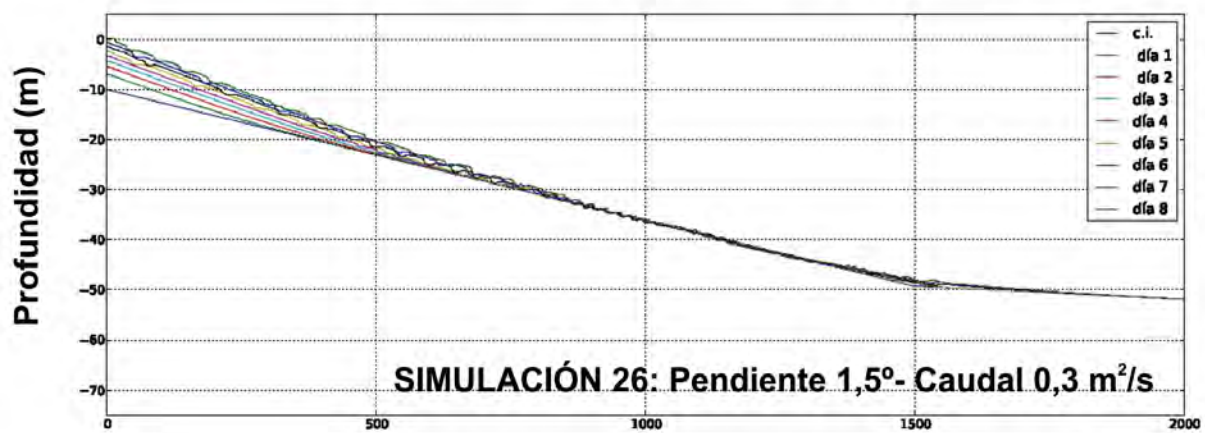
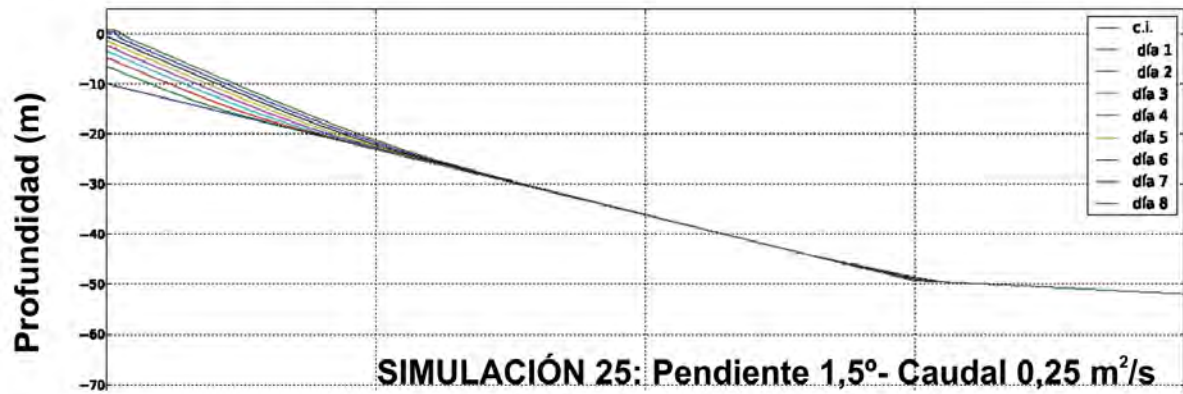
C. Pendiente 1°

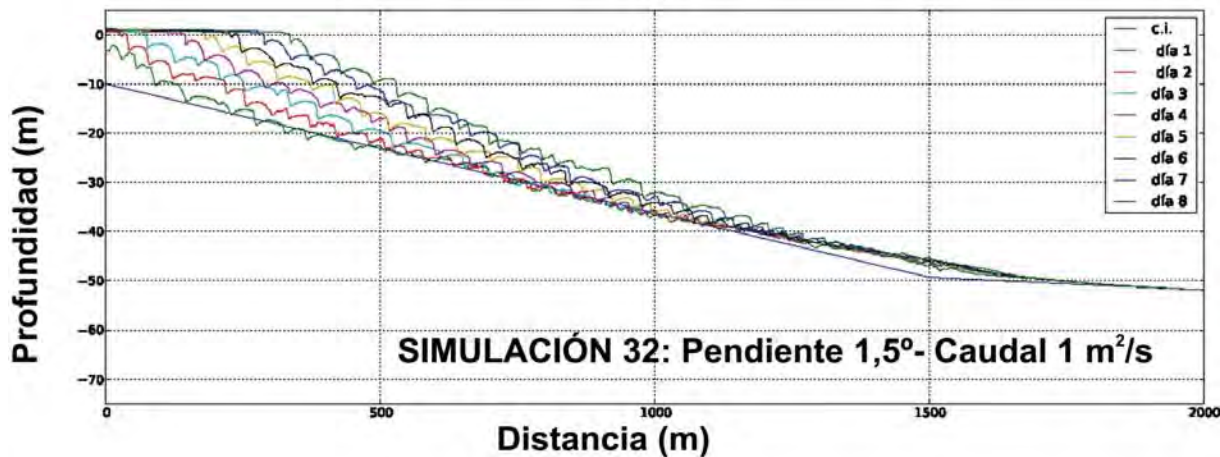
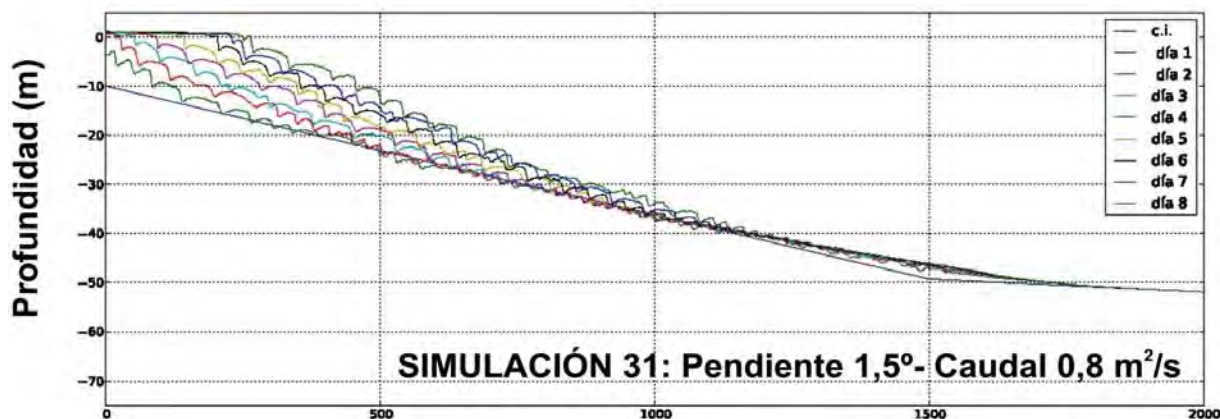
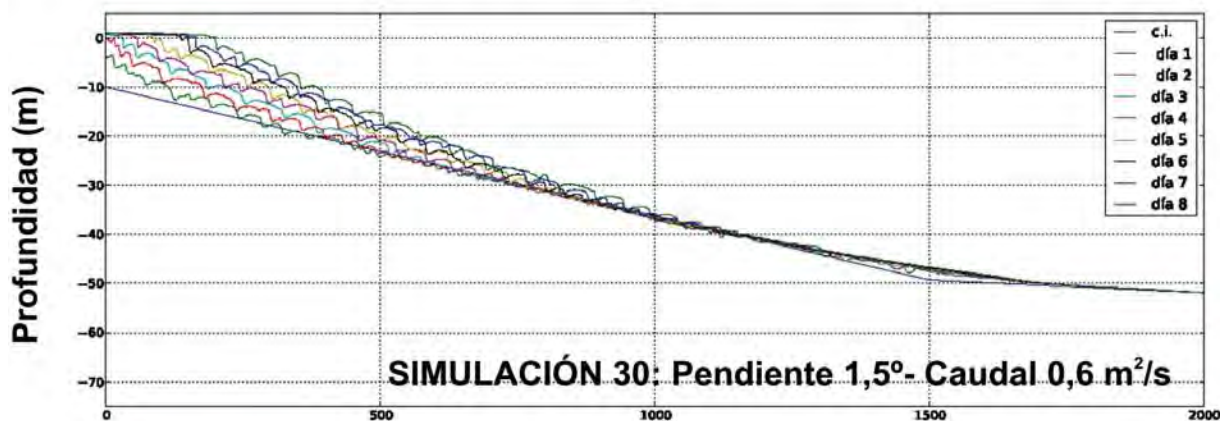
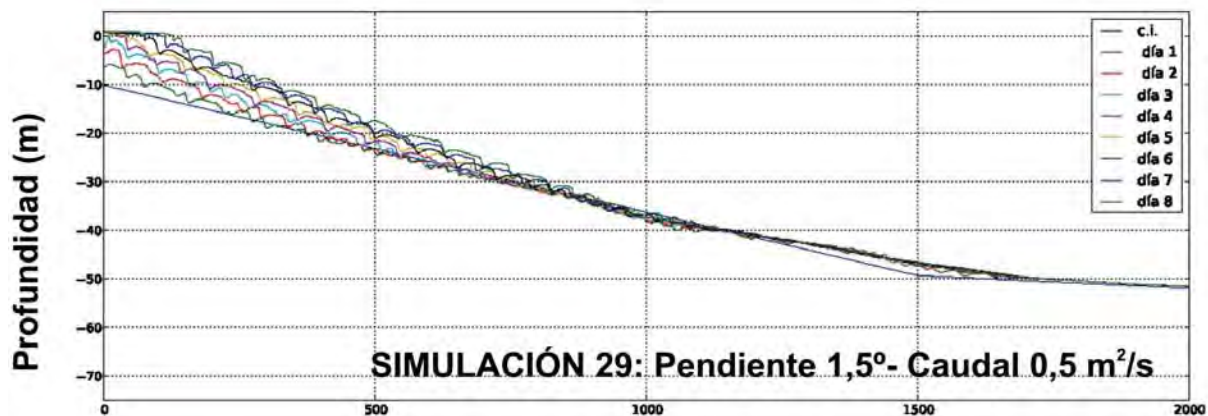




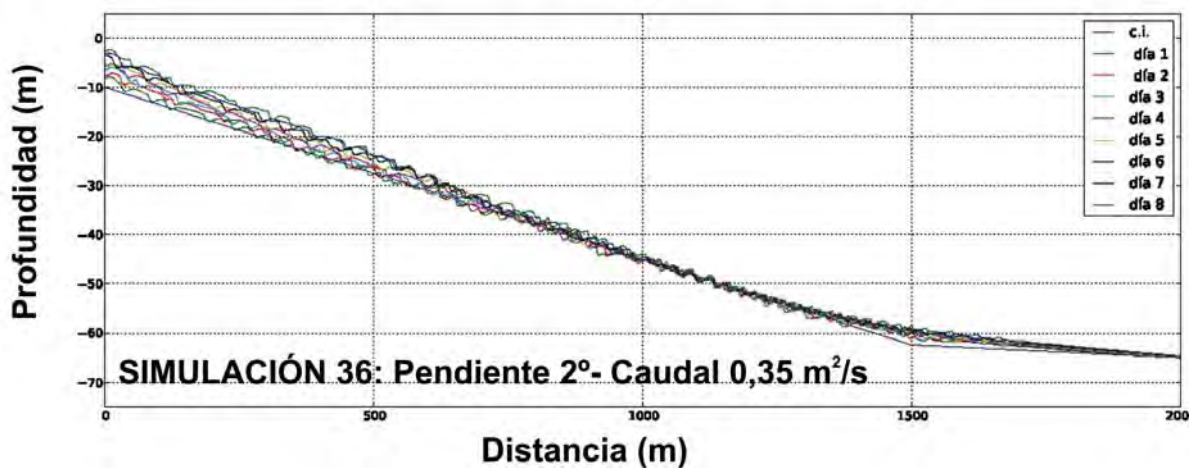
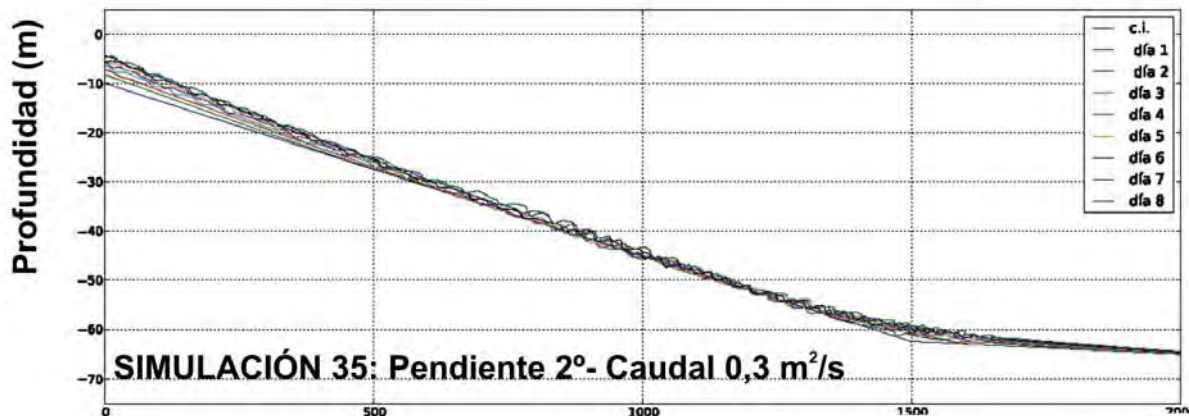
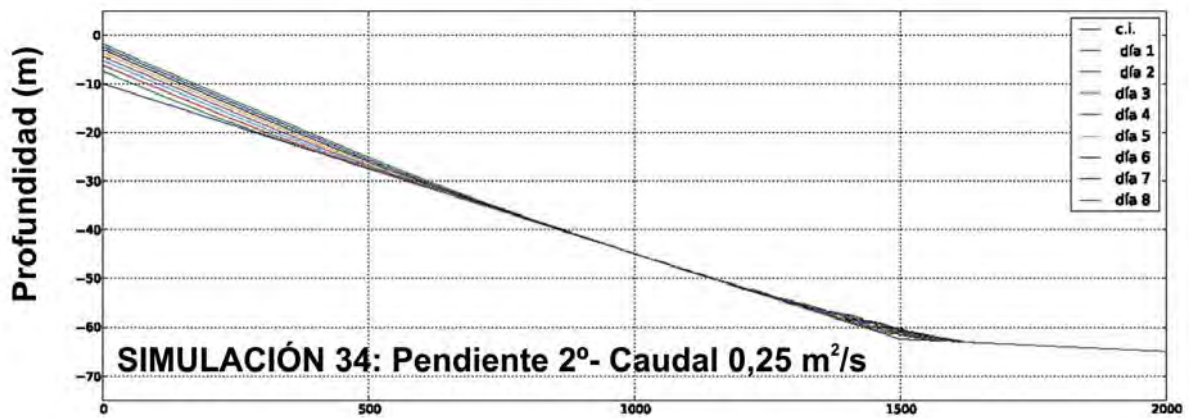
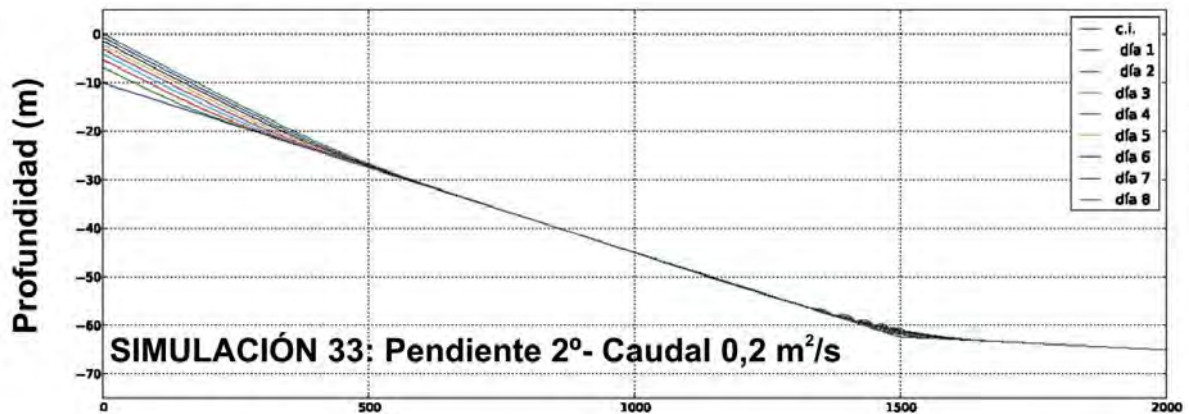
Distancia (m)

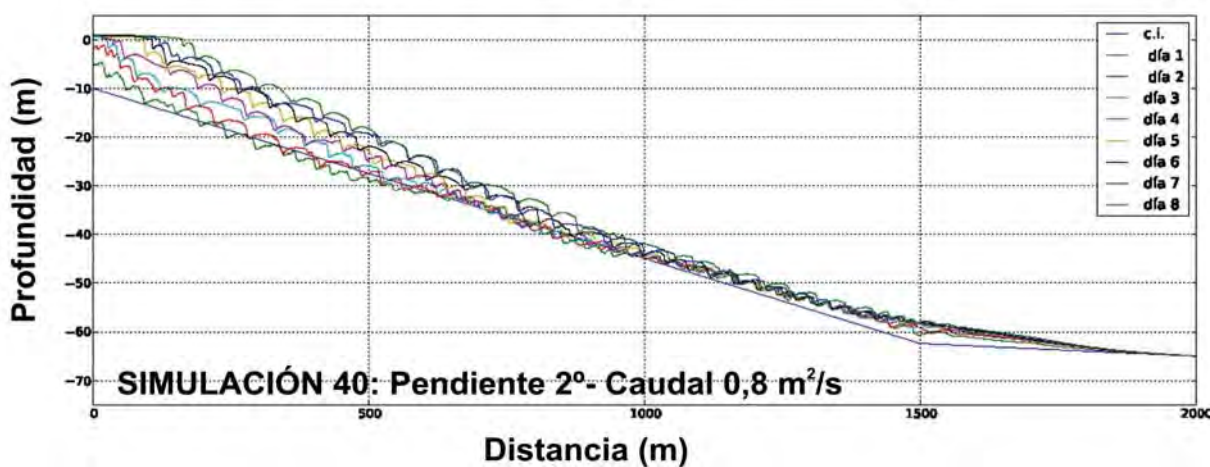
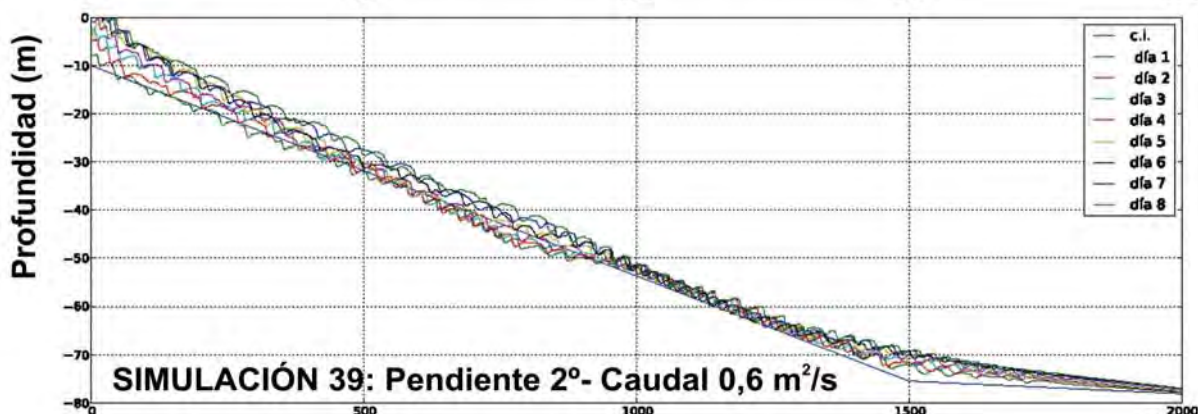
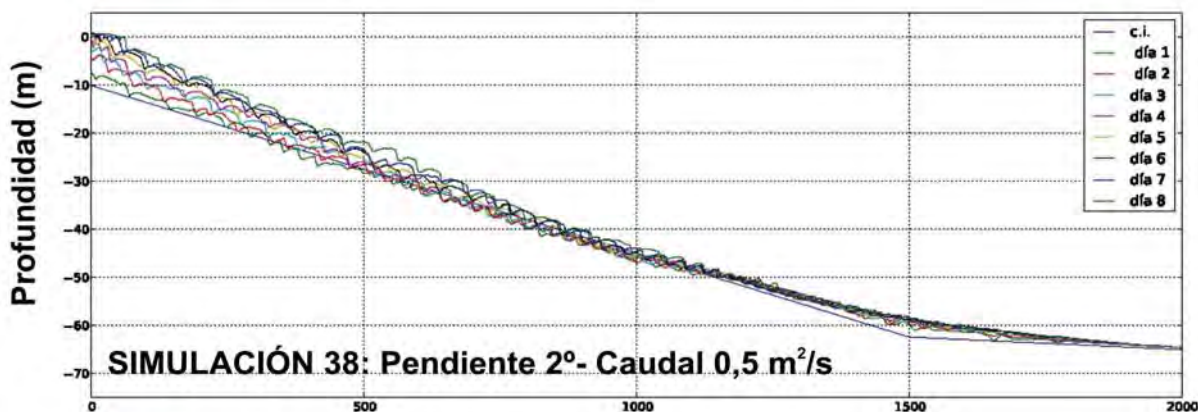
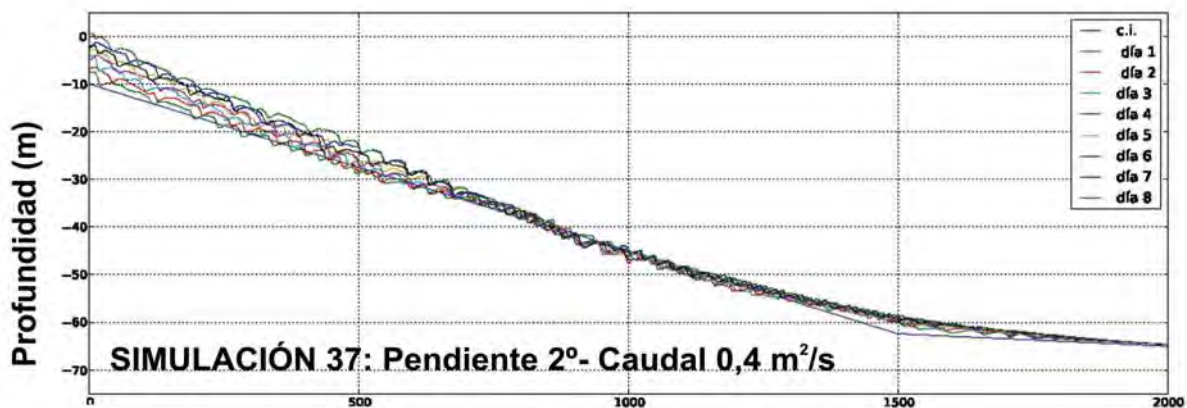
D. Pendiente 1,5°



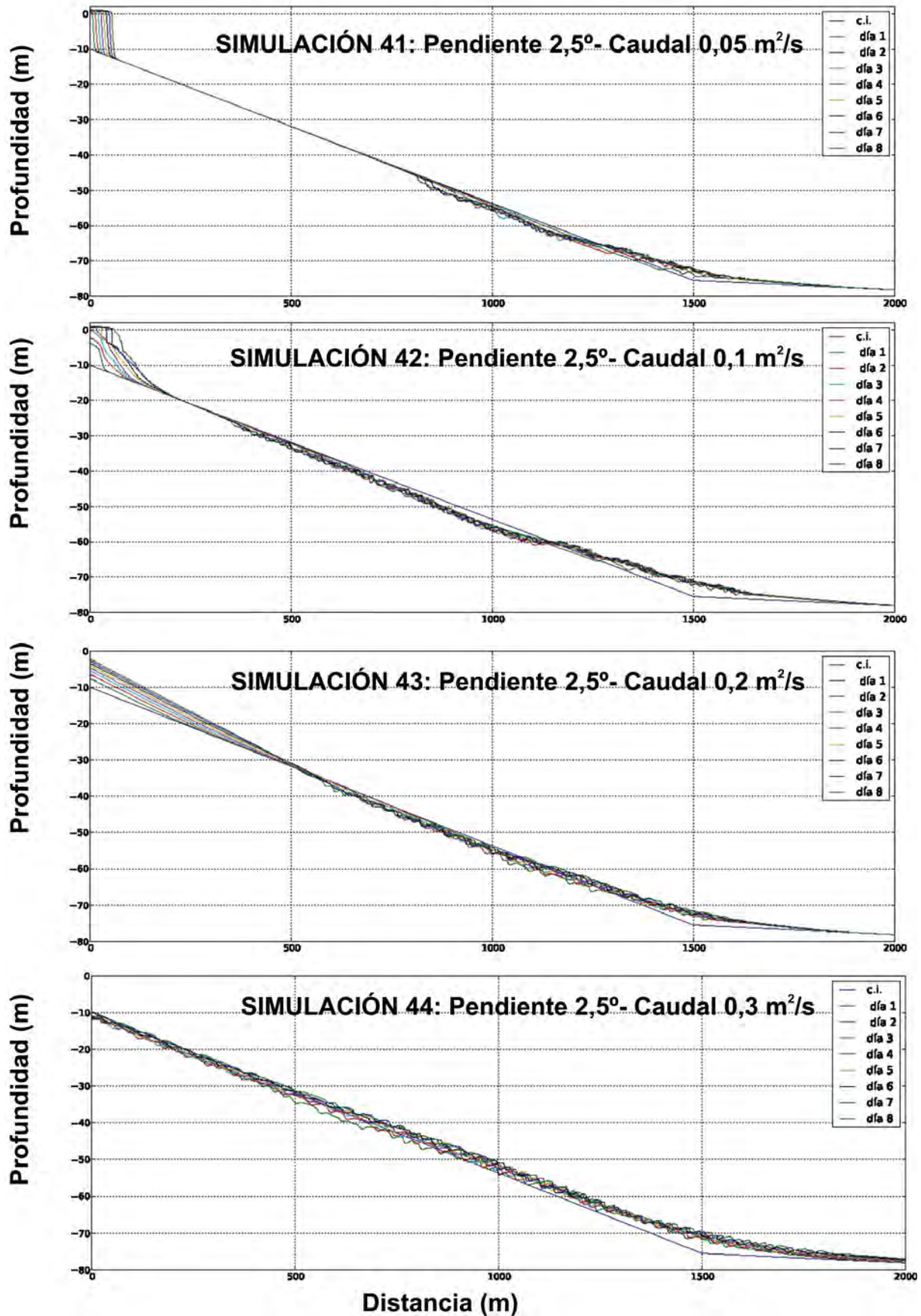


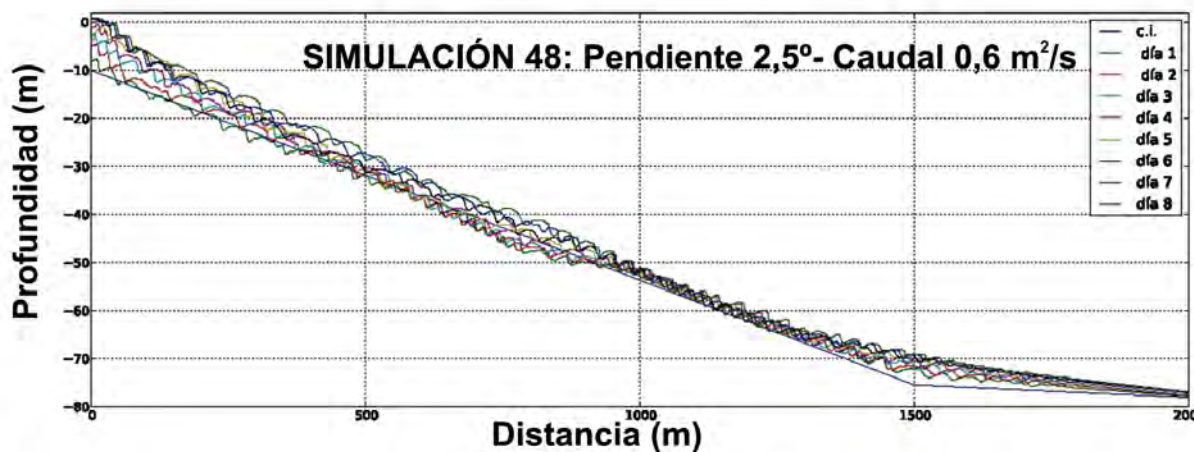
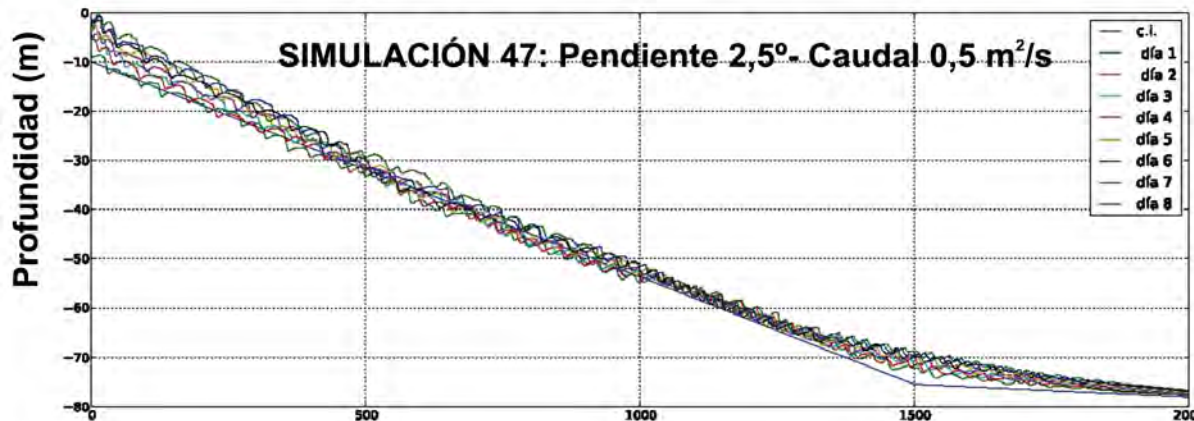
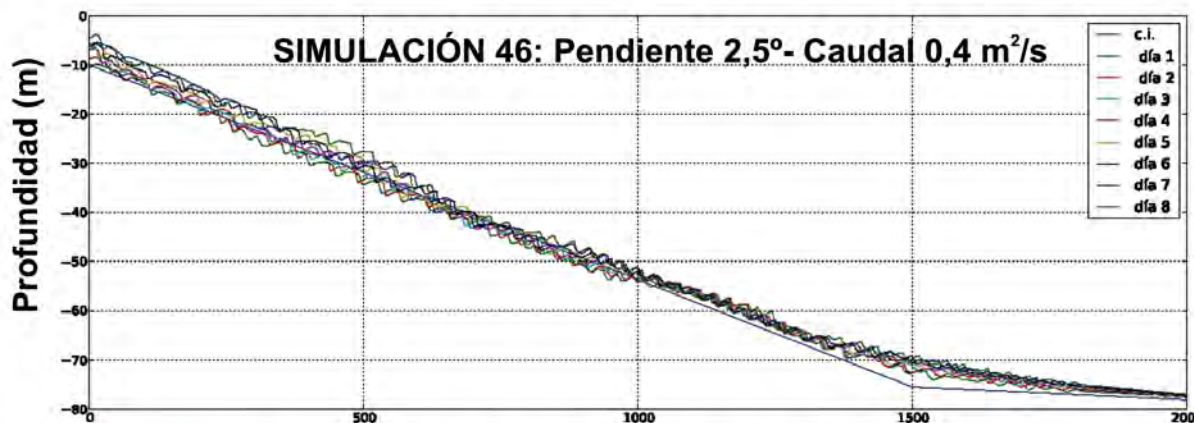
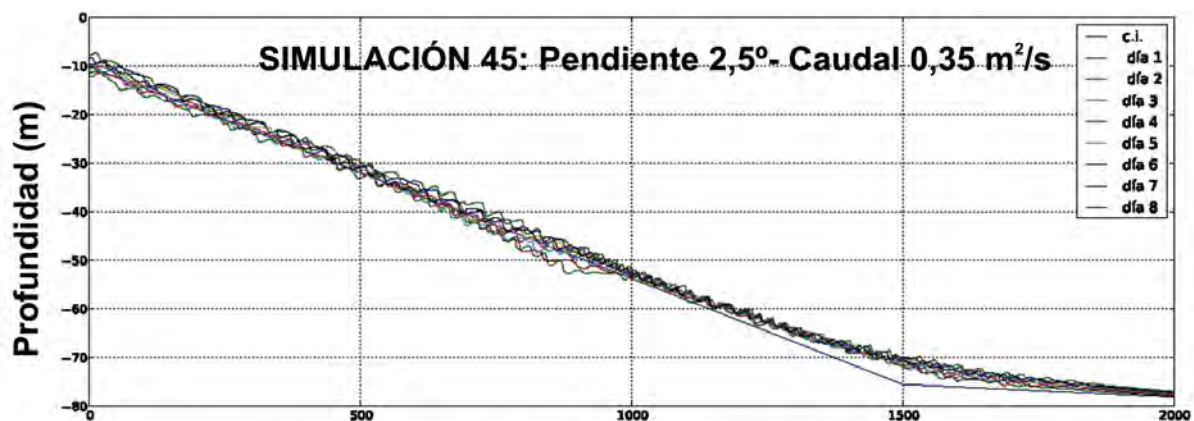
E. Pendiente 2°



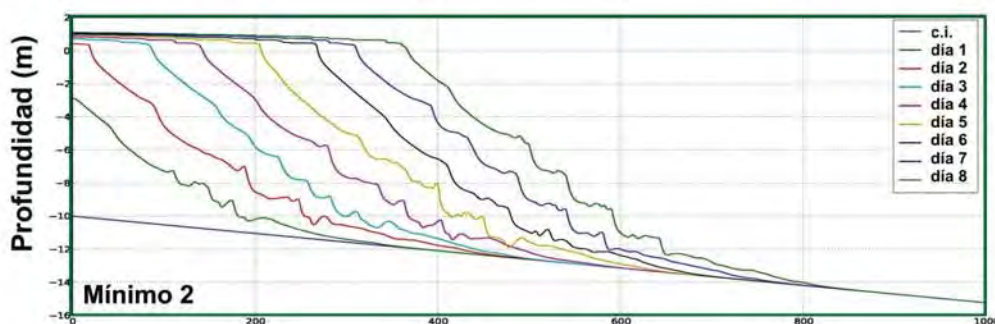
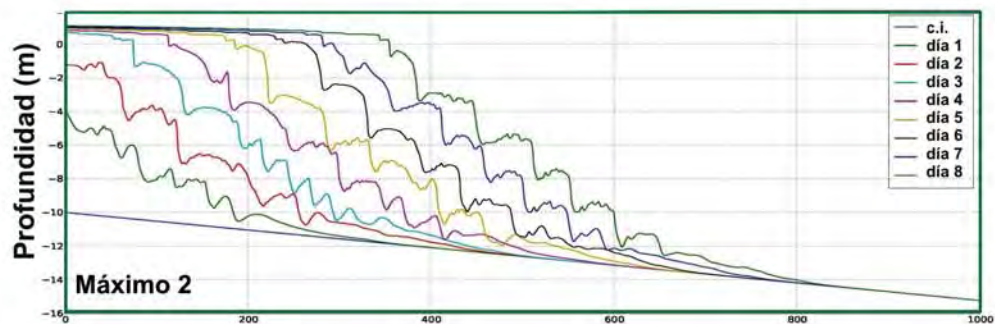
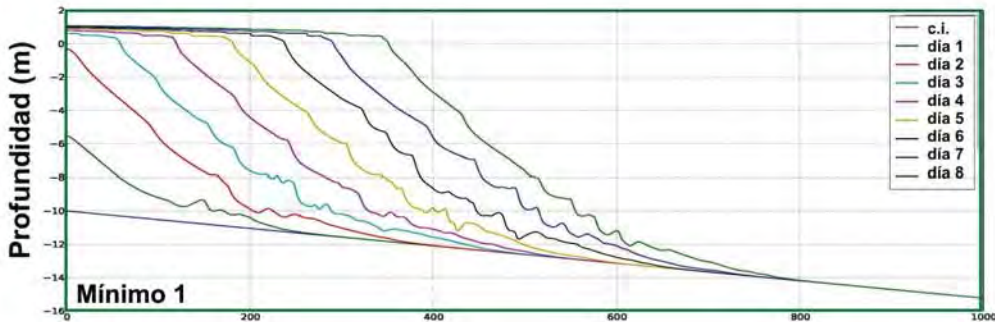
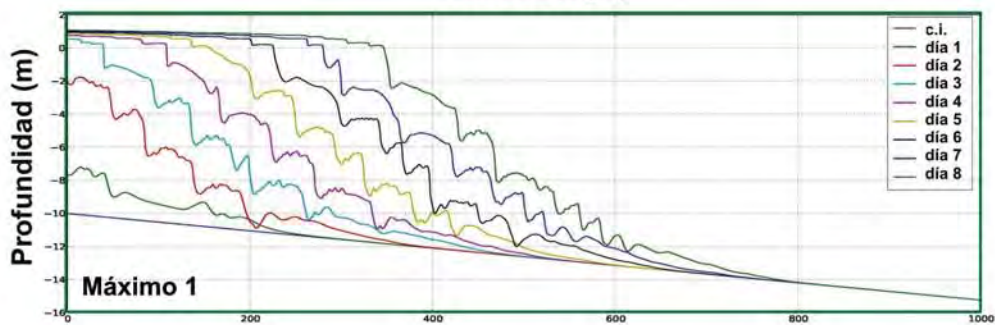
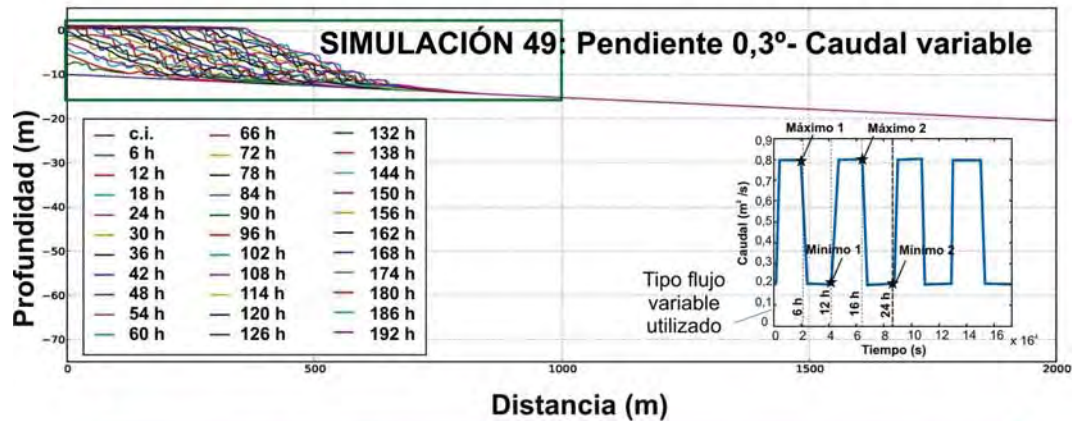


F. Pendiente 2,5°

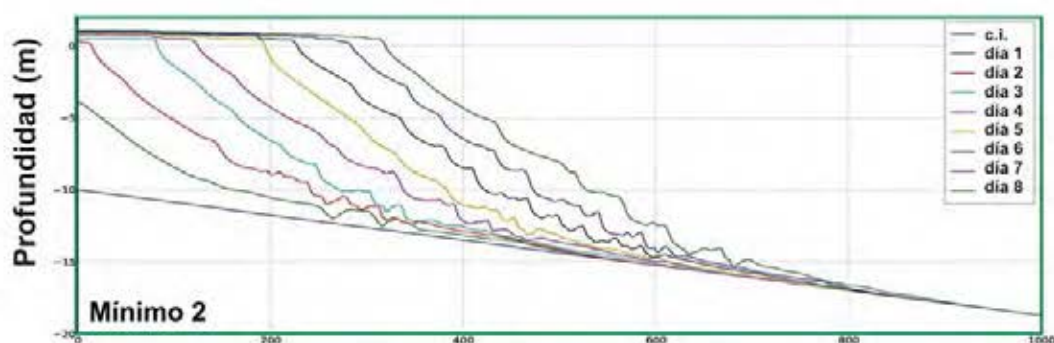
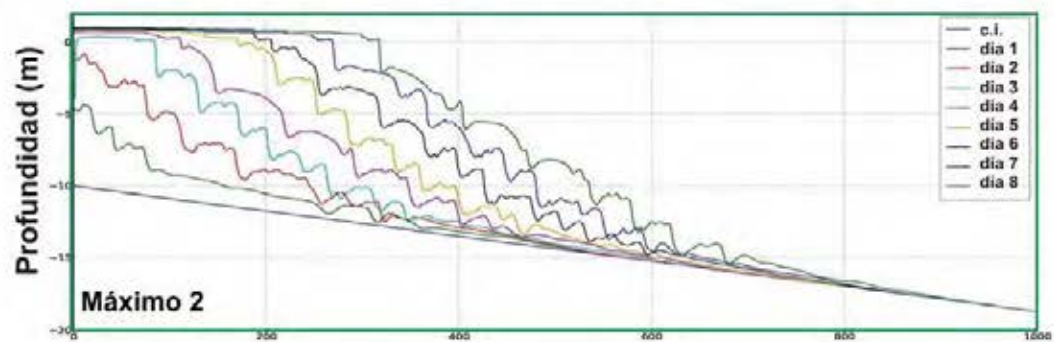
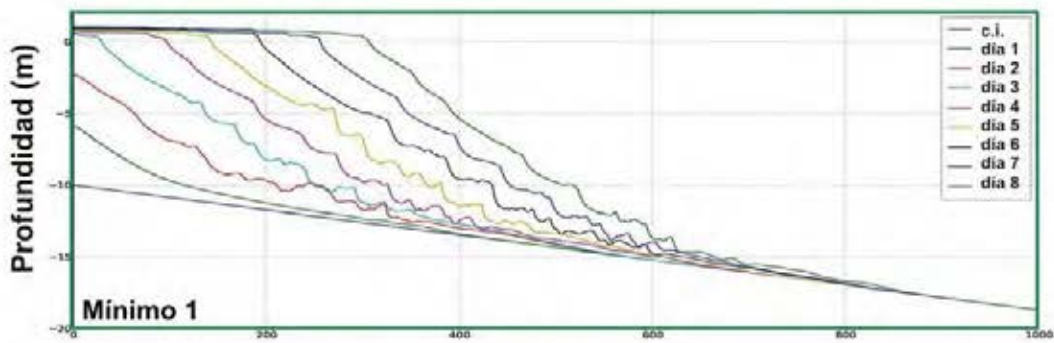
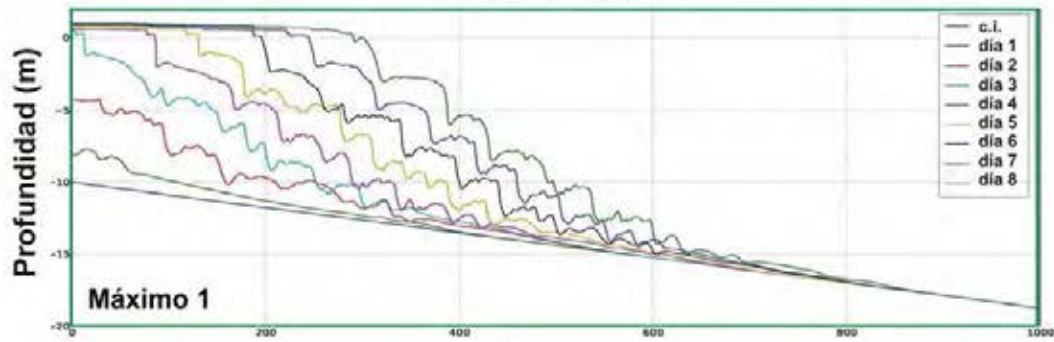
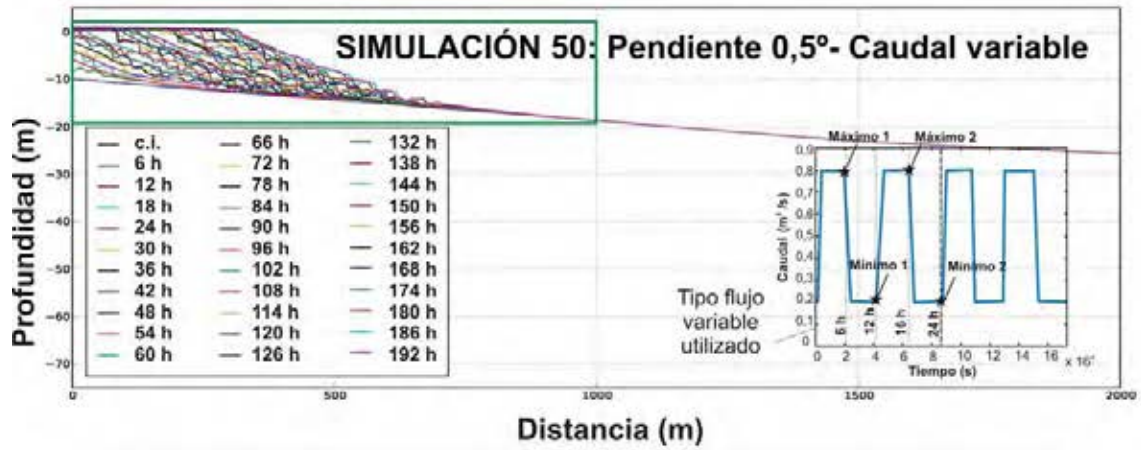


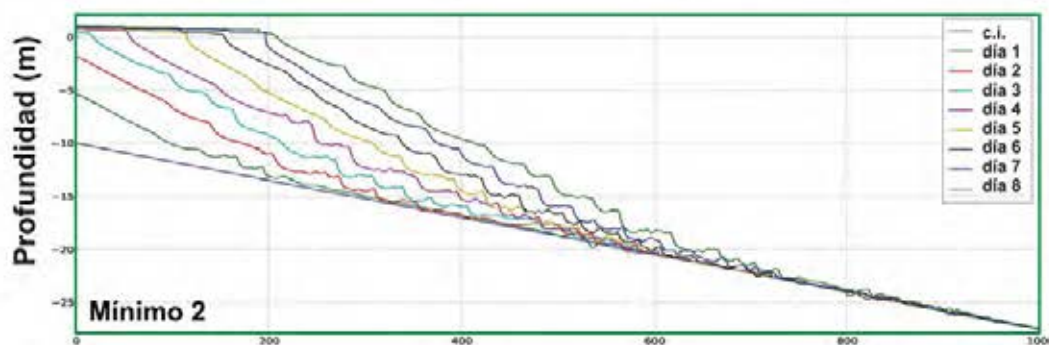
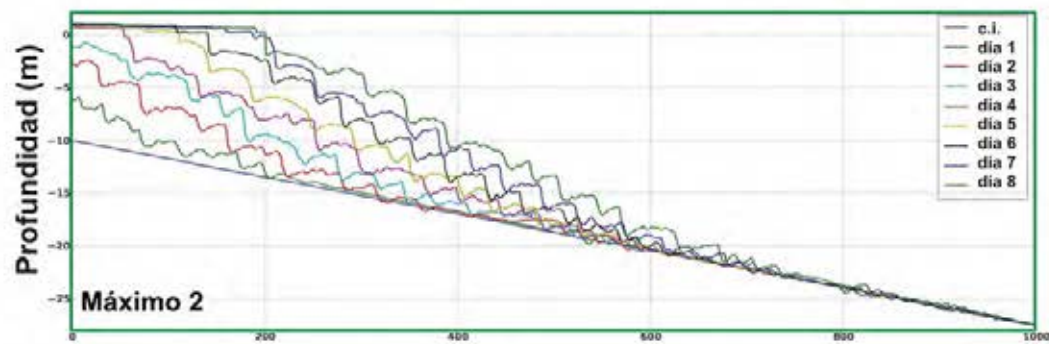
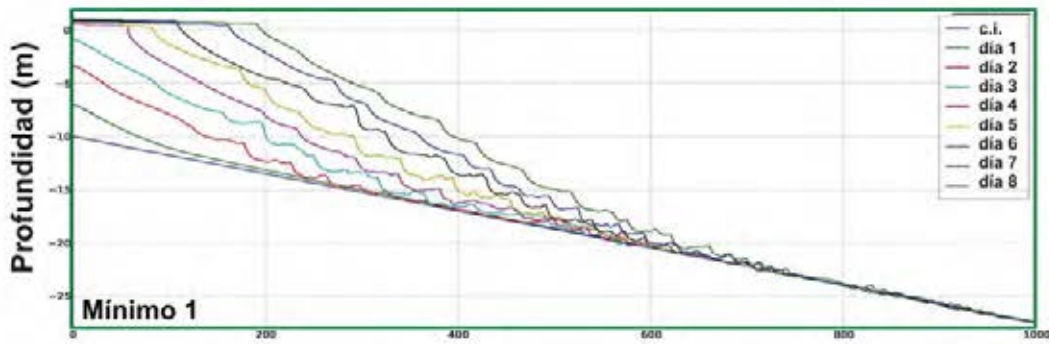
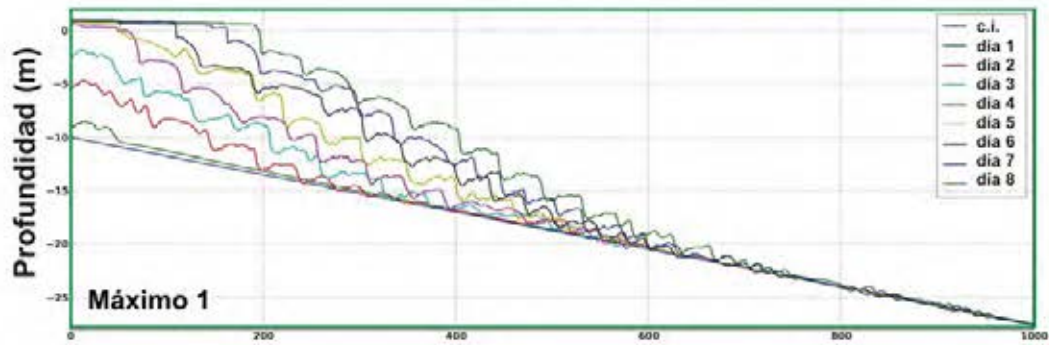
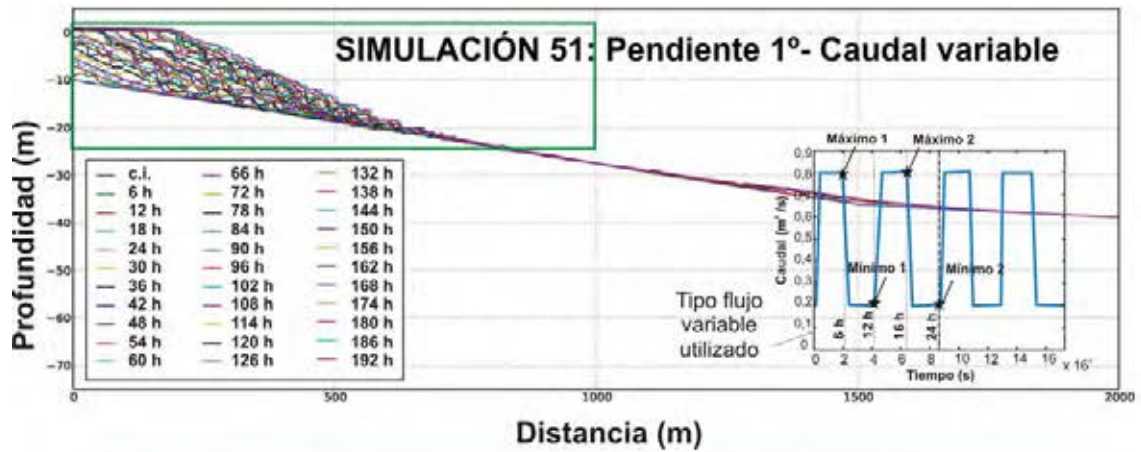


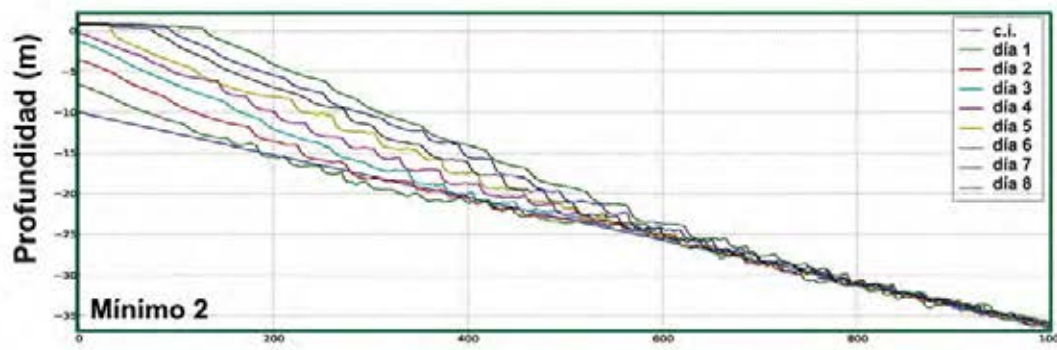
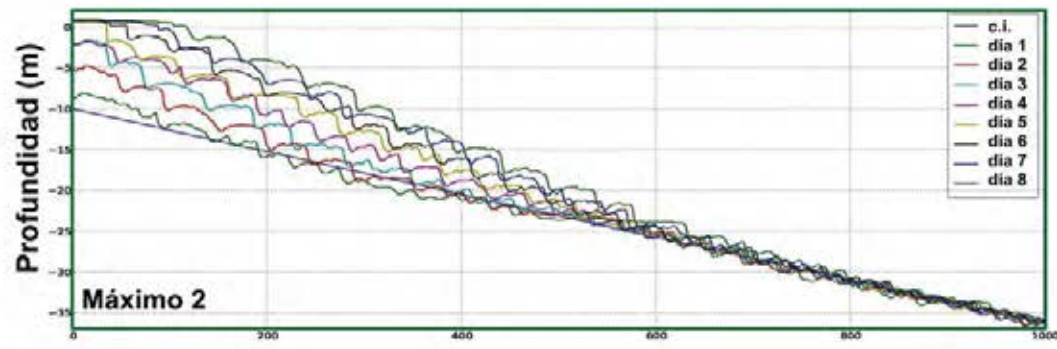
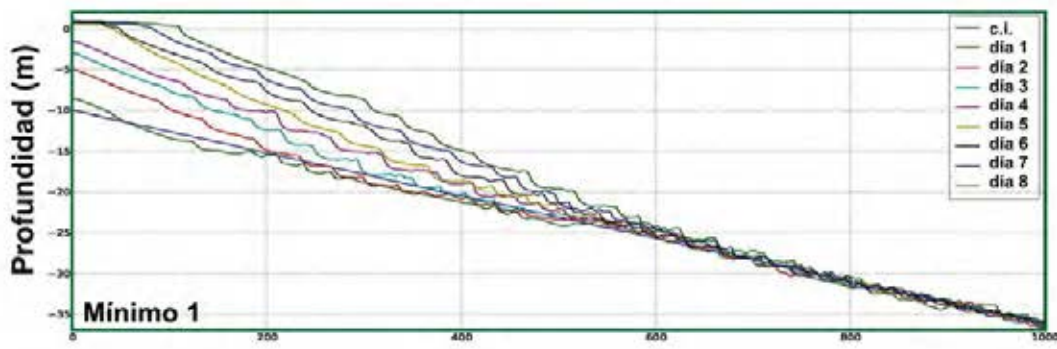
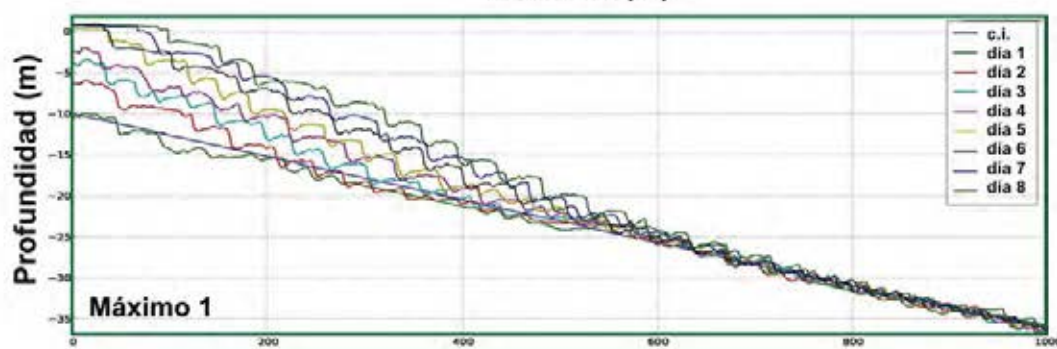
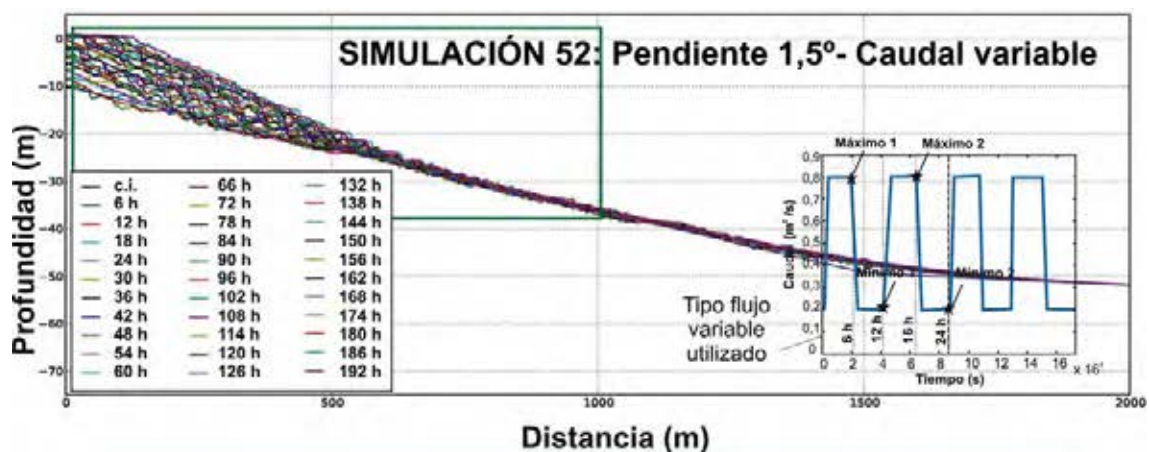
A.1.2. Flujo variable

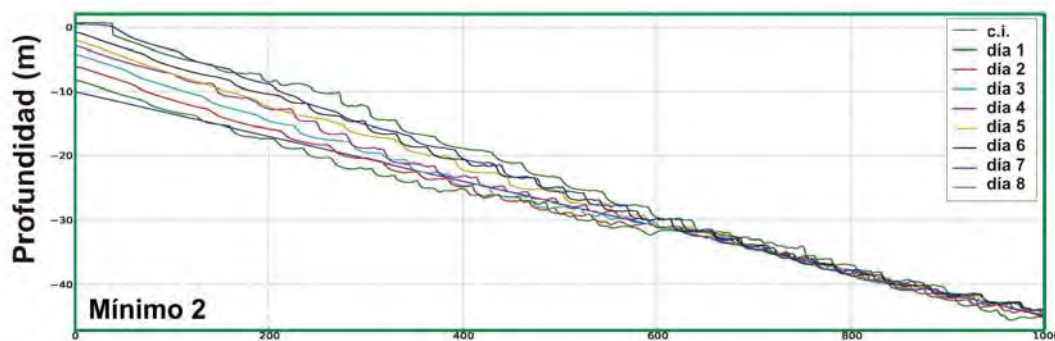
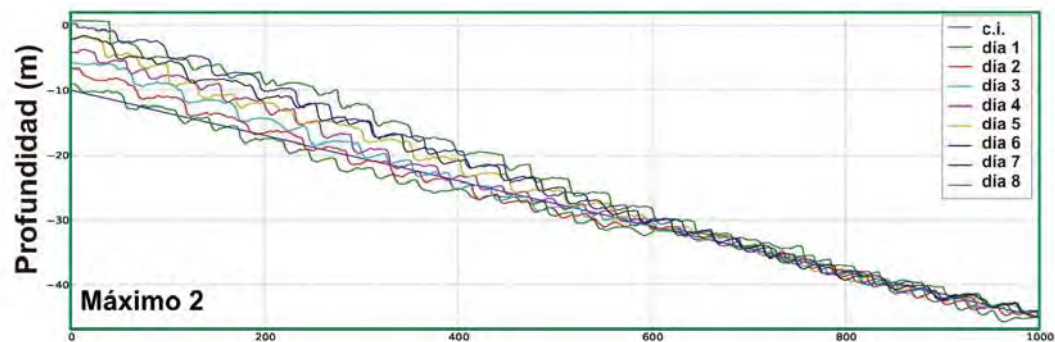
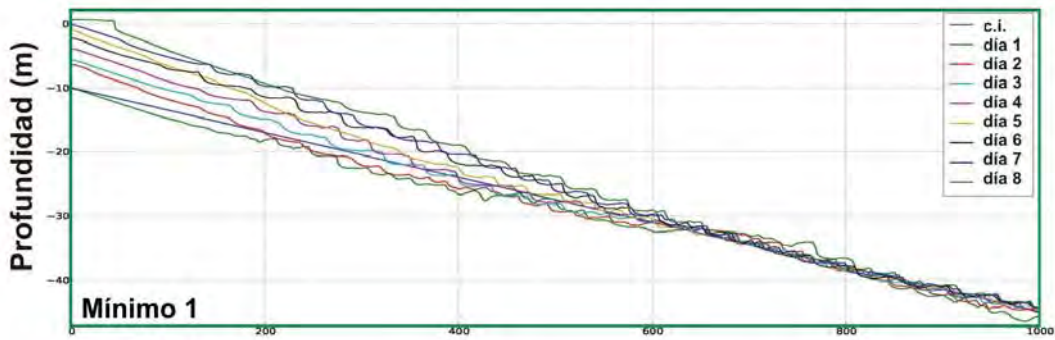
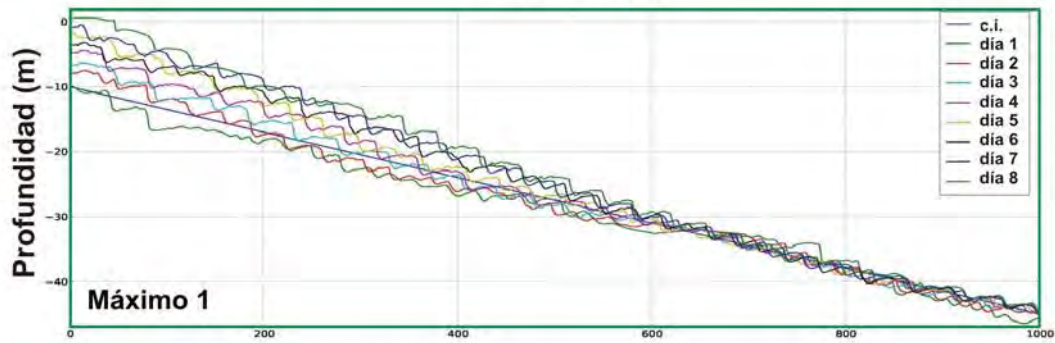
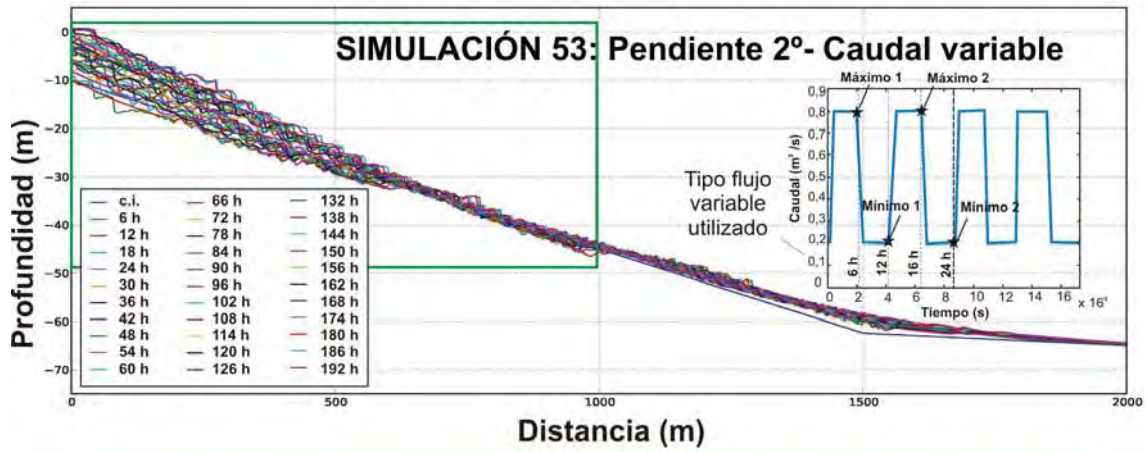


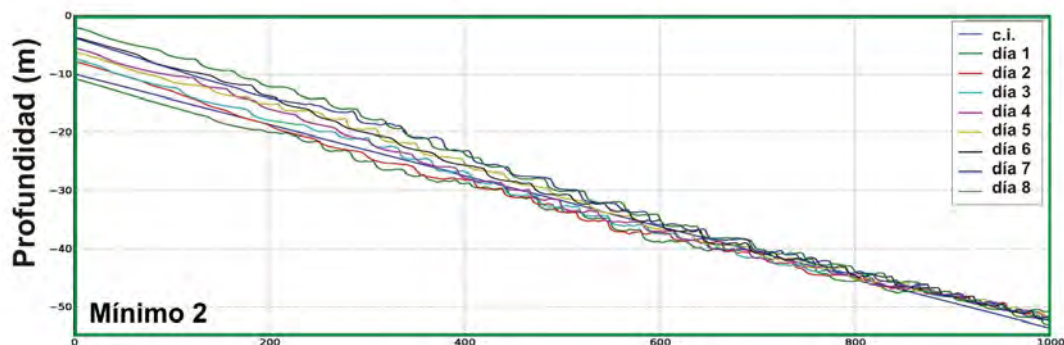
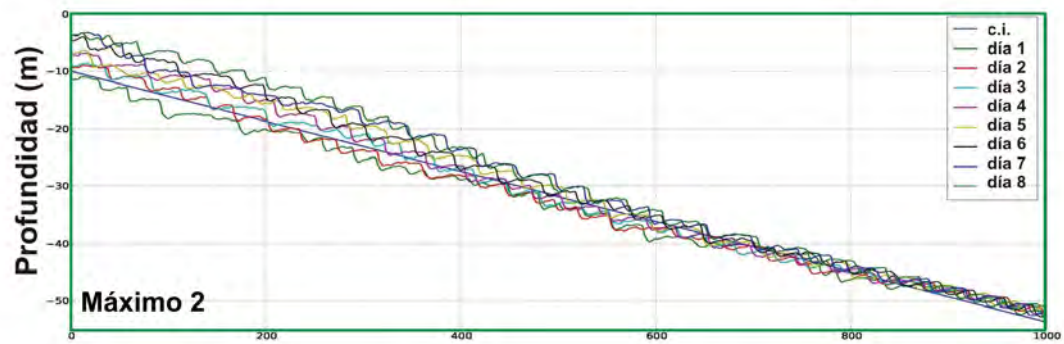
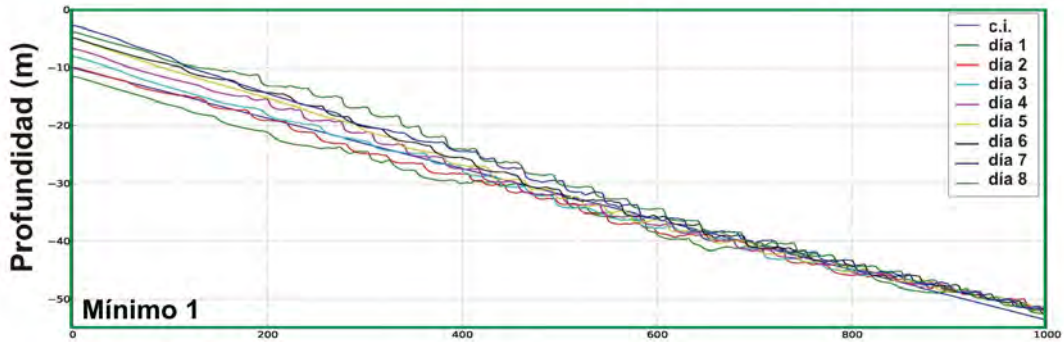
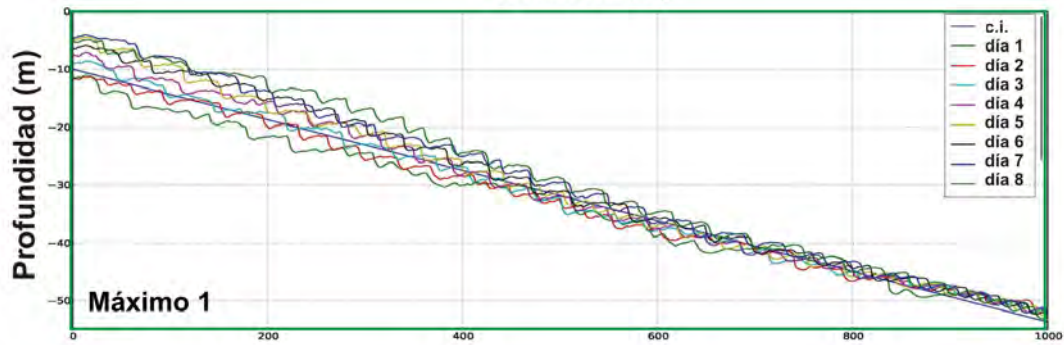
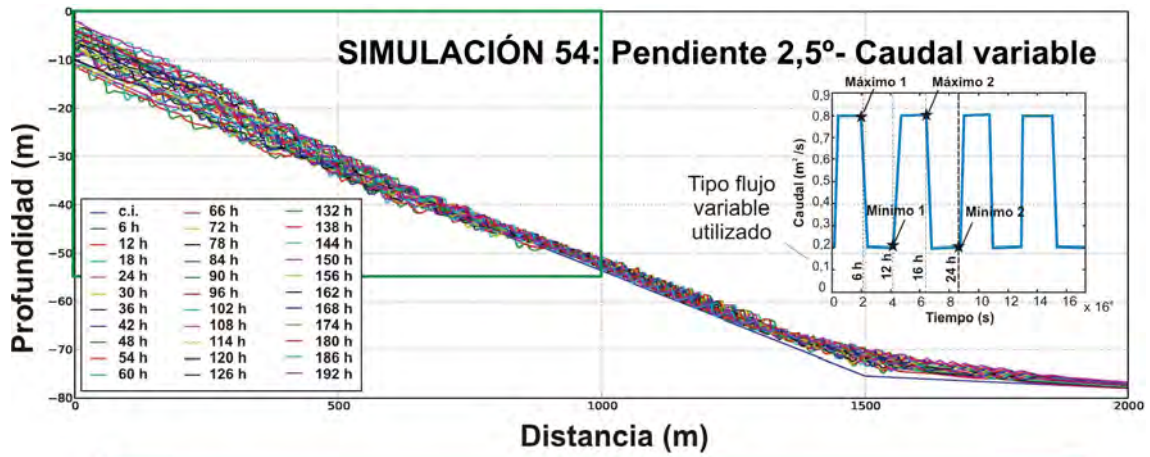
Distancia (m)











A.2. Perfil con geometría sigmoïdal

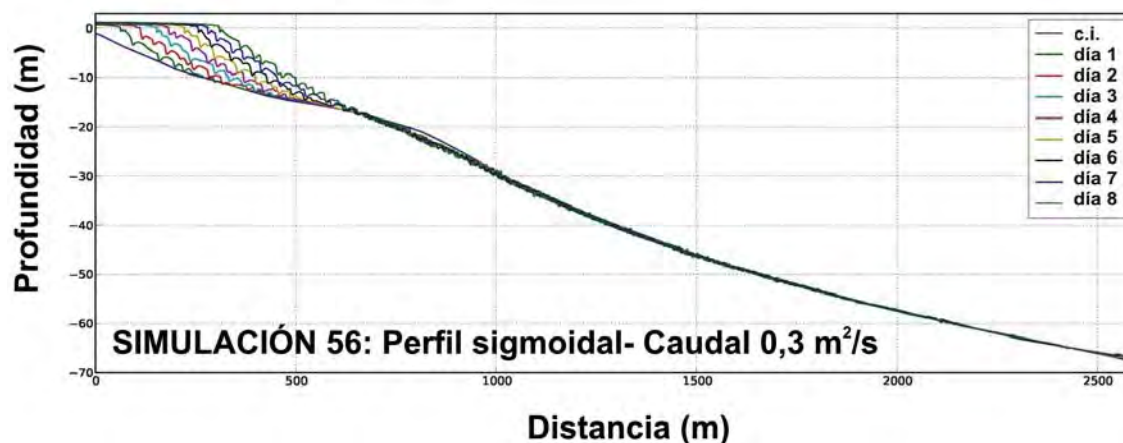
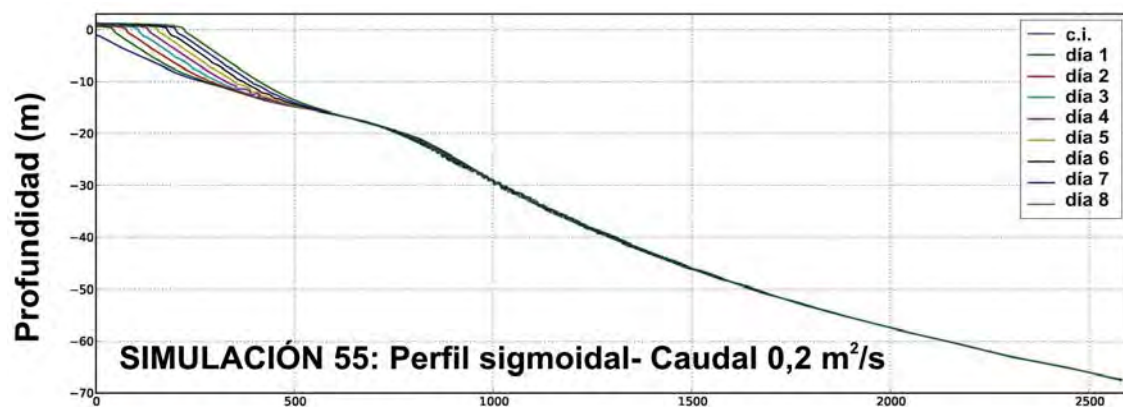
En la Tabla A.3 se muestra un resumen de las 10 simulaciones realizadas para el perfil con geometría simplificada o sigmoïdal, tanto para un flujo constante para el que se han realizado 9 simulaciones con diferentes caudales, como para un flujo variable, para el cual únicamente se ha llevado a cabo una simulación.

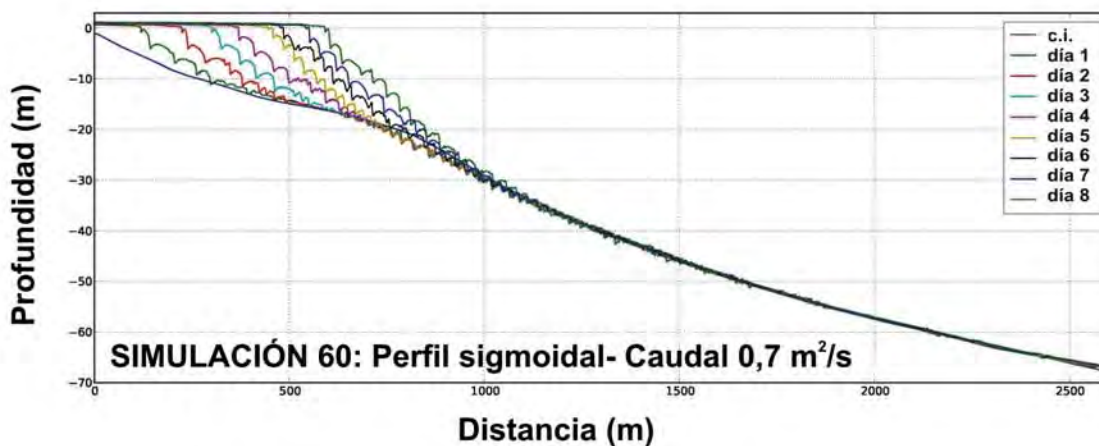
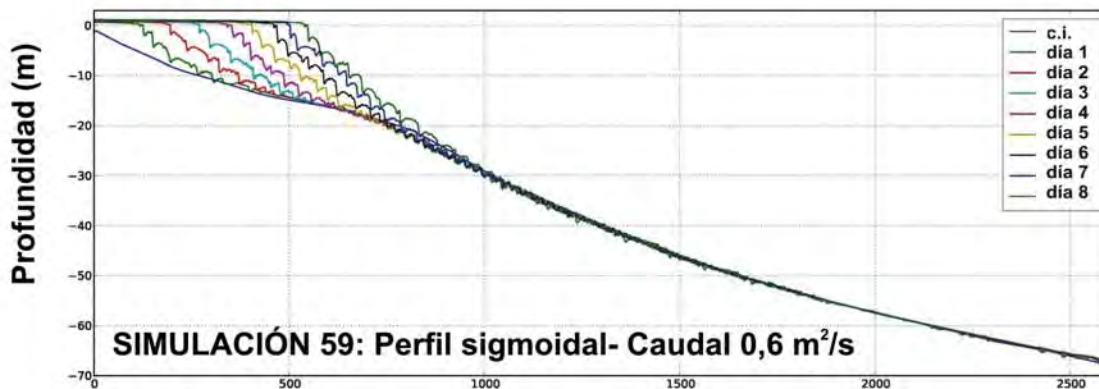
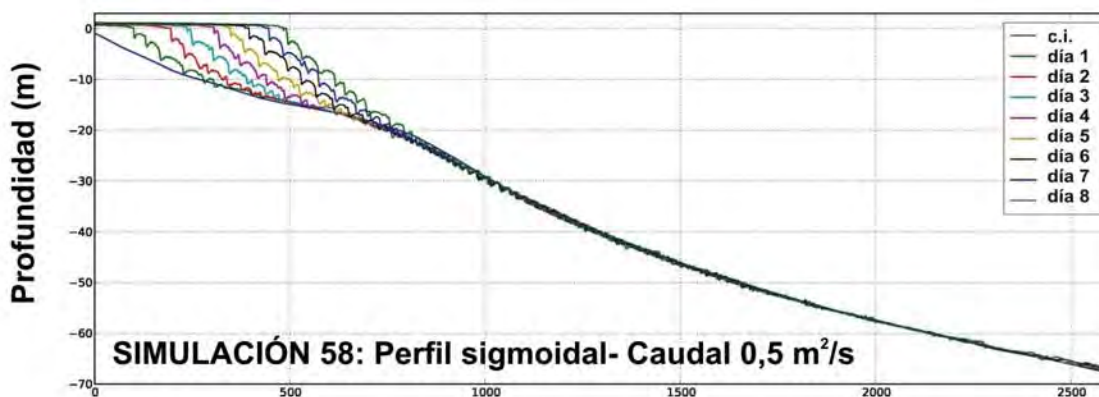
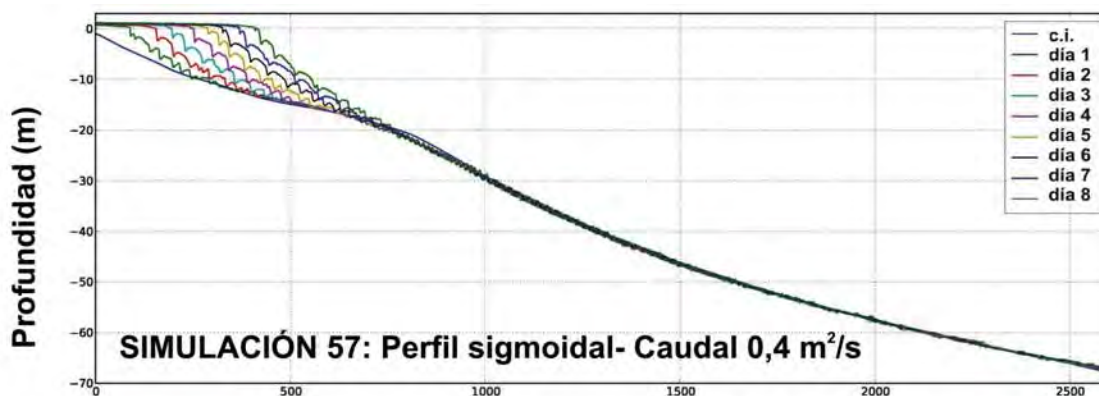
		FLUJO-CAUDAL CONSTANTE (m ² /s)								
		0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1
PERFIL SIGMOÏDAL		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓

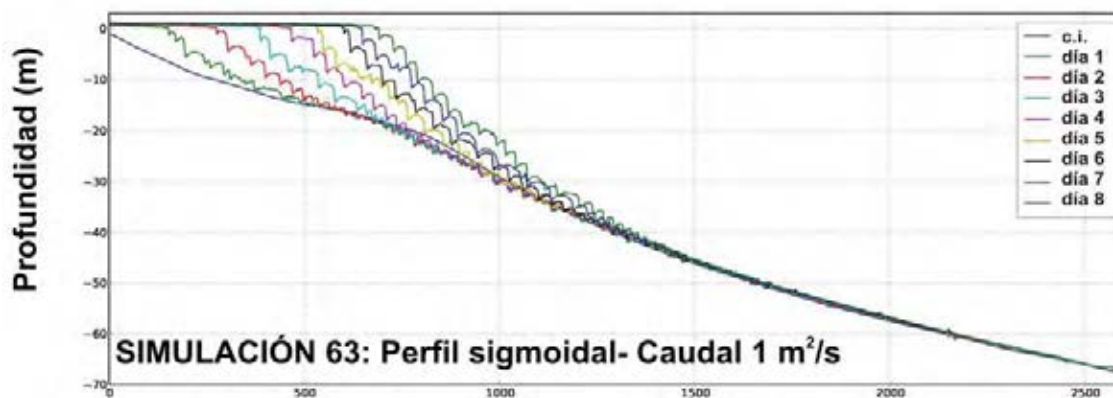
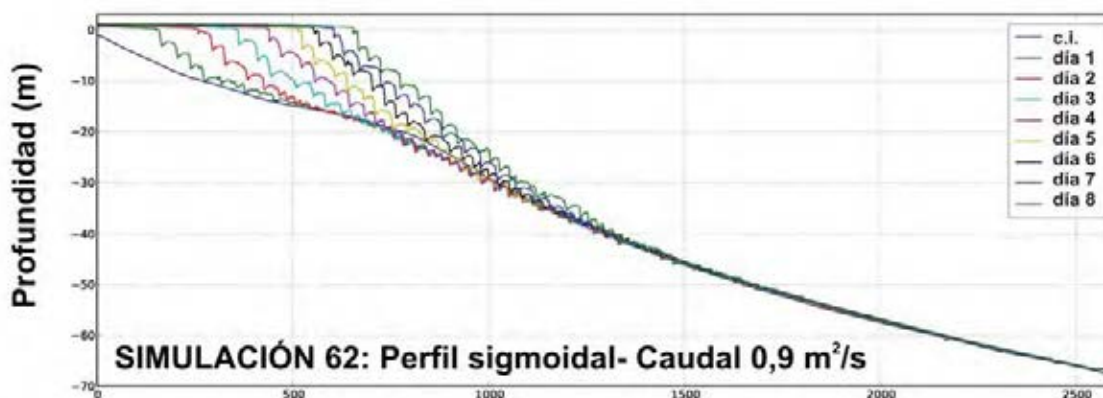
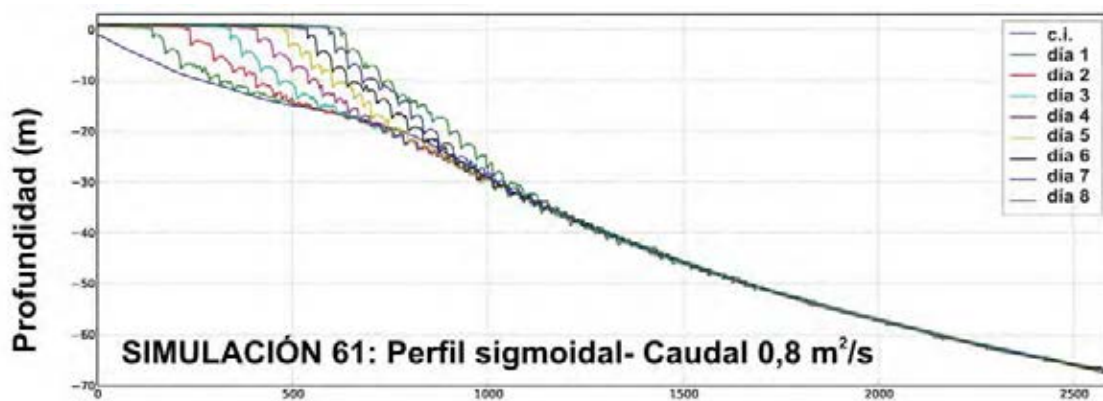
		FLUJO-CAUDAL VARIABLE (m ² /s)
PERFIL SIGMOÏDAL		✓

Tabla A.3: Resumen de las 10 simulaciones realizadas en el perfil con geometría simplificada o sigmoïdal para un flujo/caudal constante y variable.

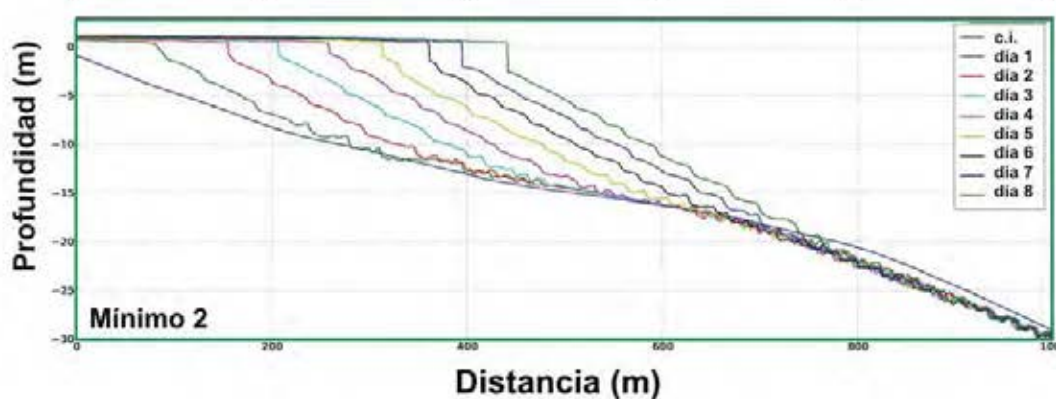
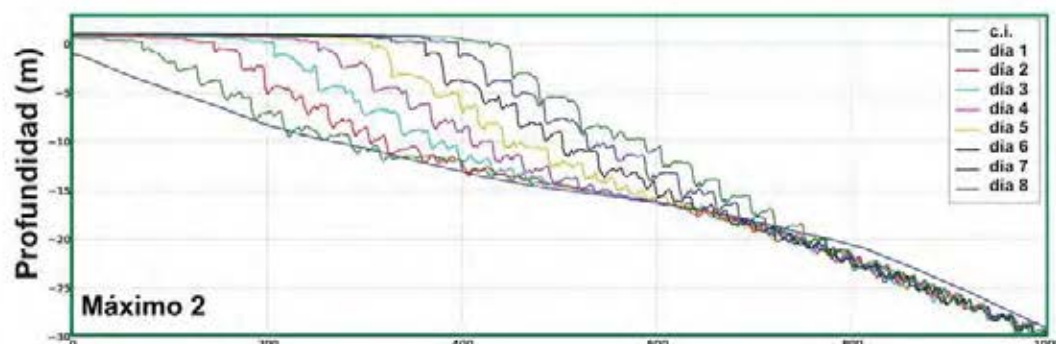
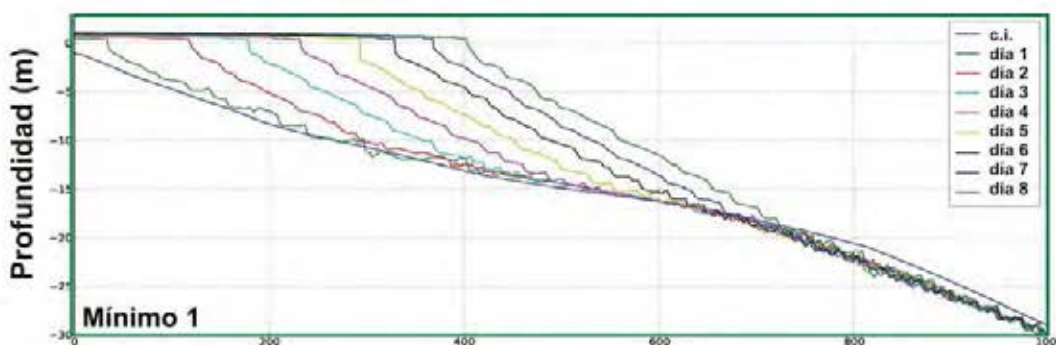
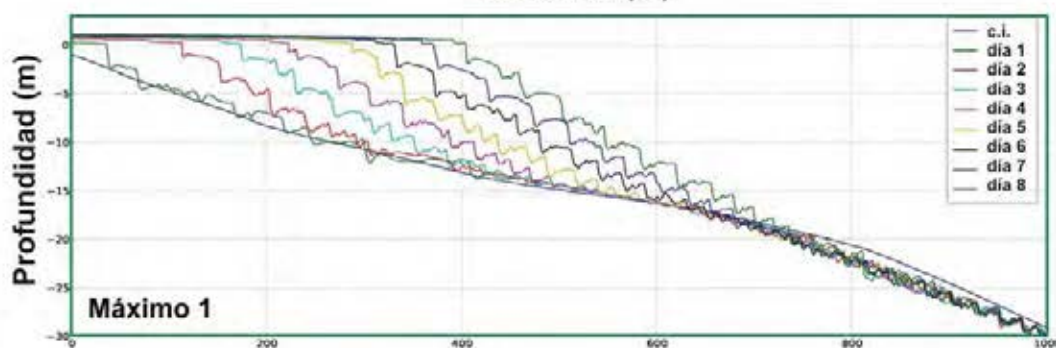
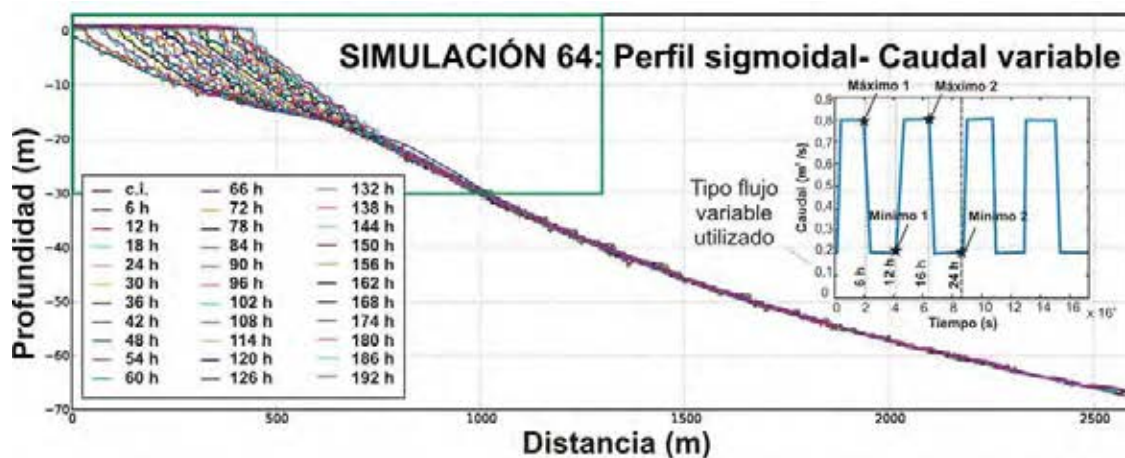
A.2.1. Flujo constante







A.2.2. Flujo variable



A.3. Perfil real Río Adra

En las Tablas A.4 y A.5 se muestra un resumen de las 18 simulaciones realizadas para los perfiles reales del Río Adra, tanto para el perfil trazado frente al cauce antiguo como para el realizado frente al cauce actual del río (ver localización de los perfiles en la figura 2.31).

	FLUJO-CAUDAL CONSTANTE (m ² /s)						
	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,8	1
PERFIL ADRA CAUCE ANTIGUO	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	FLUJO-CAUDAL VARIABLE (m ² /s)						
PERFIL ADRA CAUCE ANTIGUO	✓						

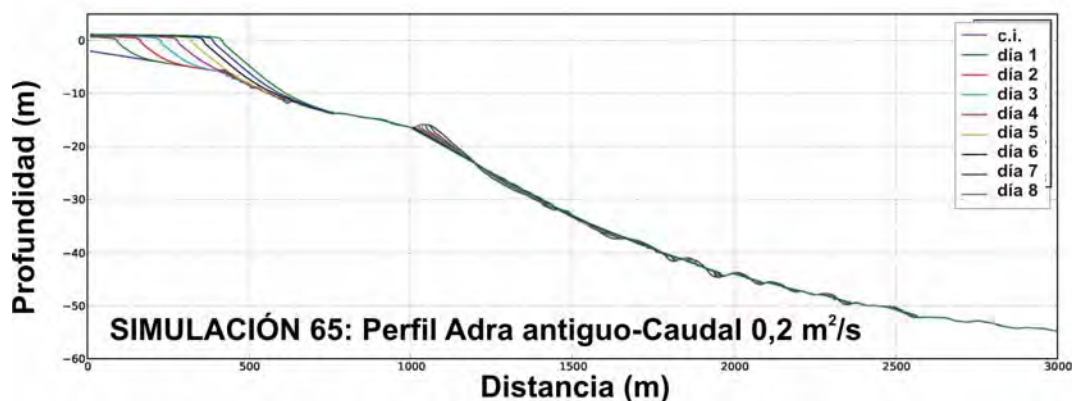
Tabla A.4: Resumen de las 8 simulaciones realizadas en el perfil real trazado frente al cauce antiguo del Río Adra para un flujo/caudal constante y variable.

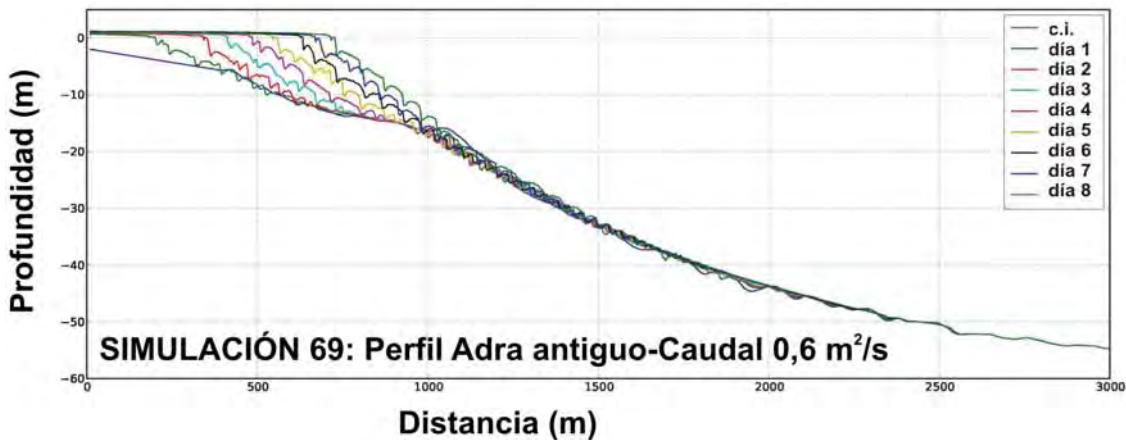
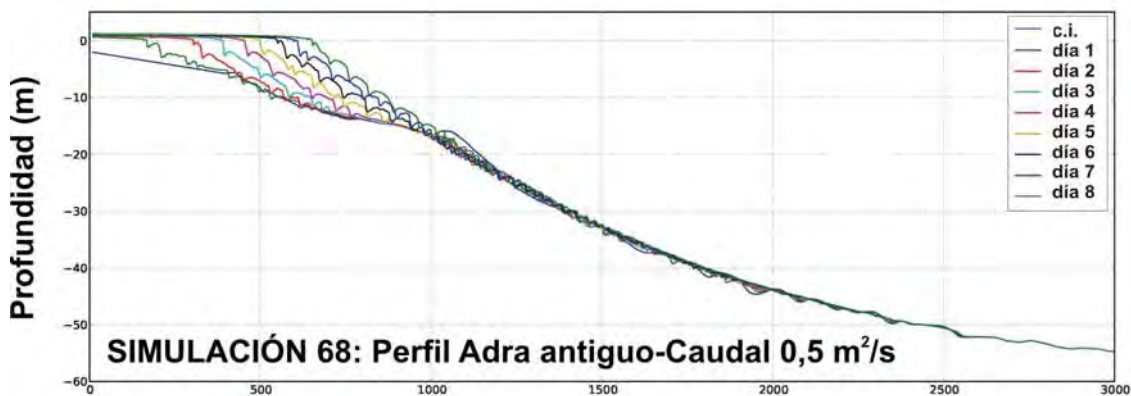
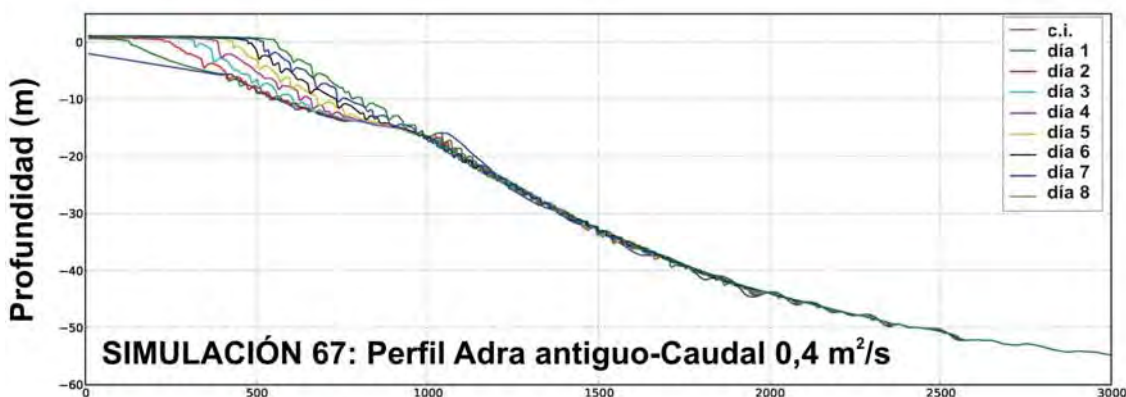
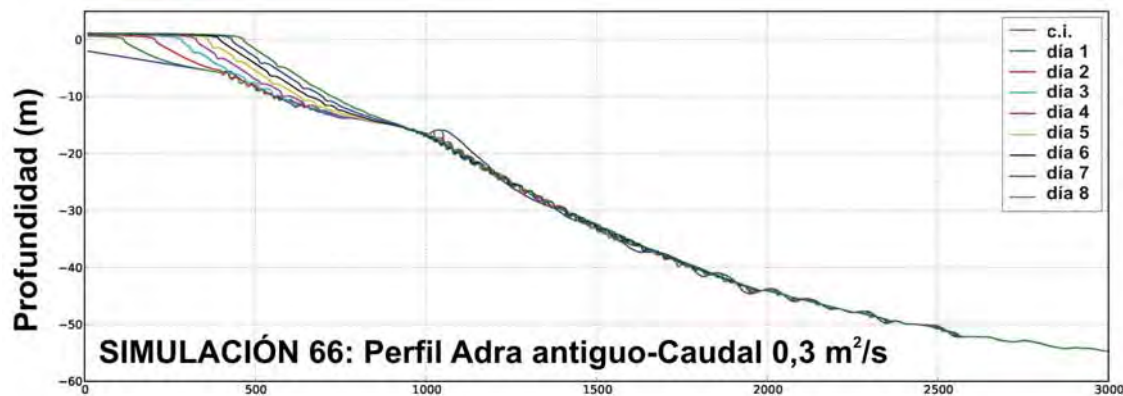
	FLUJO-CAUDAL CONSTANTE (m ² /s)								
	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1
PERFIL ADRA CAUCE ACTUAL	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	FLUJO-CAUDAL VARIABLE (m ² /s)								
PERFIL ADRA CAUCE ACTUAL	✓								

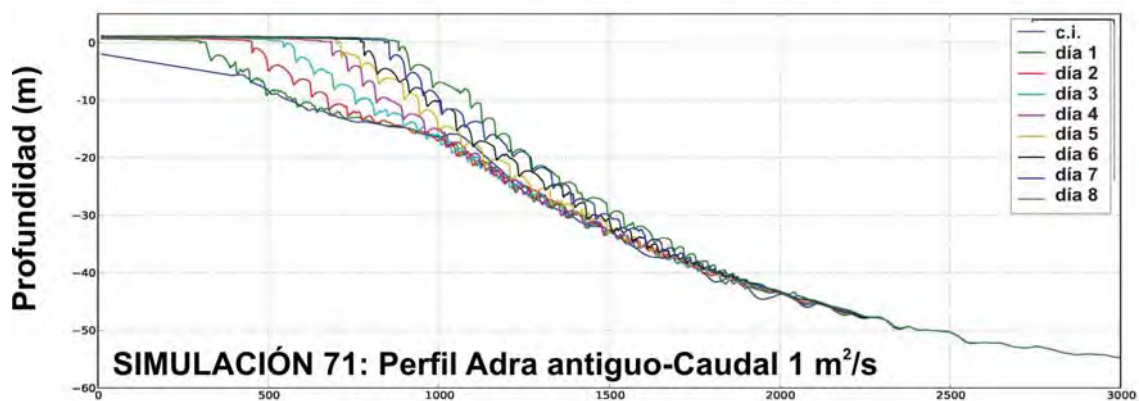
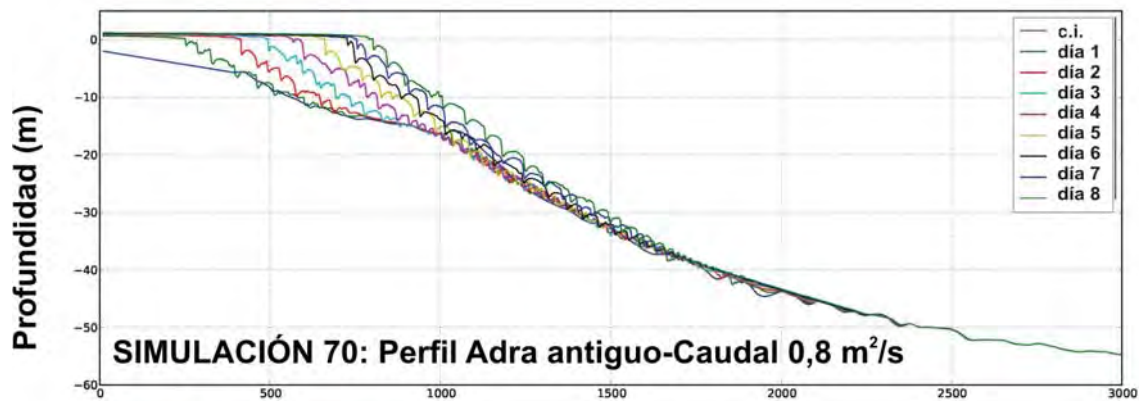
Tabla A.5: Resumen de las 10 simulaciones realizadas en el perfil real trazado frente al cauce actual del Río Adra para un flujo/caudal constante y variable.

A.3.1. Perfil real del Río Adra trazado frente al cauce antiguo

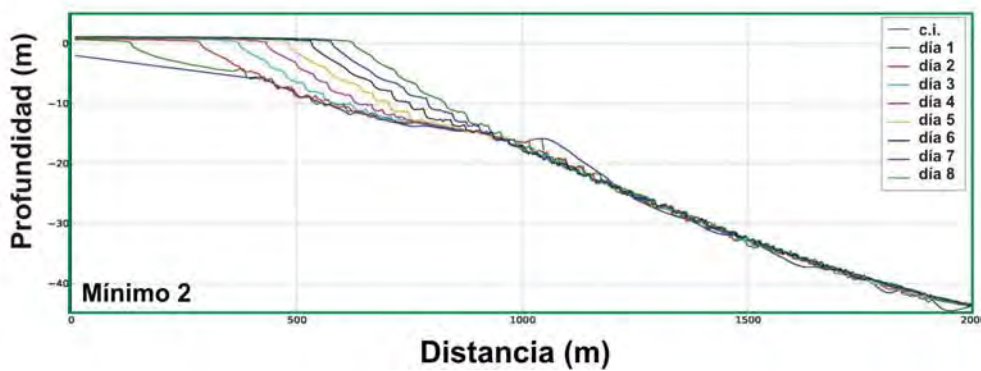
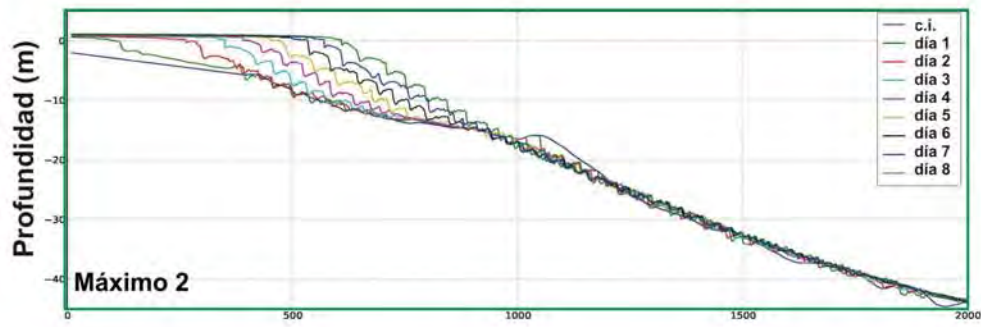
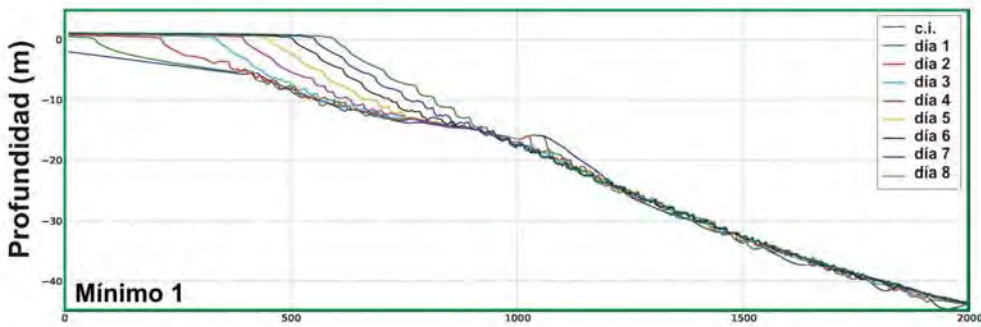
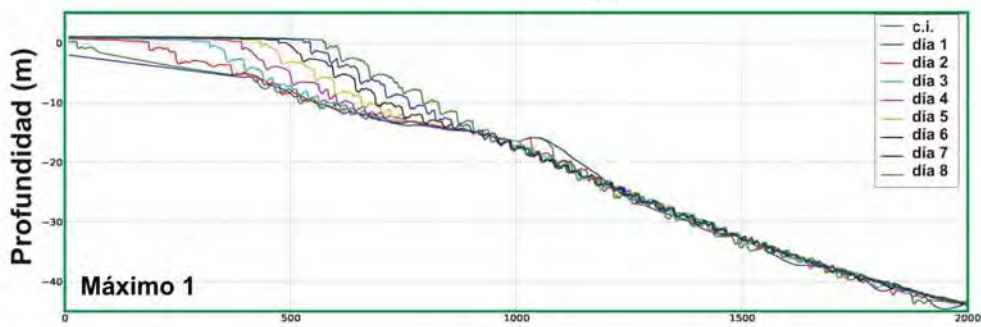
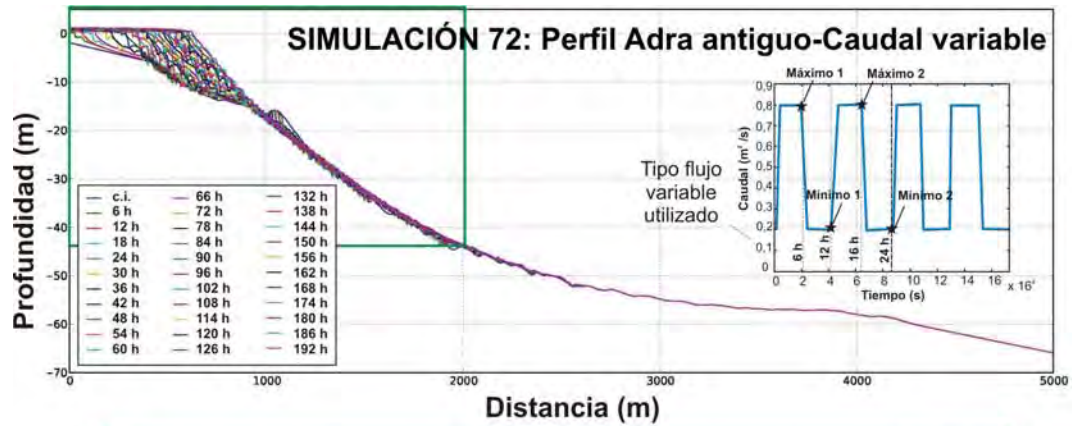
A.3.1.1. Flujo constante





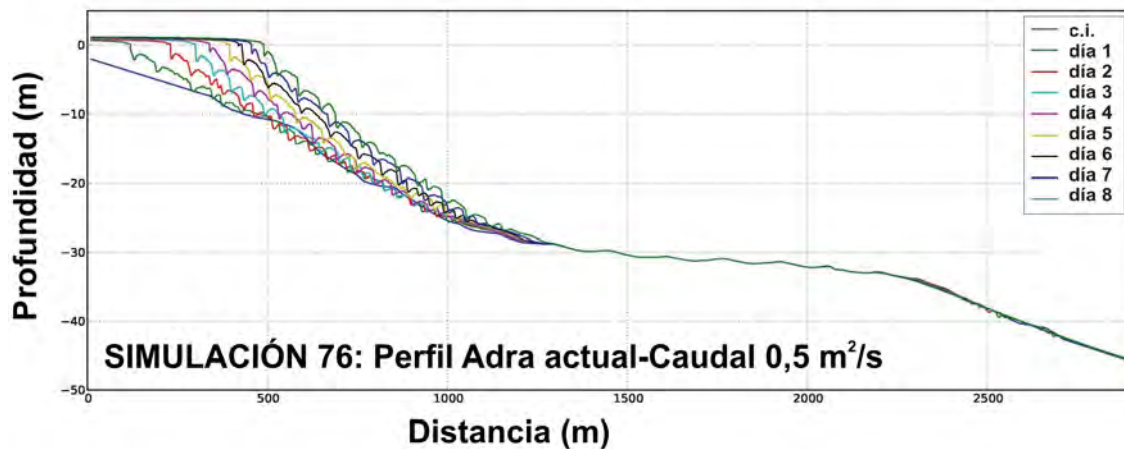
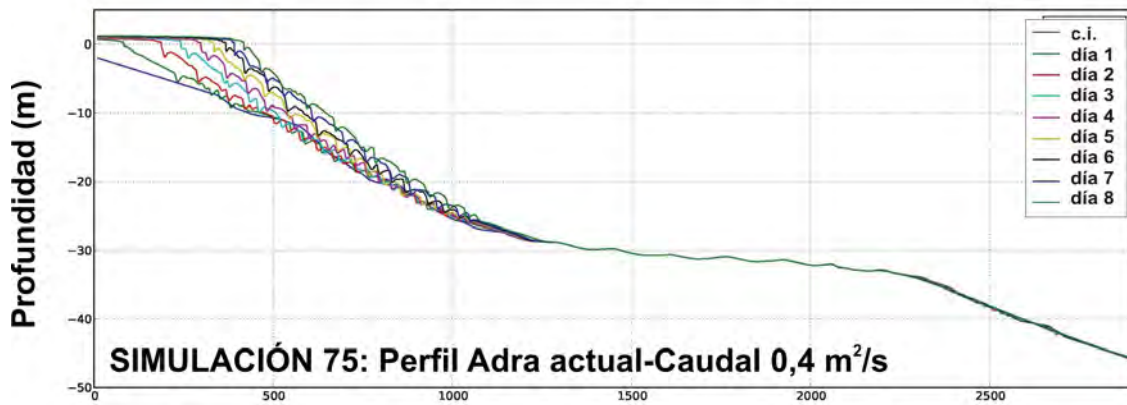
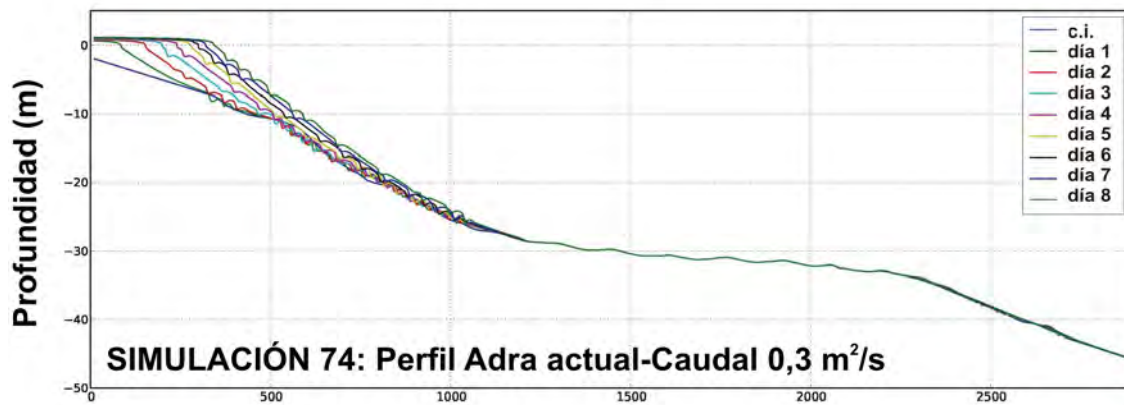
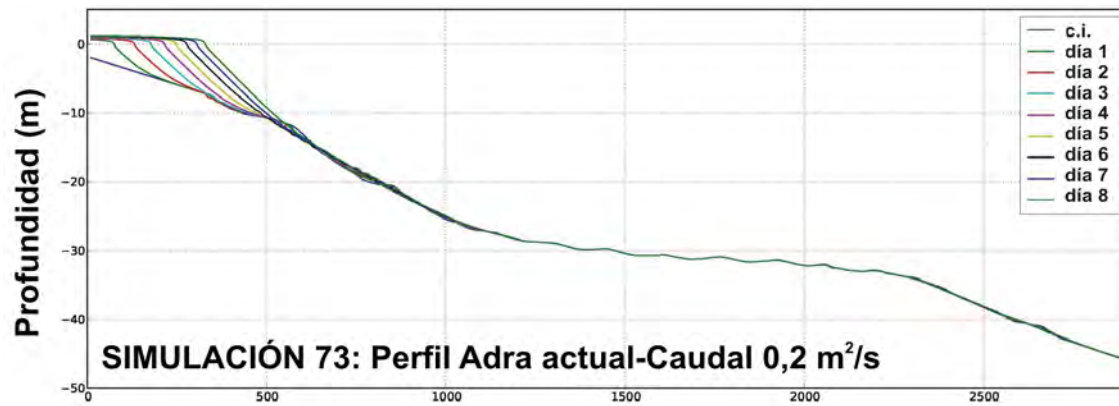


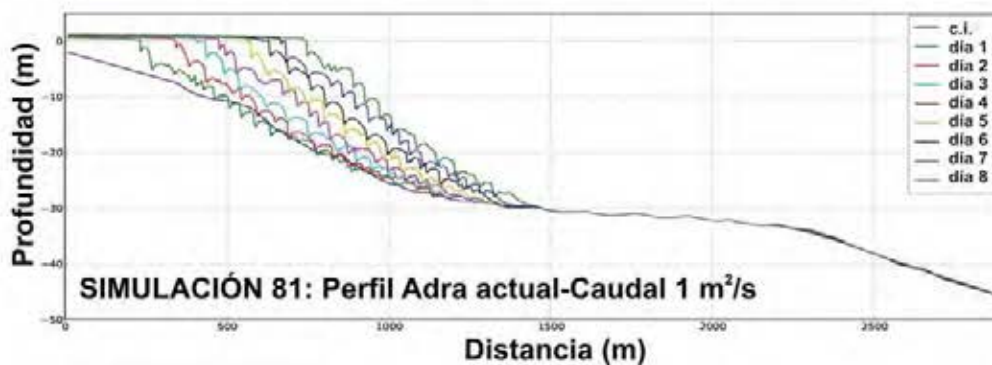
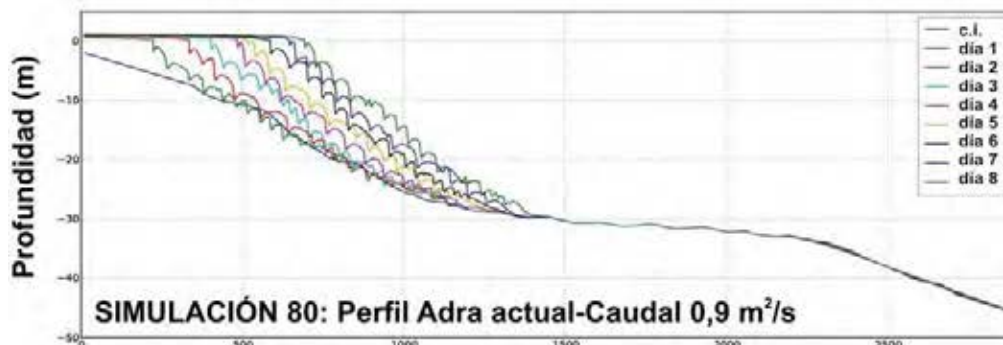
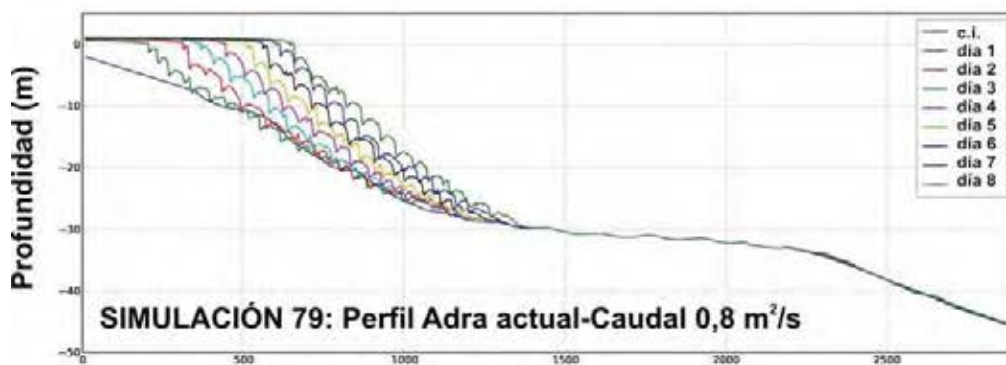
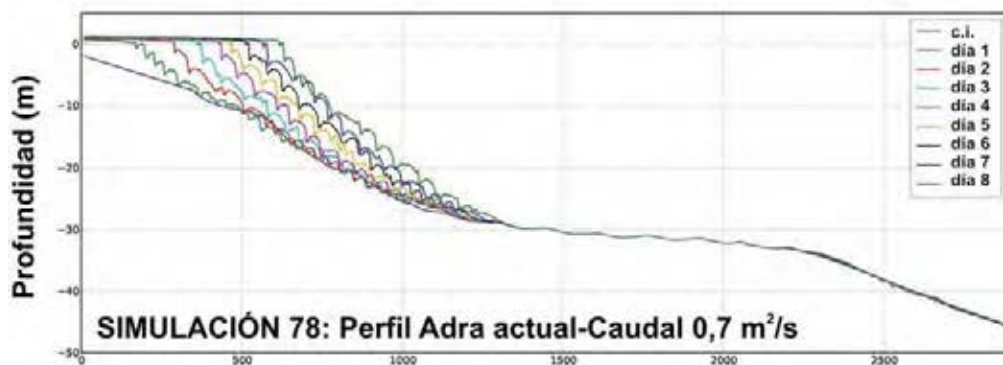
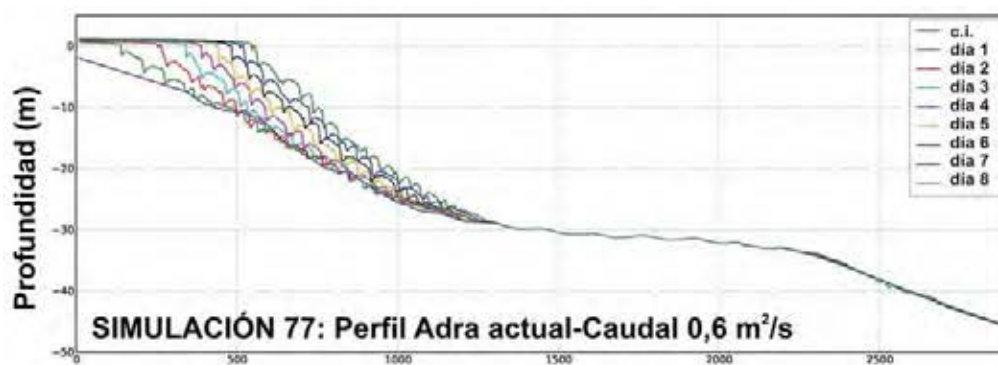
A.3.1.2. Flujo variable



A.3.2. Perfil real del Río Adra trazado frente al cauce actual

A.3.2.1. Flujo constante





A.3.2.2. Flujo variable

