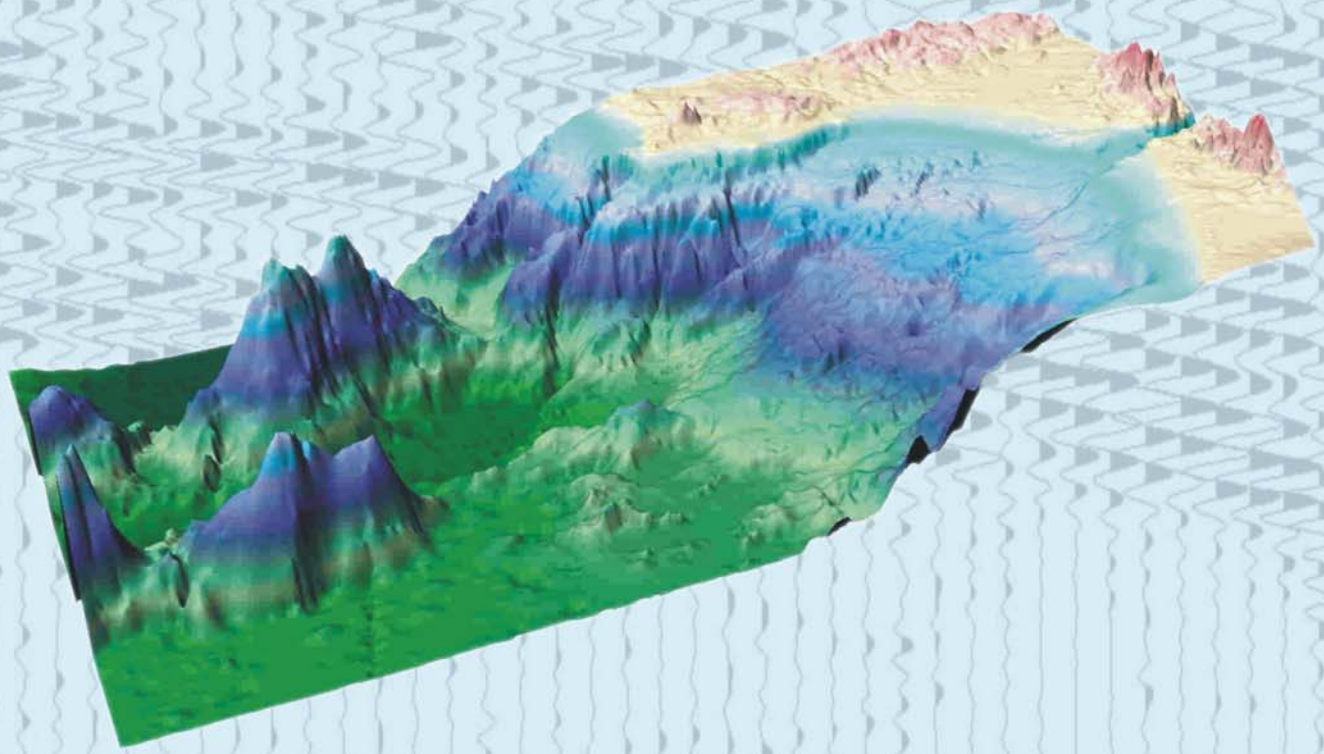
Tesis Doctoral

TERESA MEDIALDEA CELA

ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE CÁDIZ



Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense, Madrid, 2004

Tesis Doctoral

Teresa Medialdea Cela

ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE CÁDIZ

Directores:

Ramón Vegas Martínez
Departamento de Geodinámica

Facultad de Ciencias Geológicas

Diego Córdoba Barba
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
Facultad de Ciencias Físicas

Universidad Complutense, Madrid, 2004

Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE CÁDIZ

Tesis Doctoral presentada por Teresa Medialdea Cela para optar al Grado de Doctora en Ciencias Geológicas por la Universidad Complutense de Madrid.

MADRID, OCTUBRE DEL 2004

Teresa Medialdea

Fdo. Teresa Medialdea Cela

Vº Bº del Director

Fdo.: Dr. Ramón Vegas Martínez

Vº Bº del Director

Fdo.: Dr. Diego Córdoba Barba

A mis padres

La realización de esta Tesis Doctoral ha sido posible gracias a la colaboración entre el Servicio de Geología Marina del Instituto Geológico y Minero de España, el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas, el Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología) de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid y el Centro Oceanográfico de Málaga del Instituto Español de Oceanografía.

En esta Tesis confluyen dos proyectos que han contribuido de manera significativa al estudio del Golfo de Cádiz en los últimos años: Proyecto TASYO (Transporte tecto-sedimentario desde el margen continental del Golfo de Cádiz hacia las llanuras abisales atlánticas, MAR 98-0209), y Proyecto PARSIFAL (Parametrización Sismotectónica de la Fracturación del Margen Atlántico al SO de Iberia: Aplicación de modelos sismogénicos de tsunamis, MAR 98-1837-CE), que constituye una acción especial dentro del proyecto europeo BIGSETS (*Big Sources of Earthquakes and Tsunami in SW Iberia*, ENV-CT97-0547).

La labor de adquisición de los datos utilizados en este trabajo, en gran parte llevada a cabo en aguas portuguesas, no hubiera sido posible sin la estrecha cooperación con diferentes grupos de investigadores de Portugal (Universidad del Algarve, Universidad de Lisboa, Universidad de Aveiro e Instituto Geológico y Minero de Portugal), con los que se mantiene una fructífera relación que ha quedado plasmada en la realización conjunta de varias campañas y trabajos de investigación. Actualmente esta colaboración se mantiene a través del Proyecto MATESPRO (Procesos Tectónicos e Dinâmica Sedimentar nas Margens Portuguesas, PDCTM/P/MAR/15264/99).

La obtención de algunos datos complementarios utilizados en esta Tesis Doctoral ha tenido lugar a través del Programa EUROMARGINS de la European Science Foundation: Proyecto MVSEIS (Control tectónico, estructura profunda y emisiones submarinas de hidrocarburos en el Golfo de Cádiz, 01-LEC-EMA24F, REN2002-11669-E/MAR) y Proyecto MOUNDFORCE (Exploración de arrecifes carbonatados profundos asociados a emisiones de hidrocarburos en los márgenes continentales europeos (01-LEC-EMA06F, REN2002-11668-E/MAR).

AGRADECIMIENTOS

La realización de esta Tesis no habría sido posible sin la contribución de diferentes personas y organismos, a los que quiero mostrar mi agradecimiento.

A los Directores de esta Tesis Doctoral, Dr. Ramón Vegas Martínez y Dr. Diego Córdoba Barba. Al Dr. Ramón Vegas tengo que agradecerle su interés en que realizará esta Tesis, su paciencia, sus siempre certeras recomendaciones y críticas y su estímulo para profundizar en las cuestiones tratadas en este trabajo de investigación. Al Dr. Diego Córdoba le agradezco en primer lugar la oportunidad que me ha dado de volver a trabajar en sísmica de refracción, así como el brindarme sus programas y todos los medios para llevar a cabo el procesado e interpretación de los datos, su dedicación me ha facilitado el trabajo en todo momento.

Al Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense, y en su nombre al Director del Departamento, Dr. Andrés Carbó Gorosabel, por acogerme durante estos últimos años.

Al Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología) de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense, y en su nombre al Director del Departamento, Dr. Agustín Udías Vallina, que ya me acogió durante mi Tesis de Licenciatura, y que me ha permitido el reencuentro con mis antiguos compañeros después de tantos años.

Al Dr. Luis Somoza Losada, Investigador Principal del Proyecto TASYO y al Dr. Diego Córdoba Barba, Investigador Principal del Proyecto BIGSETS, en el que se enmarca la Acción Especial PARSIFAL, siendo el Investigador Principal el Dr. Juan José Dañobeitia Canales. Esta Tesis Doctoral ha sido posible gracias a la financiación obtenida de CICYT para estos proyectos.

Al Instituto Geológico y Minero de España (IGME), y en su nombre a los Directores del Instituto Geológico y Minero de España, Dr. Emilio Custodio Gimena y Dr. José Pedro Calvo Sorando, al Director de la Unidad de Geología y Geofísica, Dr. Ángel García Cortés, y al Jefe del Servicio de Geología Marina, Dr. José Ramón de Andrés Alonso, por facilitarme los medios materiales y técnicos para la realización de este trabajo.

Al Instituto Español de Oceanografía (IEO), Centro Oceanográfico de Fuengirola, y especialmente al Dr. Víctor Díaz del Río. Gracias a su trabajo, entusiasmo y empuje se pudieron realizar las campañas Anastasya, en las que se adquirieron datos de gran interés que han sido utilizados en este trabajo.

Al Real Observatorio de la Armada (ROA), y en su nombre al Dr. José Martín Dávila, quien amablemente me permitió realizar una estancia en este organismo. En especial, quiero reconocer la inestimable ayuda prestada en gravimetría por el Dr. Manuel Catalán.

Al Dr. Andrés Maldonado del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT, CSIC) por facilitarme una serie de perfiles sísmicos, que han sido de la mayor utilidad en la realización de la Tesis.

Al Dr. Luis Matías, Investigador Principal del Proyecto MATESPRO y al Dr. Pedro Terrinha, Jefe de Campaña, por invitarme a participar en la campaña Matespro, cuyos magníficos resultados me han ayudado a completar este trabajo de investigación.

A la Dra. Joan Gardner de la Oficina Naval de Estados Unidos y al Dr. Achim Kopf por los datos de sonar de barrido lateral y sonda multihaz proporcionados.

A todos los participantes en las campañas TASYO-2000, PARSIFAL, ANASTASYA-99, ANASTASYA-00 y ANASTASYA-01, así como a los comandantes y tripulación del B.I.O Hespérides y B/O Cornide de Saavedra y a D. Pablo Rodríguez y D. Abel Zahínos de la Unidad de Tecnología Marina por su labor en la adquisición de datos sísmicos.

A mis queridos compañeros Luis Somoza y Juan Tomás Vázquez por su apoyo científico y moral durante la realización de esta Tesis. Los dos han seguido este trabajo paso a paso con mucha paciencia y siempre han sabido prestarme su ayuda en el momento oportuno. A Luis tengo que agradecerle el poner a mi disposición todos los datos que he necesitado, las largas discusiones que hemos mantenido sobre la interpretación de los perfiles sísmicos y sus comentarios, que siempre me han aportado nuevos puntos de vista. A Tomás quiero agradecerle sus valiosos consejos y su disponibilidad para discutir muchas dudas que me han ido surgiendo durante el desarrollo del trabajo, así como su análisis crítico.

A mis también queridos compañeros de Geología Marina del IGME, con los que he trabajado duramente, pero también he pasado muy buenos ratos. A Ricardo León, por su ayuda incondicional en cualquier cosa que he necesitado y por su ánimo y compañía en los buenos y malos momentos que hemos vivido juntos con nuestras respectivas Tesis. A Adolfo Maestro, con el que he compartido muchas y agradables horas de trabajo y conversaciones sobre el Golfo de Cádiz y que siempre ha estado dispuesto a echarme una mano. A Estefanía Llave igualmente siempre dispuesta a prestarme su ayuda y que ha contribuido con alguna figura. A Mª Ángeles Perucha por resolverme mis problemas con programas de geofísica. A Mª Carmen Fernández Puga y a Patricia Bárcenas, por su constante colaboración en estos últimos días en la corrección y montaje de las figuras. A Francisca Ávalos, por estar pendiente de mí y ayudarme en el montaje de la Tesis en la inacabable etapa final.

Mi agradecimiento y reconocimiento a todos los compañeros del Grupo TASYO, que nada más entrar al IGME, facilitaron mi integración en este estupendo grupo de trabajo. Un recuerdo muy especial para todos: Luis Somoza, Víctor Díaz del Río, Tomás Vázquez, Antonio Barnolas, Javier Hernández-Molina, Adolfo Maestro, Estefanía Llave, Ricardo León, Lola Godoy, Luis Miguel Fernández Salas, Paco Lobo, Mª Carmen Fernández Puga, Ricardo Gómez, Pilar Mata y Patricia Bárcenas. A Víctor Díaz del Río y Javier Hernández-Molina quiero reconocerles su afán y esfuerzo dentro del grupo, del que todos nos hemos beneficiado.

A Francisco González Sánchez, gracias a su trabajo, muchos de los problemas técnicos surgidos en las campañas pudieron resolverse.

A Ricardo Palomino y Luis Miguel Agudo, mis compañeros de Tesis en la Facultad de Ciencias Geológicas y Físicas, por su amable disponibilidad.

A Carlos San Gil, por su ayuda informática.

A mi familia y amigos que me han demostrado su apoyo, comprensión y aguante durante todo este tiempo.

Antes de acabar, quiero mostrar mi agradecimiento a aquellas personas que me introdujeron en el mundo de la Geología Marina, que me ha dado tantas satisfacciones: al Dr. José Medialdea Vega, con el que comencé a trabajar en Geología Marina en el IGME, al Dr. Andrés Maldonado, con el que colaboré en mis primeras campañas oceanográficas y proyectos y a la Dra. Emma Suriñach, mi primera maestra en el mundo de la Geofísica, y con la que espero volver a trabajar algún día. También quiero recordar a Antonio Barnolas, por animarme a volver a trabajar en Geología Marina y por su apoyo constante durante estos últimos años.

ÍNDICE

I.INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS 1

I.1. ÁREA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS 4

I.2. ESQUEMA DE LA MEMORIA 7

II.MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DEL GOLFO DE CÁDIZ 9

II.1. ANTECEDENTES 13

II.2. CONTEXTO GEOLÓGICO. PRINCIPALES DOMINIOS TECTÓNICOS QUE ENMARCAN EL GOLFO DE CADIZ 14

II.2.1. La Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico 15
II.2.2. La Cuenca del Algarve 18
II.2.3. La Cordillera Bética 21

II.2.3.1. El Dominio de Alborán 22
II.2.3.2. El Dominio Sudibérico y Maghrebí. 23
II.2.3.3. El Subbético: la Unidad Olistostrómica. 24
II.2.3.4. El Flysch del Campo de Gibraltar. 26
II.2.4. La Cuenca del Guadalquivir 27

II.3. PRINCIPALES RASGOS GEOLÓGICOS DEL GOLFO DE CÁDIZ 28

II 3.1. Características fisiográficas e hidrodinámicas 30
II.3.2. Unidades sismoestratigráficas 35
II.3.3. Tectónica. Diapirismo 45
II.3.4. Estructuras asociadas al escape de fluidos 50

II.4. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA. EL LÍMITE CORTEZA CONTINENTAL-CORTEZA OCEÁNICA 52

II.4.1. Zona Sudportuguesa 56
II.4.2. Estrecho de Gibraltar y Alborán 57
II.4.3. Zona oriental y septentrional del Golfo de Cádiz 57
II.4.4. Zona occidental del Golfo de Cádiz. El límite corteza continental-oceánica 57
II.4.5. Las llanuras abisales 60

II.5. SISMICIDAD DEL GOLFO DE CÁDIZ. 61

II.6. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL GOLFO DE CÁDIZ DENTRO DEL LÍMITE DE PLACAS EURASIA-AFRICA 63

III. DATOS Y METODOLOGÍA DE TRABAJO 71

III.1. DATOS UTILIZADOS: ADQUISICIÓN Y PROCESADO 75

III.1.1. Perfiles de sísmica de reflexión multicanal 75
III.1.2. Perfiles de sísmica de refracción/ reflexión de gran ángulo 78
III.1.3. Otros datos utilizados 83

III.1.3.1. Datos batimétricos 83
III.1.3.2. Perfiles sísmicos de reflexión multicanal 83
III.1.3.3. Perfiles sísmicos de reflexión monocanal 84
III.1.3.4. Datos gravimétricos 85
III.1.3.5. Toma de muestras 85
III.1.3.6. Sondeos 87

III.2. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES SISMICOS 87

III.2.1. Perfiles de sísmica de reflexión multicanal 87

III.2.1.1. Análisis estratigráfico 88
III.2.1.2. Análisis estructural. 88
III.2.1.3. Cálculo de isocronas e isobatas. Análisis de velocidades 89

III.2.2. Perfiles de sísmica refracción/ reflexión de gran ángulo 90
III.2.3. Modelización gravimétrica 92
III.2.4. Análisis conjunto de los datos 93

IV. UNIDADES SÍSMICAS 95

IV.1. BASAMENTO 103
IV.2. UNIDAD TRIASICA (TR) 105
IV.3. UNIDAD DEL JURÁSICO SUPERIOR-APTIENSE INFERIOR (U1) 108
IV.4. UNIDAD DEL CRETACICO SUPERIOR-EOCENO INFERIOR (U2) 108
IV.5. UNIDAD DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR (U3) 109
IV.6. UNIDAD ALÓCTONA DEL GOLFO DE CADIZ (U4) 110
IV.7. UNIDAD DEL OLIGOCENO SUPERIOR-CUATERNARIO (U5) 114

V. ESTRUCTURA DEL GOLFO DE CÁDIZ 117

V.1.DETERMINACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS PRINCIPALES DEL GOLFO DE CÁDIZ. CRONOLOGÍA 120

V.1.1.Estructura general del margen: Cuencas y Altos 129
V.1.2.Estructuras compresionales 131
V.1.3. Diapirismo 144

V.1.3.1. Diapiros salinos 144
V.1.3.2. Diapiros margo-salinos 155

V.1.4.Estructuras transcurrentes 157
V.1.5.Estructuras extensionales 175

V.2. ESTRUCTURA Y MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE LA UNIDAD ALÓCTONA DEL GOLFO DE CÁDIZ 177

V.2.1. Cuña Bética 178
V.2.2. Cuña Frontal 183
V.2.3. Cuña oceánica 186

VI. MODELO DE CORTEZA EN EL MARGEN SUDPORTUGUÉS. EL BANCO DEL GUADALQUIVIR 191

VI.1. DATOS SUPERFICIALES: FISIOGRAFÍA Y MUESTRAS OBTENIDAS 197

VI.1.1. Fisiografía 197
VI.1.2. Caracterización de las muestras del basamento en el Banco del Guadalquivir 199

VI.2. CARACTERÍZACIÓN SÍSMICA DE LOS ALTOS DEL BASAMENTO (SPARKER Y MULTICANAL) 204

VI.3. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA. SÍSMICA DE REFRACCIÓN/REFLEXIÓN DE GRAN ÁNGULO 207

VI.3.1. Localización de los perfiles y características generales 208

VI.3.2. Perfil PARSIFAL 3 211

VI.3.2.1. Caracterización de las principales fases observadas en los ensamblajes 212

VI.3.2.2. Modelos de velocidad y estructura de la corteza: Línea PARSIFAL 3 215

VI.3.3. Perfil PARSIFAL 5 219

VI.3.3.1. Caracterización de las principales fases observadas en los ensamblajes 219

VI.3.3.2. Modelos de velocidad y estructura de la corteza: Línea PARSIFAL 5 222

VI.3.4. Perfil PARSIFAL 7 y 8 225

VI.3.4.1. Caracterización de las principales fases observadas en los ensamblajes del perfil PARSIFAL 7 225

VI.3.4.2. Caracterización de las principales fases observadas en los ensamblajes del perfil PARSIFAL 8 230

VI.3.4.3. Modelos de velocidad y estructura de la corteza: Líneas PARSIFAL 7 y PARSIFAL 8 233

VI.3.5. Modelización gravimétrica 239

VI.4. SÍNTESIS DE LOS MODELOS DE CORTEZA EN EL MARGEN CONTINENTAL SURPORTUGUÉS. 241

VI.4.1. Corteza superior 244
VI.4.2. Corteza media e inferior 248
VI.4.3. Espesor de la corteza 249
VI.4.4. Comparación con otros modelos obtenidos en el Golfo de Cádiz y márgenes adyacentes 250

VII. DOMINIOS TECTÓNICOS EN EL GOLFO DE CÁDIZ 253

VII.1. DOMINIOS TECTÓNICOS DIFERENCIADOS. CARACTERÍSTICAS 255

VII.1.1. Dominio septentrional: el Margen Sudportugués 257
VII.1.2. Dominio oriental: el Margen Bético-Rifeño 263
VII.1.3. Dominio central: la Transición al Dominio Oceánico 266
VII.1.4. Dominio occidental: el Dominio Oceánico 268

VII.2. ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO 270

VIII. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE CÁDIZ EN EL CONTEXTO DEL LÍMITE DE PLACAS EURASIA-ÁFRICA Y DE LA FORMACIÓN DEL ORÓGENO BÉTICO-RIFEÑO. DISCUSIÓN 275

VIII.1. EVOLUCIÓN DEL GOLFO DE CÁDIZ EN EL MESOZOICO 277

VIII.1.1. Análisis del Golfo de Cádiz en el contexto de un margen transformante 278

VIII.1.1.1. El margen suroccidental ibérico y el margen de Ghana-Costa del Marfil 279
VIII.1.1.2. El margen suroccidental ibérico y el margen suroccidental de Terranova 283

VIII.I.2. Evolución mesozoica del Golfo de Cádiz 285

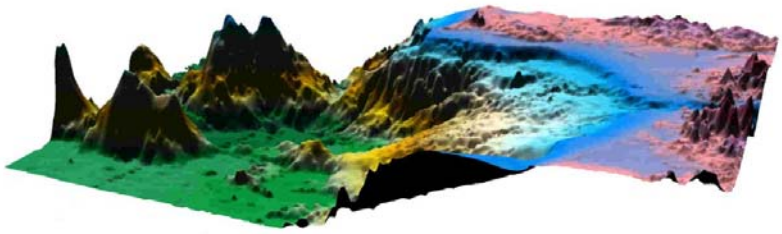
VIII.2. EVOLUCIÓN DEL GOLFO DE CÁDIZ EN EL CENOZOICO 290

VIII.2.1. Eoceno superior-Mioceno superior 291
VIII.2.2. Mioceno superior-Cuaternario 294
VIII.2.3. Modelos de evolución tectónica. Discusión 298

IX. CONCLUSIONES 303

REFERENCIAS 313

CAPÍTULO I : INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS



I. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El Golfo de Cádiz ha sido objeto de una gran atención en los últimos años debido al gran interés despertado tanto por su contexto geodinámico, como por la relevancia que adquieren los distintos procesos geológicos que han tenido lugar a lo largo de su compleja evolución. Gran parte de este interés radica en su localización en el extremo suroccidental de la Península Ibérica, al constituir un área geográfica en la que confluyen e interaccionan el Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico y las placas euroasiática y africana a través de la Zona de Fractura de Azores-Gibraltar. Constituye además el punto de encuentro entre la Cordillera Bético-Rifeña, que corresponde a la terminación occidental del cinturón alpino mediterráneo, y las cuencas oceánicas atlánticas. Como consecuencia, su conocimiento puede aportar una información crucial para la comprensión y reconstrucción no sólo de la propia historia geológica del Golfo de Cádiz, sino también de las áreas adyacentes. Así por ejemplo, en el contexto de la evolución geodinámica de los márgenes atlánticos, el Golfo de Cádiz ocupó una posición intermedia durante la apertura del Océano Atlántico Central y Septentrional en el Mesozoico. Desde el punto de vista de la cinemática de placas su posición dentro de la Zona de Fractura de Azores-Gibraltar resulta clave para la reconstrucción del límite de placas de Eurasia y África en el Mesozoico y en el Cenozoico.

Esta complicada situación geológica ha quedado registrada en la fisiografía, arquitectura sedimentaria, morfoestructura, tectónica, características geofísicas y estructura de la corteza del Golfo de Cádiz, alentado así la realización de numerosos proyectos de investigación, que han abordado el conocimiento del Golfo de Cádiz en determinadas materias o desde una perspectiva multidisciplinar en zonas localizadas. A pesar de ello, muchas cuestiones relativas a su estructuración y evolución están todavía por resolver. Entre éstas, podríamos mencionar:

- La determinación de las principales estructuras tectónicas del margen y su potencial sismogenético, dado el carácter difuso que presenta la sismicidad.
- La evolución y definición del límite de placas a lo largo de su historia evolutiva.
- Los factores que controlan el extenso desarrollo del talud en el margen y su morfoestructura, en la que ha jugado un papel decisivo el emplazamiento de la denominada “Unidad Olistostrómica”
- La relación existente entre la evolución del margen sudportugués y la Cuenca del Golfo de Cádiz.

1.1. ÁREA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS

Esta Tesis Doctoral pretende contribuir al conocimiento geológico del Golfo de Cádiz y su evolución, mediante el análisis sismoestratigráfico y tectónico, y el estudio de la corteza en el margen sudportugués y su comparación con otros sectores del margen.

El área de estudio comprende el sector septentrional y central del Golfo de Cádiz, entre los meridianos 6º W y 11º 20’ W y los paralelos 35º N y 37º 20’N (Fig. I.1), en el interior y prolongación del arco que forma la línea de costa del extremo suroccidental de la Península Ibérica. En este trabajo, no se considera el Golfo de Cádiz, como término puramente geográfico, sino con un sentido geológico más amplio y por tanto incluimos en su ámbito tanto el margen continental, como los sectores adyacentes de las llanuras abisales del Sena y la Herradura y los promontorios que las separan: el Banco de Gorringe y el monte submarino de Ampere-Coral Patch (Fig. I.1). En consecuencia, el área de trabajo incluye la plataforma y talud superior adyacente a Cádiz, el talud continental medio e inferior, la zona oriental de la Llanura Abisal de la Herradura y el extremo nororiental de la Llanura Abisal del Sena. El dominio continental adyacente corresponde al norte a la Cuenca del Algarve, y al este al extremo occidental de las Cordilleras Béticas y Cuenca del Guadalquivir.

El objetivo general de esta Tesis se centra en el estudio de la estructura del Golfo de Cádiz desde una perspectiva regional, mediante la utilización de distintas técnicas geofísicas, que se han combinado con el fin de correlacionar las estructuras profundas y superficiales y adquirir así una imagen más completa de la corteza.

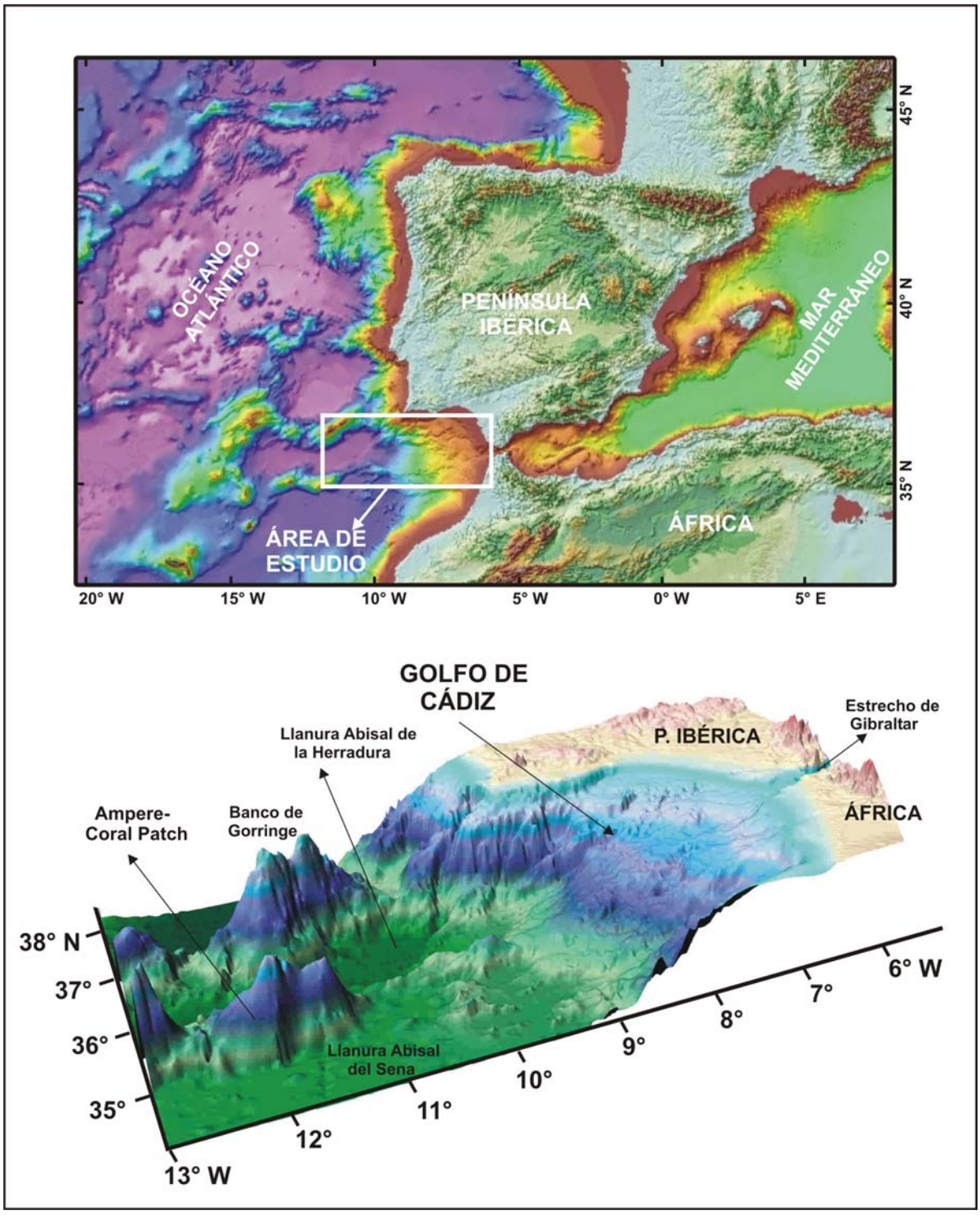


Fig. I.1. Mapa de situación de la zona de estudio

La consecución de este objetivo final lleva implícito la resolución de los siguientes objetivos parciales que se detallan a continuación:

- Definir y caracterizar el basamento y las unidades sismoestratigráficas que constituyen la cobertera sedimentaria del margen y su correlación a lo largo de la plataforma, del talud continental y de las llanuras abisales

- Reconocer y caracterizar los principales elementos tectónicos y su papel como factor de control en la morfoestructura y arquitectura actual del margen continental y de las llanuras abisales.

- Estudiar la prolongación de las Zonas Externas Béticas y de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz en el margen continental.

- Determinar los mecanismos de emplazamiento de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz

- Definir la estructura de velocidades de la corteza en el margen sudportugués y las variaciones de espesor a lo largo del Golfo de Cádiz.

- Determinar las relaciones entre el modelo de corteza en el margen sudportugués y la Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico

- Analizar y comparar el modelo de corteza del margen sudportugués con otras regiones del Golfo de Cádiz.

- Caracterizar la estructura del Golfo de Cádiz, a partir de la integración de los resultados obtenidos.

- Integrar el análisis tectónico regional en la evolución geodinámica del Golfo de Cádiz durante el Mesozoico y el Cenozoico, y analizar su significado en el contexto del límite de placas de Eurasia-Africa.

El estudio del basamento y la cobertera sedimentaria se ha realizado mediante la interpretación de perfiles sísmicos de multicanal con diferentes tiempos de registro (4, 10

y 12 s T.D.), que han sido correlacionados con los sondeos realizados por compañías petrolíferas y localmente con muestras superficiales recogidas en afloramientos del basamento. Para el análisis tectónico, además de los perfiles sísmicos de multicanal se ha realizado un estudio de los mosaicos obtenidos con sonda multihaz y sonar de barrido lateral. Finalmente, la determinación del modelo de la corteza profunda en el margen sudportugués se ha llevado a cabo con perfiles sísmicos de refracción/reflexión de gran ángulo, complementado con el análisis gravimétrico.

1.2. ESQUEMA DE LA MEMORIA

Una vez definida la zona de estudio y los principales objetivos que se pretenden alcanzar en este trabajo, el esquema adoptado en esta Memoria es un reflejo de la metodología de trabajo que se ha seguido para conseguir los objetivos marcados.

En el Capítulo II se describen los principales rasgos geológicos del Golfo de Cádiz y llanuras abisales adyacentes y el estado actual de los conocimientos, especialmente en lo que se refiere a aquellos aspectos relacionados con la temática de este estudio.

En el Capítulo III se hace una relación de los diferentes datos utilizados para la realización de esta Tesis, recogidos a lo largo de numerosas campañas oceanográficas, y se describen las diferentes técnicas de adquisición, procesado e interpretación de los mismos.

A lo largo de los Capítulos IV y V, se realiza un estudio de la estructura superficial de la corteza del Golfo de Cádiz mediante la caracterización sismoestratigráfica y tectónica a escala regional. En el primero se definen las principales unidades sísmicas diferenciadas en la cobertera sedimentaria y se establece una correlación con las diferentes unidades diferenciadas en sectores adyacentes o por otros autores. En el segundo se describen las principales estructuras tectónicas reconocidas en el margen y la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz (estructura interna, procesos de deformación y mecanismos de emplazamiento).

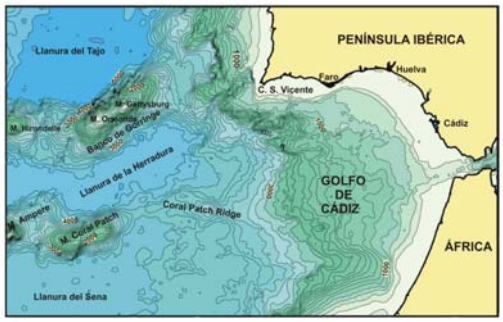
El carácter singular del talud medio del margen sudportugués, en el que se localizan los únicos afloramientos del basamento en el margen continental, ha requerido

un estudio específico que ha sido abordado en el Capítulo VI. Tras una descripción de los principales rasgos de este sector, este capítulo incluye el estudio de la estructura profunda de la corteza mediante perfiles sísmicos de refracción/reflexión de gran ángulo, así como la descripción de los modelos obtenidos para el margen continental del SW de la Península Ibérica y su comparación con otras zonas del Golfo de Cádiz.

La integración de todos los datos presentados en apartados anteriores han conducido a la diferenciación en el Golfo de Cádiz de una serie de dominios tectónicos, que son descritos en el capitulo VII desde el punto de vista de su fisiografía, morfoestructura, sismoestratigrafía, tectónica y estructura de la corteza, sobre la base de dos cortes regionales realizados entre la costa de Cádiz y el Estrecho de Gibraltar y las llanuras abisales.

En el Capítulo VIII se presenta un análisis y discusión de la estructura del Golfo de Cádiz en el contexto del límite de placas y la evolución tectónica en el Mesozoico y en el Cenozoico. Para terminar, las conclusiones extraídas a lo largo de este trabajo se contemplan en el Capítulo IX.

CAPÍTULO II : MARCO GEOGRÁFICO Y GEÓLOGICO



II. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DEL GOLFO DE CÁDIZ

El Golfo de Cádiz se sitúa en el sector centro oriental del Atlántico norte y corresponde al margen continental suroccidental de la Península Ibérica (Fig. I.1). En el contexto de los márgenes atlánticos ocupa una posición intermedia entre la margen occidental ibérica de dirección N-S y la margen septentrional africana de dirección NE-SW.

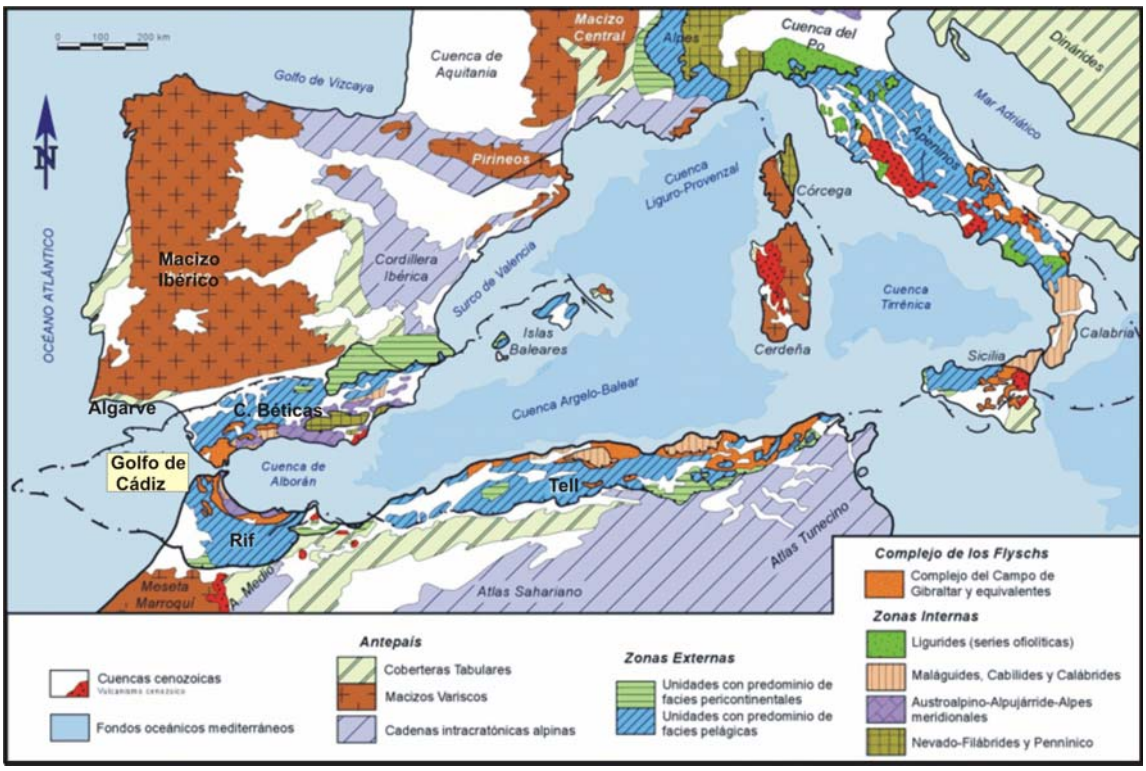


Fig. II.1. Mapa geológico del sector occidental de las cadenas alpinas mediterráneas (Tomado de Vera, 2004).

Los principales rasgos geológicos y su evolución están ligados a los dominios tectónicos adyacentes, que se prolongan en el margen continental. El Golfo de Cádiz se encuentra rodeado por el Macizo Ibérico y la Cuenca del Algarve en su parte septentrional, y al noreste, este y sureste por la Cadena Bético-Rifeña y sus respectivas cuencas de antepaís: la Cuenca del Guadalquivir y la Cuenca del Rharb. Ambos orógenos constituyen el segmento más occidental de las cadenas alpinas del Mediterráneo. El Golfo de Cádiz se comunica con el Mar de Alborán a través del Estrecho de Gibraltar y se abre hacia el W al Océano Atlántico (Fig. II.1).

Desde el punto de vista geodinámico, el Golfo de Cádiz ocupa una posición determinante, si tenemos en cuenta las siguientes consideraciones:

- Está situado en el límite de placas Eurasia-África, de tendencia E-W, que se extiende desde Azores al mar Mediterráneo, y cuyo extremo oriental está definido por la Zona de Fractura de Azores-Gibraltar (Fig. II.2).

- Su evolución ha estado condicionada por la interacción entre las placas euroasiática y africana y los subsecuentes cambios en el régimen tectónico. Actualmente el Golfo de Cádiz acomoda el régimen compresivo existente entre Eurasia y África, lo que da lugar a una sismicidad importante.

- El margen ha registrado los distintos episodios evolutivos ligados tanto a la apertura del Océano Atlántico, como a la formación de las Cordilleras Béticas y del Rif adyacentes.

- El desarrollo y estructuración del margen se produce en el frente externo del orógeno bético-rifeño (Arco de Gibraltar), constituyendo así la zona de conexión entre las cuencas del Mediterráneo occidental, desarrolladas en el interior del orógeno, y del Atlántico.

- Contiene la zona de transición corteza continental-oceánica de los márgenes ibérico y africano, aunque su localización es aún poco conocida.

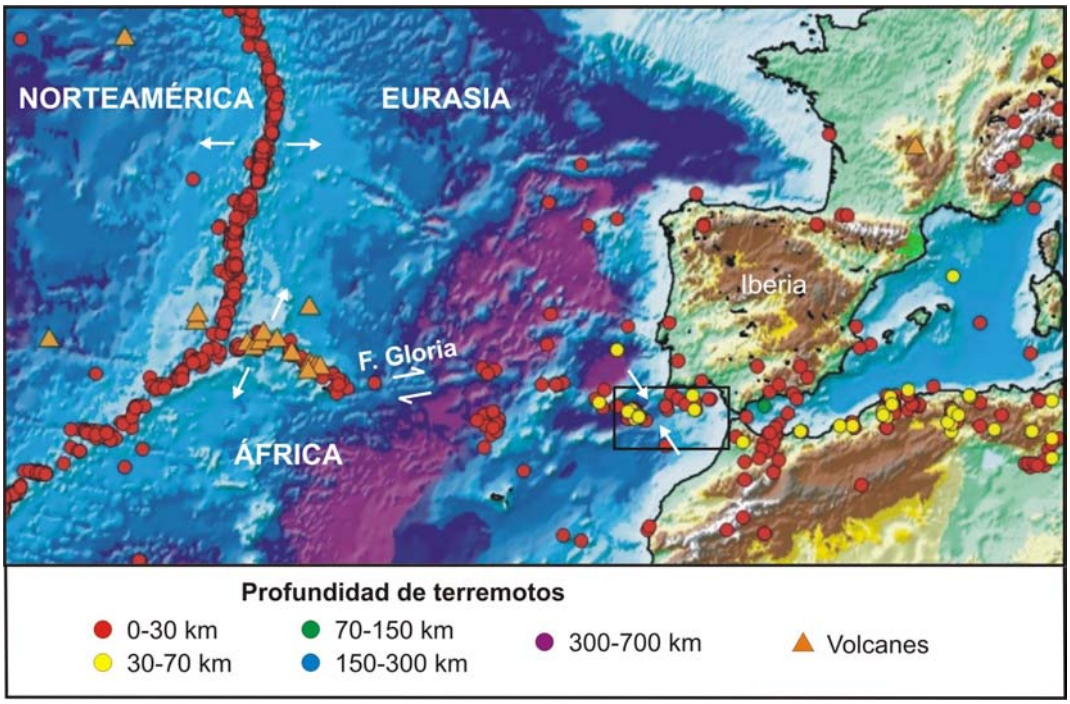


Fig. II.2. Situación del Golfo de Cádiz en la Zona de Fractura de Azores-Gibraltar entre Eurasia y África, sobre el mapa se ha representado la actividad sísmica y volcánica asociada.

En este capítulo, se presenta una síntesis del estado de los conocimientos existentes en la actualidad sobre el Golfo de Cádiz, comenzando por la descripción de las unidades tectónicas que rodean el Golfo de Cádiz. Tras esta primera aproximación al contexto geológico, se exponen los principales rasgos del Golfo de Cádiz y su evolución geodinámica en relación con el límite de placas Eurasia-África.

II.1. ANTECEDENTES

Los trabajos iniciales, que permitieron un primer reconocimiento geofísico del Golfo de Cádiz, se llevan a cabo en los años 70 (Roberts, 1970; Lajat et al, 1975; Purdy, 1975; Bonnin et al., 1975; Baldy et al., 1977; Malod y Mougenot, 1979). Así mismo, se realizaron los sondeos 120 y 135 en el Banco de Gorringe y en la zona meridional de la Llanura Abisal de la Herradura respectivamente dentro del Deep Sea Drilling Project (Hayes et al., 1972; Ryan et al., 1973).

En los años 70 y fundamentalmente en los 80, comienzan los estudios morfológicos, sedimentológicos e hidrodinámicos, en relación con la influencia ejercida

por las corrientes de entrada y salida de aguas atlánticas y mediterráneas a través del Estrecho de Gibraltar, con especial atención a las contornitas (Kenyon y Belderson, 1973; Meliers, 1974; Faugeres et al, 1984; Díaz et al., 1985, Stow et al., 1986). Además, se inicia el estudio de la sismotectónica y evolución de esta región dentro del límite de placas Eurasia-África (Udías et al., 1976; Grimison y Chen, 1986; Argus et al., 1989, Srivastava et al., 1990a, Srivastava et al., 1990b; Malod y Mauffret, 1990; Buforn et al., 1995; Olivet, 1996).

Desde mediados de la década de los 90, el análisis geológico de la región se retoma con el objetivo de estudiar, a partir de sísmica de multicanal, la estructura y arquitectura sedimentaria del margen continental (Sartori et al., 1994, Torelli et al., 1997; Tortella et al., 1997; Hayward et al., 1999, Maldonado et al., 1999, Somoza et al., 1999). En este periodo, se inicia también el análisis de la estructura profunda de la corteza (González et al., 1996; González-Fernández et al., 2001) mediante sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo.

A lo largo de todo este periodo de tiempo, los proyectos de exploración de hidrocarburos han conducido a la realización de numerosos sondeos y varias campañas de sísmica de reflexión en la plataforma continental y talud superior.

Cabe señalar que actualmente el Golfo de Cádiz está siendo objeto de estudio por diversos grupos de investigación internacionales. Estos trabajos recientes se centran básicamente en tres aspectos: la tectónica y la evolución geodinámica a escala regional (Maestro et al., 2003a; Gràcia et al., 2003a; Gutscher et al., 2003; Zitellini et al., 2004; Vegas et al., 2004; Medialdea et al., 2004c), el estudio de los hidratos de gas y estructuras asociadas (Somoza et al., 2003; Pinheiro et al., 2003a y b; Gardner et al., 2001; Díaz del Río et al., 2003; Fernández-Puga, 2004; León et al., 2003) y el estudio de las contornitas del talud continental (Llave, 2003; Hernández-Molina et al., 2003; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2004).

II.2. CONTEXTO GEOLÓGICO. PRINCIPALES DOMINIOS TECTÓNICOS QUE ENMARCAN EL GOLFO DE CÁDIZ.

Los principales dominios tectónicos en el continente que rodean el sector septentrional del Golfo de Cádiz y que se prolongan sobre el margen continental son los siguientes: la Cuenca del Algarve, que yace sobre el basamento varisco, aflorante en el sur de Portugal y que corresponde a la Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico, la Cuenca del Guadalquivir y la Cordillera Bético-Rifeña (Fig.II.1). A continuación, se describen los principales rasgos de estos dominios, prestando especial atención a algunos aspectos que resultan de interés en relación con los objetivos de esta Tesis Doctoral.

II.2.1. La Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico

La Zona Sudportuguesa ocupa el ángulo SW del Macizo Ibérico, y aflora inmediatamente al norte del Algarve (Fig. II.3A). Dentro de la Zona Sudportuguesa se ha establecido una división en cuatro dominios geológicos (Oliveira, 1990): Complejo Ofiolítico de Beja-Acebuches, Dominio septentrional o de Pulo de Lobo, Dominio central o Faja Pirítica, y Dominio suroccidental de Portugal. Los afloramientos de la Zona Sudportuguesa están formados exclusivamente por materiales del Devónico medio-Carbonífero superior afectados por un metamorfismo de bajo grado. El grado de metamorfismo disminuye desde la región septentrional, donde se observan facies de esquistos verdes, a facies de pumpellita-prehnita en la Faja Pirítica, pasando finalmente, a un régimen de anquimetamorfismo en la zona meridional (Flysch del Bajo Alentejo), donde aparece la facies de zeolita (Munhá, 1990). La misma polaridad N-S se repite en relación con las edades de los materiales de los dominios diferenciados, que se hacen más modernos hacia el sur.

El dominio más septentrional corresponde a los afloramientos del denominado Complejo Ofiolítico de Beja-Acebuches y a la Formación Pulo de Lobo. El cinturón ofiolítico se sitúa en el límite con la Zona de Ossa-Morena (Fig. II.3A), y corresponde a una banda estrecha (de unos 1500 m) formada por rocas de naturaleza fundamentalmente anfibolítica; que incluye además, metabasaltos y metagabros (Quesada et al., 1994). Las rocas integrantes del Dominio de Pulo de Lobo corresponden a filitas y cuarcitas, con intercalaciones de niveles volcánicos y basaltos, que presentan evidencias de un origen oceánico (Oliveira, 1990).

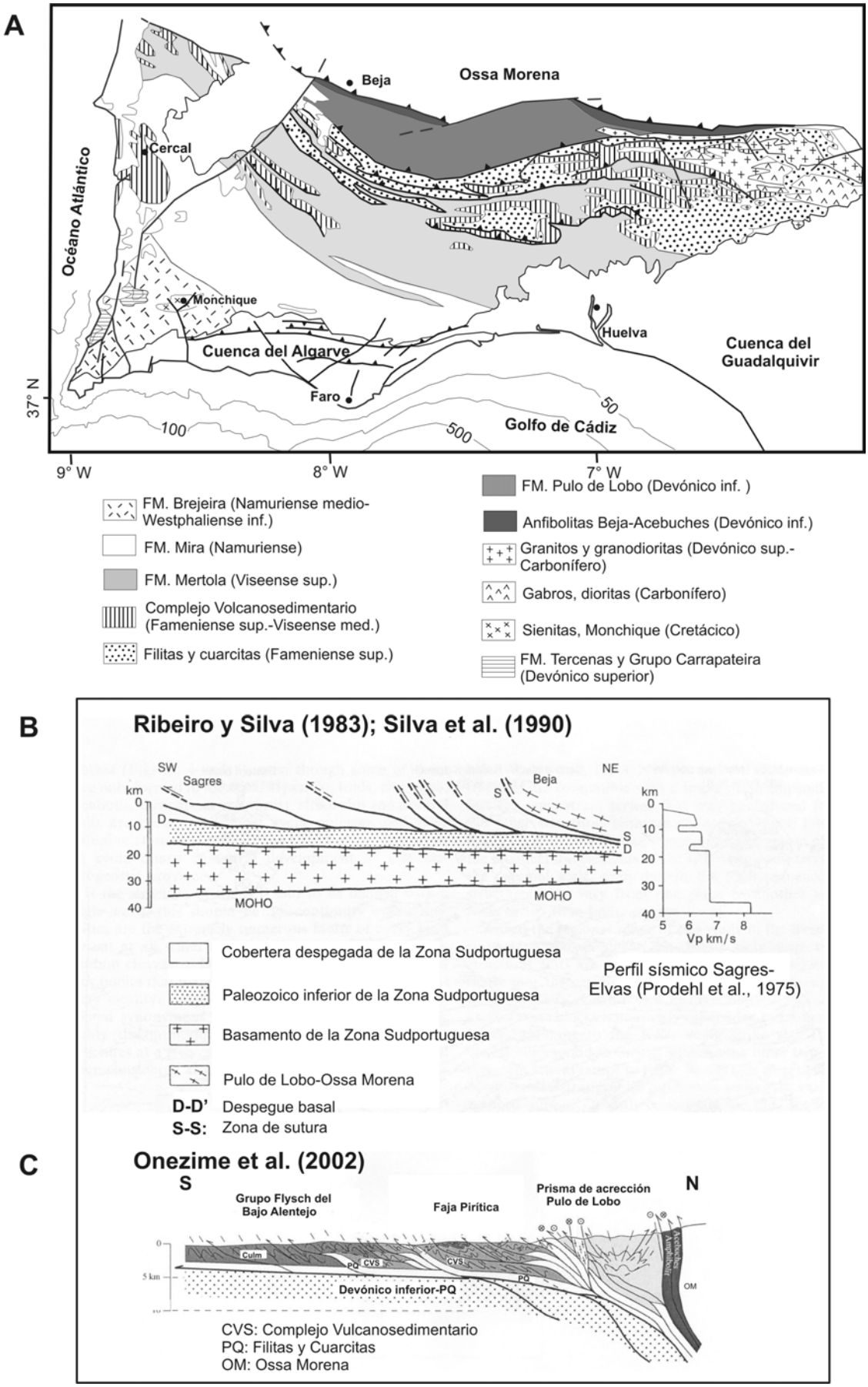


Fig. II.3. A) Mapa geológico de la Zona Sudportuguesa (basado en Oliveira, 1990; Onezime et al., 2002; Simancas, 2004). Cortes geológicos generales de la Zona Sudportuguesa según B) Silva et al. (1990) y C) Onezime et al. (2002).

La Faja Pirítica está caracterizada por el afloramiento de tres formaciones, que de base a techo son (Fig. II.3A): Formación de Filitas y Cuarcitas, Complejo Volcano-Sedimentario y Grupo del Culm (Schermerhorn, 1971). La Formación de Filitas y Cuarcitas constituye la formación detrítica basal de la Faja Pirítica y consiste en alternancias de paquetes de areniscas y pizarras, incluyendo las areniscas niveles de cuarcitas, cuarzovacas y algunos conglomerados. El Complejo Volcano-Sedimentario está constituida por intercalaciones de rocas volcánicas y sedimentarias. Los horizontes volcánicos comprenden piroclastos, lavas ácidas, tobas retrabajadas e intercalaciones de pizarras silíceas. La Faja Pirítica constituye una importante provincia metalogenética por su contenido en depósitos masivos de sulfuros polimetálicos.

El Grupo Culm, denominado como Grupo del Flysch del Bajo Alentejo en la zona portuguesa, se compone de las formaciones Mértola, Mira y Brejeira (Fig. II.3A), constituyendo los afloramientos de estas dos últimas, la banda meridional. En el conjunto de estas formaciones predominan las alternancias de grauvacas, areniscas y pizarras. Finalmente, las antiformas de Bordeira y Aljezur de la zona del suroeste de Portugal incluyen la Formación Tercenas, de carácter areniscoso, y el Grupo Carrapateira, de carácter carbonatado (Oliveira, 1990).

La Zona Sudportuguesa se caracteriza por una tectónica de piel fina, relacionada con un cinturón arqueado de pliegues y cabalgamientos (Fig. II.3), que tienen vergencia SW y están enraizados en la corteza media (Ribeiro et al., 1983; Silva et al., 1990; Quesada, 1998). La superficie basal de la mayor parte de las láminas cabalgantes se localiza en un horizonte que corresponde frecuentemente a capas ricas en carbonatos dentro del grupo de Filitas y Cuarcitas. Se ha propuesto que este cabalgamiento basal se situaría a una profundidad de unos 10 km (Fig. II.3A), en la zona de transición frágil-dúctil de la corteza de la Zona Sudportuguesa (Ribeiro et al., 1990b).

Actualmente es ampliamente aceptado que las rocas de Pulo de Lobo representan un antiguo prisma de acreción desarrollado en el margen meridional de la Zona de Ossa-Morena, resultado de una subducción oblicua dirigida hacia el N de la Zona Sudportuguesa durante el Devónico inferior-medio (Silva et al., 1990). Una vez consumida la corteza oceánica que separaba la Zona Sudportuguesa de Ossa Morena, se produjo la colisión oblicua entre los dos bloques continentales y la obducción de las ofiolitas de Beja-Acebuches. Por su parte, el Devónico terminal-Vísense medio

corresponde a un episodio extensional, que produjo la fragmentación de la plataforma detrítica devónica y la ocurrencia de abundante magmatismo. En este periodo se generan los depósitos de sulfuros masivos. La deformación que afectó a la Zona Sudportuguesa migró desde la Zona de Ossa-Morena hacia el SW y se desarrolla en un periodo transpresivo desde el Viseense superior al Westfaliense medio, hasta que se produce el bloqueo de la colisión (Silva et al. 1990; Simancas et al., 2003; Simancas, 2004).

II.2.2. La Cuenca del Algarve

La Cuenca del Algarve se extiende sobre el borde meridional de Portugal y en el margen continental (plataforma continental y talud superior y medio) con una dirección E-W (Fig. II.4). Sus principales características han sido sintetizadas a partir del estudio llevado a cabo por Terrinha (1998).

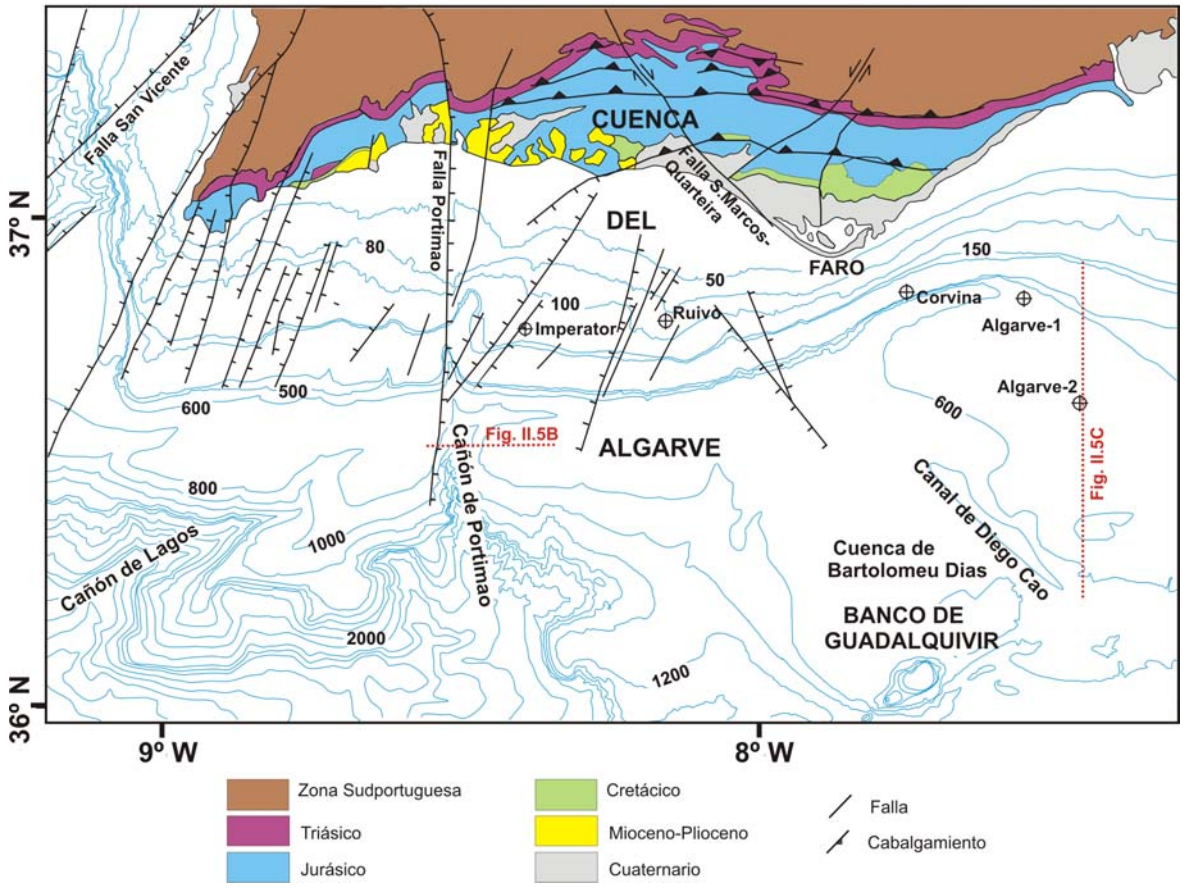


Fig. II.4. A) Mapa geológico de la Cuenca del Algarve. Basado en la Carta Geológica de Portugal a escala 1:500.000 de los Serviços Geológicos de Portugal (1992) y Kullberg et al. (1992).

El relleno sedimentario de esta cuenca se extiende desde el Triásico superior al Cuaternario y yace sobre un basamento constituido por materiales pertenecientes a la Zona Sudportuguesa. Los sedimentos mesozoicos comprenden fundamentalmente sedimentos siliciclásticos continentales y carbonatos marinos. Consisten en margas y arcillas del Triásico, seguidos de calizas y margas yesíferas del Lías inferior. Los materiales suprayacentes comprenden calizas y margas del Jurásico y del Cretácico (Berriasiense-Albiense superior). El registro sedimentario de la Cuenca del Algarve depositado durante las fases de *rifting* comprende desde el Triásico al Cenomaniense, con tres hiatos menores y superficies de erosión de edad Jurásico inferior-medio (Toarciense-Aaleniense), Jurásico medio–superior (Calloviense-Oxfordiense) y Jurásico superior-Cretácico inferior (Mougenot et al., 1979; Terrinha, 1998). La génesis de estos hiatos y discordancias erosivas, así como una serie de estructuras compresivas observadas de esta misma edad, han sido explicados como consecuencia de episodios compresivos transitorios, desarrollados dentro del periodo de *rifting* (Terrinha et al, 2002).

El hiato principal de la Cuenca del Algarve abarca desde el Cretácico superior (Cenomaniense) al Mioceno (Terrinha, 1998). En el margen continental, la ausencia de Cretácico superior, al menos en parte, por erosión, se ha confirmado también con los sondeos realizados (Algarve-1 y Algarve-2, Ruivo, Imperator y Corvina), en los que se ha llegado a alcanzar las evaporitas del Triásico superior (Fig. II.5A).

El registro cenozoico de la cuenca está restringido al Neógeno-Cuaternario (Terrinha, 1998), que aflora cerca de la costa (Fig. II.4), generalmente con un espesor no mayor de 300 metros y un hiato menor en el Mioceno medio. Está compuesto de sedimentos siliciclásticos marinos someros, calizas miocenas y conglomerados y arenas fluviodeltaicas del Plioceno superior-Cuaternario. Sin embargo, el Paleógeno sí aparece en la zona marina (Fig. II.5A), donde los sondeos han perforado depósitos del Paleoceno superior y del Eoceno inferior-medio (Mougenot, 1989).

La evolución de la cuenca dentro del margen del sur de Iberia se caracteriza por la superposición de estructuras compresivas sobre las estructuras extensionales mesozoicas, lo que dio como resultado la inversión de la cuenca en el Cretácico superior y Cenozoico (Terrinha, 1998; Terrinha et al., 2000b). La estructura de la cuenca del Algarve está controlada por fallas extensionales con dirección E-W y ENE-WSW.

A

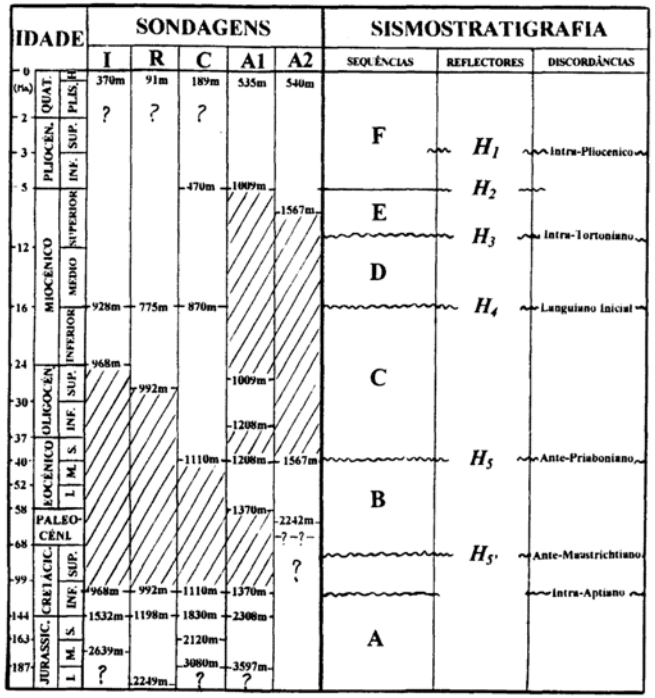
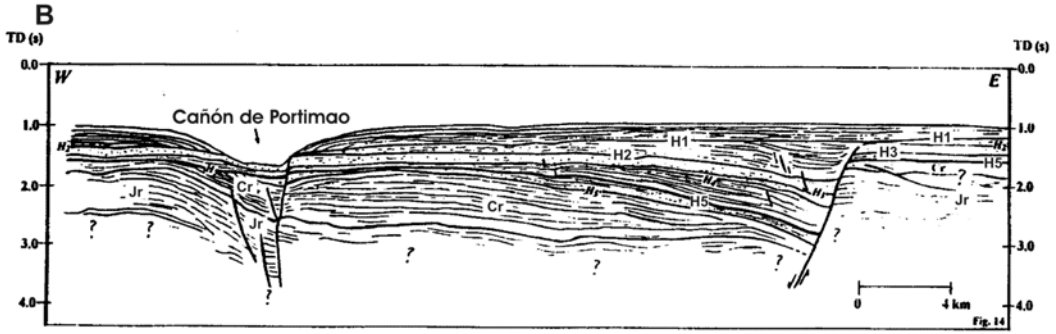
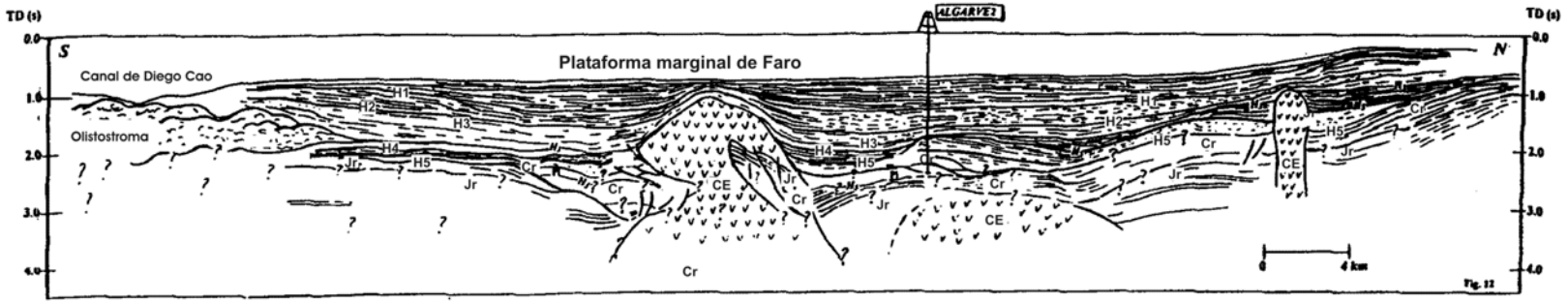


Fig. II. 5. A) Sondeos realizados en el margen del Algarve y correlación con los principales horizontes interpretados en los perfiles sísmicos (Mougenot et al., 1989). B) Perfil sísmico interpretado al W de Faro, al sur del sondeo Imperator, en el que se observa el Cañón de Portimao, sobre una falla en dirección representada por una estructura en flor, activa durante la sedimentación de la secuencia cretácica y en el Plioceno inferior (ante-H1); C) Perfil sísmico interpretado situado al este de Faro, en el que destacan las estructuras halocinéticas desarrolladas antes y después del Cretácico, entre el Mioceno superior-Plioceno, coetáneamente al emplazamiento de la Unidad Olistostrómica. Situación de los perfiles en Fig. II.4. CE: Complejo evaporítico del Triásico-Liásico inferior; Jr: Jurásico; Cr: Cretácico. La edad de las discordancias H1 a H5, figura en el cuadro de los sondeos (Tomado de Lopes et al., 1999).

B



C



Estas fallas se han interpretado como fallas post-variscas reactivadas como fallas extensionales, dentro del régimen tectónico transtensional mesozoico (Mougenot et al., 1979). Durante el Mesozoico, Terrinha (1998) considera también la existencia de importantes fallas de transferencia de dirección NW-SE, que acomodarían la extensión y subsidencia diferencial entre los diferentes bloques en la parte central y occidental del Algarve. Entre estas fallas (Figs. II.4 y 5B), se encontrarían las fallas de Portimao y Sao Marcos-Quarteira (Terrinha, 1998). Las fallas extensionales fueron reactivadas como cabalgamientos dirigidos hacia el SW y fallas en dirección durante los episodios compresivos del Cretácico superior y Cenozoico (Terrinha, 1998; Casas et al., 1998). Durante este periodo de inversión, se desarrollan también diversas estructuras diapíricas, aunque la migración de las sales se inició en el Mesozoico (Fig. II.5B).

II.2.3. La Cordillera Bética

La Cordillera Bético-Rifeña constituye el extremo occidental de las cadenas alpinas mediterráneas (Fig. II.6A), y se extiende desde el sur de la Península Ibérica hasta el norte de África a través del Arco de Gibraltar, con una vergencia NNE a SSE, bordeando por el N y por el S el Macizo Ibérico y Atlásico. Dentro del Sistema Bético-Rifeño, se diferencian tres dominios tectónicos principales (García Dueñas et al., 1992): los Dominios Sudibérico y Maghrebí, representados por las Zonas Externas de ambas cadenas, el Dominio del Surco del Flysch, y el Dominio de Alborán, que corresponde a las Zonas Internas.

La formación de la Cordillera Bético-Rifeña se produce por colisión, como consecuencia de la convergencia de las placas africana y euroasiática. El Dominio de Alborán (Andrieux et al., 1971), que originariamente ocupaba una posición más oriental, se desplazó hacia el oeste hasta colisionar con el margen sudibérico y magrebí (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 1992; García Dueñas et al., 1992). En su núcleo, se sitúa el Mar de Alborán, cuya formación se inicia en el Mioceno inferior, mientras que fuera del arco, la colisión comienza a finales del Oligoceno, aunque fundamentalmente se desarrolla durante el Mioceno inferior y medio (García Dueñas et al., 1992). Las Zonas Externas rodean el Dominio de Alborán a lo largo del Arco de Gibraltar y representan la cobertera del paleomargen Ibérico mesozoico, posteriormente

incorporado a la cadena y caracterizada por una tectónica de piel fina (García Hernández et al., 1980; Vera, 1986).

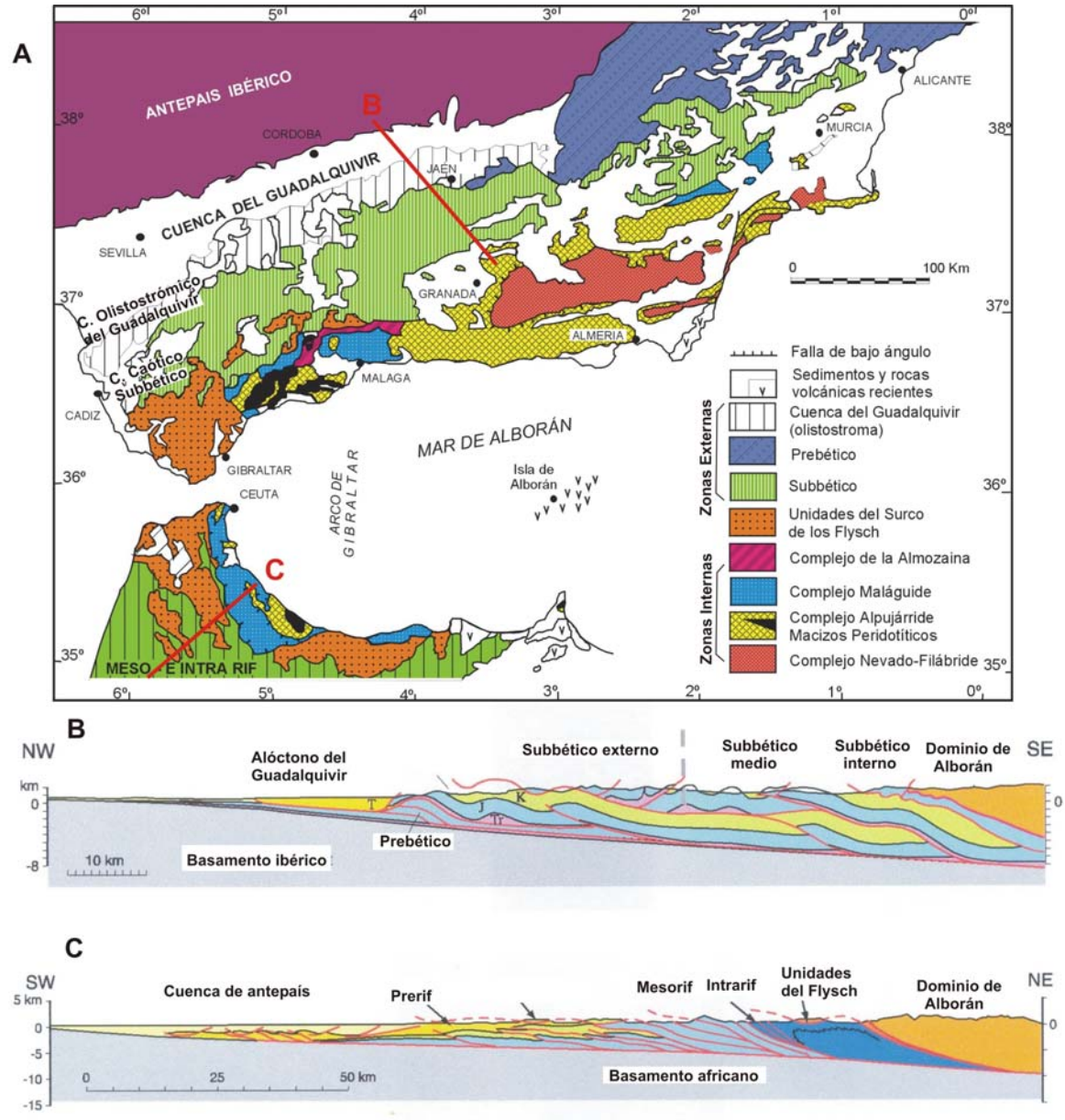


Fig. II.6. A) Mapa geológico de las Cordilleras Bético-Rifeñas (Modificado de Balanyá, 1991); B) Corte a través de la Cordillera Bética; C) Corte a través del Rif. (Tomado de Platt et al., 2003).

II.2.3.1. El Dominio de Alborán

Las Zonas Internas se componen de tres complejos tectónicamente superpuestos y que constituyen tres conjuntos de mantos apilados, que de base a techo son (Fig. II.6): Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. Los dos primeros comprenden rocas

fundamentalmente de edad paleozoica y triásica afectadas por metamorfismo. Sin embargo, el Complejo Maláguide incluye además materiales mesozoicos e incluso eocenos y prácticamente, no está afectado por metamorfismo. Las Zonas Internas se extienden hacia el sur, bajo el Mar de Alborán, donde constituyen su basamento (Balanyá y García-Dueñas, 1987; 1988).

II.2.3.2. El Dominio Sudibérico y Maghrebí

Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y Rifeñas representan respectivamente las sucesiones de los paleomárgenes pasivos atlánticos sudibéricos y norteafricanos. Ambos dominios están formados por materiales mesozoicos y terciarios, autóctonos y parautóctonos y/o alóctonos sobre un basamento varisco (Fig. II.6).

Las Zonas Externas Béticas constituyen una banda alargada de dirección WSW-ENE con una anchura de unos 80 km, cuyos afloramientos se extienden hasta la Cuenca del Guadalquivir. Está compuesta por depósitos de edad Triásico a Mioceno inferior despegados de un zócalo continuación del Macizo Ibérico, y cabalgados hacia el antepaís en dirección NNW (Vera, 1986; García Hernández et al., 1980).

Las Zonas Externas se dividen en Prebético y Subbético a partir de criterios paleogeográficos y tectónicos (Fig. II.6). El Prebético aflora en el sector oriental de la Cordillera y corresponde al dominio más cercano al continente, donde predomina la sedimentación continental y marina somera, mientras que el Subbético, que aflora más hacia el sur, corresponde a un dominio más distal del margen (García Hernández et al., 1980).

El Subbético comprende materiales que van desde el Triásico al Burdigaliense inferior. Los sedimentos corresponden a facies continentales y marinas someras desde el Triásico hasta el Jurásico inferior y facies pelágicas margosas a partir del Pliesbachiense (Vera, 1986). La estructura general del Subbético (Fig. II.6B) en el sector occidental corresponde a un cinturón de pliegues y cabalgamientos vergentes al NW formado en el Mioceno (Burdigaliense superior-Tortoniense inferior). El nivel de despegue principal corresponde a los materiales evaporíticos del Trías (Keuper).

Dado que en la zona de estudio sólo aparecen representadas las Unidades Subbéticas, nos centraremos en la descripción de estas últimas.

II.2.3.3. El Subbético: la Unidad Olistostrómica

Aproximadamente la mitad de los afloramientos subbéticos consisten en masas desorganizadas, sin una estructura tectónica definida, que se extienden entre las provincias de Cádiz y Jaén, en el límite con la Sierra de Cazorla (Fig. II.6). Se han diferenciado dos complejos (Vera, 2004), que se han denominado Complejo Subbético Caótico y Complejo Olistostrómico del Guadalquivir o Complejo Olistostrómico Subbético (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994). El Subbético, caracterizado por el predominio de una estructura interna caótica y por el predominio de materiales triásicos con olistolitos post-triásicos y de otras unidades béticas, constituyen los denominados Complejos Subbéticos Caóticos (Vera, 2004). Una parte de estas masas está deslizada gravitacionalmente, formando el denominado Complejo Olistostrómico del Guadalquivir o Complejo Olistostrómico Subbético (Figs. II.6 y II.7).

El Complejo Olistostrómico Subbético llega a ocupar la mitad meridional de la Cuenca del Guadalquivir (Fig. II.6). Su anchura es de unos 10 km en las Béticas centrales, aunque cerca de la costa de Cádiz alcanza al menos 50 km (Berástegui et al., 1998). Estos afloramientos fueron inicialmente denominados por Perconig (1960-62) como “Olistostroma” (o Manto de Carmona), teniendo en cuenta su mecanismo de emplazamiento gravitacional. La Unidad Olistostrómica, muy deformada, está compuesta por una matriz de arcillas y evaporitas triásicas (yeso y anhidrita) con bloques de rocas más modernas (Fig. II.7), en su mayoría calizas, margas y areniscas del Cretácico superior-Paleógeno; el Jurásico, sin embargo, está ausente (Perconig, 1960-62; Riaza y Martínez del Olmo, 1996). También incluye margas miocenas del Aquitaniense-Tortoniense (Flinch et al., 1996). Según los datos de sondeos, el espesor de la unidad oscila entre 100 y 2600 m (Fernández et al., 1998; Flinch y Vail, 1998), yace sobre el Mioceno medio y base del Mioceno superior (Serravalliense-Tortoniense inferior) y está cubierta por materiales del final del Mioceno al Cuaternario (Flinch et al., 1996).

Entre los autores que han abordado el estudio del Complejo Olistostrómico Subbético, existe un acuerdo general en aceptar que la unidad deriva del cinturón de cabalgamientos subbético. También parece existir unanimidad en cuanto a la edad de su

emplazamiento en la Cuenca del Guadalquivir: entre el Langhiense-Serravalliense y el Tortoniense basal en las áreas más orientales (Roldán García y García Cortes, 1988) y Tortoniense superior en el área de Cádiz a partir de datos de campo y de sondeos (Perconig y Martínez Díaz, 1977) y de perfiles sísmicos (Berástegui et al., 1998). Sin embargo su geometría y sobre todo su modo de mecanismo es aún objeto de discusión, lo que ha dado lugar a una gran confusión en la terminología utilizada.

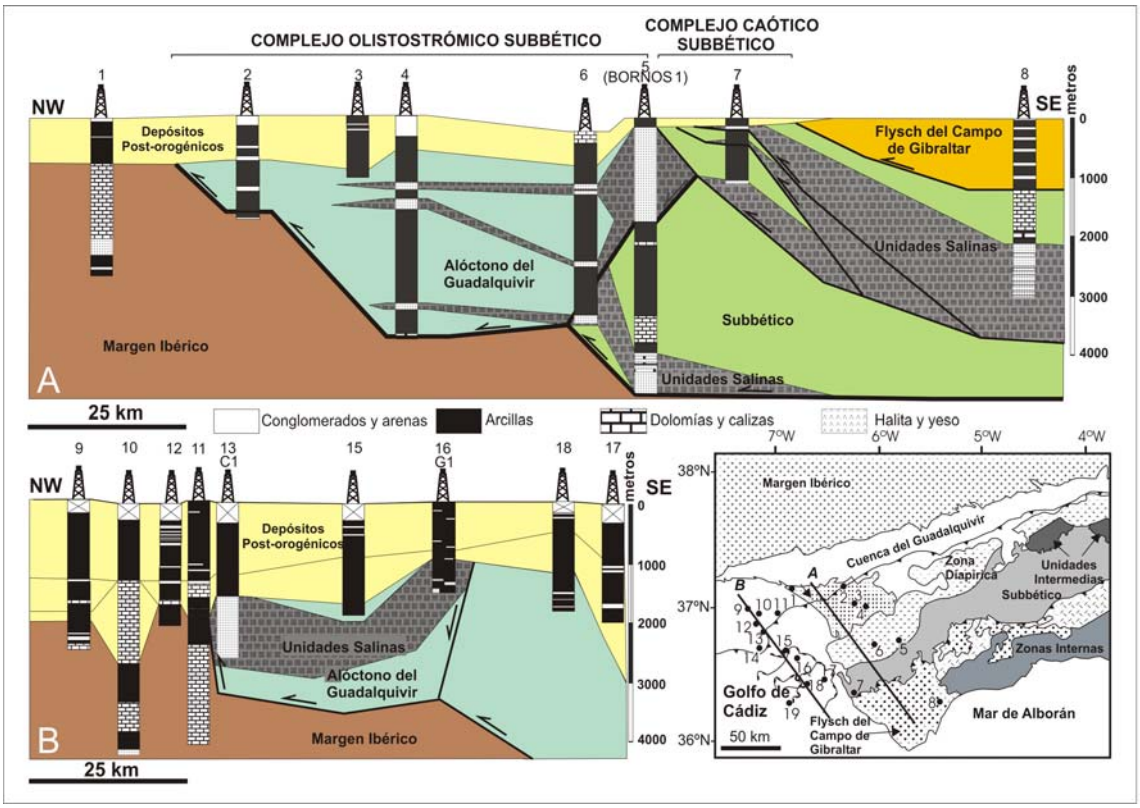


Fig. II.7. Correlación de los sondeos realizados. A: Béticas occidentales; B: Margen continental; C: Mapa de localización (modificado de Berástegui et al., 1998). N° de sondeo: 1, Moguer; 2, Casanieves1; 3, Sapo1; 4, Bética14-1; 5, Bornos1; 6, Bética18-1; 7, Chiclana; 8, Cerro Gordo; 9, Atlántida2; 10, B1; 11, D1; 12, B3; 13, C1; 14, 6Y-1.bis; 15, E1; 16, G1; 17, Neptuno2; 18, Neptuno1 y 19, MPC1 (Modificado de Maestro et al., 2003b).

Desde los trabajos de Perconig (1960-62), esta unidad caótica ha sido interpretada por muchos autores como olistostromas o megaturbiditas, emplazadas en la cuenca por deslizamientos gravitacionales desde el frente activo de las Zonas Externas béticas hacia la Cuenca del Guadalquivir durante el Tortoniense (Suárez Alba et al., 1989; Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994; Riaza y Martínez del Olmo, 1996). Sin embargo, posteriormente se han propuesto nuevos mecanismos de emplazamiento, fundamentalmente de tipo diapírico (Flinch et al., 1996; Berástegui et al., 1998) y, en

consecuencia, nuevas denominaciones, como por ejemplo “Alóctono del Guadalquivir” (Blankenship, 1992).

En este sentido, Flinch et al. (1996) propone que las evaporitas triásicas fueron originalmente emplazadas como masas gravitacionales alóctonas en un margen pasivo durante finales del Cretácico-Paleógeno. Posteriormente en el Neógeno, estas evaporitas cabalgaron hacia el norte como una cuña de acreción para formar el alóctono secundario del Guadalquivir. En el Mioceno superior y Plioceno se produce el colapso extensional de la cuña ya formada (Flinch y Vail, 1998).

Berástegui et al. (1998) proponen igualmente un mecanismo diapírico, para estos autores la deformación causada por el movimiento lateral del diapiro, que cesó en el Tortoniense medio, empujó los sedimentos miocenos hacia delante, formando una cuña frontal, que registra los episodios finales de emplazamiento de la unidad caótica.

En Marruecos, el equivalente a la Unidad Olistostrómica son los Mantos Prerifeños, constituidos por una masa caótica de evaporitas triásicas y margas del Mioceno inferior (Fig. II.6C). La estructura de esta cuña alóctona es similar en la cuenca del Guadalquivir y del Rharb, aunque las evaporitas triásicas ocupan una mayor extensión en la Cordillera Bética. Está caracterizada por cabalgamientos imbricados que se unen en un despegue basal y por fallas extensionales en la parte superior de la cuña (Flinch y Vail, 1998). Su emplazamiento se produjo en el Mioceno medio-superior (Flinch et al; 1996).

II.2.3.4. El Flysch del Campo de Gibraltar

Las Unidades del Flysch del Campo de Gibraltar contienen depósitos siliciclásticos, en gran parte turbidíticos del Cretácico al Mioceno inferior, que fueron depositados en surcos profundos, situados entre el margen sudibérico y el Dominio de Alborán y entre éste último y el margen norteafricano (Biju-Duval et al., 1978). Su sustrato correspondería a corteza continental adelgazada o corteza oceánica. Estos materiales fueron posteriormente trasladados e incorporados a la cadena como consecuencia del desplazamiento hacia el W del Dominio de Alborán, flanqueando por el exterior las zonas internas. También se continúan al otro lado del Estrecho (Fig. II.6), bordeando el Rif y prolongándose hacia el este (Didon, 1969; Didon et al., 1982).

Las Unidades del Flysch están estructuradas en una serie de cabalgamientos, superpuestos indistintamente sobre las Unidades Subbéticas y las Zonas Internas. Litológicamente se componen de margas con intercalaciones de turbiditas (Martín-Algarra, 1987).

II.2.4. La Cuenca del Guadalquivir

La Cuenca del Guadalquivir, de dirección ENE-WSW (Fig. II.6), corresponde a la cuenca de antepaís del cinturón de cabalgamientos béticos centrales y occidentales, formada en las últimas etapas de la orogenia alpina (Mioceno superior-actualidad), como consecuencia de la subsidencia del margen inducida por la carga y la deformación compresiva en las Béticas (Sierro et al., 1996; Berástegui et al., 1998, García-Castellanos et al., 2002)

Su formación comienza a finales de la fase compresiva del Mioceno inferior, aunque la principal fase tectónica que determinó su modelado ocurrió a finales del Mioceno (Fernández et al., 1998, Riaza y Martínez del Olmo, 1996). Como consecuencia de un episodio de deformación intra-Tortoniense, que produjo el plegamiento y elevación de la parte central y oriental de la cuenca precursora, se produce el cierre del estrecho nordbético, quedando cortada la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo. La parte occidental de la antigua cuenca profunda precursora, localizada en el frente bético, se transforma en la cuenca de antepaís y fue rellena por materiales del Mioceno superior y Plioceno (Sierro et al., 1996; Vera, 2000).

Se trata de una cuenca de marcada asimetría, en la que el techo del basamento preneógeno se hunde uniformemente hacia el SSE por flexura del sustrato (2-4° hacia el SE, según Berástegui et al., 1998). Por otro lado, la cuenca se hace más ancha y profunda hacia el W. En la mayor parte de la cuenca, el basamento consiste en sedimentos paleozoicos, aunque en la zona suroccidental de la cuenca, sobre las rocas paleozoicas, se encuentra una cobertera mesozoica parcialmente erosionada de edad Triásico-Cretácico superior (IGME, 1987; Fernández et al., 1998).

El relleno neógeno de la Cuenca del Guadalquivir consiste fundamentalmente en margas marinas que incluyen intercalaciones de areniscas depositadas sobre una calcarenita basal que yace en discordancia sobre el basamento pre-Mioceno (Fernández et al., 1998). En este relleno, se diferencian dos grandes conjuntos estratigráficos (Vera, 2000). El inferior, formado por sedimentos del Burdigaliense-Langhiense-Serravalliense depositados en la fase previa de surco profundo, y el superior, compuesto por los depósitos propios de la cuenca de antepaís de edad Mioceno superior y Plioceno. Debe señalarse que existen discrepancias en cuanto a la edad de los sedimentos más antiguos: Perconig (1960-62), propone que son de edad Langhiense-Serravalliense, aunque más tarde este mismo autor, les atribuyó una edad Tortoniense (Perconig, 1971; Sierro et al., 1996); Riaza y Martínez del Olmo (1996) proponen una edad Langhiense y Fernández et al. (1998), Langhiense superior.

En cuanto a la procedencia de los materiales que constituyen el relleno de la cuenca (Alonso-Zarza et al., 2002), debe destacarse que, el margen septentrional (Macizo Ibérico) suministra un relleno clástico a la cuenca que da lugar a afloramientos de sedimentos autóctonos del Mioceno superior y Plioceno, mientras que el margen meridional activo (Zonas Externas béticas) suministra un relleno gravitacional (Unidad Olistostrómica).

Una vez descritos los principales dominios tectónicos en el continente, se presenta a continuación una síntesis geológica del Golfo de Cádiz.

II.3. PRINCIPALES RASGOS GEOLÓGICOS DEL GOLFO DE CÁDIZ

El Golfo de Cádiz presenta una serie de rasgos fisiográficos, morfológicos, geológicos y geofísicos que, añadidos a su contexto geodinámico, han suscitado un gran interés (Fig. II.8). Entre estos rasgos podemos destacar los siguientes puntos:

- Fisiografía muy compleja, en la que destaca el gran desarrollo que alcanza el talud, que ocupa la mayor extensión de los fondos del Golfo, y la presencia de una serie de bancos y montes submarinos de dirección NE-SW, que compartimentan la llanura abisal.

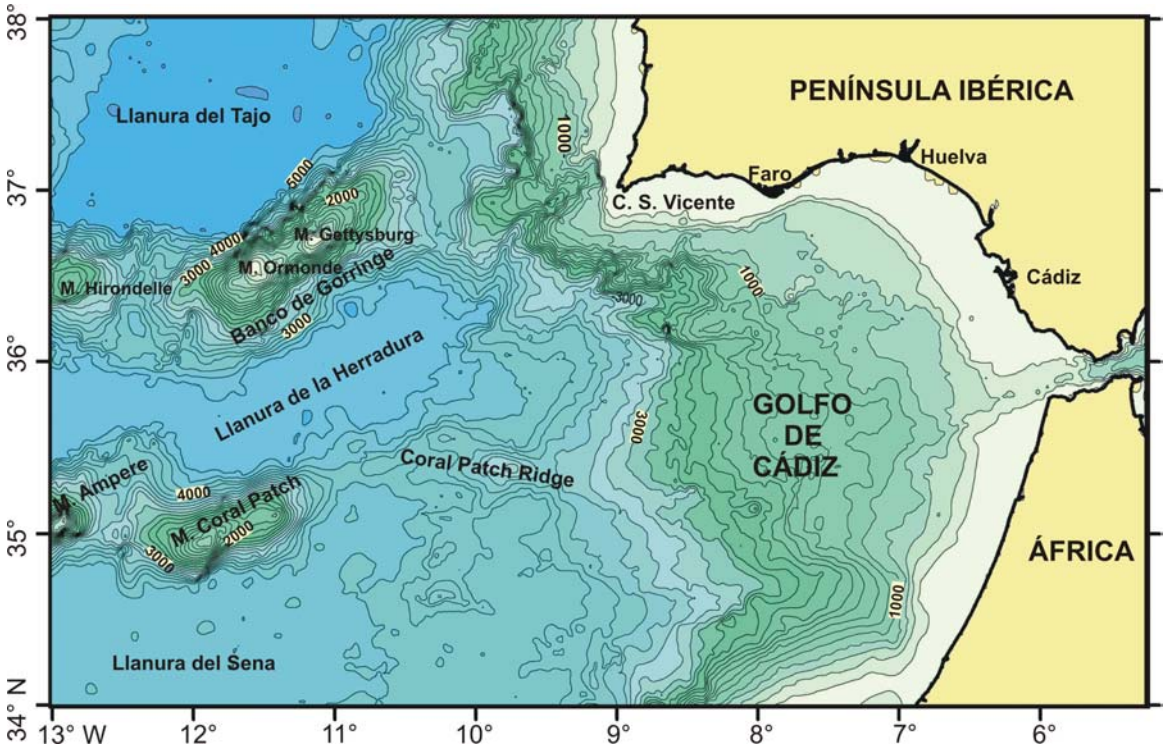


Fig. II.8. Mapa batimétrico del Golfo de Cádiz, elaborado a partir de los datos de satélite de Smith y Sandwell (1997).

- Constituye el área donde se produce el intercambio de masas de agua atlántica y mediterránea.

- Formación de un importante sistema contornítico en el talud medio.

- Presencia de importantes estructuras diapíricas a lo largo de la plataforma y talud continental.

- Existencia de gas e hidratos de gas.

- Extenso desarrollo de estructuras asociadas a escapes de fluidos, entre las que destacan numerosos volcanes de fango.

- Emplazamiento de un gran cuerpo caótico, la denominada “Unidad Olistostrómica” que ocupa toda la zona central del Golfo de Cádiz.

- Existencia de importantes anomalías gravimétricas y magnéticas, asociadas a altos estructurales

- Presencia de una sismicidad difusa, con predominio de terremotos someros y de profundidad intermedia, caracterizada por mecanismos focales de compresión y dirección.

II.3.1. Características fisiográficas e hidrodinámicas

La fisiografía del margen continental del Golfo de Cádiz es muy compleja (Fig. II.7) y está determinada por la tectónica y por los procesos erosivos y sedimentarios, en los que juega un papel muy importante el sistema de intercambio de las masas de agua atlántica y mediterránea a través del Estrecho de Gibraltar (Hernández-Molina et al., 2003).

El modelo de circulación actual en el Golfo de Cádiz está regulado por la entrada de la masa de agua Atlántica en superficie hacia el Mediterráneo y la salida de la masa de agua mediterránea en profundidad a través del Estrecho de Gibraltar (Fig. II.9). La masa de agua mediterránea se desplaza de SE a NW, paralelamente a la costa, a lo largo del talud medio, entre los 300 y 1200 m de profundidad, como una corriente de contorno caliente y muy salina. La masa de agua atlántica, más fría y con una salinidad menor, circula hacia el SE a lo largo de la plataforma continental, para dirigirse hacia el Estrecho de Gibraltar (Reid, 1979; Caralp, 1988; Ochoa y Bray, 1991; Nelson et al., 1999).

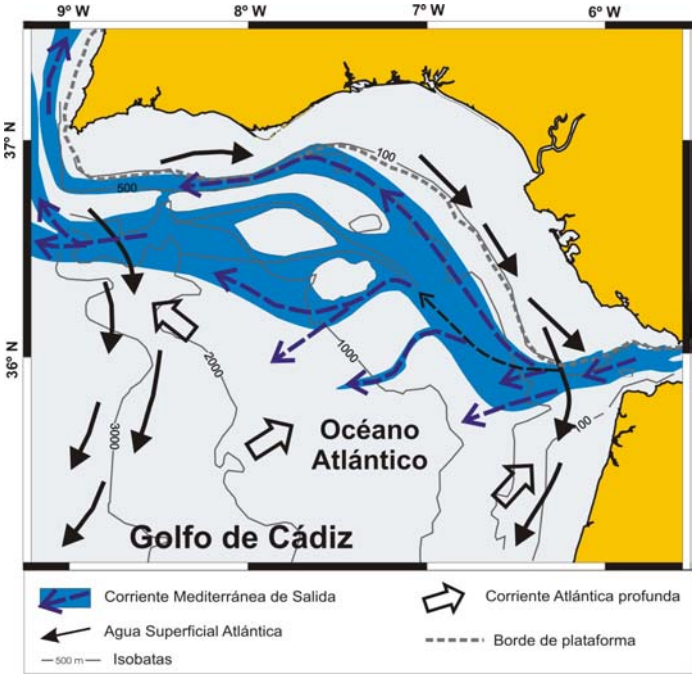


Fig. II.9. Esquema general de circulación de las masas de agua atlántica y mediterránea en el Golfo de Cádiz (Tomado de Hernández Molina et al., 2003)

El margen continental del Golfo de Cádiz se caracteriza por presentar una serie de rasgos singulares desde el punto de vista fisiográfico, entre los que cabe mencionar:

- La ausencia en buena parte del mismo de cañones submarinos, que se concentran exclusivamente en el sector comprendido entre Faro y el cabo San Vicente (Fig. II.10).

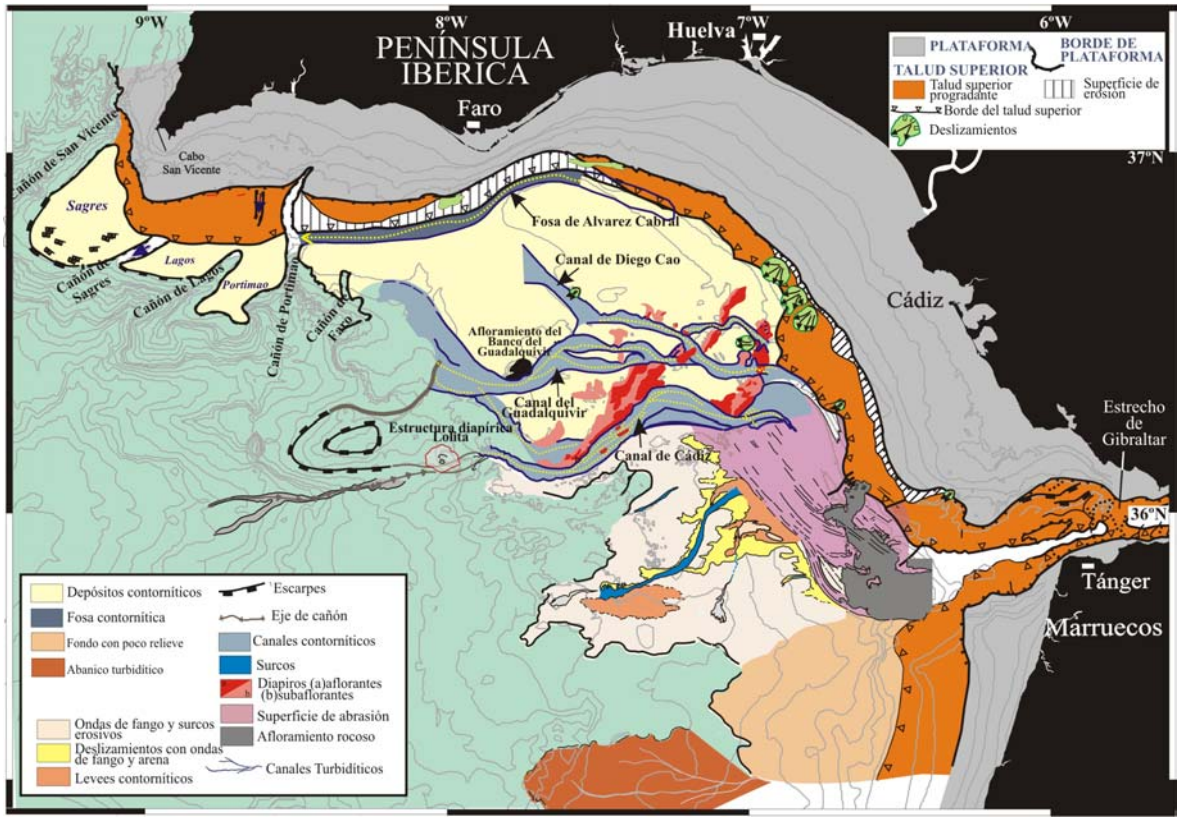


Fig. II.10. Mapa morfosedimentario del Golfo de Cádiz (Simplificado por M.C. Fernández-Puga (2004) de Hernández-Molina, 2003)

- Desarrollo de un amplio talud continental, con un talud medio donde predominan los procesos longitudinales, los cuales generan un importante sistema contornítico, y un predominio de procesos transversales en el talud superior (Fig. II.10), pero muy especialmente en el talud inferior y en la llanura abisal (Llave, 2003; Hernández-Molina et al., 2004).

- Presencia de una serie de altos estructurales en el talud medio (Banco del Guadalquivir) y delimitando las llanuras abisales del Sena y la Herradura (Banco de Gorringe y montes submarinos de Ampere-Coral Patch) (Fig. II.8).

- La ausencia de ascenso continental (Vázquez et al., 2004).

- El carácter muy irregular que presenta el fondo marino del talud (Fig. II.11), producido por la actividad tectónica actual, la desestabilización de hidratos, la presencia de estructuras asociadas al escape de fluidos (colapsos y deslizamientos, volcanes de fango, montículos con costras y chimeneas carbonatadas, *pockmarks*), y deslizamientos y estructuras diapíricas (León et al., 2001; Somoza et al., 2003; Díaz del Río et al., 2003; Fernández-Puga, 2004; León et al., 2004)

La plataforma continental se extiende hasta 120-140 m de profundidad con una pendiente media de 0.5° en la parte septentrional, y 0.3° en la parte oriental (Fig. II.10). La anchura es variable, en la parte española alcanza unos 30 km, disminuyendo hacia Portugal y hacia el Estrecho de Gibraltar, donde alcanza unos 17 y 10 km respectivamente (Mougenot et al., 1979; Baraza et al., 1999; Lobo, 2000; Maldonado et al., 2003).

Dentro del talud, se han diferenciado en función de su pendiente y rasgos morfológicos un talud superior, medio e inferior (Baraza y Nelson, 1992; Nelson et al., 1993; Díaz del Río et al., 2000a y c; Hernández-Molina et al., 2003):

- El talud superior, con una anchura de unos 10 km, se extiende entre 150 y 400 m de profundidad, y es muy inclinado, con pendientes de 1-3°.

- El talud medio se localiza entre los 400 y 1200 m de profundidad y se caracteriza por el desarrollo de una amplia plataforma marginal que puede alcanzar 100 km de anchura (sector entre Cádiz y Faro), con una pendiente entre 0.5-1° (Fig. II.10). En este dominio destaca la existencia de numerosos volcanes de fango, el amplio

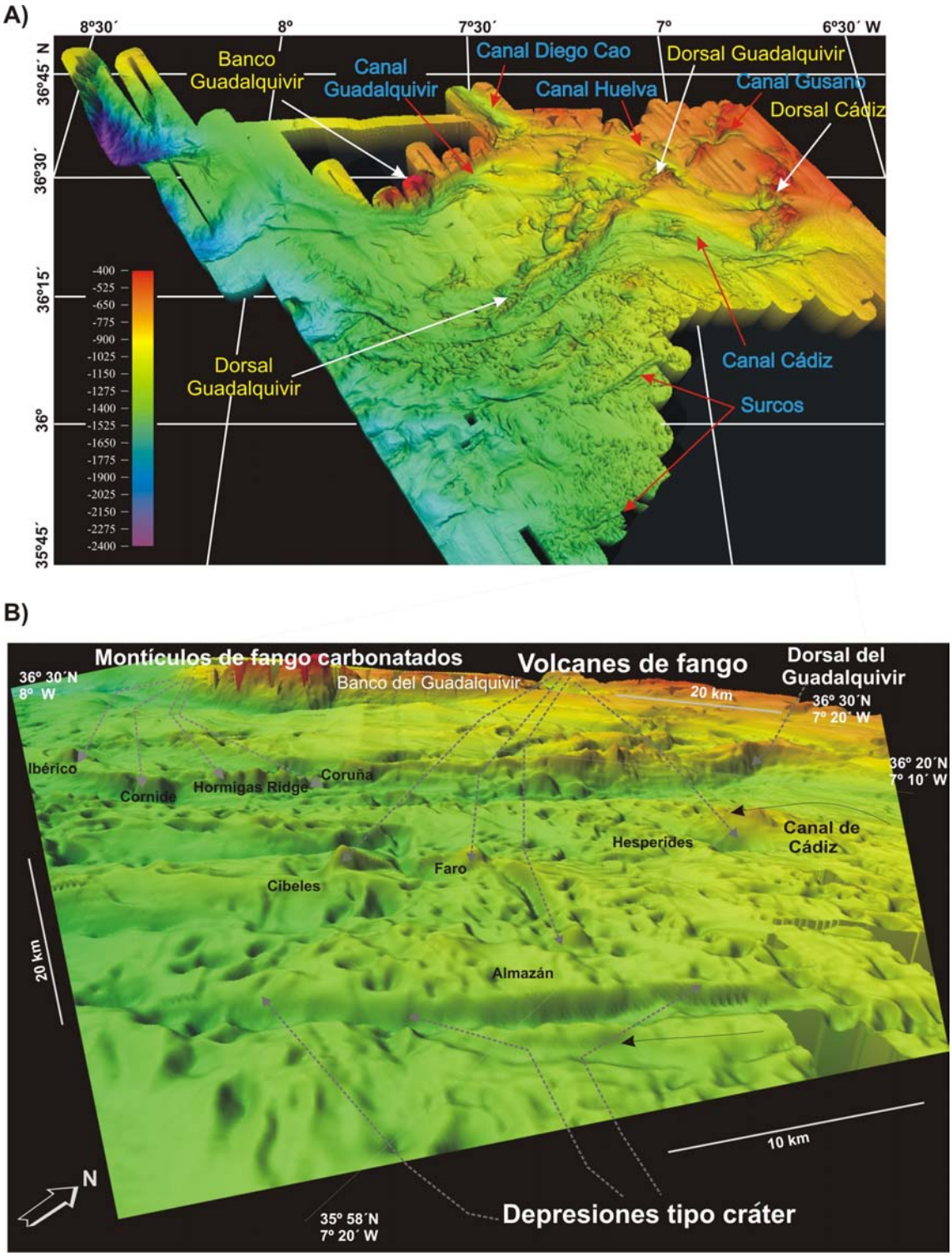


Fig. II.11. A) Imagen 3D realizada con los datos de sonda multihaz (Simrad EM-12) de la zona septentrional y central del Golfo de Cádiz, en el que se indica la situación de los canales y dorsales diapíricas. B) Imagen 3D obtenida a partir de los datos de sonda multihaz (600-1500) m de profundidad en el que se muestran distintas estructuras asociadas al escape de fluidos: volcanes de fango, *pockmarcks* y montículos.

desarrollo de canales contorníticos, valles submarinos y surcos, un importante sistema deposicional contornítico y una serie de dorsales diapíricas (Fig. II.12) alineadas según una dirección NE-SW (García, 2002; Somoza et al., 2002; Llave et al., 2001; Hernández-Molina et al., 2003; Llave, 2003; Fernández-Puga, 2004; Hernández-Molina et al., 2004). En esta parte del talud debe señalarse además la presencia del Banco del Guadalquivir, alto estructural localizado al sur de Faro (Díaz del Río et al., 2000 b y d). Entre esta localidad y el cabo de San Vicente (Fig. II.10), el talud aparece atravesado por una serie de cañones submarinos perpendiculares al margen (cañones de Portimao, Lagos, Sagres y San Vicente).

- El talud inferior alcanza una gran extensión: entre 50 km al NO y más de 200 km al SE, y la pendiente es suave (1°-0.5°). Presenta una morfología convexa y muy irregular (Fig. II.8), determinada por la formación de deslizamientos gravitacionales, volcanes de fango (Fig. II.11B), minicuencas y canales turbidíticos en la zona septentrional (Fig. II.10) (Somoza et al., 2000; León et al., 2001; Pinheiro et al., 2003a; Vázquez et al., 2004).

Las llanuras abisales del Sena y de la Herradura presentan una superficie plana y se encuentran separadas por dos elevaciones de dirección SW-NE a WSW-ENE: el Banco de Gorringe y el Monte Submarino de Ampere-Coral Patch (Fig. II.8).

El Banco de Gorringe se extiende entre los meridianos 10° 30’ y 12° 30’ W, entre las llanuras abisales de la Herradura y del Tajo, ésta última situada en la fachada occidental atlántica de Portugal. Forma un alto batimétrico de 60-80 km de anchura y 200 de longitud, con un flanco septentrional muy abrupto. Comprende el monte Ormonde al este y el monte Gettysburg al oeste, cuyas cimas se sitúan a una profundidad de tan sólo 25 y 27 m respectivamente (Fig. II.8).

Los montes submarinos de Ampere, de origen volcánico (Hayward et al., 1999) y Coral Patch se localizan entre los meridianos 11° W y 12° 50’ W y los 12° 50’ W y 13° 50’ W respectivamente, con una dirección ENE-WSW (Fig. II.8). Ambos montes presentan en conjunto una longitud de unos 275 km y una anchura de unos 70 km, entre las llanuras abisales de la Herradura y del Sena. Su prolongación hacia el este forma una elevación, conocido como Coral Patch Ridge.

II.3.2. Unidades sismoestratigráficas

El análisis de la estratigrafía del Golfo de Cádiz en la plataforma continental y talud medio, ha sido llevado a cabo mediante la interpretación de perfiles sísmicos, de diferentes resoluciones y penetraciones, y su correlación con los sondeos de petróleo (Fig. II.12) y testigos de gravedad (Baldy et al., 1977; Malod y Mougenot, 1979; IGME, 1987; Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Terrinha, 1998; Somoza et al., 1997; Rodero, 1999; Maldonado et al., 1999; Lobo, 2000; Llave, 2003). En el talud inferior y en las llanuras abisales, diferentes autores (Tortella et al., 1997; Hayward et al., 1999; Sartori et al., 1994; Torelli et al., 1997; Medialdea et al., 2004c; Zitellini et al., 2004) han recurrido para su estudio a los perfiles de sísmica multicanal y a los sondeos DSDP-120 (Ryan et al., 1973) y DSDP-135 (Hayes et al., 1972) efectuados en el marco del Deep Sea Drilling Project. En estos trabajos se han diferenciado una serie de unidades sísmicas que se describen a continuación.

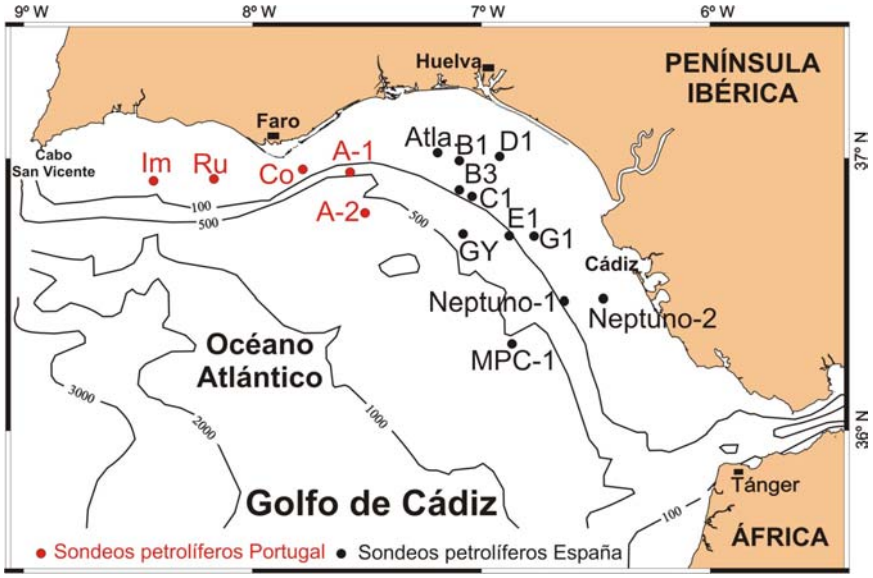


Fig. II.12. Localización de los sondeos realizados en el margen continental del Golfo de Cádiz.

Basamento:

El basamento corresponde a los diferentes dominios geológicos que rodean el Golfo de Cádiz, que han sido ya descritos en el apartado anterior: Unidades del Flysch y del Subbético en las proximidades del Estrecho de Gibraltar y frente a Cádiz (Maldonado et al., 2003), y materiales pertenecientes al Macizo Ibérico en el sector septentrional del golfo, que afloran en el Banco del Guadalquivir (Baldy et al., 1977). Las muestras

obtenidas por Baldy (1977) mediante dragado en el escarpe meridional del Banco del Guadalquivir (Fig. II.8) han sido descritas como grauvacas, análogas a las que forman parte de la facies Culm, de edad Viseense superior, basaltos, sin determinación de edad y calizas con espículas de esponjas, de probable edad Toarciense. Este autor describe también una caliza margosa con *Globorotalia hirsuta*, *Globorotalia puncticulata*, *Globorotalia gr.padana* y con *Globorotalia truncatulinoides* como contaminación actual, de edad Plioceno a Pleistoceno. Mougenot *et al.* (1979) describen además la presencia de un canto de micrita con radiolarios, pequeñas espículas y algunos filamentos. Estos autores atribuyen este fragmento calcáreo al Dogger.

El basamento también ha sido muestreado en el Banco de Gorringe y el monte Ampere, donde se obtuvieron muestras de rocas volcánicas. En el Banco de Gorringe (Fig. II.8), las muestras obtenidas con sumergibles (CYAGOR Group, 1982) y los testigos obtenidos en el el sondeo DSDP 120 (Ryan et al., 1973), indican que está constituido por rocas heterogéneas (Fig. II.13).

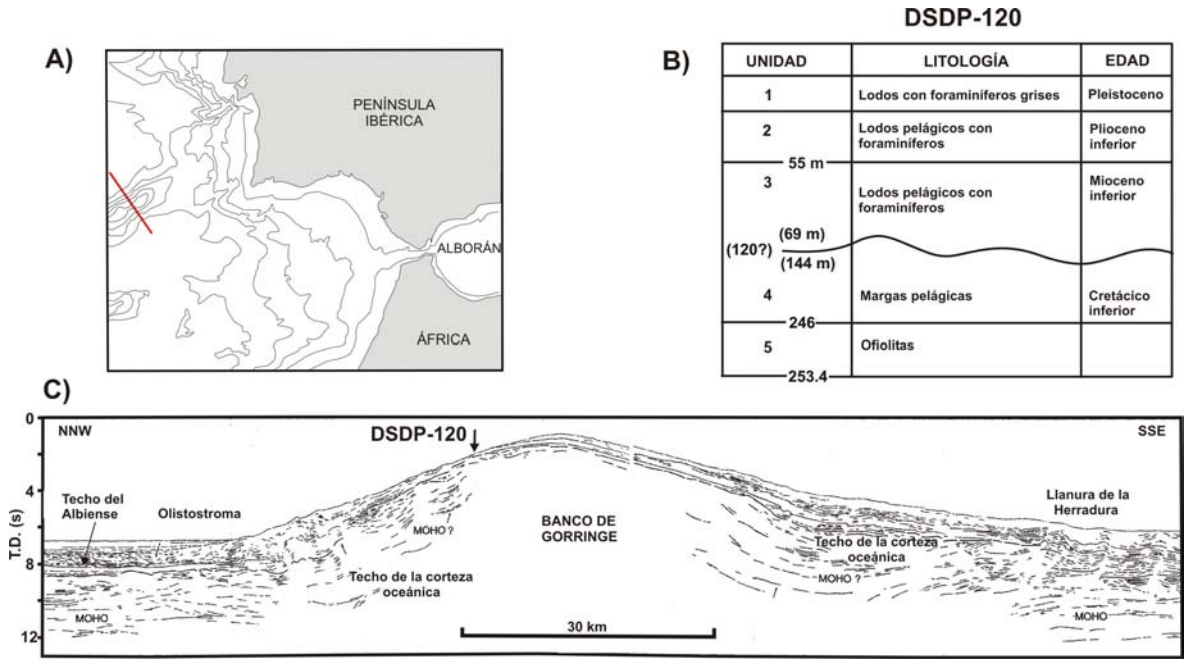


Fig. II.13. A) Mapa de situación; B) Columna litoestratigráfica del Sondeo DSDP-120 (Tomado de Ryan et al., 1972) C) Segmento de la línea de sísmica multicanal AR92-3, a través del Banco de Gorringe, sobre el que se localiza el sondeo, y las llanuras abisales del Sena y la Herradura (Modificado de Sartori et al., 1994).

En particular, el monte occidental (Gettysburg) se compone de peridotitas serpentinizadas, gabros y lavas, y el pico oriental (Ormond) de basaltos y lavas, así como

de gabros y diques doleríticos. Las dataciones realizadas por Feraud et al. (1986) sobre los gabros indican una edad Cretácico inferior (143 m.a.). Su parte central está recubierta por sedimentos de edad Cretácico inferior-Plioceno (Galindo-Zaldívar et al., 2003).

El sondeo DSDP 135 (Fig. II.14), situado al este del monte submarino Coral Patch, perforó, entre 560 m y 689 m, calizas y margas del Aptiense inferior (Hayes et al., 1972), que se disponen sobre un basamento al que se le atribuye una edad Jurásico superior a Cretácico inferior (Hayward et al., 1999).

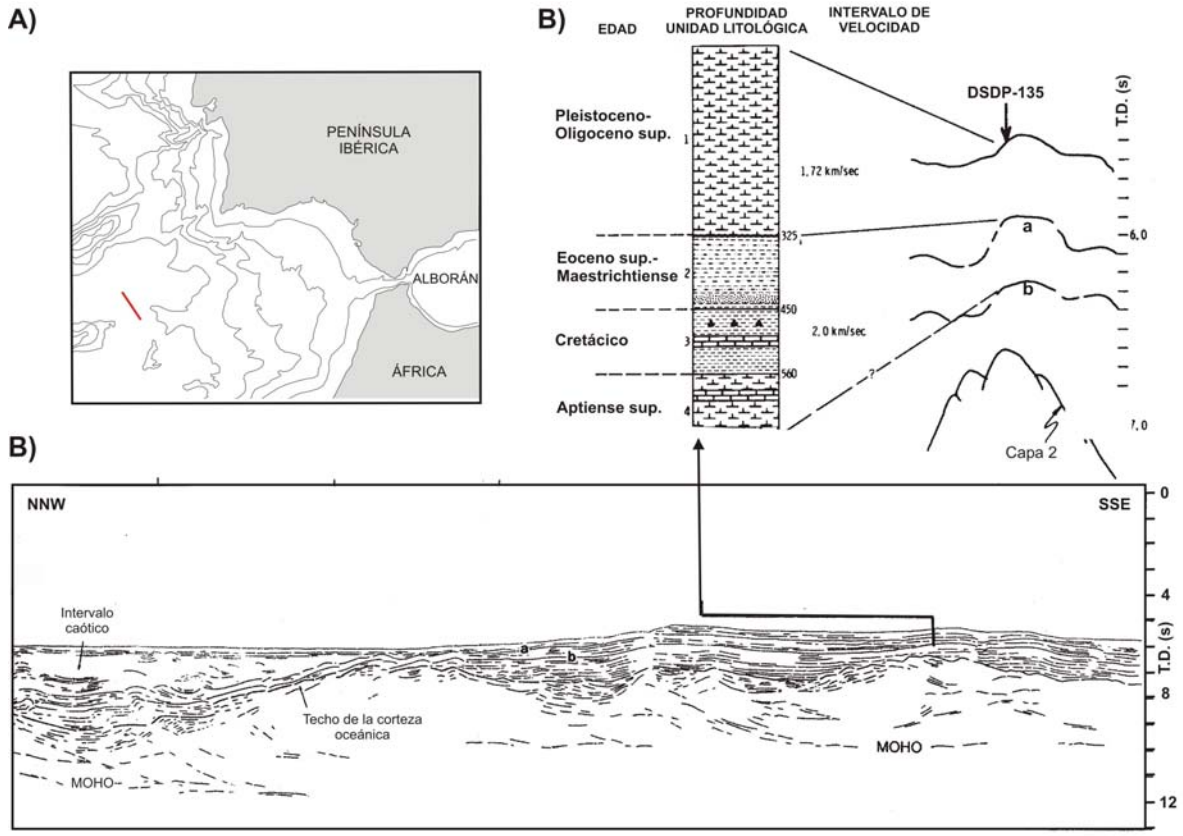


Fig. II.14. A) Mapa de situación; B) Columna litoestratigráfica del Sondeo DSDP-135 (Tomado de Hayes et al., 1972) C) Interpretación de un segmento de la línea de sísmica multicanal AR92-3, a través del Coral Patch Ridge y Llanura Abisal de la Herradura, sobre la que se localiza el sondeo DSDP-135 (Modificado de Sartori et al., 1994)

La cobertera sedimentaria del Golfo de Cádiz incluye materiales de edad mesozoica a cuaternaria, con un espesor muy variable. En la plataforma continental y talud superior y medio, Maldonado et al. (1999) han definido las siguientes unidades (Figs. II.15 y II.16):

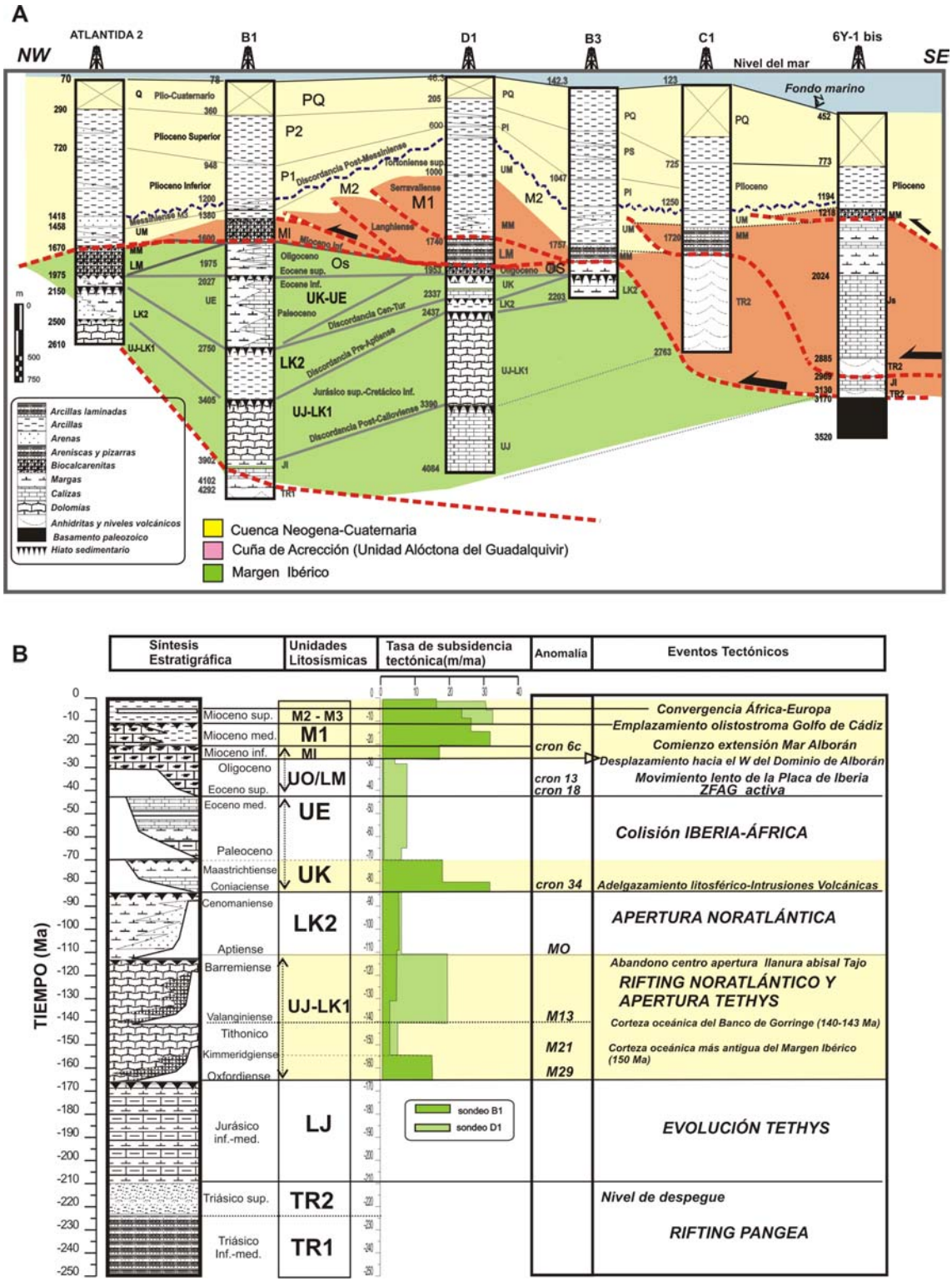


Fig. II.15. A) Esquema de las unidades sísmicas diferenciadas en el Golfo de Cádiz realizado mediante la correlación de los sondeos existentes y los perfiles sísmicos de multicanal. Situación de los sondeos en Fig. II.12. B) Síntesis estratigráfica de las distintas unidades litosísmicas, tasas de subsidencia y principales eventos tectónicos (Tomado de Maldonado et al., 1999).

Triásico (unidades TR1 y TR2)

Dentro del Triásico, Maldonado et al. (1999) diferencian dos unidades denominadas TR1 y TR2 (Fig. II.16). La primera (TR1) aparece formada, según el sondeo B-1 (Fig. II.15), por arcillas y rocas volcanogénicas constituyendo el relleno de semi-grabens. La unidad superior (TR-2) es fundamentalmente evaporítica, y se compone de capas de anhidrita, sales potásicas, carbonatos y arcillas rojas (sondeo C-1, Fig. II.15). Sísmicamente, se caracteriza por reflexiones fuertes y discontinuas, caóticas y con hipérbolas de difracción.

Jurásico inferior y medio (Unidad LJ)

Esta unidad se compone de calizas margosas en la base y dolomías en el techo (sondeo B-1, Figs. II.15 y II.16), depositadas en un ambiente de plataforma. En los perfiles sísmicos, su aspecto es masivo sin reflexiones internas.

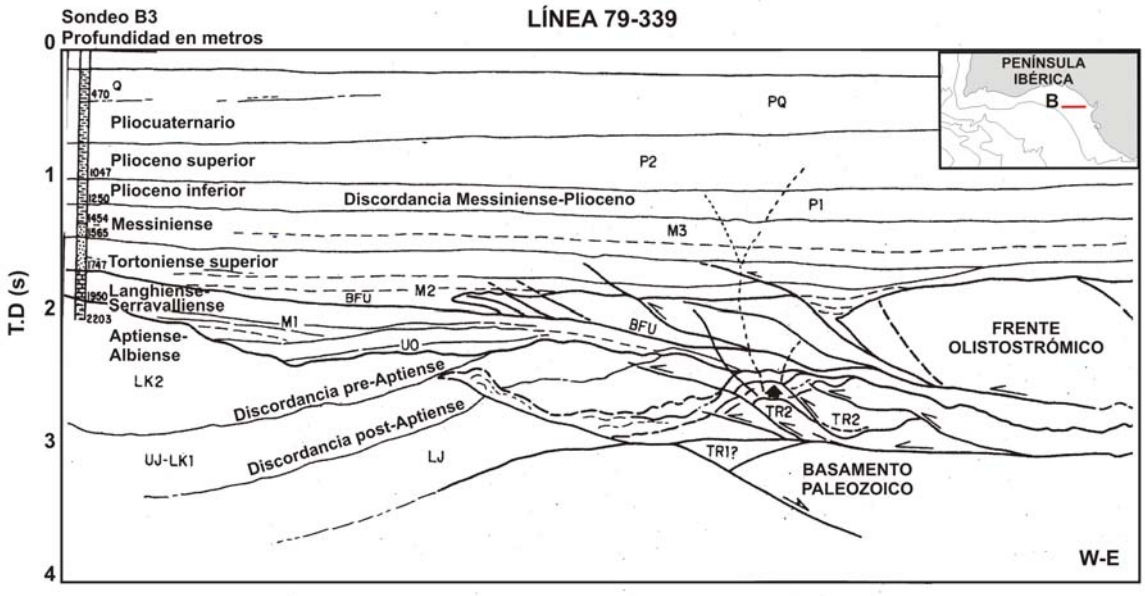


Fig. II.16. Interpretación del perfil sísmico multicanal 79-339 (Modificado de Maldonado et al., 1999)

Jurásico superior-Cretácico inferior (UJ-LK1)

Se trata de depósitos *sinrift* que se encuentran rellenando los *semigrabens* (Figs. II.15 y II.16). Litológicamente se componen de un tramo inferior, compuesto de calizas de edad Kimmeridgiense-Titónico, y otro superior, formado por calizas algales y dolomías de

edad Valanginiense-Barremiense. El carácter de las reflexiones varía en el bloque de muro y de techo de los semigrabens y en las proximidades de las fallas que los delimitan.

Cretácico medio (Unidad LK2)

En el sondeo B1, esta unidad se compone de una secuencia de limos sobre dolomías jurasicas con un espesor de 1655 m. En el sondeo Atlántida-2 (Fig. II.15), consiste en arcillas grises calcáreas con intervalos de arcillas negras y conglomerados. Su base está marcada en los registros sísmicos por un reflector de gran amplitud, que representa una discordancia angular desarrollada entre el Barremiense y el Aptiense.

Unidad del Cretácico superior- Eoceno superior (UK-UE)

Esta unidad, de escaso espesor o ausente en algunas columnas de los sondeos, se compone en el sondeo Atlántida-2 de arcillas verdes con intervalos de calizas, y en el sondeo B-1, de calizas, margas y arcillas (Figs. II.15 y II.16). Los depósitos no sólo rellenan las estructuras *semigraben*, sino que se disponen además cubriendo los altos estructurales.

Unidad del Oligoceno superior-Mioceno inferior (UO-LM)

Según los resultados del sondeo D-1, está formada por calizas y margas grises y marrones depositadas en una amplia plataforma carbonatada que cubriría las unidades anteriormente descritas. Su límite inferior es un reflector de gran amplitud, que se interpreta como una discordancia erosiva (Maldonado et al., 1999). Su techo está igualmente marcado por un fuerte reflector, que corresponde a una discontinuidad regional, que se hunde hacia la cuenca bajo los depósitos olistostrómicos del Mioceno medio (Figs. II.15 y II.16).

Las unidades miocenas se han diferenciado sobre la base de su relación con la Unidad Olistostrómica: Unidad M1 (preolistostrómica), M2 (sin-olistostrómica) y M3 (post-olistostrómica).

Langhiense-Serravalliense a Tortoniense inferior (M1)

Se compone de base a techo de arcillas margosas grises con intercalaciones de calizas de grano fino, calizas con arcillas margosas, y arcillas verdes plásticas y compactadas (Fig. II.15). Las arcillas margosas plásticas son las responsables del diapirismo margoso en el Golfo de Cádiz (Maldonado et al., 1999; Fernández-Puga et al., 2000). Su techo esta marcado por un reflector muy nítido que marca la base del Olistostroma. Esta unidad se hunde hacia el SE bajo la Unidad Olistostrómica (Figs. II.16).

Tortoniense superior (M2)

Se compone de arcillas grises con abundante glauconita y pirita, según el sondeo B-3 (Fig. II.15). El depósito de esta unidad es coetáneo al emplazamiento de la Unidad Olistostrómica, unidad con la que se interdigita (Fig. II.16).

Unidad Olistostrómica

La Unidad Olistostrómica fue reconocida mediante gravimetría (Roberts, 1970) y sísmica por primera vez en los años 70 (Lajat et al., 1975; Bonnin et al., 1975; Malod y Mougenot, 1979), como una prolongación en el margen continental de los mantos prerifeños y del Olistostroma de la Cuenca del Guadalquivir.

Esta unidad se extiende a lo largo de la plataforma continental y talud del Golfo de Cádiz, hasta alcanzar las llanuras abisales de La Herradura y el Sena (Fig. II.17). Ocupa un área de 50.000 km^2, y su volumen se estima superior a los 80.000 km^3 (Torelli et al., 1997). Presenta una forma de cuña que se adelgaza hacia el NW, W y SW, y alcanza un espesor de más de 3000 m en la zona oriental del Golfo de Cádiz (García Mojonero y Martínez del Olmo, 2001) y unos 2400 m en aguas más profundas (Vázquez et al., 2001). Los estudios realizados con sísmica de refracción han calculado para esta unidad una velocidad que oscila entre 2-3.1 km/s (Purdy, 1975), 2.2 km/s (González, 1996; Martín Dávila, 1999) y 2.3 km/s (Medialdea et al., 2004a).

El Olistostroma aparece compuesto por una masa caótica en la que se mezclan arcillas y margas de la unidad M1 y M2 (Langhiense-Tortoniense), materiales mesozoicos

(incluyendo evaporitas triásicas) y paleógenos (IGME, 1987; Maldonado et al., 1999; García Mojonero y Martínez del Olmo, 2001), procedentes de las cadenas Bético–Rifeñas (Bonnin et al., 1975; Baldy et al., 1977). No obstante, en el talud inferior y llanuras abisales, Torelli et al. (1997) proponen que la procedencia de los materiales que componen el cuerpo caótico es diversa, estando las áreas fuente al W, al N y al S, es decir, procederían de altos estructurales tales como el Banco de Gorringe y el monte submarino de Coral Patch y otros altos enterrados (Fig. II.17).

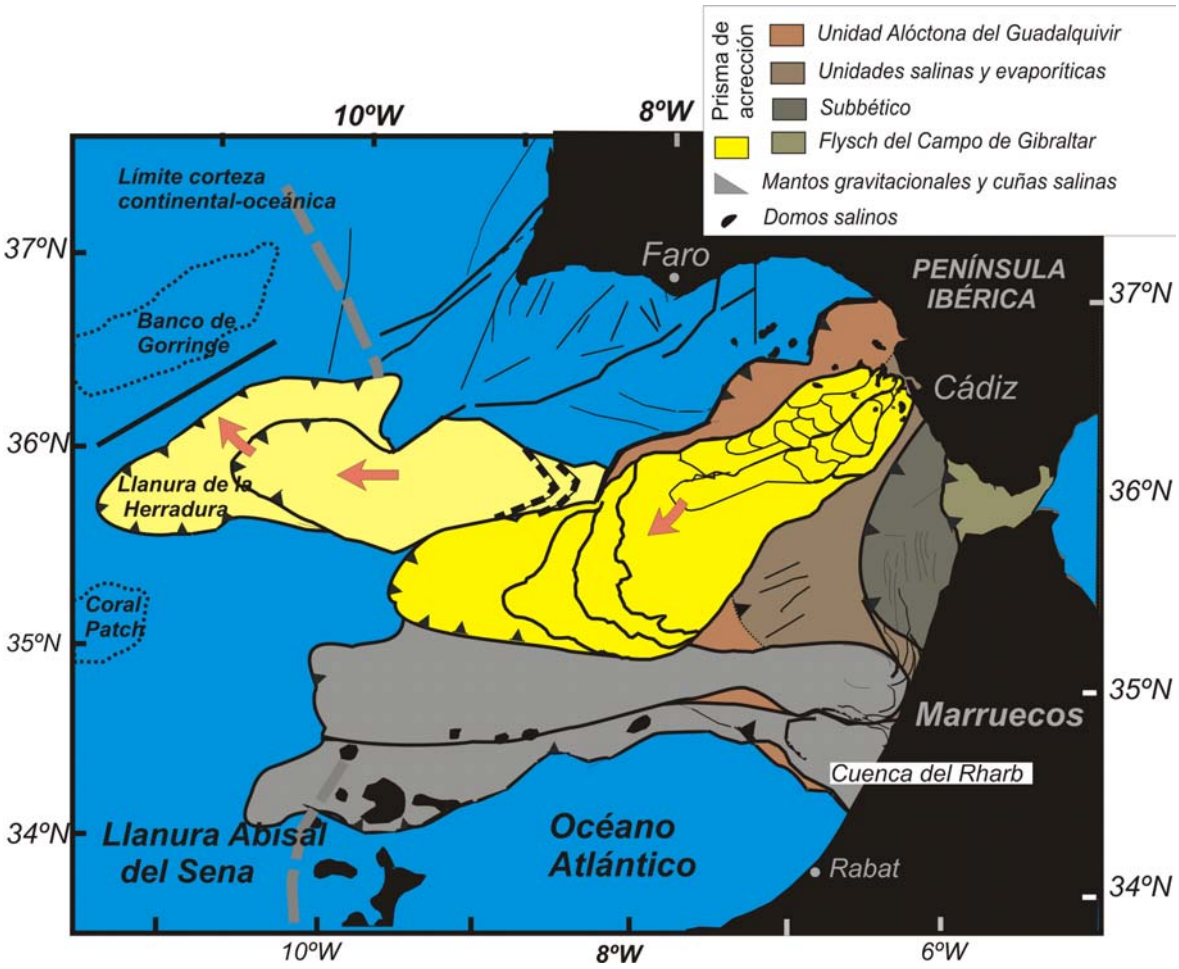


Fig. II.17. Mapa del Golfo de Cádiz en el que se muestra la distribución de la Unidad Olistostrómica y la localización de los principales frentes (Tomado de Somoza et al., 1999).

Sísmicamente presenta un carácter caótico, con reflectores de amplitud variable, lateralmente discontinuos, y numerosas hipérbolas de difracción. Su límite inferior está definido por un reflector de gran amplitud, que buza hacia el este, aunque en el talud inferior, su inclinación se invierte (Torelli et al, 1997, Gutscher et al., 2002; Medialdea et al., 2004c). La unidad aparece cubierta por sedimentos de edad Messiniense a

Cuaternario y yace sobre materiales del Mioceno medio-superior, en la parte oriental del Golfo de Cádiz (Maldonado et al., 1999).

Su estructura, definida en la plataforma y talud superior-medio por Maldonado et al. (1999), corresponde a un conjunto de láminas cabalgantes de bajo ángulo, que llegan a afectar al techo de la unidad M2 (Figs. II.15 y II.16). El frente externo cabalga sobre la unidad M1 en la plataforma y talud superior. Se ha propuesto que la etapa de emplazamiento principal tuvo lugar en el Mioceno superior (Bonnin et al., 1975; Lajat et al., 1975; Sartori et al., 1994; Torelli et al., 1997; Tortella et al, 1997; Somoza et al., 1999; Maldonado et al., 1999), antes y durante el depósito de la unidad M2.

Al igual que en la Cuenca del Guadalquivir, se han propuesto varias hipótesis que incluyen procesos gravitacionales y/o tectónicos para explicar su mecanismo de emplazamiento. Lajat et al. (1975), Baldy et al. (1977) y Malod (1982) interpretan este cuerpo como un olistostroma neógeno transportado gravitacionalmente de E a W. Bonnin et al. (1975) coinciden en proponer un mecanismo de emplazamiento gravitacional, aunque dadas las dimensiones que alcanza, consideran que probablemente el deslizamiento por simple gravedad debió de estar ayudado por la actividad tectónica. Torelli et al. (1997), que analizaron esta unidad en la parte occidental del Golfo de Cádiz, consideran que comprende principalmente depósitos de gravedad (*debris-flow*, olistostromas) en el sector septentrional del Golfo de Cádiz y *melanges* tectónicas en el meridional.

Purdy (1975) es el primer autor que relacionó el mecanismo de emplazamiento con un proceso de subducción, al interpretar este cuerpo en la parte nororiental de la Llanura Abisal de la Herradura, como una *melange* tectónica (prisma de acreción), producida por el inicio de una subducción de la placa africana bajo el Banco de Gorringe. Recientemente, Gutscher et al. (2002) también han considerado esta cuña como un complejo de acreción que denomina “Atlantis”, aunque relacionado con una zona de subducción actualmente activa situada al este del Estrecho de Gibraltar, en el Mar de Alborán.

Para Somoza et al. (1999) y Maldonado et al. (1999), el emplazamiento de la Unidad Olistostrómica tuvo lugar como resultado del movimiento hacia el oeste del Dominio de Alborán, conforme el frente orogénico progresaba en esa dirección, entre el

Serravalliense en el este, y el Tortoniense superior en el Golfo de Cádiz. A finales del Messiniense y en el Plioceno, la cuña de acreción sufriría un colapso extensional, que se relaciona con las mayores tasas de subsidencia registradas en el Golfo de Cádiz (Maldonado et al., 1999; Maestro et al., 2003b). La migración del frente del Olistostroma hacia el oeste, en las llanuras abisales del Sena y la Herradura se produciría por procesos gravitacionales. Medialdea et al. (2004c) proponen además mecanismos tectónicos.

Messiniense (M3)

Litológicamente se compone de arcillas con lentejones arenosos y sísmicamente, se caracteriza por facies transparentes y estratificadas. Su techo esta representado por una discordancia erosiva marcada de extensión regional (Figs. II.15 y II.16). En estas arenas se localizan los campos de gas descubiertos en el Golfo de Cádiz. El gas es tanto de origen biogénico como termogénico (García Mojonero y Martínez del Olmo, 2001).

Plioceno-Cuaternario

El Plioceno está compuesto fundamentalmente por arcillas y arenas que representan facies hemipelágicas, turbidíticas y contorníticas. Sísmicamente aparece bien estratificado, con reflectores continuos, paralelos y de gran amplitud y presenta numerosas discordancias erosivas (Figs. II.15 y II.16). En conjunto, presenta una configuración interna progradante y su espesor es muy variable. Maldonado et al. (1999) diferencian tres subunidades denominadas P1, P2 y PQ (Pliocuaternario).

Los depósitos cuaternarios están formados por arenas y arcillas, correspondientes en la plataforma a depósitos litorales, prodeltaicos, abanicos deltaicos y deltas marginales en el borde de la plataforma y talud superior, y a *debris-flows*, depósitos turbidíticos, contorníticos y hemipelágicos en el talud (Somoza et al., 1997; Rodero, 1999, Lobo et al., 2002; Llave et al., 2001; Hernández-Molina et al., 2002).

II.3.3. Tectónica. Diapirismo

La mayor parte de los trabajos basados en prospección sísmica en el Golfo de Cádiz, se han centrado en la interpretación de zonas localizadas o en la interpretación de perfiles aislados. Por ello, describiremos primero los principales rasgos tectónicos siguiendo la costa desde el margen sudportugués al margen de Cádiz, y en último lugar los montes submarinos y las llanuras abisales.

En la fachada occidental atlántica de Portugal, de dirección N-S, se han cartografiado una serie de altos (Montaña del Marqués de Pombal y Príncipe Avis) delimitados por fallas activas, entre las que destaca la falla del Marqués de Pombal (Gràcia et al., 2003b; Zitellini et al., 2004). Consiste en un cabalgamiento ciego de 55 km de longitud y dirección NNE, vergente al W (Fig. II.18). La falla del Marqués de Pombal ha sido estudiada exhaustivamente ya que para algunos investigadores constituye una importante estructura sismogenética (Zitellini et al., 2001; Gràcia et al., 2003b; Terrinha et al., 2003). Además de estas fallas principales se han identificado fallas inversas de dirección NNE-SSW a E-W que deforman los sedimentos recientes (Terrinha et al., 2003).

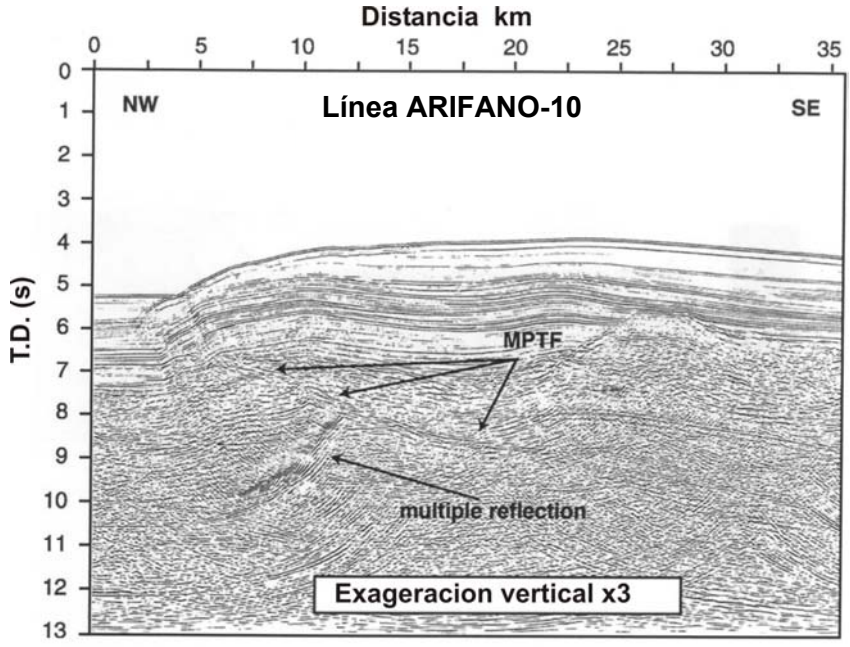


Fig. II.18. Perfil de sísmica multicanal ARIFANO-10, en el que se observa la falla de Marques de Pombal, marcada con las siglas MPTF en el perfil (Tomado de Zitellini et al., 2004).

En el margen sudportugués, la Cuenca del Algarve ocupa la plataforma continental y el talud superior y medio entre el cabo de San Vicente y Huelva (Figs. II.4 y II.5). Al igual que en el continente, predominan los accidentes de dirección ENE-WSW a E-W, N-S, y NE-SW a NNE-SSW (Kullberg et al., 1992; Lopes et al., 1999). El desarrollo de estas estructuras se produce bajo el régimen tectónico extensional mesozoico, seguido de un régimen compresivo a partir del Cretácico superior, durante el que se produjo la reactivación e inversión de antiguas fracturas y el desarrollo de una importante actividad halocinética (Fig. II.5).

Las estructuras diapíricas están representadas por numerosos domos formados por evaporitas del Trías y Lías inferior (Fig. II.5), que llegan a atravesar prácticamente toda la cobertera sedimentaria (Lopes y Proença Cunha, 2000). El inicio de esta actividad halocinética se produjo de forma temprana en el Jurásico y continuó durante el Cenozoico, diferenciándose dos fases principales: en el Eoceno superior-Mioceno inferior, cuando se forman grandes crestas de dirección N-S, y desde el Mioceno superior hasta la actualidad (Lopes et al., 1999).

La evolución tectónica de la Cuenca del Algarve durante el Neógeno-Cuaternario no se conoce bien; los sedimentos mioceno-cuaternarios aparecen afectados por una deformación pequeña, si los comparamos con los sedimentos pre-miocenos. Se han observado reactivaciones de algunos antiguos cabalgamientos y fallas inversas con pequeños desplazamientos (de cm a 50 m) con una dirección dominante N-S (Terrinha, 1998), además de una migración de los depocentros hacia el NE (Mougenot, 1989).

La zona occidental del margen del Algarve se caracteriza por fallas NE-SW a NNE-SSW que compartimentan el basamento acústico constituido por rocas paleozoicas y del Jurásico-Cretácico basal (Fig. II.4). En esta zona, el trazado de los cañones (San Vicente y Portimao) está controlado por fallas que siguen una dirección N-S, NNE-SSW y ENE-WSW (Maestro et al., 1998; Vázquez et al., 2000a; Barnolas et al., 2000). El Cañón de San Vicente ocupa el eje de una fosa tectónica situada en la prolongación de la falla de Odemira, un importante desgarre post-varisco (Baldy et al, 1977). Durante el Cenozoico, la región ha estado controlada además, por dos importantes fallas (Figs. II.4 y II.5): la falla N-S de Portimao y la prolongación en el margen de la falla NW-SE de Sao Marcos-Quarteira (Lopes y Proença Cunha, 2000).

Siguiendo hacia el sur, la plataforma continental en el margen bético se caracteriza por fallas extensionales de dirección NNW-SSE subparalelas a la costa, activas durante el Cuaternario, aunque algunas corresponden a fallas miocenas y pliocenas reactivadas (Fig. II.19). En el margen bético se han diferenciado dos sectores, separados por una falla con una componente inversa importante y dirección NW-SE, que cruza la plataforma y el talud superior, frente a la ciudad de Cádiz (Fig. II.19). El sector septentrional presenta una potente cobertera de materiales cenozoicos, cuyo espesor se incrementa mar adentro, mientras que el sector meridional se caracteriza por la presencia de un basamento acústico aflorante o subaflorante y una cobertera sedimentaria reducida (Maldonado et al., 1999; Maldonado et al., 2003). Sobre el sector meridional se desarrollan las Unidades del Flysch del Campo de Gibraltar y del Subbético, mientras que sobre el septentrional aparece la Unidad Olistostrómica.

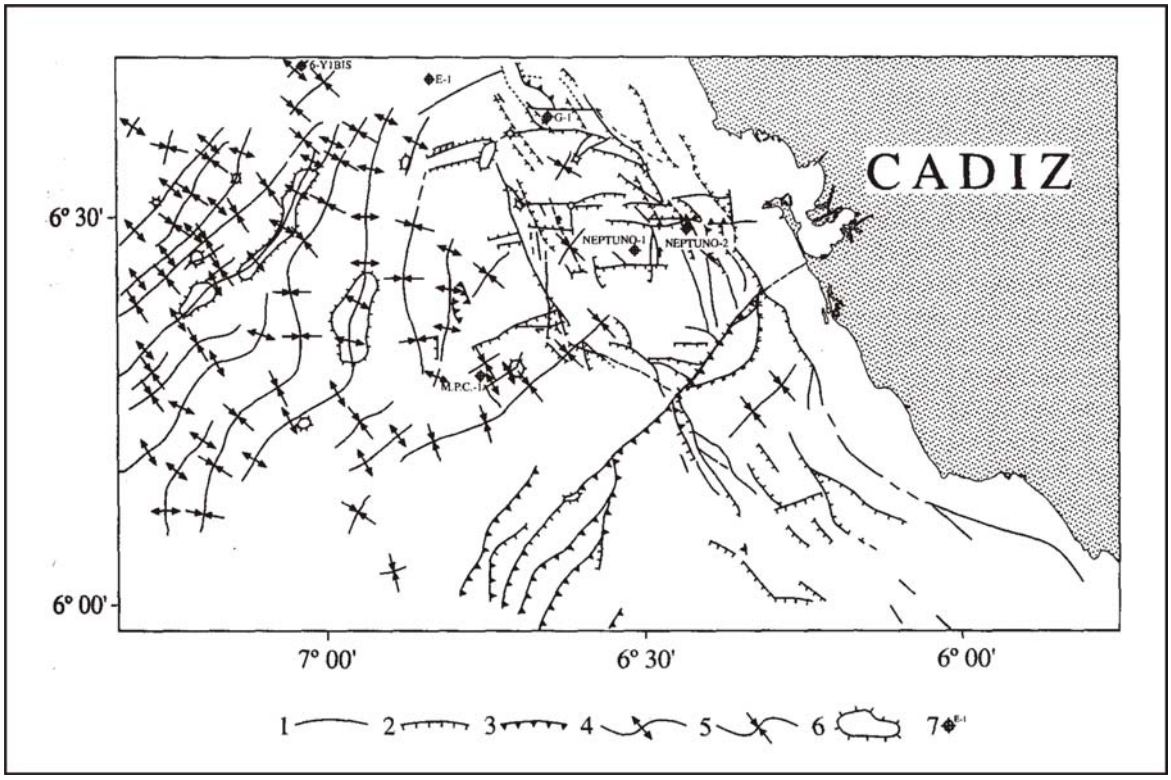


Fig. II. 19. Mapa tectónico del margen continental adyacente a Cádiz; 1: Falla; 2: Falla normal; 3: Falla inversa; 4: Anticlinal; 5: Sinclinal; 6: Diapiro; 7: Sondeo (Tomado de Maldonado et al., 1999).

La Unidad Olistostrómica, cuya estructura y emplazamiento se han descrito en el apartado anterior, se extiende hasta la región occidental del Golfo de Cádiz, donde destaca la presencia de una serie de montes submarinos (Banco de Gorringe y montes

de Ampere-Coral Patch) de dirección NE-SW a ENE -WSW, que separan las llanuras abisales del Tajo, la Herradura y el Sena.

El Banco de Gorringe constituye un bloque elevado del basamento de tendencia NE-SW (Fig. 11.13). Mientras que algunos autores proponen que la actividad tectónica del Banco de Gorringe estaría originada por un cabalgamiento que delimitaría su borde septentrional (Srivastava et al., 1990a; Terrinha, 1998; Hayward et al., 1999; Galindo-Zaldívar et al., 2003) o meridional (Morel y Meghraoui, 1996), otros proponen la existencia de dos fallas inversas conjugadas (Tortella et al., 1997). En lo que se refiere a la elevación de este banco, se ha sugerido un arqueamiento inicial de la corteza de edad cretácica (Le Gall et al., 1997), reforzado posteriormente durante la compresión miocena y pliocena (Ryan et al., 1973; Mauffret et al., 1989b; Sartori et al., 1994; Le Gall et al., 1997; Hayward et al, 1999; Girardeau et al., 1998); Girardeau et al. (1998) proponen además, una elevación isostática causada por la serpentinización de las peridotitas. En los perfiles sísmicos, este banco asimétrico cabalga sobre la Llanura Abisal del Tajo, donde los sedimentos de unos 1-2 s T.D. de espesor, aparecen basculados hacia el SW (Galindo-Zaldívar et al., 2003).

Al sur del Banco de Gorringe, en la Llanura de la Herradura, Torelli et al. (1997) han interpretado en los perfiles sísmicos de multicanal, pliegues y cabalgamientos que llegan a afectar a la cobertera sedimentaria, y al basamento oceánico (Sartori et al., 1994; Torrelli et al., 1997; Gràcia et al., 2003b). Al sur de esta llanura abisal, los montes submarinos de Ampere-Coral Patch estarían flanqueados por fallas inversas (Fig. II.20).

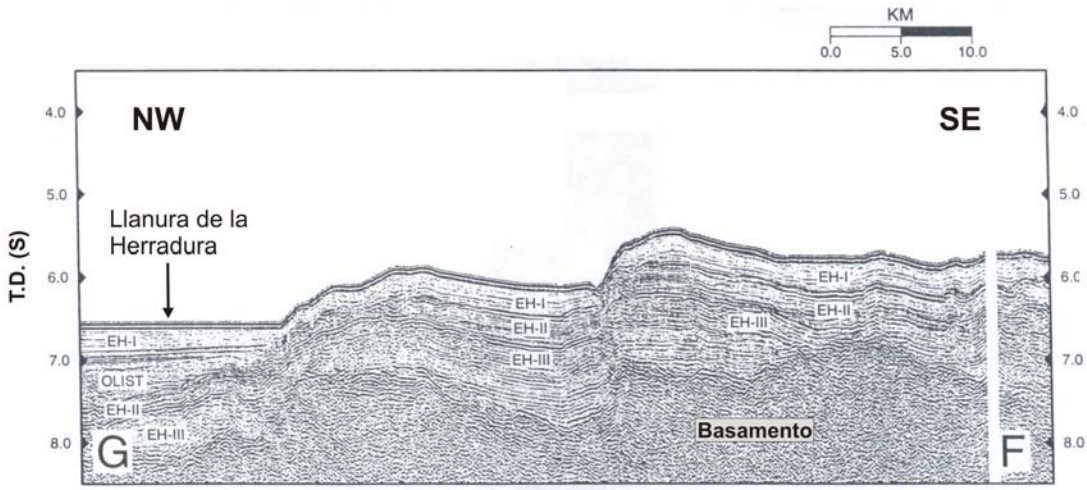


Fig. II. 20. Perfil sísmico realizado en el flanco septentrional del Coral Patch Ridge en el que se observan pliegues y cabalgamientos que afectan a la cobertera y al basamento (Modificado de Hayward et al., 1999).

Del estudio tectónico realizado por Hayward et al (1999) mediante un mosaico de reflectividad (sonar de barrido lateral GLORIA), al norte de los montes de Ampere-Coral Patch, se ha podido definir una dirección predominante de 35° a 60° para estos rasgos compresionales. Continuando hacia el sur, en la Llanura Abisal del Sena, se observan también fallas inversas y cabalgamientos vergentes al sur (Sartori et al., 1994).

Diapirismo

El Golfo de Cádiz presenta una importante actividad diapírica (Somoza et al., 1999; Maldonado et al., 1999; Lowrie et al., 1999; Maestro et al., 2003b, Maldonado et al., 2003) en la plataforma y el talud continental superior. El análisis detallado de las estructuras diapíricas, su geometría, cartografía y evolución en la zona oriental del Golfo de Cádiz, ha sido llevado a cabo recientemente por Fernández-Puga (2004).

Los diapiros pueden llegar a aflorar localmente o encontrarse subaflorantes, deforman los materiales suprayacentes, en los que se observan una serie de anticlinales, sinclinales y fallas, y dan lugar a relieves sobre el fondo marino. Aparecen principalmente en forma de domos, a veces constituyendo alineaciones y crestas, como son la Dorsal del Guadalquivir, de dirección NE-SW, y la Dorsal de Cádiz, con una dirección inicial N-S a NE-SW (Fig. II.11). Las dimensiones de estas dorsales oscilan entre los 3-4 km de anchura y hasta 86 km de longitud, en el caso de las alineaciones de diapiros más importantes, que dan lugar a relieves de 250-300 m (Fernández-Puga et al., 2004). Las estructuras diapíricas adquieren una especial importancia, ya que deforman y modelan la superficie del fondo, ejerciendo así un control sobre los principales canales por los que circula la corriente de salida de agua mediterránea. Las estructuras más características se encuentran asociadas a la Unidad Olistostrómica y se sitúan detrás de las diferentes cuñas de deformación. Se trata de diapiros margoso-salinos, cuya génesis desde el Mioceno superior hasta la Actualidad, se ha asociado a una tectónica extensional o compresiva. Las estructuras extensionales de la plataforma y talud superior se relacionan con las estructuras contractivas, localizados talud abajo, mediante fallas de transferencia sobre las que se localizarían las dorsales de Cádiz y el Guadalquivir (Maestro et al., 2003b).

Además de este diapirismo de carácter margoso, se han descrito también diapiros salinos localizados en la Zona Subbética, y frente a las costas de Huelva (Fernández-Puga, 2004).

II.3.4. Estructuras asociadas al escape de fluidos

A lo largo del margen continental del Golfo de Cádiz se han diferenciado diversas estructuras asociadas a escapes de fluidos (Baraza y Ercilla, 1996; León et al., 2001; Fernández-Puga et al., 2000; Somoza et al., 2002; Pinheiro et al., 2003b). Las estructuras identificadas hasta el momento se localizan en el área ocupada por la Unidad Olistostrómica, entre 500 m y unos 3400 m de profundidad (Fig. II.21). Sus dimensiones están comprendidas entre 800 m y 2500 m de diámetro y dan lugar a relieves de 150 m a 300 m.

En general, las estructuras observadas pueden clasificarse en tres tipos de acuerdo con la morfología y la naturaleza de los depósitos (Figs. II.11 y II.21): a) volcanes de fango aislados o formando complejos compuestos por un sistema de conos, b) depresiones de tipo cráter con domos de forma cónica en su parte central, c) montículos de fango con chimeneas carbonatadas (Somoza et al., 2002). La caracterización de estos tipos se ha llevado a cabo en dos importantes campos denominados TASYO y DDG, cuyo desarrollo parece estar relacionado con las dorsales diapíricas de Cádiz y del Guadalquivir (Somoza et al., 2003; Fernández-Puga, 2004). También se ha localizado un importante campo en el margen marroquí. En la zona profunda del margen, sólo se han identificado hasta el momento volcanes aislados.

Los volcanes de fango son edificios construidos por las sucesivas erupciones de brechas fangosas saturadas en gas con cantos heterométricos (calizas, areniscas, margas azules), producidas por la migración vertical de fluidos ricos en hidrocarburos (Somoza et al., 2003). Los montículos de fango, sin embargo, están producidos por la intrusión de fangos cargados en gas.

En el Golfo de Cádiz, se ha observado que estos montículos (Ibérico, Cornide, Arcos, Coruña, Fila de Hormigas, (Figs. II.11B y II.27A), se caracterizan por la presencia de una gran densidad de chimeneas y costras carbonatadas con un alto contenido en

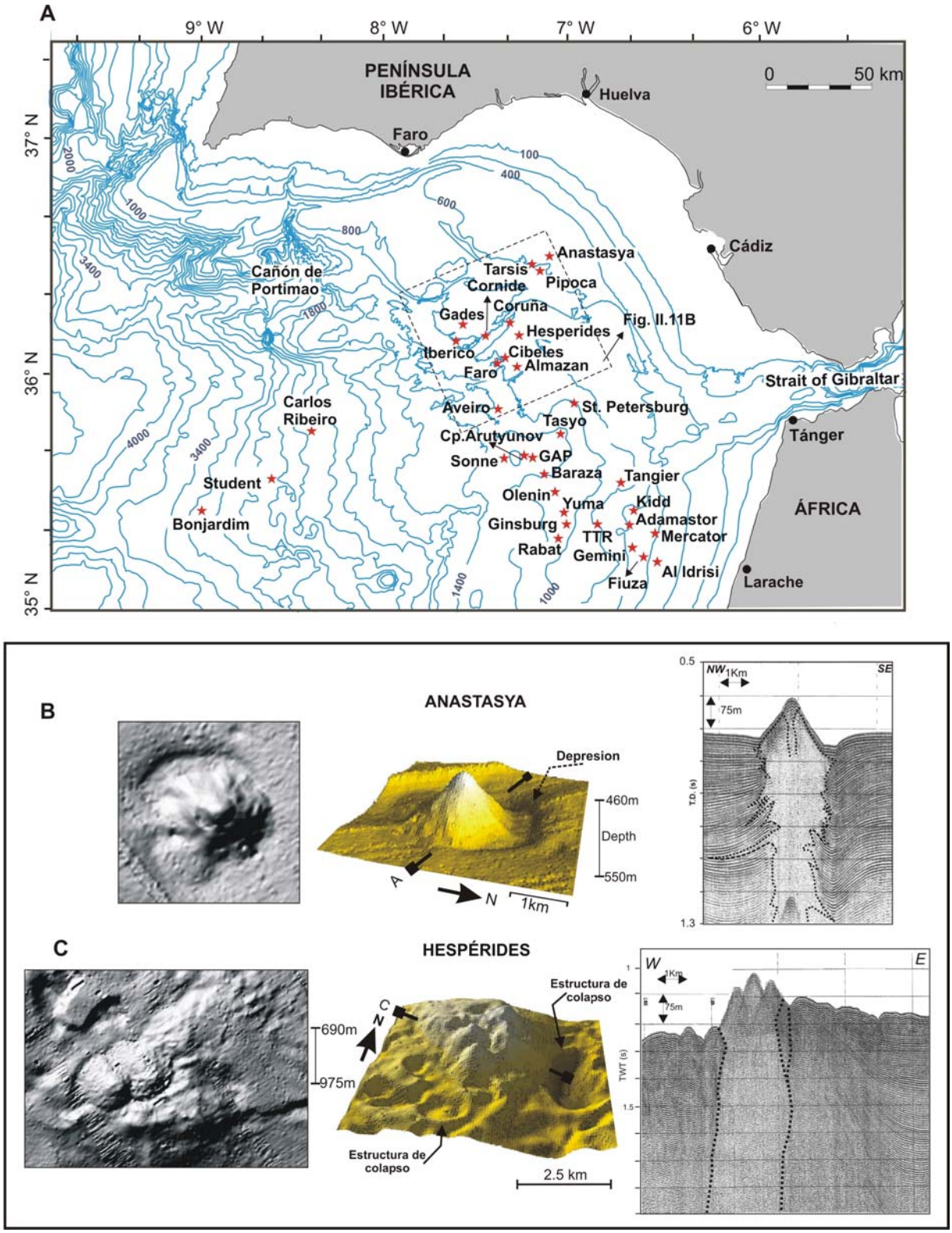


Fig. II.21. A) Mapa batimétrico del Golfo de Cádiz y localización de los volcanes de fango descubiertos hasta el momento (Ivanov et al., 2001; Gardner, 2001; Pinheiro et al., 2003a; Somoza et al., 2003; Díaz-del-Río et al., 2003). B),C) Imágenes 2D y 3D obtenidas con datos batimétricos de ecosonda multihaz y perfiles sísmicos de Sparker de volcanes de fango.

óxidos de hierro, y por la ausencia de brechas fangosas (Díaz del Río et al., 2003; Mata et al., 2004). Finalmente, las depresiones circulares de tipo cráter (500-3000 m de diámetro) son estructuras de colapso producidas por el ascenso de fluidos, procedentes de la desgasificación de diapiros.

El origen de las estructuras asociadas a escapes de fluidos se relaciona mayoritariamente con la presencia de gas metano en la Unidad Olistostrómica. Aunque posiblemente, el escape de fluidos esté relacionado con la desestabilización de hidratos de gas en los sedimentos por disociación térmica (Gardner, 2001; León et al., 2004), el mecanismo que controla este proceso es básicamente tectónico (Somoza et al., 2001a; Somoza et al., 2003; Fernández-Salas et al., 2003). Así, se ha podido establecer una estrecha relación entre la expulsión de fluidos y las estructuras diapíricas. El gas acumulado en estas estructuras se encuentra sometido a una importante sobrepresión. Cuando estos fluidos encuentran una vía de escape a través de fracturas principalmente, alcanzan la superficie y producen la formación de diferentes edificios (Somoza et al., 2001a; Somoza et al., 2001b; Fernández-Puga et al., 2003). La expulsión de fluidos con hidrocarburos también podría tener lugar a través de superficies permeables, o por la sobrepresión generada bajo los frentes de la cuña olistostrómica, bajo el régimen compresivo existente (Fernández-Puga, 2004).

II.4. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN EL GOLFO DE CÁDIZ. EL LÍMITE CORTEZA CONTINENTAL-OCEÁNICA

Desde principios de los años 70 se han venido realizando periódicamente perfiles sísmicos de refracción en el suroeste de la Península Ibérica y más recientemente perfiles sísmicos profundos de reflexión multicanal. Se dispone por tanto de información muy diversa procedente de perfiles con distintos grados de calidad y de densidad de registro. Aunque inicialmente estos perfiles tenían por objeto el conocimiento a escala regional de la estructura de la corteza en el continente, recientemente los proyectos desarrollados han ampliado su ámbito de estudio al margen continental del Golfo de Cádiz.

Los primeros perfiles sísmicos se realizaron en Portugal en 1970, atravesando la Cuenca del Algarve y la Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico (Fig. II.22). Desde

entonces, se han obtenido numerosos perfiles sísmicos profundos, que se extendieron además a la Zona Subbética y Unidades del Flysch del Campo de Gibraltar. Debe mencionarse que todos estos perfiles se concentran en el continente, con la excepción de uno que cruza la parte más interna del Golfo de Cádiz (perfil Ayamonte-Trafalgar, (Fig. II.22), y en todos ellos se utilizó como fuente de energía explosiones en mar y tierra.

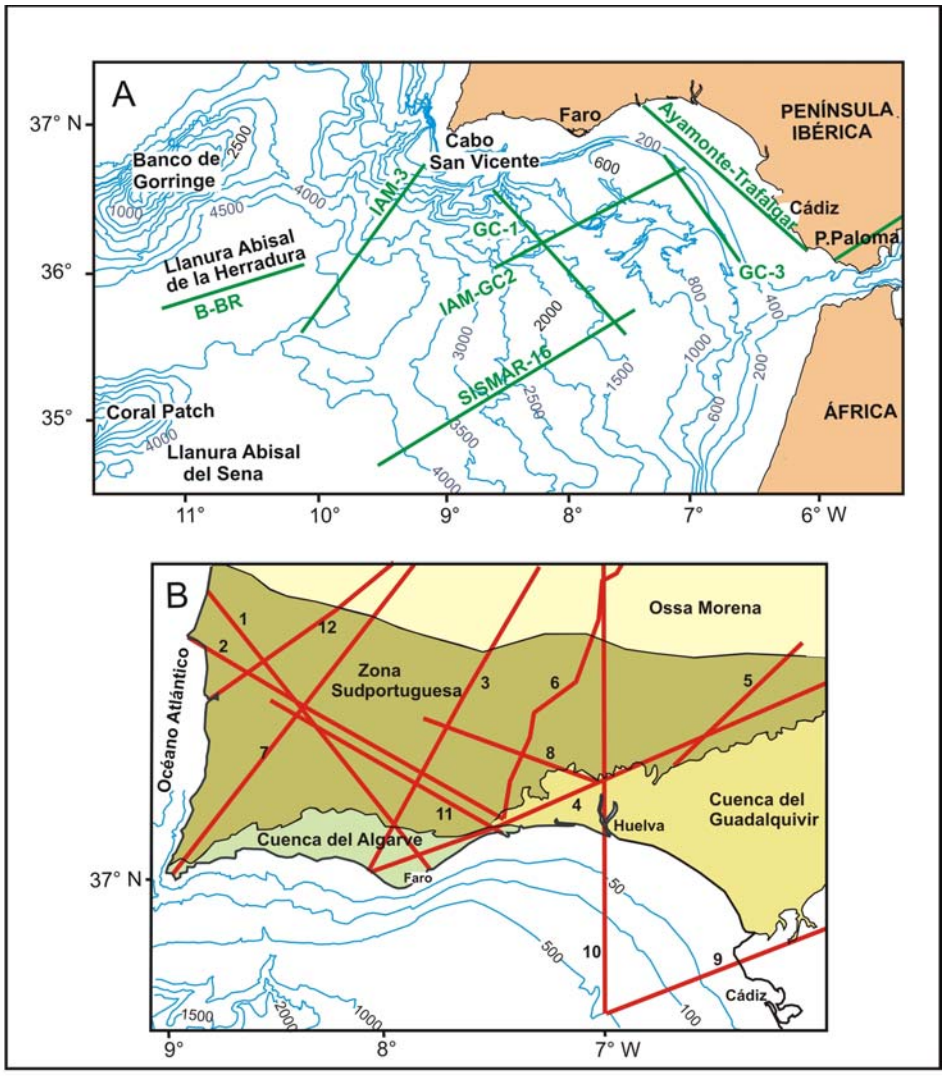


Fig. II.22: Situación de los perfiles de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo realizados en el Golfo de Cádiz (A) y zona continental adyacente (B). 1: Fuzeta-Cabo de Roca; 2: Sines-Azinhal; 3:ILIHA DA-D1; 4: ILIHA DF-D2; 5: Trigueros-Sta. Olalla; 6: Iberseis; 7: Sagres-Elvas; 8: Sines-Huelva; 9: Rota-El Saucejo; 10: Huelva-Higuera de Vargas; 11: V.R.St Antonio-Almodóvar; 12: CNE, DNE, ANE.

A partir de 1993, año en el que se inicia el proyecto “Iberian Atlantic Margins (IAM)”, los estudios comienzan a centrarse a lo largo de todo el margen continental atlántico. Las técnicas de adquisición utilizadas son análogas a la sísmica de reflexión multicanal, utilizándose como fuente de energía cañones de aire comprimido y estaciones de registro en tierra. Además con este proyecto, se realizaron simultáneamente perfiles de sísmica de reflexión multicanal (14 s de registro en tiempo doble).

En el Golfo de Cádiz, la mayor parte de los perfiles adquiridos se localizan en el sector oriental, exceptuando dos realizados en el margen sudportugués (IAM-GC-1, IAM-GC-2, Fig. II.22), y uno al SW de cabo San Vicente (IAM-3, Fig. II.22).

Recientemente se han realizado además varios perfiles sísmicos de refracción/reflexión de gran ángulo, utilizando OBS, en la zona central del Golfo de Cádiz, aunque sólo una pequeña parte de estos datos han sido publicados (Gutscher et al., 2002).

Finalmente, debe señalarse la adquisición de un perfil de sísmica de reflexión multicanal profunda (IBERSEIS, Fig. II.22). Este perfil que se extiende desde las proximidades de la costa del Algarve hasta la Zona de Ossa-Morena con una dirección NW-SE, ha suministrado una imagen detallada de la arquitectura de la corteza hasta la discontinuidad de Mohorovicic (Carbonell et al., 2001).

A continuación se describirán los principales rasgos de la estructura de la corteza en el Golfo de Cádiz y zona suroccidental de la Península Ibérica, sobre la base de los perfiles realizados en el Golfo de Cádiz y en el dominio continental próximo, cuyas referencias bibliográficas se resumen en la Tabla II.1.

PROYECTO/ CAMPAÑA	FECHA	PERFILES OBTENIDOS	ÁREA CUBIERTA	REFERENCIAS
	1970-1971	-Sines-Azinhal -Fuzeta-Cabo da Roca	Cuenca del Algarve-Zona Sudportuguesa	Mueller et al., (1973); Moreira et al., (1977); Caetano (1983); Matías (1996); González (1996); González et al. (1998).
	1971-1973	-A-AR - B-BR) - C	Llanuras abisales de La Herradura, Sena y Tajo, Banco de Gorringe	Purdy (1975).
Proyecto Geodinámico Internacional	1974-1981	-Cádiz –Cartagena -La Línea-Carmona -Chipiona-Arcos -Punta Paloma-Estepona -Barbate-Arcos de la Frontera -Trigueros-Sta. Olalla -Ayamonte-Trafalgar	-Cordillera Bética occidental -Zona Sudportuguesa -Golfo de Cádiz.	Ansorge et al. (1977); Udías (1978); Medialdea (1983); Medialdea et al. (1986).
ILIHA	1989	-Perfil D-A -Perfil D-F	Península Ibérica: Cuenca del Algarve y Zona Sudportuguesa	Paulssen (1990); ILIHA DSS Group (1993a y b); González et al. (1993); González, A.(1996); Matías (1996).
IAM	1993	-IAM GC-1 -IAM GC-2 -IAM GC-3 -IAM-3	Márgenes atlánticos de la Península Ibérica: Golfo de Cádiz	Banda et al. (1995); González (1996); González et al. (1996); González et al. (1998); González-Fernández et al. (2001).
	1994	Vila Real de San Antonio-Almodóvar		Matías (1996)
GOLFO DE CÁDIZ-94	1994	-Rota-El Saucejo -Huelva-Higuera de Vargas -Cerro de Andévalo-Villamanrique -Huelva-Vértice Ordeñega -San Antonio- Almodóvar	-Zonas Externas béticas -Zona Sudportuguesa	Martín Dávila (1999).
BIGSETS-PARSIFAL	1998-2000		Golfo de Cádiz y margen continental atlántico occidental	Mendes-Victor et al., (1999); Medialdea et al. (2004a); Medialdea et al. (2004b).
SISMAR	2001		Llanura del Sena y margen marroquí	Gutscher et al. (2002)

Tabla II.1. Relación de los diferentes proyectos en los que se ha realizado la adquisición de perfiles sísmicos de refracción/reflexión de gran ángulo en la zona de estudio.

II.4.1. Zona Sudportuguesa

Los perfiles que se extienden desde la costa (Cuenca del Algarve) hacia el interior de la Península, atravesando la Zona Sudportuguesa, muestran una corteza superior caracterizada por velocidades de 5.7 a 6 km/s, cuya base alcanza unos 10-11 km de profundidad, y una corteza inferior con velocidades de 6.3-6.9 km/s, en la que la Moho se localiza a unos 30 km de profundidad (Matías, 1996; González et al., 1998; Martín Dávila, 1999).

El perfil sísmico de reflexión IBERSEIS suministra una imagen más detallada de la estructura de la corteza al atravesar la Zona Sudportuguesa (Fig. II.23). La corteza superior e inferior aparecen separadas por una discontinuidad ondulada de baja reflectividad (Simancas et al., 2003). Mientras que la corteza superior muestra una serie

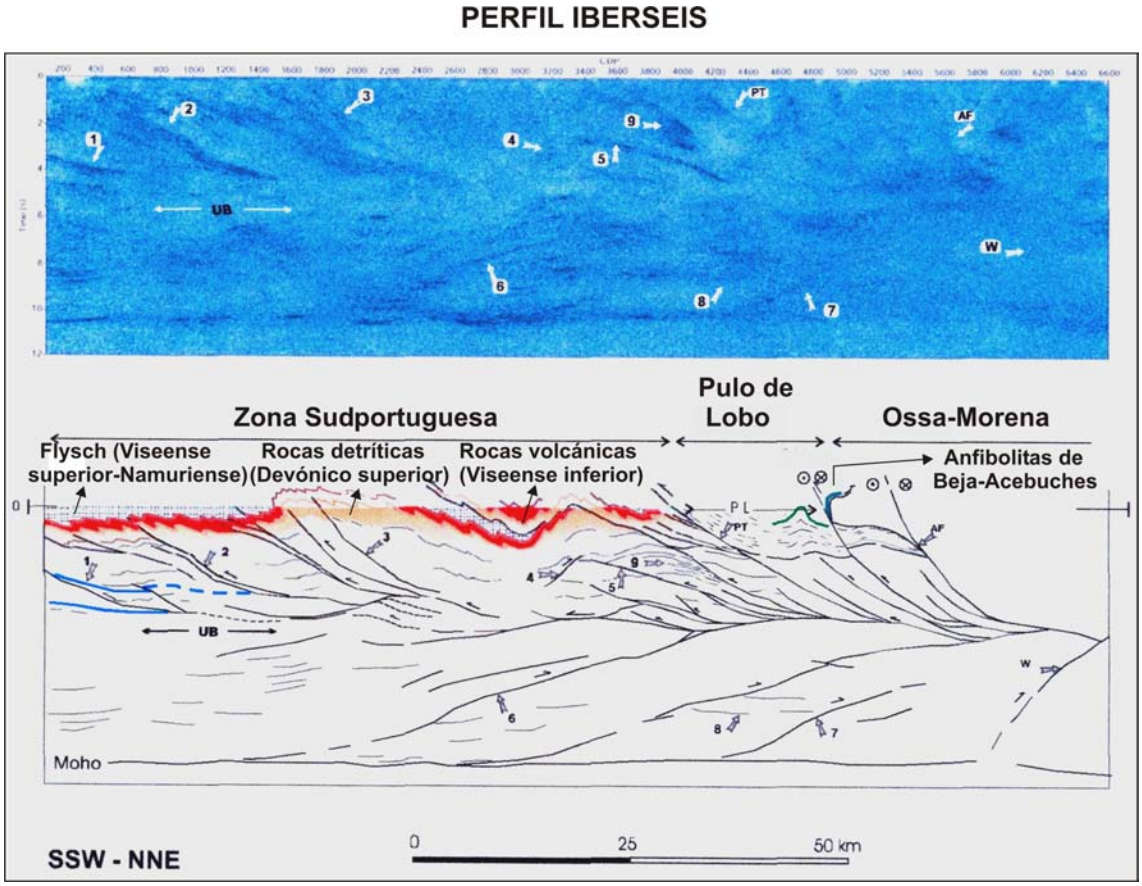


Fig.II.23. Segmento del perfil IBERSEIS a lo largo de la Zona Surportuguesa e interpretación. Situación en Fig. II.22. (Tomado de Simancas et al., 2003).

de reflectores buzando hacia el norte (Fig. II.23), la fábrica sísmica de la corteza inferior se caracteriza por reflexiones subhorizontales e inclinadas hacia el SW que se extienden desde la base de la corteza superior hasta la discontinuidad de Mohorovicic, horizontal y de alta reflectividad. Estos rasgos nos indican que la deformación se ha acomodado de manera diferente en la corteza inferior y superior. Las reflexiones de la corteza superior representan el sistema de cabalgamientos imbricados y pliegues de propagación, enraizados en un despegue basal localizado a una profundidad de 12-15 km y que marca la transición de las rocas paleozoicas a precámbricas (Simancas et al., 2003).

II.4.2. Estrecho de Gibraltar y Alborán

En la zona del Estrecho la corteza sufre un adelgazamiento, desde 31 km en Chipiona hasta 23 km hacia el sur en Punta Paloma, bajo las Unidades del Flysch del Campo de Gibraltar (Medialdea et al., 1986), se ha determinado además un segundo adelgazamiento aunque menos importante a la altura de Gibraltar. Más hacia el este, en el Mar de Alborán, la profundidad media de la Moho es 17 km, la velocidad media de la corteza de carácter continental, al igual que en el área del Estrecho, es de 6-6.3 km/s y la velocidad del manto están comprendida entre 7.5-7.9 km/s (Hatzfeld y Boloix, 1978; Suriñach y Vegas, 1993)

II.4.3. Zona oriental y septentrional del Golfo de Cádiz

En la zona interna del Golfo de Cádiz, el perfil Ayamonte-Gibraltar (Fig. II.22) muestra una corteza de 30 km de espesor. La corteza superior con velocidades de 5.7-5.9 km/s, se extiende hasta los 11 km (Fig. II.24A), sobre una corteza media de velocidad 6 km/s y una corteza inferior caracterizada por velocidades comprendidas entre 6.3 km/s y 7.1 km/s (González, 1996). En la parte septentrional del Golfo de Cádiz, los modelos obtenidos por González (1996) muestran una estructura de velocidades de la corteza prácticamente idéntica a la de la zona interna del Golfo de Cádiz (Figs. II.24B y C).

II.4.4. Zona occidental del Golfo de Cádiz. El límite corteza continental-oceánica

En el Atlántico occidental, se han vertido diversas opiniones sobre la localización del límite corteza continental-oceánica según los modelos de corteza calculados con sísmica de refracción, los datos magnéticos y la interpretación de perfiles sísmicos. En

las áreas adyacentes a la zona de estudio, estos trabajos se han centrado fundamentalmente en la Llanura Abisal del Tajo, al norte del Banco de Gorringe y en el margen marroquí, frente a la escasez de datos existentes en el Golfo de Cádiz y la Llanura Abisal de la Herradura (Catalán et al., 2001; Rovere et al., 2004).

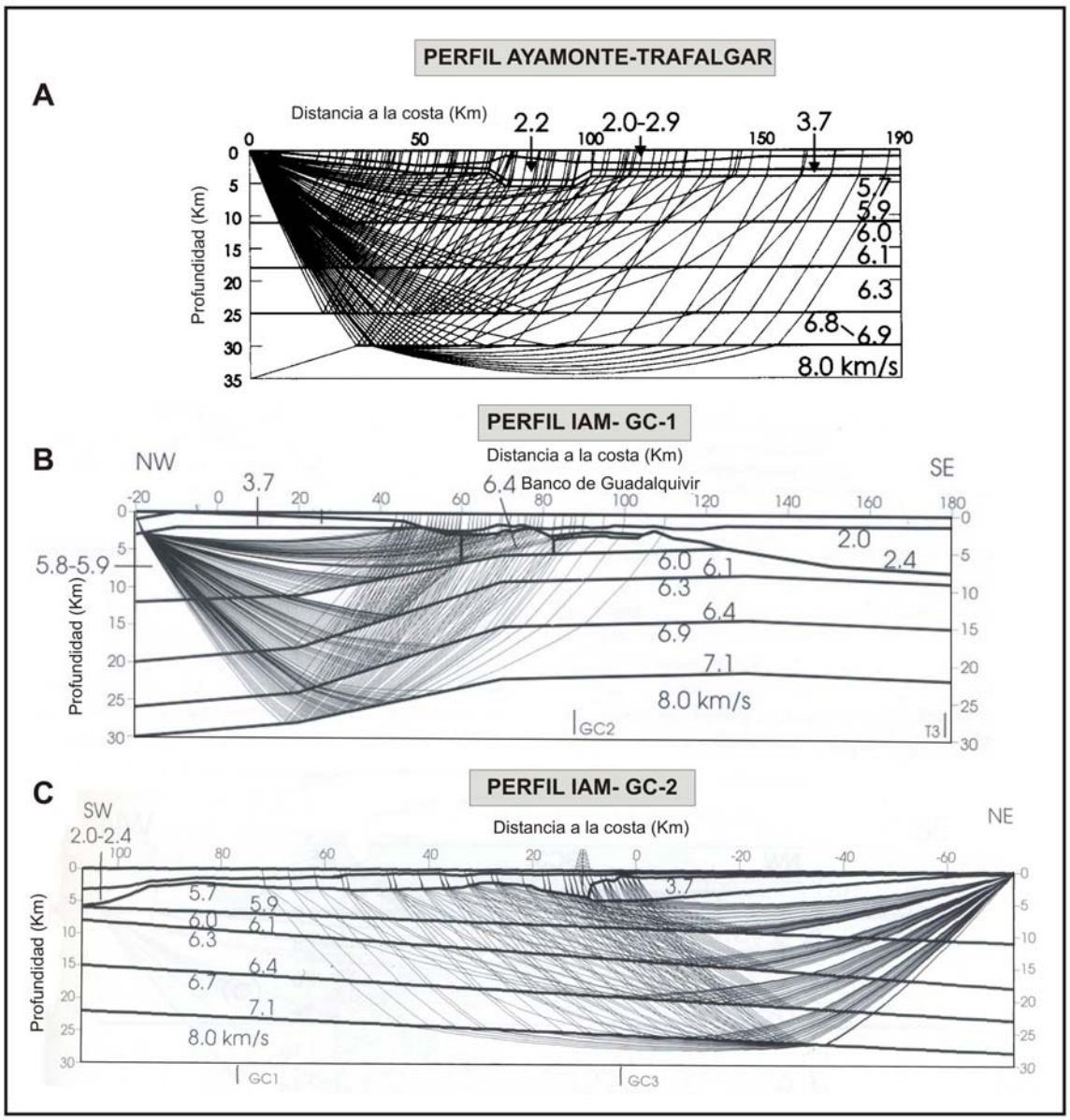


Fig. II.24. Modelos de estructura de corteza en la zona oriental: perfil Ayamonte-Trafalgar (A) (González et al., 1998) y septentrional del Golfo de Cádiz, perfiles IAM GC-1 e IAM-GC-2 (B y C); (González, 1996). Situación en Fig. II.22.

El margen ibérico atlántico es considerado como un tipo de margen que ha sufrido un proceso de *rifting* "no volcánico", caracterizado por una actividad ígnea *sinrift* muy limitada o inexistente (Boillot et al., 1989, Discovery 215 Working Group, 1998;

Whitmarsh et al., 1993; Pinheiro et al., 1992). Este tipo de márgenes se caracteriza por la existencia de una zona de transición continente-océano (OCT) de hasta unos 130 km de anchura (Pickup et al., 1996 Torné et al., 1995), que presenta un modelo de corteza distinto al de tipo oceánico o continental. La OCT comprende la zona entre la corteza continental adelgazada y la corteza oceánica verdadera con anomalías magnéticas oceánicas (Srivastava et al., 2000). La OCT en el margen occidental ibérico se caracteriza por una corteza muy delgada (2-4 km), de baja velocidad (3.5-5 km/s) y alto gradiente, que yace sobre un manto caracterizado por una velocidad baja (7.6-7.9 km/s), formado por peridotitas serpentinizadas (Pinheiro et al., 1992). Respecto al origen y composición de la OCT se han vertido distintas hipótesis: corteza continental adelgazada e intruida (Whitmarsh y Miles, 1995), corteza oceánica formada durante una apertura oceánica extremadamente lenta (Srivastava et al., 2000) y manto superior serpentinizado durante el *rifting* continental (Pickup et al., 1996; Discovery 215 Working Group, 1998).

En la Llanura Abisal del Tajo (Fig. II.22), no existe un acuerdo sobre la localización del límite corteza continental-oceánica. Así, Mauffret et al. (1989a) y Srivastava et al. (2000) proponen que el límite de corteza continental-oceánica se encuentra cerca de la base del ascenso continental, y por tanto, casi toda la Llanura del Tajo yace sobre corteza oceánica. Pinheiro et al. (1992) y Whitmarsh et al. (1993) sugieren sin embargo, que se localizaría a unos 120 km más al oeste (meridiano 11° 30' W), de forma que, la Llanura del Tajo yace en parte sobre corteza continental adelgazada y en parte sobre corteza oceánica.

El Golfo de Cádiz yace sobre una corteza continental que se adelgaza desde la plataforma continental, donde su espesor es de unos 30 km hasta unos 14-20 km en la parte central del Golfo (González, 1996; González-Fernández et al., 2001). Hacia el oeste, la corteza oceánica se encuentra en las llanuras abisales del Sena, la Herradura y el Banco de Gorringe (Purdy, 1975; Roeser et al., 2002; Fullea et al., 2004), aunque algunos autores consideran que este banco forma parte de la OCT (Olivet, 1996; Rovere et al., 2004).

En el margen suroccidental de la Península, según la interpretación del perfil IAM-3 (González, 1996; González et al.,1996), la transición continente-océano se produce a lo largo de una distancia de unos 120 km (Fig. II.25). Esta corteza muestra un adelgazamiento progresivo de la corteza desde 31 km en la costa hasta 14 km de

espesor en la parte oriental de la Llanura Abisal de la Herradura. González et al (1996) sugieren que esta estructura cortical no muestra rasgos claros característicos de una corteza oceánica y que cerca de la base del talud correspondería a una corteza continental de transición. Esta sugerencia resulta acorde con la propuesta de Rovere et al. (2004), que han situado el límite corteza continental-corteza oceánica mediante el estudio de anomalías magnéticas y perfiles sísmicos, entre el borde occidental del Banco de Gorringe y oriental del monte submarino de Ampere-Coral Patch (Fig. II.22).

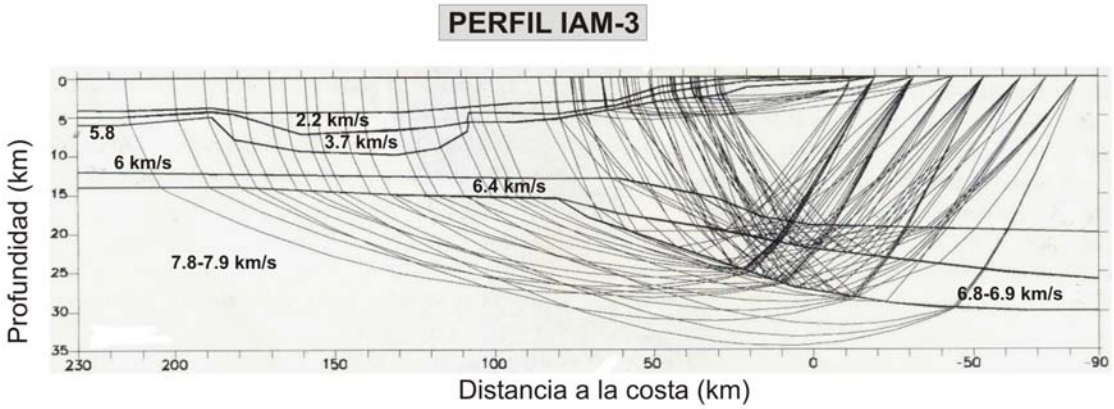


Fig. II.25. Modelo de estructura de corteza frente a cabo San Vicente (perfil IAM-3; González et al., 1996). Situación en Fig. II.22.

En la zona noroccidental africana, el límite corteza continental-oceánica está marcado en el margen marroquí por la anomalía S1 (finales del Sinemuriense-Toarciense superior, Jurásico inferior), que se sitúa en el ascenso continental (Klitgord y Schouten, 1986; Verhoef et al., 1991). Esta anomalía se ha reconocido hasta casi la latitud 34° N, entre los meridianos 10°-11° W (Roeser et al. 2002).

II.4.5. Las llanuras abisales

En la parte central de la Llanura de La Herradura (Perfil B-BR, Fig. II.22), aparecen espesores de 11 km, típicos de una corteza oceánica, sobre un manto caracterizado por velocidades bajas: 7.3-7.6 km/s (Purdy, 1975). La profundidad de la Moho decrece a 7 km bajo el Banco de Gorringe y aumenta hacia la Llanura del Tajo, hasta 11 km (Pinheiro et al., 1992; Torné et al., 1995).

Recientemente los modelos obtenidos por Gutscher et al. (2002) a partir de datos de reflexión de gran ángulo con OBS, a lo largo de una línea que se extiende desde el centro del Golfo de Cádiz (meridiano 7° W) en dirección SW hasta la Llanura del Sena

(Perfil SISMAR-16, Fig. II.22), indican también una adelgazamiento de la corteza hasta alcanzar 17 km en la parte oriental de la Llanura del Sena, en cuya parte central el espesor es de unos 11 km (Purdy, 1975). Gran parte de la Llanura del Sena yace bajo corteza oceánica (Verhoef et al., 1991; Roeser et al., 2002).

II.5. SISMICIDAD DEL GOLFO DE CÁDIZ

El Golfo de Cádiz presenta una actividad sísmica importante relacionada con el límite de placas Eurasia-África, de tendencia E-W, que se extiende desde Azores al Mediterráneo (Fig. II.1). El análisis regional de la distribución de los terremotos indica que este segmento del límite de placas, presenta una sismicidad difusa (Fig. II.26), sin que pueda trazarse un límite de placas definido, tal y como ocurre en los segmentos más occidentales (Grimison y Chen, 1986). El análisis de los mecanismos focales de los terremotos indica la existencia de una amplia zona transpresiva, con desarrollo de fallas de dirección con movimiento dextrorso y una importante componente compresiva NNW-SSE, relacionada con una lenta convergencia oblicua entre las placas de Eurasia y África, dirigida hacia el NW, que se inició en el Mioceno superior (Udías et al., 1976; Buforn et al., 1988; Dewey et al., 1989; Argus et al., 1989; Borges et al., 2001; Buforn et al., 2004). La tasa

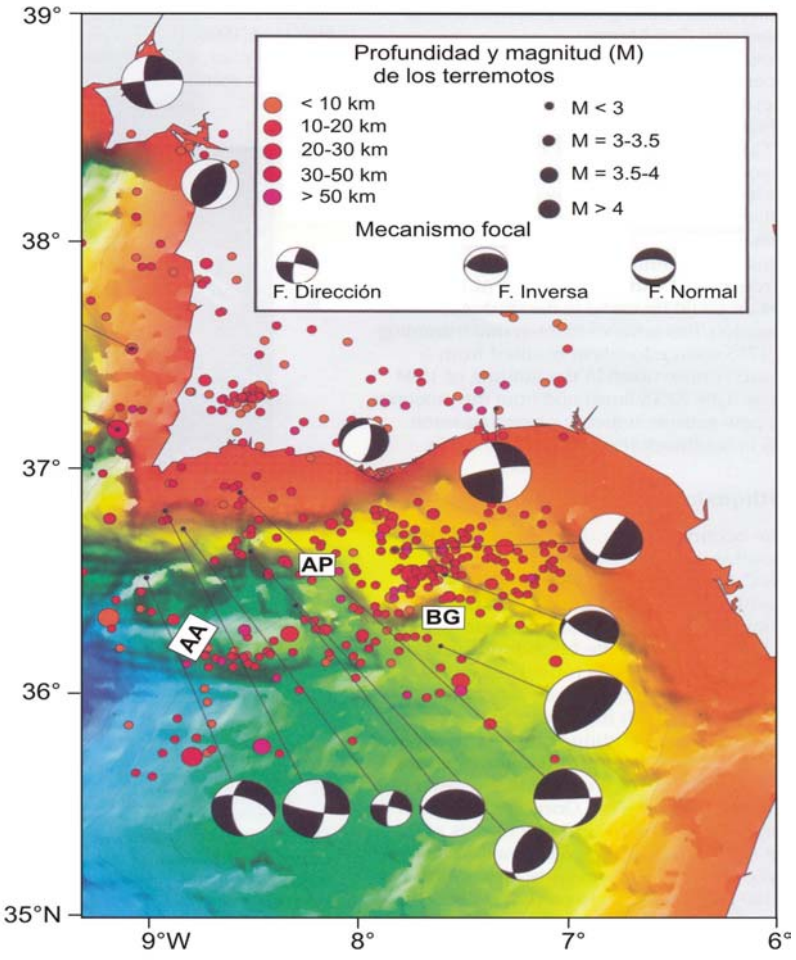


Fig. II.26. Mapa batimétrico con la localización de los principales epicentros de terremotos registrados hasta el año 2000 en el margen del sur de Portugal y mecanismos focales. AP. Alto de Portimao; BG: Banco del Guadalquivir; AA: Alto de Albufeira (modificado de Zitellini et al., 2004).

de convergencia se ha estimado en unos 2-4 mm/año, aunque parece incrementarse hacia el este (Argus et al., 1989).

En el Golfo de Cádiz, la sismicidad se caracteriza por eventos de magnitud baja a moderada, distribuidos de forma homogénea y generados la mayor parte a profundidades < 20 km, aunque también a profundidades comprendidas entre 40-160 km (Buforn et al., 1995; Camacho y Alonso-Chaves, 1997; Vázquez, 2001). Los epicentros se extienden sobre una banda de unos 100 km de anchura entre los 36° y 37° N de latitud, según una dirección E-W. Dentro de esta banda, se han diferenciado dos áreas con una actividad sísmica notable: el sector septentrional del Golfo de Cádiz, entre los meridianos 7° y 8° W (Banco del Guadalquivir), con una tendencia NE-SW y el área comprendida entre los meridianos 10° y 12° W, donde se localiza el Banco de Gorringe.

Se han propuesto diversas hipótesis y factores que contribuirían al desarrollo de este patrón de sismicidad, como es la existencia de una tasa de convergencia lenta, o una similitud en las propiedades mecánicas y térmicas de la litosfera a través del límite de placas en el dominio oceánico (Grimison y Chen, 1986).

Se ha sugerido también a partir del estudio de los mecanismos focales, la existencia de un infracabalgamiento de la placa africana que sería activo desde los 11°W hasta el Estrecho de Gibraltar (Udías et al., 1976; Buforn et al., 1988). Otros autores consideran que las características de esta sismicidad apoyan la presencia de una zona de deformación distribuida sobre una franja de unos 200 km de ancho (Vegas, 1991; Vegas, 1992; Sartori et al., 1994; Hayward et al., 1999; Vázquez y Vegas, 2000; Jiménez Munt et al., 2001). En este sentido, recientemente se han llevado a cabo diversos trabajos para la determinación de las principales estructuras sismogenéticas existentes en el Golfo de Cádiz (Gracia et al., 2003b; Zitellini et al., 2004). Gran parte de estos trabajos se han centrado en la falla de Marqués de Pombal, como probable estructura generadora del sismo de Lisboa de 1755 (Zitellini et al., 2001; Terrinha et al., 2003), aunque recientemente esta posibilidad ha sido descartada, al considerar que la energía liberada sería insuficiente (Baptista et al., 2003).

II.6. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL GOLFO DE CÁDIZ DENTRO DEL LÍMITE DE PLACAS EURASIA-ÁFRICA

El Golfo de Cádiz alberga el segmento occidental de la Zona de Fractura de Azores-Gibraltar (Fig. II.2), que constituye el actual límite de placas entre Eurasia y África (Argus et al., 1989). Parte de esta zona de fractura, ya fue un límite de placas durante la apertura del Atlántico central desde el Jurásico al Cretácico medio (Klitgord y Schouten, 1986), y de nuevo, desde principios del Paleógeno (Srivastava et al., 1990a; y Srivastava et al., 1990b). Durante el periodo intermedio, entre el Cretácico superior y el Eoceno, el límite de placas se encontraba más al norte, en el Golfo de Vizcaya.

Durante esta evolución, Iberia se comportó solidariamente con la placa africana o con la placa euroasiática, o actúo de forma independiente. En el Cretácico inferior Iberia funciona como una placa independiente, mientras que desde finales del Cretácico hasta el Eoceno medio-superior, estuvo unida a la placa africana, con un límite de placas entre Eurasia y África que se extendería desde el *King's Trough* hasta los Pirineos. Entre el Eoceno y finales del Oligoceno, Iberia se movió solidariamente con África o como una placa independiente. Finalmente, desde principios del Oligoceno, Iberia pasa a formar parte de la placa euroasiática, con un límite de placas activo entre Eurasia y África situado en la Zona de Fractura de Azores-Gibraltar.

La evolución de las placas de Iberia y África comienza con la rotura del supercontinente Pangea al principio del Mesozoico, que dio lugar a un episodio de extensión generalizada que comenzó en el Permo-Trías (Vegas y Banda, 1982). En este momento las reconstrucciones de placas indican que Iberia se localizaría al oeste de Terranova y al norte de África. Tras esta ruptura, el Golfo de Cádiz formó parte desde el Triásico medio-superior del sistema de *rift* que marca el inicio del desarrollo del margen meridional de Iberia y septentrional de África.

En el Jurásico superior-Cretácico inferior (Tabla II.2, Fig. II.27), la evolución geodinámica del Golfo de Cádiz está marcada por la apertura del Atlántico central entre América y África, que comenzó en el Jurásico inferior (Pliesbachiense inferior-Toarciense medio,193.1-186.5 m.a., Zülkhe et al., 2004). Durante este periodo, el desarrollo de los márgenes africano e ibérico estuvo controlado por una amplia zona transformante, que limitaba por el norte la cuenca oceánica formada (Malod y Mauffret, 1990). Esta falla

transformante se extendería aproximadamente a lo largo del margen meridional de Terranova y entre Iberia y el norte de África (Fig. II. 27), y estaría probablemente conectada con las cuencas oceánicas extensionales del Tethys occidental (Dercourt et al., 1986; Mauffret et al., 1989a).

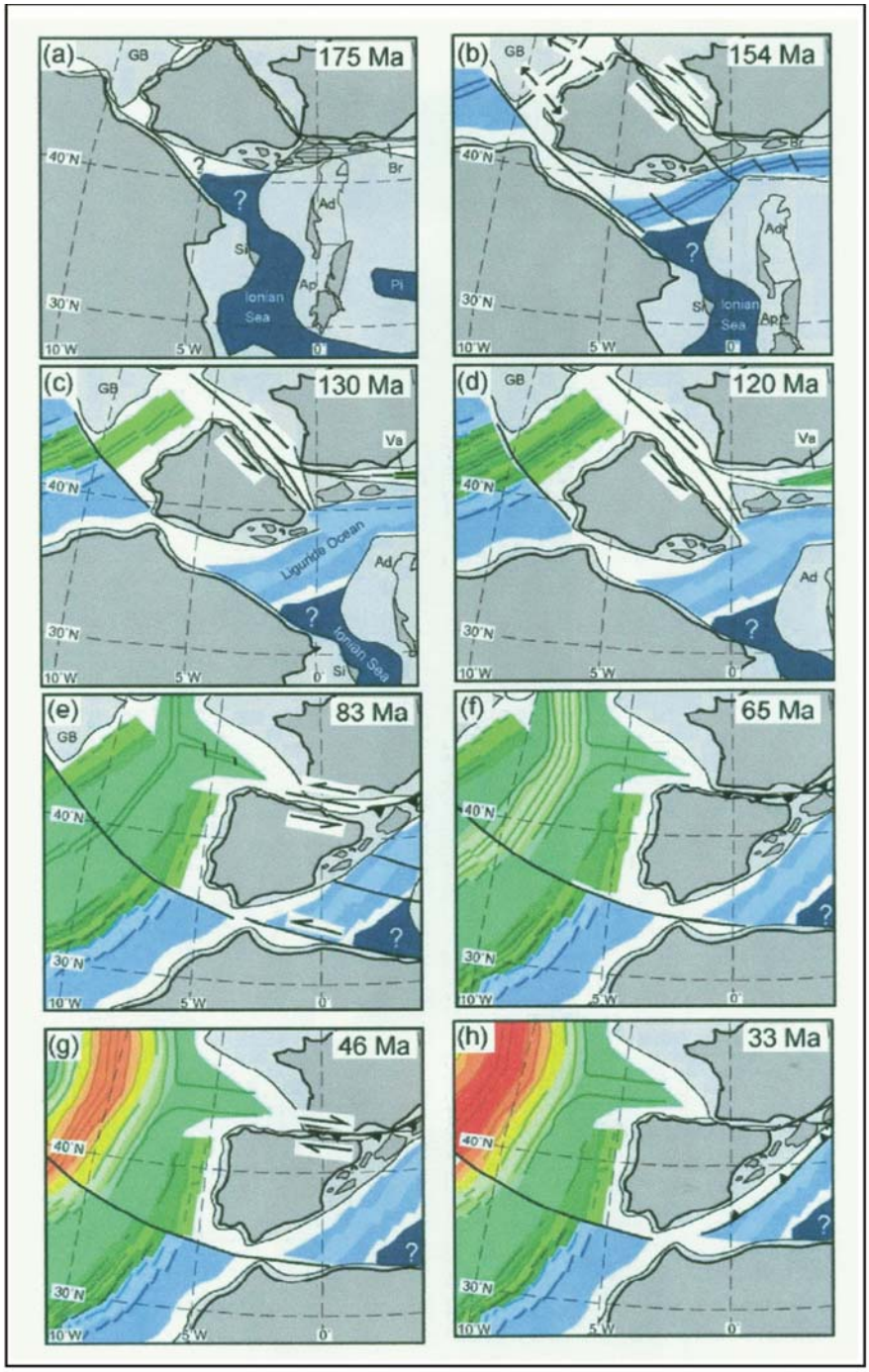


Fig. II.27. Evolución de Iberia y del Tethys occidental desde el Jurásico medio. Ad: Adria; Ap: Apulia; GB: Grandes Bancos (Tomado de Rosenbaum et al., 2002).

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA	EDAD	ANOMALÍA MAGNÉTICA	REFERENCIAS
Primeras anomalías magnéticas	JURÁSICO INFERIOR Finales del Sinemuriense- Toarciense superior (post 195.0 m.a- pre-184.1.)	Zona de Calma Magnética Jurásica Anomalía S1 (marca el límite corteza continental-oceánica en África noroccidental)	Klitgord y Schouten, 1986; Roest et al., 1992; Roeser et al., 2002.
Inicio de expansión del fondo oceánico en el Atlántico Central	JURÁSICO INFERIOR Pliesbachiense inferior-Toarciense medio (193.1-186.5 m.a)	Zona de Calma Magnética Jurásica.	Klitgord y Schouten, 1986; Olivet, 1996; Zülkhe et al., 2004.
Inicio de la separación del sur de Iberia de Norteamérica	JURÁSICO SUPERIOR Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior (154.4-152.6 m.a.)	M25-M24	Mauffret et al., 1989a; Srivastava y Verhoef, 1992; Srivastava et al., 1990a; Srivastava et al., 1990b; Malod y Mauffret, 1990.
Episodio de *rifting* en el Atlántico septentrional	CRETÁCICO INFERIOR Valanginiense superior- Hauteriviense inferior (133.4-130.9 m.a.)	M11-M10	Klitgord y Schouten, 1986; Stampfli y Borel, 2002
Extensión de la expansión del fondo oceánico en el Atlántico septentrional entre los Grandes Bancos e Iberia	CRETÁCICO INFERIOR Barremiense inferior-Barremiense superior (26.7-120.4 m.a.)	M3-M0	Boillot et al., 1986; Ziegler, 1989; Olivet, 1996.
-Anomalía "J" entre el margen de Norteamérica, Iberia y África -*Rifting* inicial en el Golfo de Vizcaya	CRETÁCICO INFERIOR Aptiense inferior (121.0-120.4 m.a.)	M0.	Klitgord y Schouten, 1986; Srivastava et al., 1990a; Srivastava et al., 1990b; Olivet, 1996; Srivastava et al., 2000.
Separación completa entre Norteamérica y Europa	CRETÁCICO INFERIOR Albiense medio-Albiense superior (102.8-100.2 m.a.)	C34	Srivastava et al., 1990a
Inicio de la convergencia al NE entre las placas de Eurasia y África	CRETÁCICO SUPERIOR Turoniense (93.5-89.0 m.a.)	C34/ Zona de Calma Magnética Cretácica	Dewey et al., 1989.
Colisión entre Iberia y Eurasia (Pirineos)	PALEOGENO Paleoceno superior- Eoceno inferior (57.5-52.4 m.a.)	C25-C24	Olivet, 1996.
Movimiento renovado de África hacia el N-NE, tras una fuerte disminución de la convergencia en el Maestrichtiense	Post. Eoceno inferior (post-52.4 m.a.)	Post-C24	Dewey et al., 1989.
Etapa de convergencia principal entre las placas de África y Eurasia	Eoceno-superior-Oligoceno inferior (34.7-33.1 m.a.)	C13	Srivastava et al., 1990a; Srivastava et al., 1990b.
Cambio en la dirección de convergencia a N-NW entre las placas de África y Eurasia	Mioceno superior-Actualidad (post 9.7 m.a.)	C6-Actualidad	Dewey et al., 1989.

Tabla II.2. Principales episodios en la evolución del océano Atlántico y el límite de placas Eurasia-África (Modificado de Zülkhe et al., 2004).

La apertura del Atlántico Central resultó en el desplazamiento hacia el E de la placa africana respecto a Laurasia a lo largo de esta falla transformante sinistrorsa, lo que llevó a Iberia a situarse en una posición más occidental que África, y más al E respecto a su posición actual (Klitgord y Schouten, 1986; Malod y Mauffret, 1990; Le Gal et al., 1997; Ziegler, 1989; Zülkhe et al., 2004). Se ha calculado que durante el Jurásico medio-Cretácico inferior el límite de placas acomodó unos 200 km de movimiento direccional sinistrorso (Rosenbaum et al, 2002).

En paralelo a la apertura del Atlántico Central, la evolución de los márgenes noratlánticos comienza con una rápida propagación del *rifting* hacia el norte, entre Iberia y los Grandes Bancos (Fig. II.27). Durante esta época, el punto triple entre las placas de África, Iberia y Norteamérica, se encontraba próximo al Banco de Gorringe. Este episodio de *rifting* se desarrolló entre el Oxfordiense-Kimmeridgiense y finales del Valanginiense-Hauteriviense (Malod y Mauffret, 1990), aunque también se ha propuesto una edad más tardía para su inicio: Valanginiense (Mauffret et al., 1989a). Finalmente, este periodo prolongado de extensión cortical culminó con la apertura del Atlántico septentrional entre Norteamérica y Europa, a finales del Cretácico inferior. Las llanuras abisales del Tajo y de Iberia yacen sobre corteza oceánica formada con una tasa de crecimiento de los fondos oceánicos muy lenta (6.7 mm/año). Esta corteza se formaría a finales del Jurásico, inmediatamente después de que Iberia se separara de Terranova (Srivastava et al., 2000).

Desde el Jurásico superior, la evolución está ya definida por las anomalías magnéticas, ya que no existe ningún dato magnetoestratigráfico anterior a la M25 (Oxfordiense superior, Jurásico superior) en el Océano Atlántico. Quizás por esta razón, los trabajos concernientes a la configuración y reconstrucción cinemática de las placas con anterioridad (Olivet et al., 1984; Rosenbaum et al., 2002), son relativamente escasos, frente a los que abordan este tema en periodos posteriores (Srivastava et al 1990a; Srivastava et al., 1990b; Roest y Srivastava, 1991; Malod y Mauffret, 1990; Stampfli y Borel, 2002). Las anomalías M25-M24 (154.4-152.6, Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior) corresponden al episodio más antiguo de acreción oceánica que se reconoce en el margen ibérico (Llanura Abisal del Tajo), entre el sur de Iberia y Norteamérica (Mauffret et al., 1989b; Malod y Mauffret, 1990; Srivastava y Verhoef, 1992). Más recientemente Srivastava et al. (2000), teniendo en cuenta el análisis detallado de las anomalías magnéticas al norte de la Zona de Fractura de Azores-

Gibraltar (Fig. II.28), proponen que el inicio del lento crecimiento oceánico comenzaría a principios del Cretácico (anomalía M-17, Berriasiense).

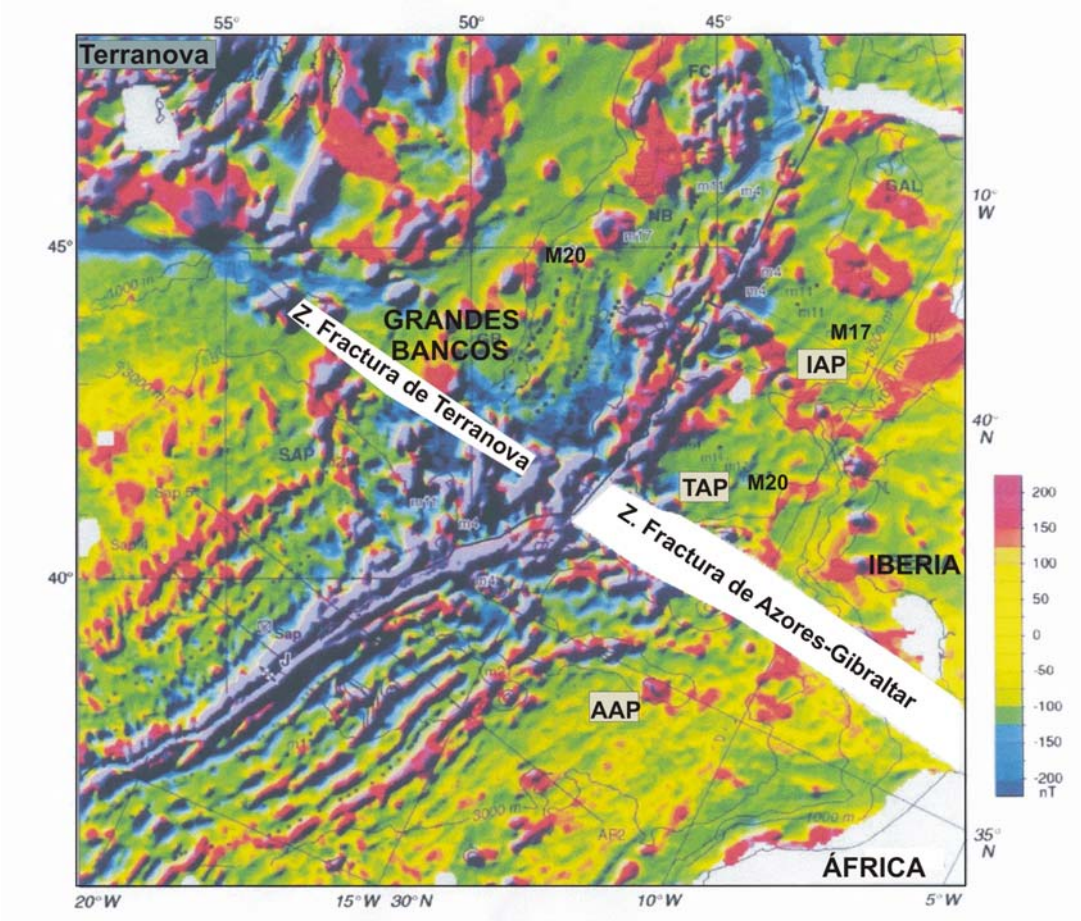


Fig. II.28. Reconstrucción de las anomalías magnéticas del Atlántico Norte en el cron M-0 (118 m.a., Aptiense). La línea discontinua indica el límite corteza continental-oceánica (Srivastava et al., 1990a; Srivastava et al., 2000). AAP: Llanura abisal africana; FC: Flemish Cap; GAL: Banco de Galicia; IAP: Llanura Abisal de Iberia; SAP: Llanura Abisal del Sohm; TAP: Llanura Abisal del Tajo.

El modelo cinemático de Srivastava et al. (1990a, 1990b) describe la apertura del Atlántico Norte desde el Cretácico inferior y la evolución de las placas a partir de las reconstrucciones de las anomalías magnéticas oceánicas (Fig. II.29), las zonas de fractura y los datos batimétricos desde la anomalía M0 (Aptiense, 118 m.a.). Esta anomalía magnética ha sido identificada en las costas de Iberia y correlacionada con la anomalía J de las costas de Terranova en Norteamérica, aunque, la primera anomalía claramente identificable a ambos lados del Atlántico es la anomalía 34 (102.8-100.2 m.a., Albiense medio-Albiense superior, Savostin et al., 1986; Dewey et al., 1986). De acuerdo con este modelo, la apertura oceánica, al norte de la Fractura de Terranova-Azores-

Gibraltar, se inicia durante la anomalía M0 (Aptiense, 118 m.a.), y con posterioridad a la M0 en el Golfo de Vizcaya, que se abre entre la M0 y el cron 33. Es decir, el lento crecimiento de la zona oceánica se propagó de sur a norte (Srivastava et al., 2000), reduciéndose el movimiento a lo largo de la Zona Transformante de Terranova. Así, se ha propuesto que la expansión oceánica comenzó hace unos 125 m.a. (Barremiense-Aptiense) en la Llanura Abisal de Iberia (Whitmarsh et al., 1990; Pinheiro et al., 1992), mientras que en el Banco de Galicia se produciría en el límite Aptiense-Albiense (Sibuet et al., 1979, Boillot et al., 1989).

Entre la M0 (118 m.a., Aptiense inferior) y el cron 34 (102.8-100.2 m.a., Albiense medio-Albiense superior), el movimiento transcurrente entre África y Eurasia comienza a cambiar a una compresión dirigida hacia el N-NNE (Dewey et al., 1986). La datación de este cambio es difícil de precisar, debido a la ausencia de inversiones del campo magnético durante este periodo (Zona de Calma Magnética Cretácica). Este régimen ha estado sujeto a fluctuaciones (Rosenbaum et al, 2002), alternando periodos de convergencia rápida (durante el Cretácico superior y Eoceno-Oligoceno) y lenta (en el Paleoceno y desde el Mioceno inferior).

La apertura entre Norteamérica e Iberia invirtió el sentido del movimiento de esta última placa respecto a África. Iberia, que se había comportado como una placa independiente (entre la M0 y el cron 34), comenzó a moverse solidariamente con África respecto a Eurasia desde finales del Cretácico hasta el Eoceno medio, con un límite de placas entre Eurasia y África que se extendería desde el *King's Trough* hasta los Pirineos. Conforme la separación de Iberia de Norteamérica progresó, se produce un arrastre de Iberia por África en sentido contrario al de las agujas del reloj, lo que llevó a la apertura del Golfo de Vizcaya (Dewey et al., 1986; Vegas y Banda, 1982; Srivastava et al., 1990b).

Finalmente, desde principios del Oligoceno, tras la colisión entre Iberia y Eurasia (Pirineos) en el Eoceno inferior, Iberia pasó a formar parte de la placa Euroasiática, con un límite de placas situado a lo largo de la Zona de Fractura de Azores-Gibraltar (cron 18-13), límite que se ha mantenido estable hasta el presente. La deriva hacia el norte de África causó el cierre progresivo de las cuencas oceánicas del Tethys y la propagación hacia el W del frente de colisión Bético-Rifeño, en paralelo con el desarrollo de las cuencas del Mediterráneo occidental (Maldonado et al., 1999). Dewey et al. (1989)

sugieren que el límite de placas en la zona del Mar de Alborán-Golfo de Cádiz experimentó unos 200 km de convergencia oblicua en dirección N-S, entre el Oligoceno medio-Mioceno superior, seguido de unos 50 km de convergencia de dirección NW desde el Mioceno superior (cron 6, 9.7 m.a.) hasta la actualidad.

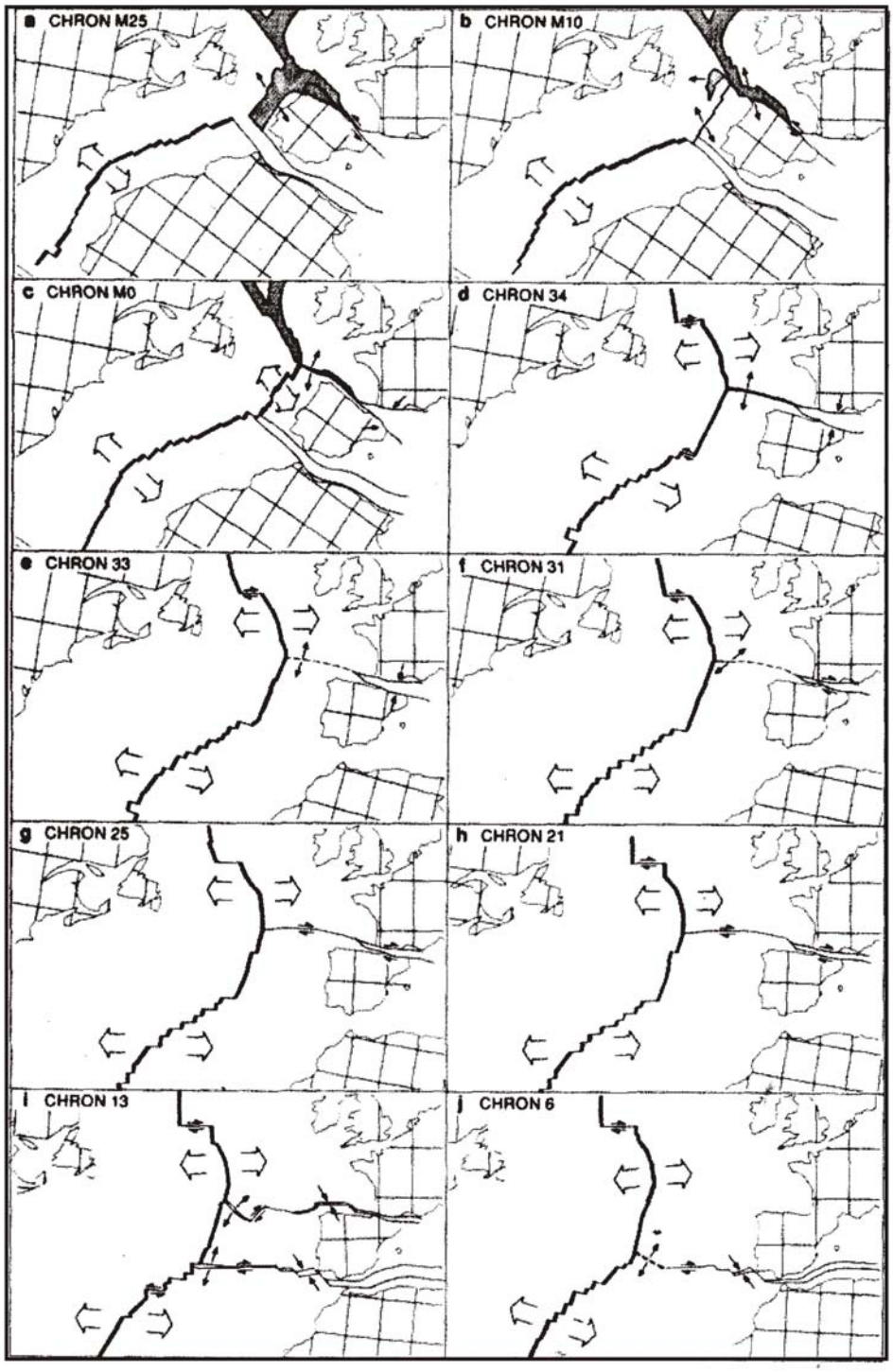


Fig. II. 29. Reconstrucción de la evolución de la placa de Norteamérica e Iberia desde el cron M25 (Tomado de Srivastava et al.. 1990a).

Los datos sismológicos revelan que el actual límite de placas aparece bien definido por una serie de terremotos alineados en los segmentos occidental y central de la zona de fractura (Fig. II.2), donde el régimen tectónico cambia a lo largo del límite de extensional en la dorsal de Terceira, a un movimiento en dirección destrorso en la falla Gloria (Grimison y Chen, 1986). Sin embargo, en el segmento oriental, caracterizado por un régimen compresivo, los terremotos se encuentran dispersos y no existe un consenso en cuanto a la geometría y localización del límite de placas, mal definido.

CAPÍTULO III: DATOS Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

III. DATOS Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

El estudio de la estructura del Golfo de Cádiz y su evolución geodinámica se ha abordado mediante distintos métodos de prospección geofísica. Las técnicas utilizadas han sido fundamentalmente sísmica de reflexión multicanal y sísmica de refracción/ reflexión de gran ángulo. La sísmica de reflexión proporciona una gran resolución para la definición de la estructura superficial de la corteza, aunque carece de un control adecuado de la distribución interna de velocidades. Sin embargo, la sísmica de refracción/sísmica de gran ángulo ofrece una mayor penetración, por lo que permite la prospección de la estructura profunda de la corteza y manto superior.

En este capítulo se describe la metodología de adquisición, procesado e interpretación de los perfiles de sísmica multicanal y de sísmica de refracción/sísmica de gran ángulo utilizados en esta Tesis Doctoral. Aunque la información derivada de estos métodos de adquisición de datos sísmicos constituye el núcleo alrededor del cual se desarrolla este trabajo de investigación, se ha utilizado también datos de sonda multihaz, sonar de barrido lateral, perfiles sísmicos de reflexión monocanal de alta-media resolución (sonda paramétrica Topas y Sparker) y de muestras recogidas a lo largo de diversas campañas (Tabla III.1). Todos estos métodos proporcionan una información complementaria, una imagen más detallada y a distinta escala de la corteza y facilitan la correlación entre estructuras profundas y superficiales. Por último, se han utilizado datos gravimétricos, para contrastar y mejorar los modelos obtenidos con los perfiles sísmicos.

CAMPAÑA	AÑO	BARCO	ORGANISMOS	EQUIPOS
HE-91-2	1991	B.I.O. *Hespérides*	Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra.	Sísmica multicanal
ANASTASYA-99	1999	B/O *Cornide de Saavedra*	Instituto Español de Oceanografía; Instituto Geológico y Minero de España; Universidad de Cádiz, Universidad del Algarve.	*Sparker*; 3.5 kHz
TASYO-2000	2000	B.I.O. *Hespérides*	Instituto Geológico y Minero de España, Instituto Español de Oceanografía, Universidad de Cádiz, Universidad Complutense de Madrid, Real Observatorio de la Armada de San Fernando, Sociedad Española para el Estudio del Enlace Fijo del Estrecho Gibraltar, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, y Universidad del Algarve, Portugal.	Sonda Multihaz; TOPAS; Gravímetro; Magnetómetro, Sísmica multicanal
PARSIFAL	2000	B.I.O. *Hespérides*, B.H. *Malaspina*	Universidad Complutense de Madrid, Instituto Jaime Almera (CSIC), Real Observatorio de la Armada de San Fernando.	Sonda Multihaz; sísmica de refracción/ reflexión de gran ángulo (OBS y estaciones en tierra), Gravímetro; Magnetómetro.
ANASTASYA-00	2000	B/O *Cornide de Saavedra*	Instituto Español de Oceanografía; Instituto Geológico y Minero de España; Universidad de Cádiz, Universidad del Algarve.	*Sparker*; 3.5 kHz; Muestreo draga; Testigos de gravedad; Testigo de caja
ANASTASYA-01	2001	B/O *Cornide de Saavedra*	Instituto Español de Oceanografía; Instituto Geológico y Minero de España; Universidad de Cádiz, Universidad del Algarve.	Sonda de Calor Muestreo draga; Testigos de gravedad; Testigo de caja; Fotografía Submarina
GAP	2003	B/O *Sonne*	Instituto Geológico y Minero de España; GEOMAR; IGM (Portugal), Universidad de Bremen, Universidad de Brest, Max Plank Institute, Instituto de Ciencias del Mar (CSIC).	Sonda de Calor; Sonda Multihaz; Testigos de gravedad, cámara fotográfica
MATESPRO	2004	B.H. *D. Carlos*	Instituto Scienze Marine (Bolonia); Universidad de Lisboa; Universidad del Algarve; Instituto Nacional de Ingeniería Tecnológica e Innovación (Portugal); Unidad de Tecnología Marina (CSIC); Universidad de Aveiro; Instituto Geológico y Minero (IGME).	Sonda Multihaz

Tabla III.I. Campañas oceanográficas en las que se han obtenido los datos utilizados en este trabajo. En color rojo, se han marcado las campañas que constituyen el núcleo del estudio.

III.1. DATOS UTILIZADOS: ADQUISICIÓN Y PROCESADO

III.1.1. Perfiles de sísmica de reflexión multicanal

La adquisición de datos de sísmica de reflexión multicanal (SMC) se llevó a cabo durante la campaña TASYO-2000 (Tabla III.1) en el marco del proyecto TASYO (Transporte Tecto-sedimentario desde el Margen Continental del Golfo de Cádiz hacia las Llanuras Abisales Atlánticas, MAR 98-0209). Durante la campaña se adquirieron 1.728 km de perfiles sísmicos que cruzan la región del Golfo de Cádiz con dirección ENE-WSW, NE-SW y NW-SE (Fig. III.1). Además, se obtuvieron simultáneamente perfiles sísmicos de alta resolución mediante una sonda paramétrica TOPAS, datos batimétricos con sonda multihaz (Simrad EM-12S-120), magnéticos con un magnetómetro de protones remolcado por la popa del buque (Geometrics) y gravimétricos (gravímetro Bell-BGM3) (Fig. III.2).

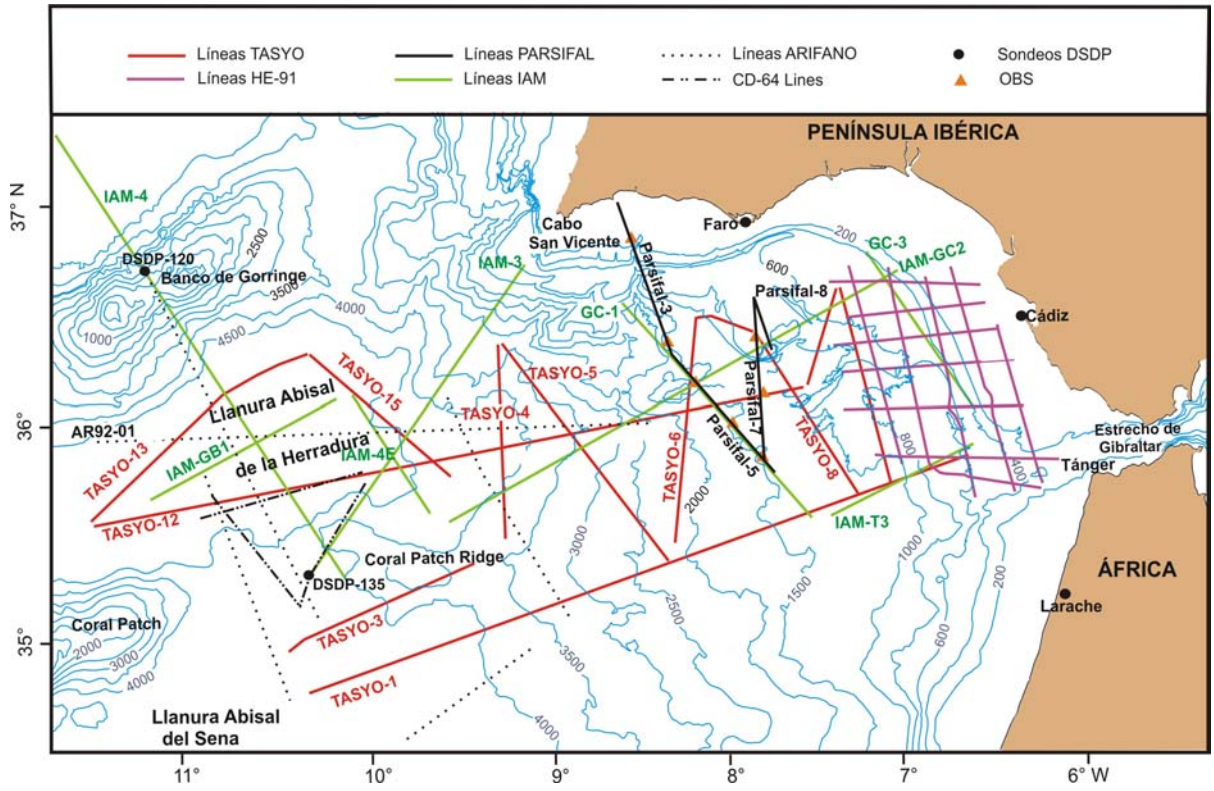


Fig. III.1. Situación de los perfiles de sísmica de reflexión multicanal y sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo utilizados en este trabajo, correspondientes a las campañas TASYO, PARSIFAL, HE-91 e IAM. También se ha marcado la localización de otros perfiles realizados en la región en las Campañas ARIFANO (Sartori et al., 1994; Torelli et al., 1997) y CD-64 (Hayward et al., 1999).

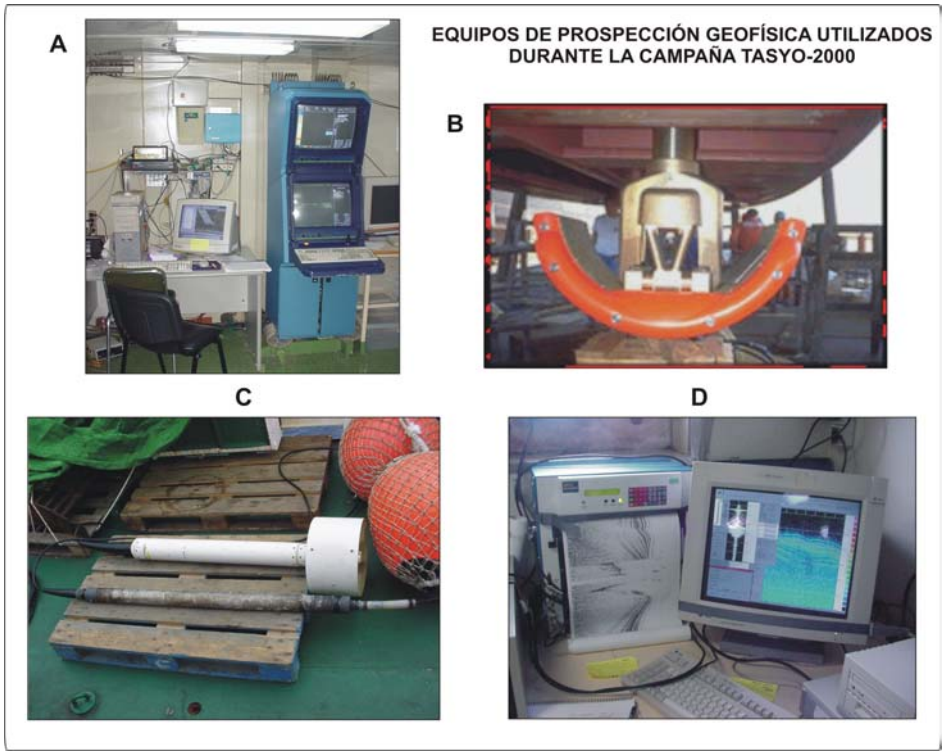


Fig. III.2. A: Unidad de control y estación de trabajo para la visualización de los datos de sonda multihaz EM-12; B: Sensor de la ecosonda multihaz alojada en el casco del barco; C: Sensor del magnetómetro; D: Unidad de control de la sonda paramétrica Topas y registrador gráfico.

Fig. III.3. Equipos utilizados en la adquisición de sísmica multicanal. A: *Array* de cañones de aire; B: Detalle de un cañón de aire comprimido; C: Hidrófono; D: Laboratorio con el sistema de adquisición de sísmica multicanal.

Los perfiles sísmicos fueron adquiridos utilizando un *array* de 5 cañones de aire (BOLT) de 22.45 y 34.8 litros de capacidad total (Fig. III.3). La distancia entre disparos fue de 50 m y la ventana de registro de 10 s. Como receptor se utilizó un *streamer* (TELEDYNE) de 96 canales con una longitud de 2.5 km. Durante la campaña el sistema de posicionamiento utilizado fue un GPS Diferencial. Los parámetros de adquisición aparecen reflejados en la Fig. III.4.

El procesado de los datos sísmicos (*stacking* y migración en tiempo) se llevó a cabo a bordo del B.I.O. Hespérides y en el Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC), mediante los programas PROMAX y FOCUS respectivamente.

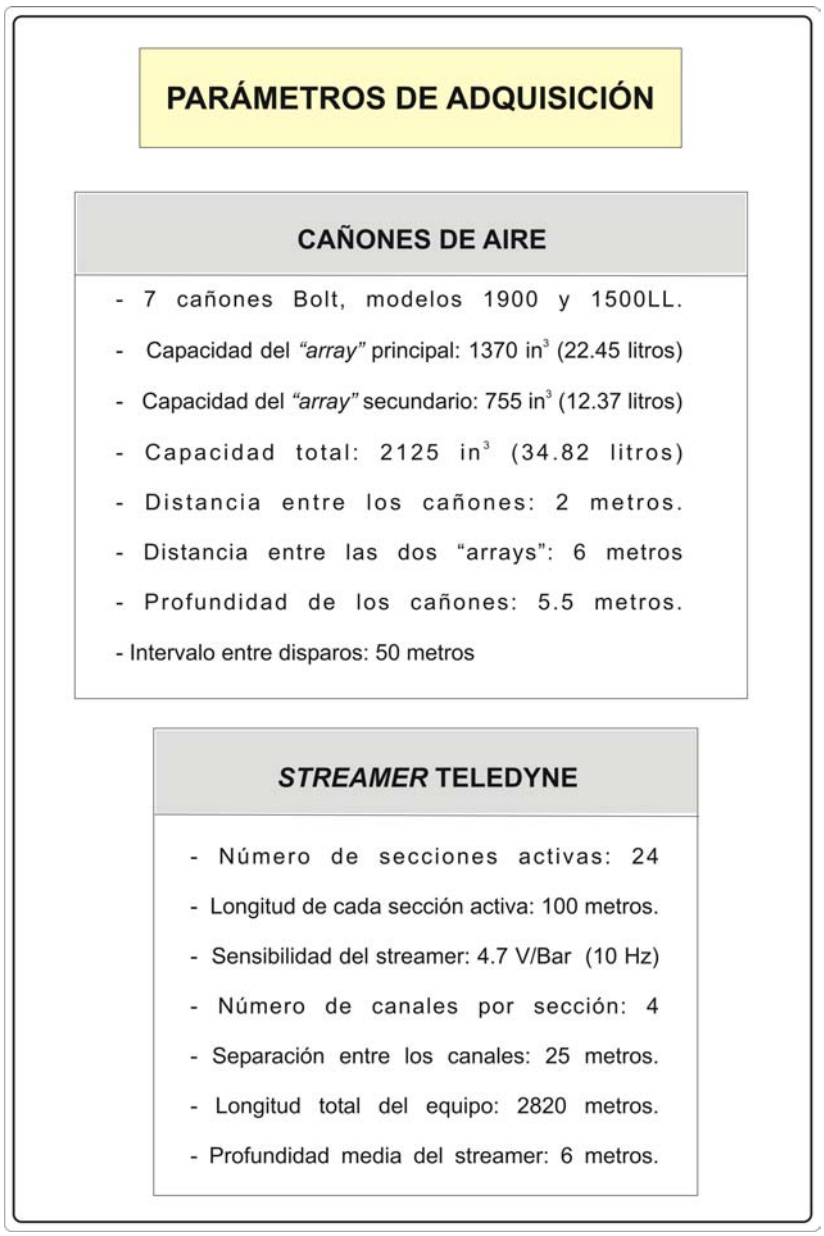


Fig. III. 4. Parámetros de adquisición de la sísmica multicanal durante la campaña TASYO-2000.

III.1.2. Perfiles de sísmica de refracción/ reflexión de gran ángulo

Los perfiles de sísmica de refracción objeto de estudio fueron obtenidos durante la campaña PARSIFAL (Tabla III.1). La realización de esta campaña forma parte del Proyecto PARSIFAL (Parametrización Sismotectónica de la Fracturación del Margen Atlántico al SO de Iberia: Aplicación de modelos sismogénicos de tsunamis, MAR 98-1837-CE) y su objetivo fue el estudio de la zona sismogénetica del SW de la Península Ibérica y de la región del Banco del Guadalquivir.

Durante esta campaña se realizó la adquisición de perfiles sísmicos de refracción/reflexión de gran ángulo en la zona del Banco de Guadalquivir mediante OBS y estaciones en tierra. Se trataba de obtener una imagen completa de la corteza profunda desde la parte central del Golfo de Cádiz hasta el margen del sur de Portugal.

En este trabajo se presentan los modelos de corteza obtenidos con los perfiles PARSIFAL-3, PARSIFAL-5, PARSIFAL-7 y PARSIFAL-8, cuya situación queda reflejada en la Fig. III.1. La situación de las líneas y las estaciones de registro utilizadas y sus características se presentan en las Tablas III.2 y III.3 respectivamente. Los perfiles se localizan en el margen septentrional del Golfo de Cádiz y se extienden desde la Zona Sudportuguesa y el Algarve en el continente hasta el talud continental. Estos perfiles, de alta densidad de registro, han suministrado una importante información acerca de la estructura de velocidades sísmicas y espesores de la corteza en esta área.

LÍNEA	PUNTO INICIAL	PUNTO FINAL	PROFUNDIDAD (m)	Fecha y hora de inicio y fin (GMT)
PARSIFAL-3	8° 21.8742 W 36° 23,6165 N	8° 37.2466 W 37° 3,4583 N	36-1.549	19-5-00 10.41-18.22
PARSIFAL-5	8° 30.2041 W 36° 30,2208 N	7° 41.8353 W 35° 47.0269 N	1.519-2.347	19-5-00/20-5-00 23.07-10.04
PARSIFAL-7	7° 53.1368 W 36° 34.2159 N	7° 48.8883 W 35° 47.9453 N	776-1.544	2/5/00 11-22-19.53
PARSIFAL-8	7° 53.1403 W 36° 34.3469 N	7° 47.3894 W 36° 25.3632 N	749-3.762	20-5-00 19.54-23.10

Tabla III.2. Situación de las líneas sísmicas de refracción/reflexión de gran ángulo.

ESTACIÓN	EQUIPO	LATITUD N	LONGITUD W
C1	PDAS228	37° 11' 49''	8° 42' 06''
C3	PDAS233	37° 17' 22''	8° 42' 33''
B2	PDAS248-1	37° 21' 58''	8° 08' 06''
B4	PDAS252-3	37° 30' 11''	8° 12' 19''
A6	MARSLITE MO	37° 20' 41''	7° 49' 29''

Tabla III.3. Características y situación de las estaciones de registro de tierra.

Además de las estaciones de tierra, se fondearon 8 sismómetros de fondo oceánico (OBS) (Fig. III.1). Desafortunadamente, los datos obtenidos con los OBS han sido muy pobres debido a problemas técnicos en la calibración de la ganancia. Por ello sólo han podido ser utilizados como control de tiempo en los perfiles.

OBS	LATITUD N	LONGITUD W	PROFUNDIDAD
1	36° 43.5623	8° 29.5269	913
2	36° 26.3629'	8° 25.1736	1.420
3	36° 14.5881	8° 13.029'	1.457
4	36° 4.0512'	8° 0.1291'	1.508
5	35° 54.0248'	7° 49.4966	1.515
6	36° 09.0195'	7° 50.9671'	1.236
7	36° 23.059'	7° 52.014'	710
8	36° 03.3'	8° 37.4	2.986

Tabla III.4. Situación de los OBS

Para la adquisición de los perfiles, se ha utilizado como fuente de energía cañones de aire comprimido. La técnica adoptada en este proceso consiste en mantener una serie de estaciones sísmicas de registro fijas en tierra, mientras en el mar, el barco va disparando a lo largo de una línea predeterminada.

La sarta de cañones de aire comprimido (1755 in^3) fue la misma que se utilizó en la campaña TASYO-2000. La señal emitida por los cañones tiene un contenido de

frecuencias comprendido entre 6 y 8 Hz. La cadencia de disparo fue de 90 s, con el fin de evitar la interferencia entre las llegadas sucesivas de las distintas fases. El control de tiempo de disparo (con un error <0.01 s) y de la navegación (con un error <1 m) se llevó a cabo mediante un sistema GPS Diferencial. Los cañones fueron sumergidos a 12 m de profundidad.

El registro continuo de las señales sísmicas se realizó mediante estaciones sísmicas portátiles digitales instaladas en tierra y situadas aproximadamente en línea respecto a los puntos de tiro. Las estaciones que se utilizaron fueron equipos PDAS-100 de Teledyne Geotech y Marslite de Lennartz Electronic GmbH, conectados a sismómetros, del tipo LE3-D. Las estaciones sísmicas que se utilizaron en esta campaña son equipos de registro digital que constan de un sismómetro de tres componentes (vertical, horizontal E-W y transversal N-S) con una frecuencia propia de 1 Hz. Las señales analógicas generadas en cada uno de los componentes del sismómetro son amplificadas y filtradas mediante un sistema de filtros *anti-aliasing*. Posteriormente, las señales son transformadas mediante un convertidor analógico-digital, aplicado a cada canal por separado con una razón de muestreo de 50-125 Hz. Finalmente, los datos correspondientes a cada canal son almacenados en una memoria RAM o en una unidad de disco (Fig. III.5). La posición y la sincronización de hora de la estación se realizaron mediante un receptor GPS conectado a la estación. La información recogida por cada estación consta de los sismogramas correspondientes a las tres componentes y la señal de tiempo.

Fig. III.5. Estación de registro PDAS y sismómetro utilizados en la campaña PARSIFAL.

Las labores de procesado se iniciaron con la lectura de los ficheros de navegación que contienen la información de la posición, el tiempo y la profundidad para cada disparo realizado, y de los ficheros correspondientes al registro de las señales sísmicas. A continuación, se procedió al tratamiento de los datos mediante diferentes programas, diseñados por el Dr. D. Córdoba (Universidad Complutense, Madrid). Este proceso incluye el filtrado (filtro pasa-banda de 3-11 Hz) y normalización de amplitudes (Fig. III.6).

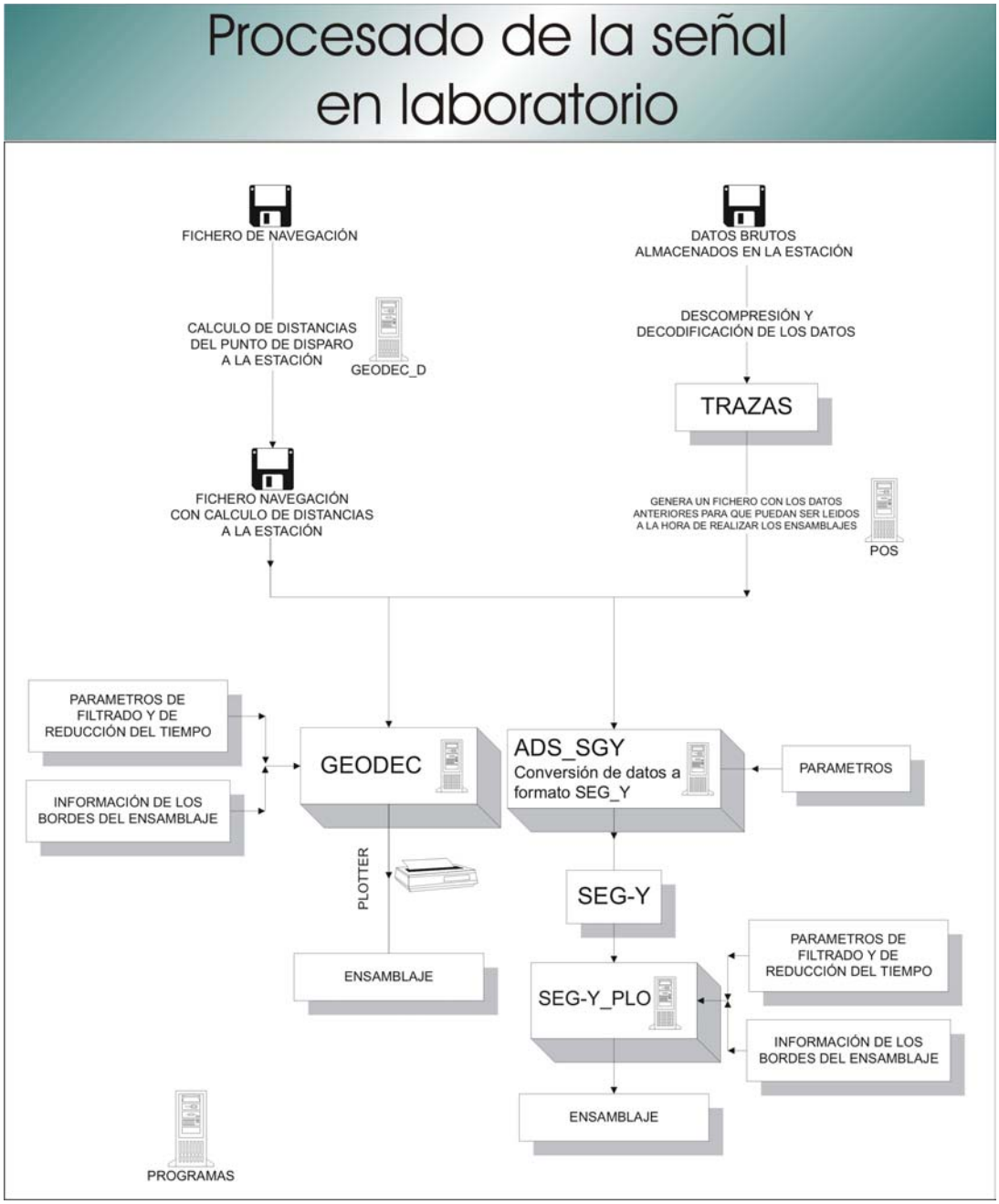


Fig. III.6. Esquema de procesado de los datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo (Modificado de Agudo, 2004).

El resultado final del procesado de datos es la elaboración de los ensamblajes de cada perfil, en los que sismogramas correspondientes a cada punto de tiro se dibujan en función de la distancia a la estación. Para la representación gráfica de los ensamblajes, se ha aplicado una escala de tiempos reducida con una velocidad de 6 km/s. La ventaja de esta escala reducida radica en una mejor visualización de las correlaciones de las diferentes fases de la corteza, marcándose más claramente las pendientes.

Se han utilizado varias técnicas de representación gráfica de los ensamblajes, con el fin de mejorar la visualización de las correlaciones, y por tanto facilitar la interpretación: área variable y conversión de los valores de amplitud de las trazas sísmicas en escala de grises o en escala de colores. En la Fig. III.7 se presenta un ejemplo del mismo perfil

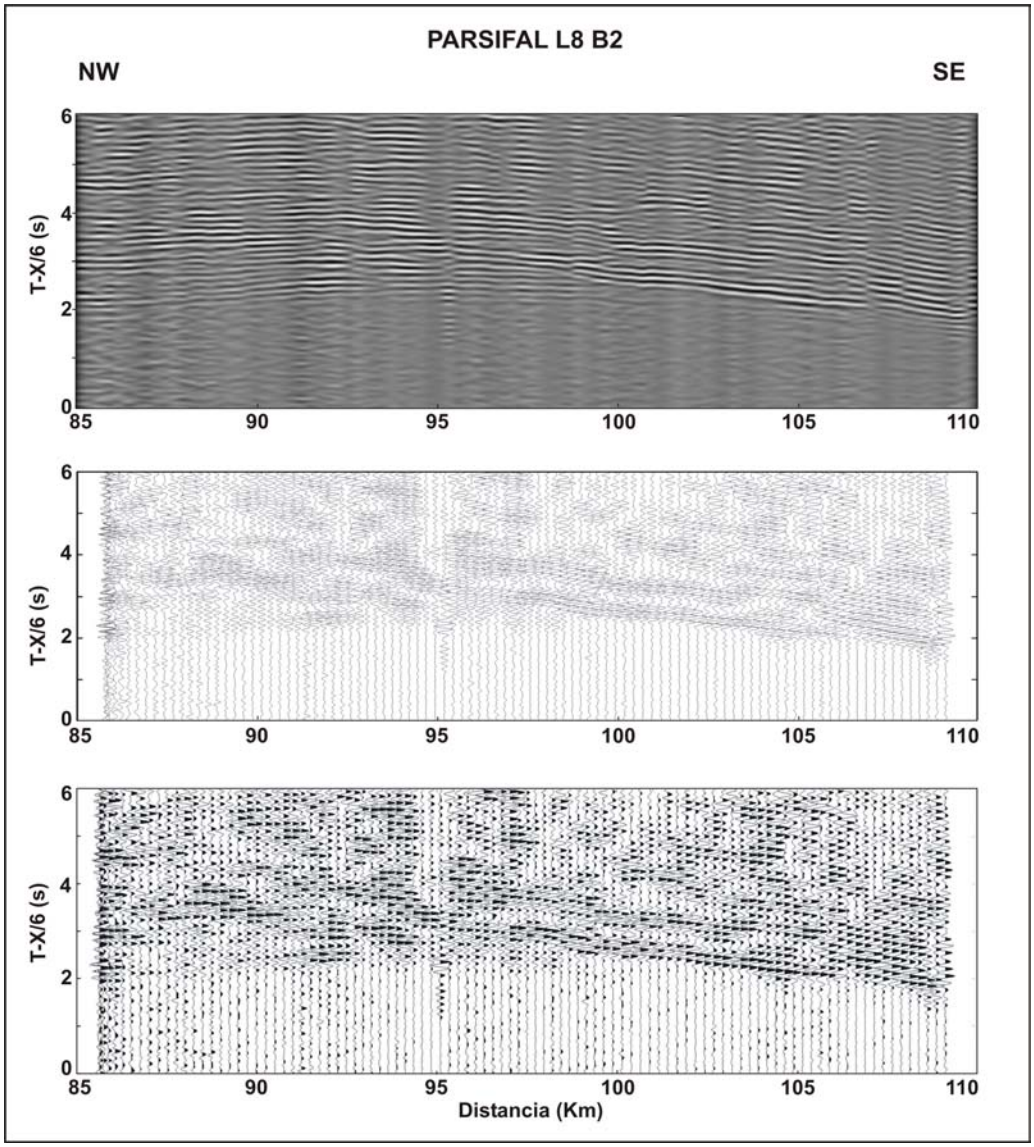


Fig. III.7. Ejemplo de las diferentes representaciones gráficas utilizadas para la interpretación de los ensamblajes. Perfil PARSIFAL 8- B2. A: Escala de grises; B: Amplitudes normalizadas; C: Área variable.

utilizando distintas técnicas de representación gráfica.

III.1.3. Otros datos utilizados

III.1.3.1. Datos batimétricos

La base cartográfica de referencia utilizada para todos los mapas que se presentan en este trabajo, es un mapa batimétrico elaborado con la base de datos de Smith y Sandwell (1997), complementado con los obtenidos mediante sonda multihaz de la campaña TASYO-2000. También se ha recurrido a los perfiles sísmicos de alta resolución, con el fin de cubrir la falta de información en determinadas zonas (Banco de Guadalquivir), en las que resultaba de interés una batimetría más detallada. La batimetría del margen portugués se ha obtenido de la Carta Geológica de Portugal a escala 1:500.000 (Serviços Geológicos de Portugal, 1992).

La combinación de los datos de sonda multihaz obtenidos durante la campaña TASYO-2000 y la campaña GAP (Tabla III.1) ha sido utilizada para la construcción de un mosaico, que aunque en aguas profundas presenta muchas lagunas, ha resultado de gran utilidad en el análisis tectónico.

III.1.3.2. Perfiles sísmicos de reflexión multicanal

Además de los perfiles obtenidos durante las campañas TASYO-2000 y PARSIFAL, se han interpretado los perfiles obtenidos en 1993 en el Golfo de Cádiz dentro del proyecto “Iberian Atlantic Margins” (IAM) y los perfiles adquiridos en 1991 en la campaña HE-91-3 (Tabla III.1), cuya situación se presenta en la Fig. III.1.

Los perfiles del proyecto IAM han suministrado una información importante, ya que han permitido estudiar y completar áreas no cubiertas por los perfiles de sísmica multicanal recogidos durante la campaña TASYO-2000. Estas líneas sísmicas fueron obtenidas con un dispositivo de 36 cañones de aire de 48.5 litros de capacidad, una frecuencia de disparo de 75 m, y un *streamer* de 4.8 km de longitud. El tiempo de registro es de 14 s. El procesado (*stacking*) fue llevado a cabo por Geco-Prakla. Simultáneamente

se obtuvieron perfiles de sísmica de reflexión/refracción mediante estaciones en tierra localizadas en el sur de Portugal.

A diferencia de los perfiles sísmicos de multicanal mencionados hasta ahora, los perfiles correspondientes a la campaña HE-91-3 tienen un tiempo de registro menor (4 s). Además, se extienden sobre un área mucho más pequeña correspondiente a la plataforma continental y talud superior frente a la provincia de Cádiz (Fig. III.1).

Todos los perfiles anteriormente mencionados han sido correlacionados con otras líneas sísmicas realizadas en el área de estudio (Fig. III.1), publicadas por Sartori et al. (1994); Torelli et al. (1997) y Hayward et al. (1999).

III.1.3.3. Perfiles sísmicos de reflexión monocanal

En el marco del proyecto TASYO se han llevado a cabo diversas campañas (ANASTASYA-99, ANASTASYA-00, TASYO-2000 y ANASTASYA-01) en las que se han obtenido numerosos perfiles sísmicos de reflexión mediante una sonda paramétrica (TOPAS) y Sparker (3500-7000 J) en la plataforma y talud superior-medio del Golfo de Cádiz (Fig. III.8). Algunos de estos perfiles han sido utilizados para complementar la

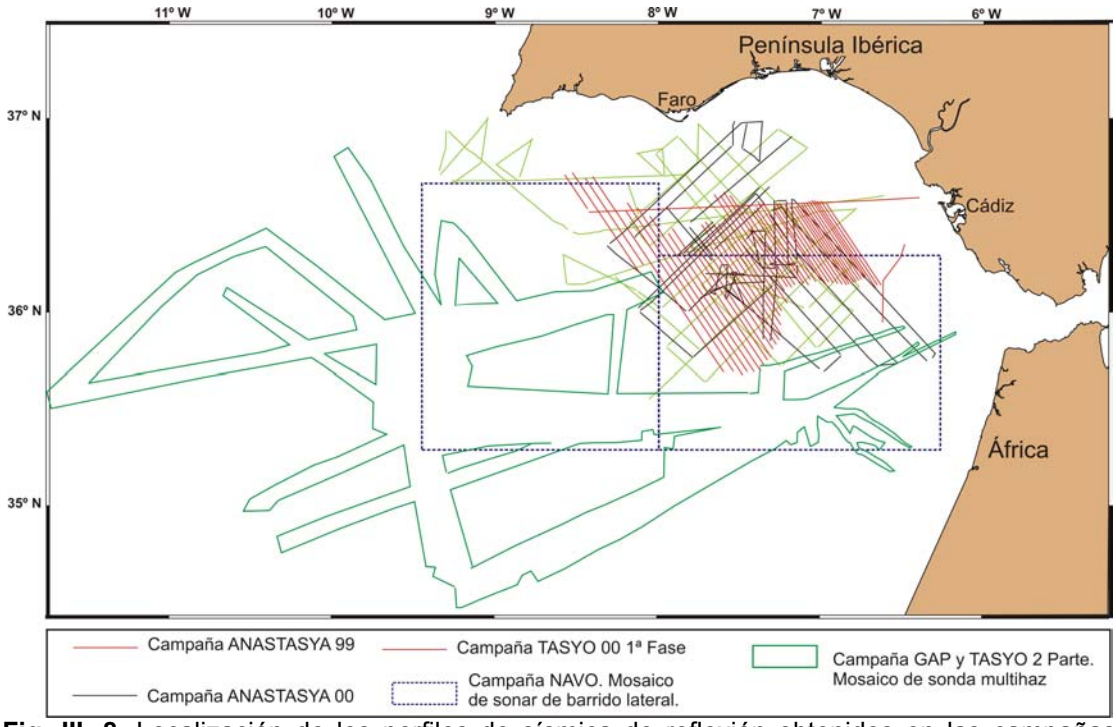


Fig. III. 8. Localización de los perfiles de sísmica de reflexión obtenidos en las campañas ANASTASYA-99, ANASTASYA-00 y TASYO-2000, algunos de los cuales han sido utilizados en este trabajo y mosaicos de sonar de barrido lateral (Campaña NAVO) y sonda multihaz (Campañas TASYO y GAP).

información proporcionada por la sísmica multicanal, especialmente en la zona del Banco del Guadalquivir.

III.1.3.4. Datos gravimétricos

Para la elaboración del mapa de anomalías gravimétricas de aire libre se ha utilizado la base de datos de Sandwell y Smith (1997), construida a partir de datos gravimétricos marinos y completada con observaciones de la altura del nivel del mar procedente de satélites.

III.1.3.5. Toma de muestras

Durante las campañas ANASTASYA-00 y ANASTASYA-01 se obtuvieron además de los perfiles sísmicos, numerosas muestras mediante testigo de gravedad y draga de arrastre bentónica (Fig. III.9). Entre las muestras recogidas, se han considerado aquellas localizadas en el Banco del Guadalquivir. Las zonas de muestreo fueron previamente seleccionadas mediante la interpretación de los perfiles de Sparker (3500-7000 J) y Sonda Paramétrica TOPAS obtenidos durante las campañas ANAS-99 y ANAS-00 y

Fig. IIII.9. Campaña ANASTASIA-01. Draga de arrastre utilizada para la obtención de muestras de roca y clasificación de las muestras recogidas.

campaña TASYO-2000 respectivamente. Los arrastres se realizaron siguiendo una trayectoria ascendente a lo largo de los taludes del Banco durante unos 10-20 minutos,

CAMPAÑA	MUESTRA	COORDENADAS inicio-fin del arrastre (Huso 29)	PROFUNDIDAD (m)	DESCRIPCION
ANAS-00	DA-1	36º 21.93' N, 7º 44.36' W 36º 22.34' N, 7º 43.86'W	540	Costra carbonatada fosfatada
ANAS-00	DA-2	36º 23.10' N, 7º 43.06' W 36º 22.06' N, 7º 44.27'W	670	Fango, costras carbonatadas, rocas básicas, pizarras, cuarcitas
ANAS-00	DA-4	36º 24.23' N, 7º 45.59' W 36º 24.06' N, 7º 44.97' W	340	Costra calcárea fosfatada
ANAS-00	DA-5	36º 24.02' N, 7º 44.78' W 36º 23.86' N, 7º 44.59'W	314	Costra calcárea fosfatada
ANAS-00	DA-6	36º 21.10' N, 7º 47.83' W 36º 21.29' N, 7º 48.55'W	526	Pizarras y cuarcitas, grauvacas, rocas volcánicas, anfibolita.
ANAS-01	DA-4	36º 21.26N, 7º 68.24W	528	Pizarras y cuarcitas
ANAS-01	DA-6	36º 11.00' N, 7º 19.42' W 36º 11.43' N, 7º 18.72' W	732-764	Cantos blandos de margas verdosas con alteraciones de color pardo, organismos vivos (bivalvos, Pogonóphora, esponjas, restos de corales), gasterópodos de hasta 15 cm- (*Neptunea antiqua* y *Neptunea contraria*, Plioceno), fragmentos de costra.
ANAS-01	DA-8	36º 20.93'N, 7º 47.07' W 36º 21.25' N, 7º 46.93' W	715-559	Pizarras, cuarcitas, carbonatos, brecha
ANAS-01	DA-9	36º 21.32' N, 7º 47.50' W 36º 21.43' N, 7º 47.40' W	482-477	Cuarcitas, escorias
ANAS-01	DA-10	36º 22.35' N, 7º 48.50'W 36º 21.52' N, 7º 47.92' W	505-429	Costras, Basaltos, escorias, cuarcitas, pizarras, Braquiópodos
ANAS-01	DA-11	36º 23.57' N, 7º 45.80' W 36º 24.42' N, 7º 44.92' W	326-392	Fragmentos de costra calcárea fosfatada
ANAS-01	DA-20	36º 24.00' N, 7º 45.00' W 36º 23.63' N, 7º 44.77' W	270-281	Costra calcárea fosfatadas
ANAS-01	TG-12	36º 23.08' N, 7º 46.66' W	374	Margas verde-azuladas

Tabla III.5. Localización de las dragas obtenidas en el Banco del Guadalquivir y descripción de las muestras recogidas.

hasta que la draga quedaba enganchada, momento en que se procedía a maniobrar e izar la draga a bordo. El posicionamiento se realizó mediante GPS, con un error estimado de $\pm$ 5m.

Durante estas campañas de muestras se recogieron 7 dragas en la zona septentrional del Banco del Guadalquivir y 5 en la meridional. Además se obtuvo un testigo de gravedad en la cuenca central del alto (Tabla III.5). Entre estas muestras, se seleccionaron y estudiaron las correspondientes al basamento. Las muestras han sido caracterizadas petrológicamente y analizadas con microsonda por la Dra. M. Muñoz (Universidad Complutense, Madrid), para su posterior correlación con los materiales del continente (Vegas et al., 2004).

III.1.3.6. Sondeos

A pesar del gran número de sondeos de petróleo realizados en el Golfo de Cádiz (Fig. II.12), la mayor parte de ellos se concentran en la plataforma continental del sector oriental hasta profundidades de unos 500 m. Estos sondeos, orientados a la exploración de gas, han llegado a perforar el basamento en algunos casos. En el margen del Algarve sólo se han realizado hasta ahora 6 sondeos (Fig. II.12). Finalmente, hay que señalar la existencia de los sondeos DSDP-120 y DSDP-135 del Deep Sea Drilling Project, llevados a cabo en el Banco de Gorringe y en el Coral Patch Ridge (Fig. III.1), cuyo interés radica en ser los únicos situados en aguas profundas del Golfo de Cádiz.

III.2. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES SISMICOS

III.2.1. Perfiles de sísmica de reflexión multicanal

El análisis e interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión se ha abordado desde una perspectiva regional dada la gran separación existente entre las líneas sísmicas. Por otro lado, la labor de interpretación conjunta ha sido muy laboriosa si tenemos en cuenta los distintos tipos de procesado aplicados a los diferentes perfiles sísmicos y los tiempos de registro utilizados. No obstante, el estudio de los perfiles ha

permitido la caracterización del margen continental desde el punto de vista tectónico y estratigráfico, con el fin de reconstruir su historia evolutiva.

III.2.1.1. Análisis estratigráfico

El análisis estratigráfico de los perfiles sísmicos se ha llevado a cabo de acuerdo con la metodología de la Estratigrafía Sísmica (Payton, 1977). De esta forma, se han reconocido una serie de discontinuidades principales a escala regional, correlacionadas a lo largo de todas las líneas sísmicas, que constituyen los límites de las principales unidades sísmicas definidas en la cobertera sedimentaria mesozoica-cuaternaria y el basamento acústico.

El análisis cronoestratigráfico y litológico se ha llevado a cabo correlacionando los sondeos efectuados por REPSOL y los realizados por el Deep Sea Drilling Project con los perfiles sísmicos. Las atribuciones cronoestratigráficas se apoyan además en la correlación de las unidades diferenciadas en este trabajo con las unidades descritas por otros autores (Tortella et al., 1997; Hayward et al.; 1999; Maldonado et al., 1999). Este análisis cronoestratigráfico ha sido utilizado fundamentalmente para la datación de las principales estructuras tectónicas, teniendo en cuenta su relación con las unidades afectadas.

III.2.1.2. Análisis estructural

Este análisis ha consistido en primer lugar en la identificación de las diferentes estructuras tectónicas singulares en los perfiles sísmicos. Estas estructuras han sido posteriormente caracterizadas en cuanto a su geometría y cronología. Tras este primer análisis, la cartografía de estas estructuras nos ha permitido establecer una serie de dominios en el área de estudio definidos por el estilo de la deformación en la cobertera sedimentaria y el basamento, así como establecer la evolución tectónica a escala regional. Una vez finalizada esta labor, se ha analizado cualitativamente la sismicidad existente en la región en función de su distribución y profundidad, teniendo en cuenta los resultados del análisis tectónico y la estructura de la corteza.

Teniendo en cuenta la gran separación existente entre algunos perfiles, la interpretación del mosaico elaborado con los datos de sonda multihaz recogidos en la campaña TASYO-2000 ha sido de gran ayuda para la cartografía de algunos frentes de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz en combinación con los datos de sísmica, así como para definir la orientación de algunas fallas recientes interpretadas en los perfiles, que han generado relieves. Este mosaico junto con el generado en la campaña GAP (Kopf et al., 2004) y con el sonar de barrido lateral en la campaña NAVO, realizada por el Naval Research Laboratory y Hawaii Mapping Research Group, ha servido para trazar las lineaciones tectónicas que se observan en la superficie del fondo marino (Gardner, 2001).

III.2.1.3. Cálculo de isocronas e isobatas. Análisis de velocidades

Dado el espaciado entre líneas, sólo se ha realizado el trazado de isocronas correspondientes a unidades muy significativas y/o a sectores determinados (basamento y Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz). El cálculo de espesores en metros se ha realizado en algunos perfiles situados en la región del Banco del Guadalquivir para la modelización de los datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo.

La conversión de los datos de tiempo doble a espesores se ha efectuado mediante el cálculo de las velocidades de intervalo para cada unidad, aplicando la fórmula de Dix (1955):

$$V = \sqrt{\frac{V_2^2 t_2 - V_1^2 t_1}{t_2 - t_1}}$$

donde V= Velocidad de intervalo

Para la resolución de esta ecuación se ha cronometrado la profundidad de las distintas unidades diferenciadas y se ha utilizado las velocidades cuadráticas medias, obtenidas del análisis de velocidad realizado a lo largo del perfil durante su procesado.

III.2.2. Perfiles de sísmica refracción/ reflexión de gran ángulo

La metodología seguida en la interpretación, así como los diferentes programas utilizados se describen en el esquema de la Fig. III.10. El primer paso para la interpretación de los perfiles ha consistido en la identificación y correlación de las diferentes llegadas de las ondas refractadas y reflejadas en las diversas discontinuidades de la corteza en los sismogramas que componen el ensamblaje, y en la medida de los tiempos de llegada.

La determinación del modelo de corteza se ha llevado a cabo mediante el cálculo teórico de las domocrónicas correspondientes a reflexiones y refracciones, para su posterior comparación con los datos experimentales. Para esta labor de interpretación, se han utilizado los programas de cálculo de trazado de rayos y tiempos de recorrido desarrollados por Zelt & Smith (1992). Partiendo de un modelo inicial de capas definidas por la velocidad de propagación de las ondas y el espesor, este programa realiza el cálculo del tiempo teórico de recorrido de los rayos refractados y reflejados en las distintas discontinuidades de la corteza (TRAMP, RAYINVR, Fig. III.10). Estos tiempos son comparados con los observados, y el modelo se va modificando sucesivamente, empleando la técnica de la prueba y el error, hasta conseguir un ajuste correcto entre los datos teóricos y observados. Para el ajuste de los tiempos de llegada se fijó un error de 0.1 s. Este mismo proceso se repite para el cálculo de las amplitudes teóricas y el ajuste de éstas a las observadas en los ensamblajes, mediante la obtención de sismogramas sintéticos (PLTSYN, Fig. III.10). La generación de sismogramas sintéticos resulta de especial interés para mejorar la determinación de velocidades en las zonas de interfase entre capas.

El paquete de programas de Zelt y Smith (1992) permite también ajustar y afinar automáticamente el modelo a los datos de tiempos de llegada de la señal sísmica (DMPTSLQ, Fig. III.10). Para ello es necesario fijar algunos parámetros del modelo, dando la opción al programa de modificar otros. Estos ajustes deben realizarse sucesivamente en cada capa, obteniéndose un valor cuantitativo de la calidad del ajuste. En algunos casos de incertidumbre respecto a la identificación de las fases observadas, se han generado con este programa reflexiones múltiples.

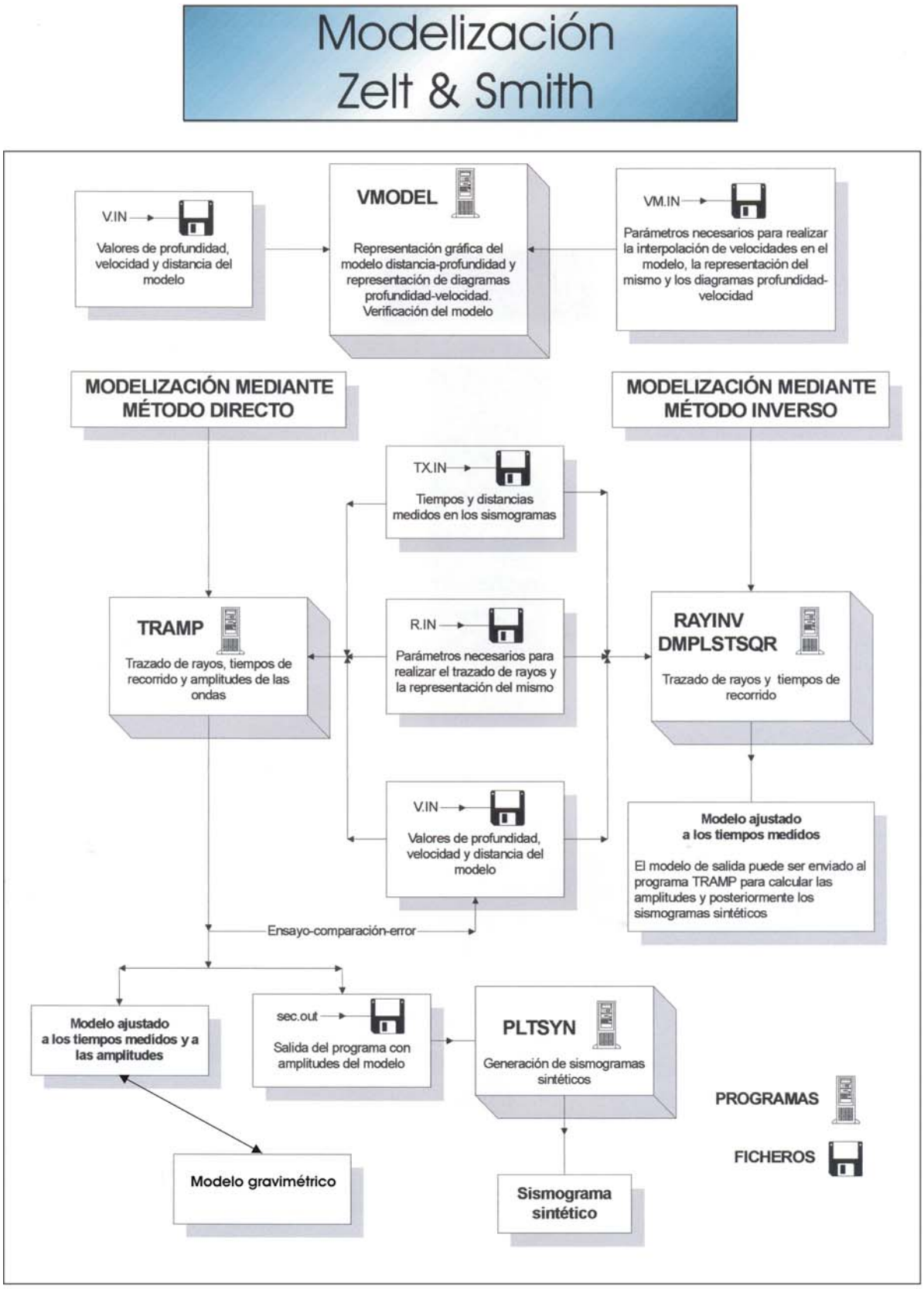


Fig. III.10. Metodología de trabajo seguida en la interpretación de los perfiles de sísmica de refracción/sísmica de reflexión de gran ángulo (Modificado de Agudo, 2004).

De esta forma se llega a obtener para cada perfil, un modelo de capas definido por la velocidad, el espesor y la geometría. La precisión estimada es del orden de unos 2 km para las profundidades de las discontinuidades intracorticales y de 0.15 km/s para las velocidades (Zelt y Zelt, 1998).

La falta de registros existente entre las estaciones de tierra y el punto de tiro más próximo, ha sido subsanada mediante la información procedente de otras fuentes, tales como perfiles sísmicos de multicanal, datos de sondeos efectuados en el margen portugués y mapas geológicos de isocronas de la cobertera sedimentaria. Además la velocidad y espesor se ha calculado a partir del tiempo de intersección de la fase refractada en el basamento. Finalmente, los modelos correspondientes a las diferentes líneas y estaciones han sido comparados, comprobándose la existencia de una coherencia entre los mismos.

III.2.3. Modelización gravimétrica

La modelización gravimétrica de los modelos de corteza obtenidos con los perfiles de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo se ha efectuado con el fin de realizar un estudio comparativo. Para ello se ha utilizado el programa GM-SYS y los datos de anomalías gravimétricas de aire libre de la base datos a escala mundial de Sandwell y Smith (1997). La transformación de velocidades sísmicas a densidades se ha realizado mediante la fórmula propuesta por Ludwig et al. (1971):

$$\rho = -0.6997 + 2.2302\, v - 0.598\, v^2 + 0.07036\, v^3 - 0.0028311\, v^4$$

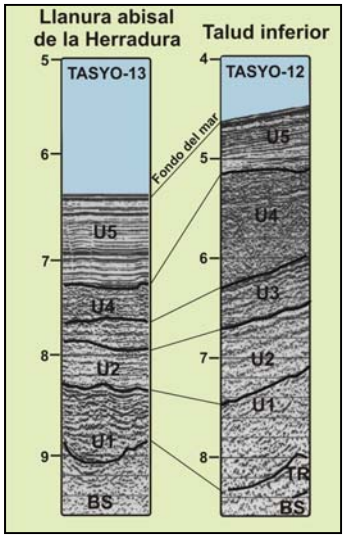
donde ρ es la densidad en g/cm^3 y v es la velocidad de las ondas P en km/s.

También se ha realizado la conversión mediante el programa SEISWIDE (*http://www.phys.ocean.dal.ca,* Dr. D. Chiang, Department of Oceanography, Dalhousie University), obteniéndose valores parecidos.

III.2.4. Análisis conjunto de los datos

En la etapa final, se ha procedido al análisis conjunto de toda la información resultante de la interpretación de los perfiles sísmicos de reflexión y refracción/reflexión de gran ángulo, que ha sido plasmada en un mapa tectónico de síntesis. Además se han realizado dos secciones con una longitud de unos 400-500 km, que se extienden con una dirección ENE-WSW desde la costa de Cádiz hasta las llanuras abisales del Sena y de La Herradura. Estas secciones, construidas a partir de la unión de varios perfiles sísmicos de reflexión multicanal interpretados, aportan una imagen completa de la estructura de la corteza en el Golfo de Cádiz a escala regional. Estos documentos, junto con los modelos de estructura de la corteza, constituyen la base para el planteamiento de la evolución tectónica de la región.

CAPÍTULO IV: UNIDADES SÍSMICAS



IV. UNIDADES SÍSMICAS

El estudio de los materiales que forman la cobertera sedimentaria y el basamento del margen continental y su arquitectura se ha llevado a cabo teniendo en cuenta el contexto geológico y los diferentes episodios que han marcado la evolución del Golfo de Cádiz. El análisis sismoestratigráfico de los perfiles sísmicos de multicanal ha permitido la definición de una serie de grandes unidades limitadas por discontinuidades mayores en el talud y llanuras abisales. Hasta el momento, se habían establecido y descrito de forma separada, las unidades sísmicas del sector más occidental del Golfo de Cádiz (llanuras abisales y montes submarinos de Coral Patch y Banco de Gorringe) y del sector oriental (plataforma continental y talud superior). En este trabajo, se ha realizado una revisión, correlación y síntesis de las unidades establecidas previamente, que se presenta en la Fig. IV.1. La asignación de edades a estas unidades, se ha llevado a cabo mediante su correlación con los sondeos realizados en la plataforma continental y talud superior oriental del Golfo de Cádiz (IGME, 1987), con los sondeos 135 y 120 del Deep Sea Drilling Project (Hayes et al., 1972; Ryan et al., 1973) y finalmente, con otros perfiles estudiados por diferentes autores en el Golfo de Cádiz (Sartori et al., 1994; Torelli et al., 1997; Tortella et al., 1997; Hayward et al.; 1999; Maldonado et al., 1999). Uno de los objetivos principales de la datación de las unidades ha sido establecer la edad de formación y desarrollo de las diferentes estructuras tectónicas, así como analizar el tipo de basamento y la evolución de la cuenca.

A lo largo del Golfo de Cádiz, sobre el basamento, de carácter continental u oceánico, se han diferenciado seis unidades limitadas por discontinuidades cartografiables a escala regional, que incluyen materiales de edad mesozoica a cuaternaria. Estas unidades han sido numeradas de base a techo en orden ascendente (U1 a U5), exceptuando la unidad inferior, correspondiente al Triásico, a la que se ha asignado las siglas “Tr”. Se trata así de destacar la presencia de esta unidad en aquellas

figuras en las que se muestra la interpretación de los perfiles sísmicos. Los espesores de esta cobertera son muy variables, sobre el basamento y la Unidad Triásica, la cobertera oscila entre unos 2-2.5 s T.D. en el talud medio y 2-3.5 s T.D. en el talud inferior. En las llanuras abisales la potencia varía de nuevo entre 2 y 2.5 s T.D. Los mayores espesores se encuentran en el talud inferior de la parte central del Golfo de Cádiz y al sur de cabo San Vicente (Fig. IV.2).

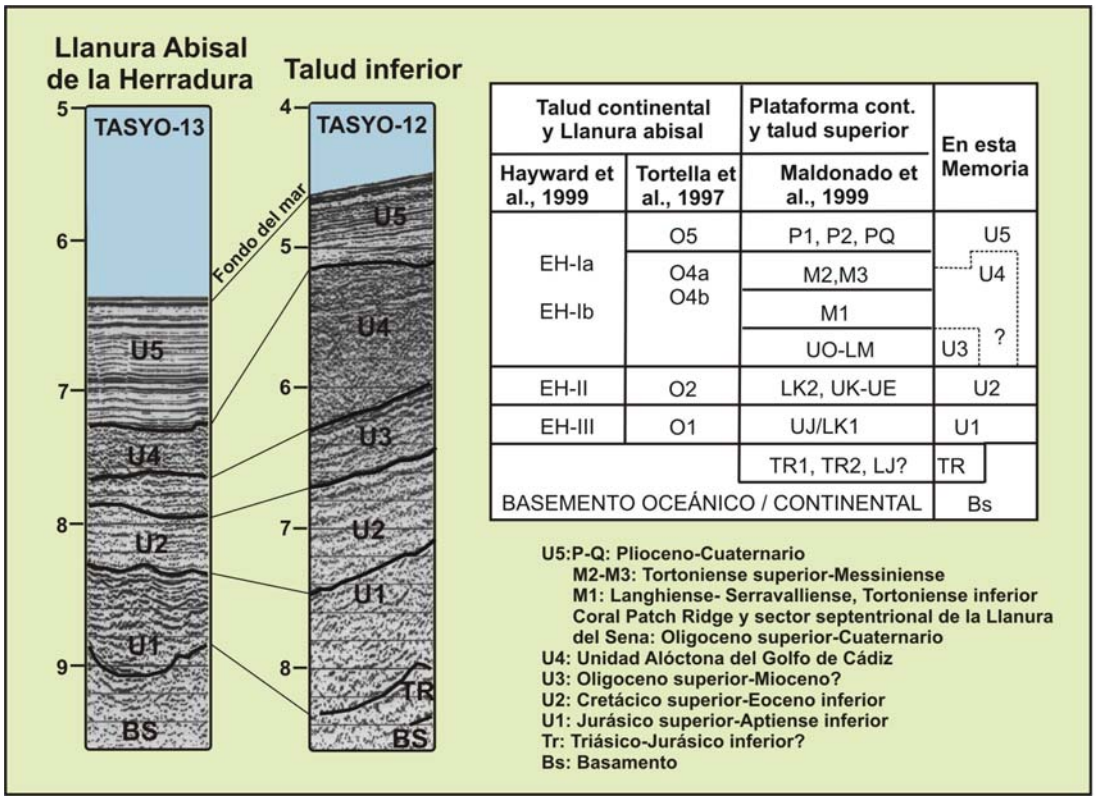


Fig. IV.1. Unidades sísmicas diferenciadas en el talud y llanuras abisales y su correlación con las unidades definidas previamente por diversos autores en el Golfo de Cádiz.

Teniendo en cuenta los objetivos de esta memoria, se ha prestado una atención especial a la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, que constituye el principal “relleno” del margen continental, si tenemos en cuenta su espesor y distribución (Fig. IV.3) Con la utilización de este término para la denominada “Unidad Olistostrómica” por otros autores, se intenta evitar implicaciones genéticas, ya que en nuestra opinión su emplazamiento obedece a la superposición a lo largo del tiempo de más de un mecanismo, como se expondrá más adelante.

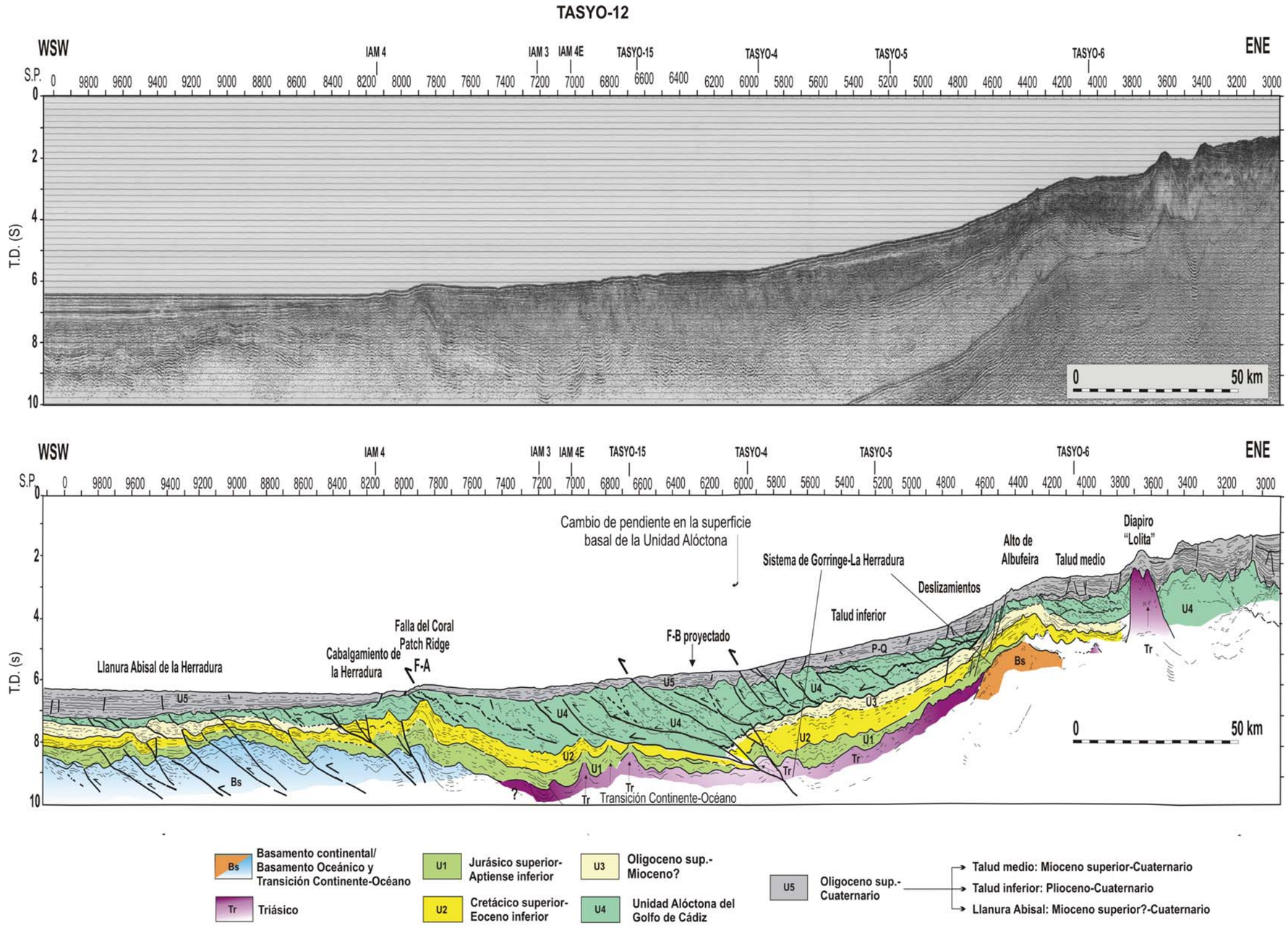


Fig. IV.2. Perfil de sísmica multicanal TASYO-12 e interpretación en la que se muestran las diferentes unidades sísmicas diferenciadas en el talud y llanuras abisales. Situación en Fig. IV.3.

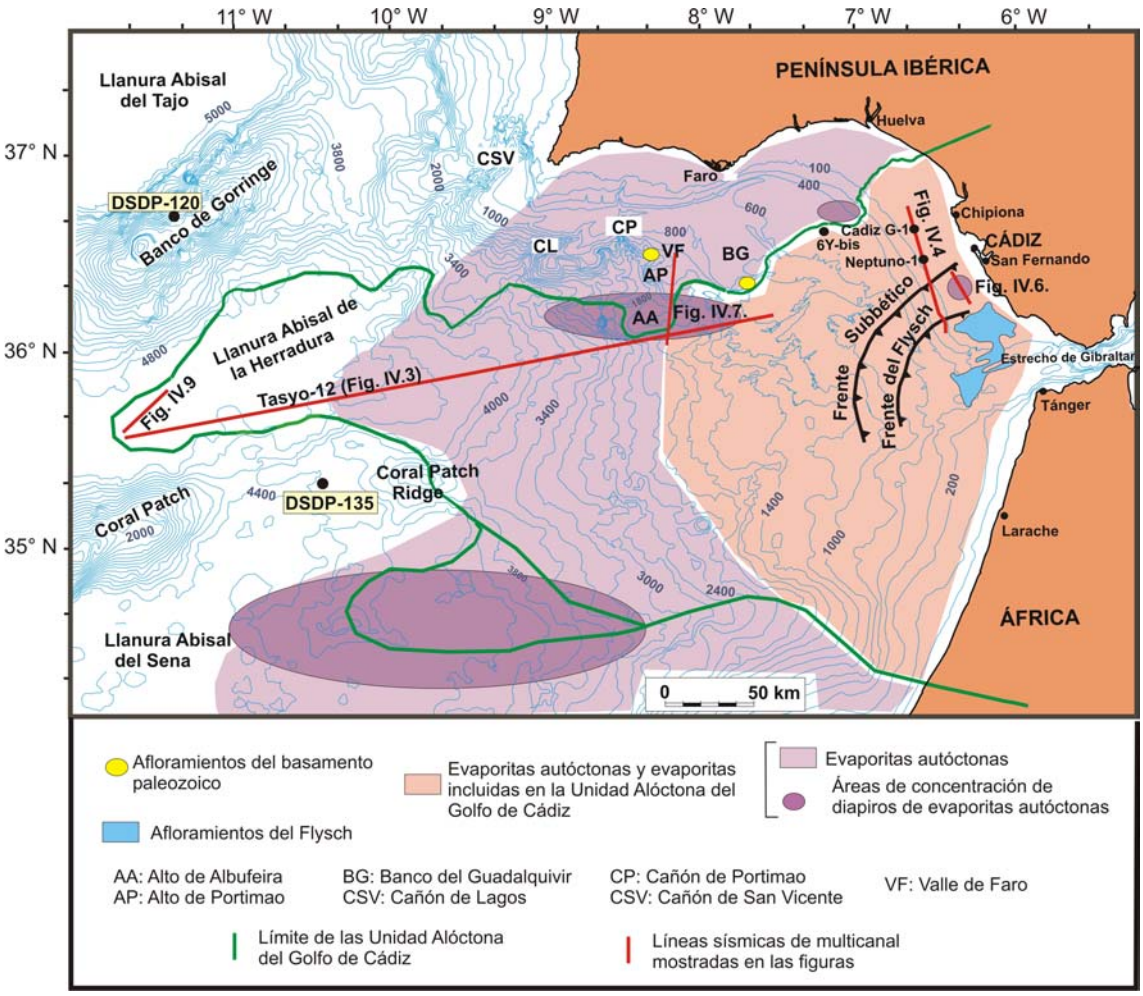


Fig. IV.3. Mapa del Golfo de Cádiz en el que se ha representado la extensión de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz y de las evaporitas autóctonas, y la localización de los perfiles que se muestran en las siguientes figuras.

IV.1. BASAMENTO

En los perfiles sísmicos (Fig. IV.2), el basamento ha podido ser identificado en las áreas más profundas (base del talud inferior y llanuras abisales), en el margen sudportugués (talud medio) y en las proximidades del Estrecho de Gibraltar (plataforma continental y talud medio). En otras zonas, no ha podido ser reconocido por estar situado por debajo del límite de penetración de los perfiles sísmicos, o por la baja calidad de la señal, debido al efecto de apantallamiento que produce la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz.

En el margen sudportugués, el techo del basamento, muy irregular y reflectivo disminuye de profundidad en el talud medio, llegando a aflorar en el Valle de Faro, y en el Banco de Guadalquivir (Fig. IV.3). Este último afloramiento es el más extenso y se sitúa a unos 250-300 m de profundidad. Las muestras dragadas indican que el Banco del

Guadalquivir está constituido por rocas paleozoicas pertenecientes a la Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico (pizarras, cuarcitas, grauvacas y rocas volcánicas, según Vegas et al., 2004). La descripción detallada de estas muestras se presenta más adelante en el Capítulo VI, dedicado a la región del Banco del Guadalquivir.

En el área del Estrecho de Gibraltar, el basamento está constituido por las Unidades del Flysch que afloran en una amplia zona y que cabalgan sobre materiales mesozoicos pertenecientes al Subbético (Figs. IV.3 y IV.4). Estas unidades constituyen la

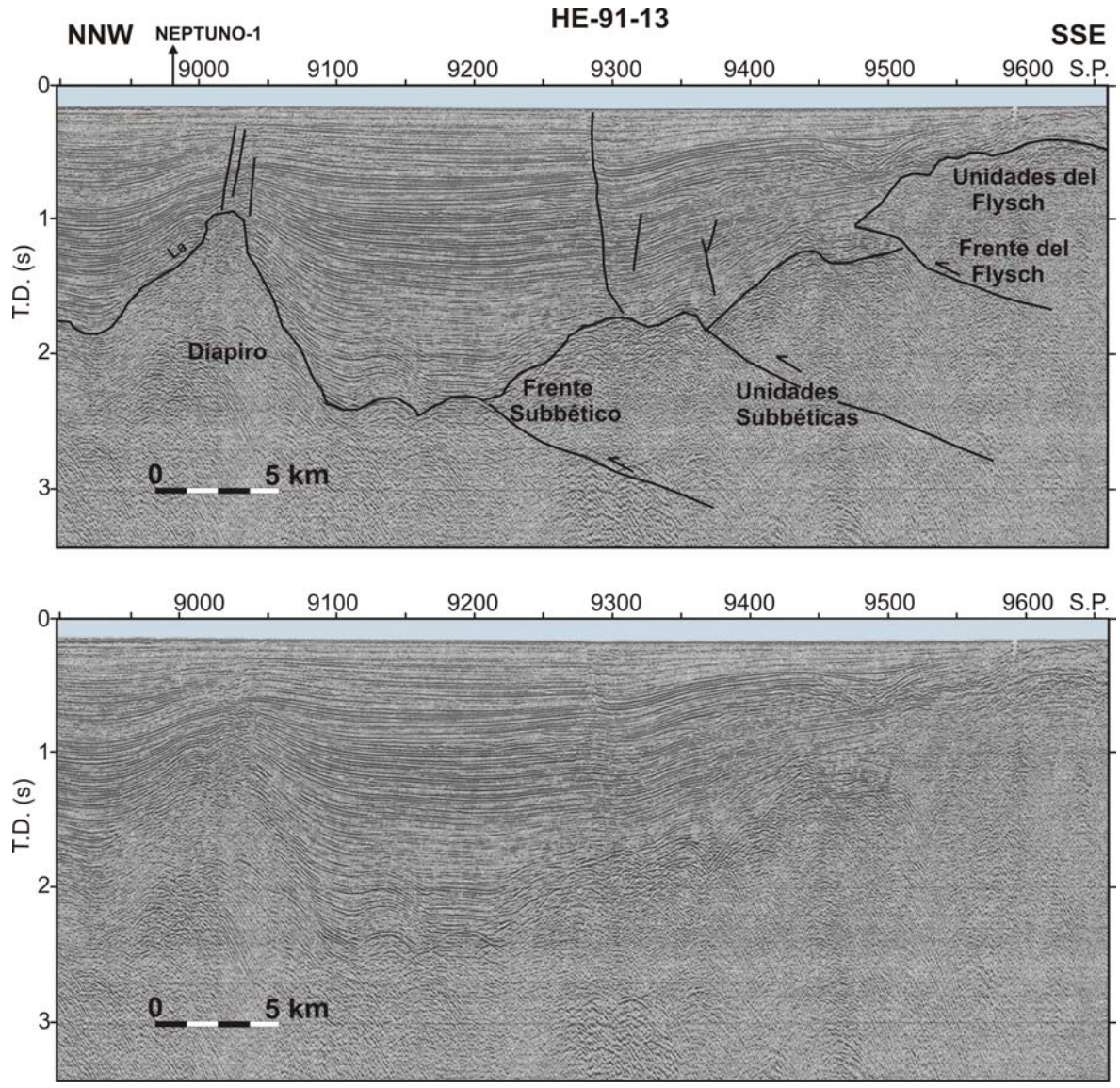


Fig. IV.4. Perfil de sísmica multicanal HE-91-13 en el que se muestran las Unidades del Flysch cabalgando sobre las Unidades del Subbético. La: Langhiense. Situación en Fig. IV.2.

prolongación en el margen del Complejo del Flysch y del Complejo Cáotico Subbético, descritas en el capítulo anterior.

En el talud inferior y hacia la cuenca profunda, el carácter sísmico del basamento se modifica ligeramente, haciéndose menos reflectivo; el techo se hunde progresivamente de E a W (Fig. IV.2), alcanzando una profundidad de unos 12 km en el sector central del Golfo de Cádiz (Thiebot et al., 2004). La signatura sísmica del basamento cambia de nuevo en las llanuras abisales de la Herradura y el Sena, donde presenta reflectores discontinuos y de alta amplitud en el techo, que se hacen más débiles y caóticos hacia la base del perfil (10 s T.D). El techo está definido por un reflector de alta amplitud, aunque su rasgo más notable es su relieve ondulado. Estas ondulaciones se relacionan en el sector oriental de la Llanura de la Herradura con cabalgamientos que afectan al basamento y pliegan la cobertera sedimentaria. El sondeo DSDP-135, próximo a este sector (Fig. IV.3 y II.14), perforó materiales del Cretácico inferior (Aptiense inferior), sobre un basamento que se ha interpretado como oceánico (Hayward et al, 1999).

En la Fig. IV.5 se han representado las isocronas de la profundidad del basamento en tiempo doble medidas desde el nivel del mar, junto con las principales estructuras tectónicas que lo afectan. Estas isolíneas, que definen el paleorelieve de su techo, sólo han podido trazarse en el sector más occidental del Golfo de Cádiz, donde el espaciado entre perfiles es menor. En la Llanura Abisal de la Herradura, las isocronas muestran una tendencia NE-SW, al igual que los cabalgamientos, que producen un desplazamiento en el trazado de las isocronas. Sobre el Coral Patch Ridge, donde la profundidad de la discontinuidad de techo del basamento se reduce unos 3 s T.D., las curvan adoptan una dirección E-W, paralela a esta elevación.

IV.2. UNIDAD TRIÁSICA (TR)

Esta unidad se extiende sobre el basamento en la plataforma y talud continental, donde se caracteriza por reflectores discontinuos y de amplitud media (Fig. IV.1). A pesar de su denominación, es posible que en algunos sectores del margen, como por ejemplo en el margen sudportugués incluya materiales de edad Jurásico inferior. Las evaporitas triásicas (Unidad TR-2 de Maldonado et al., 1999) han jugado un papel preponderante en

el margen continental. En la zona oriental del Golfo de Cádiz, constituyen la superficie en la que se enraízan los cabalgamientos subbéticos, además de determinar la formación de grandes diapiros, como por ejemplo el que aparece en la plataforma continental, frente a San Fernando (Fig.IV.3), alineado con el domo salino situado en esta ciudad (Fig.IV.6).

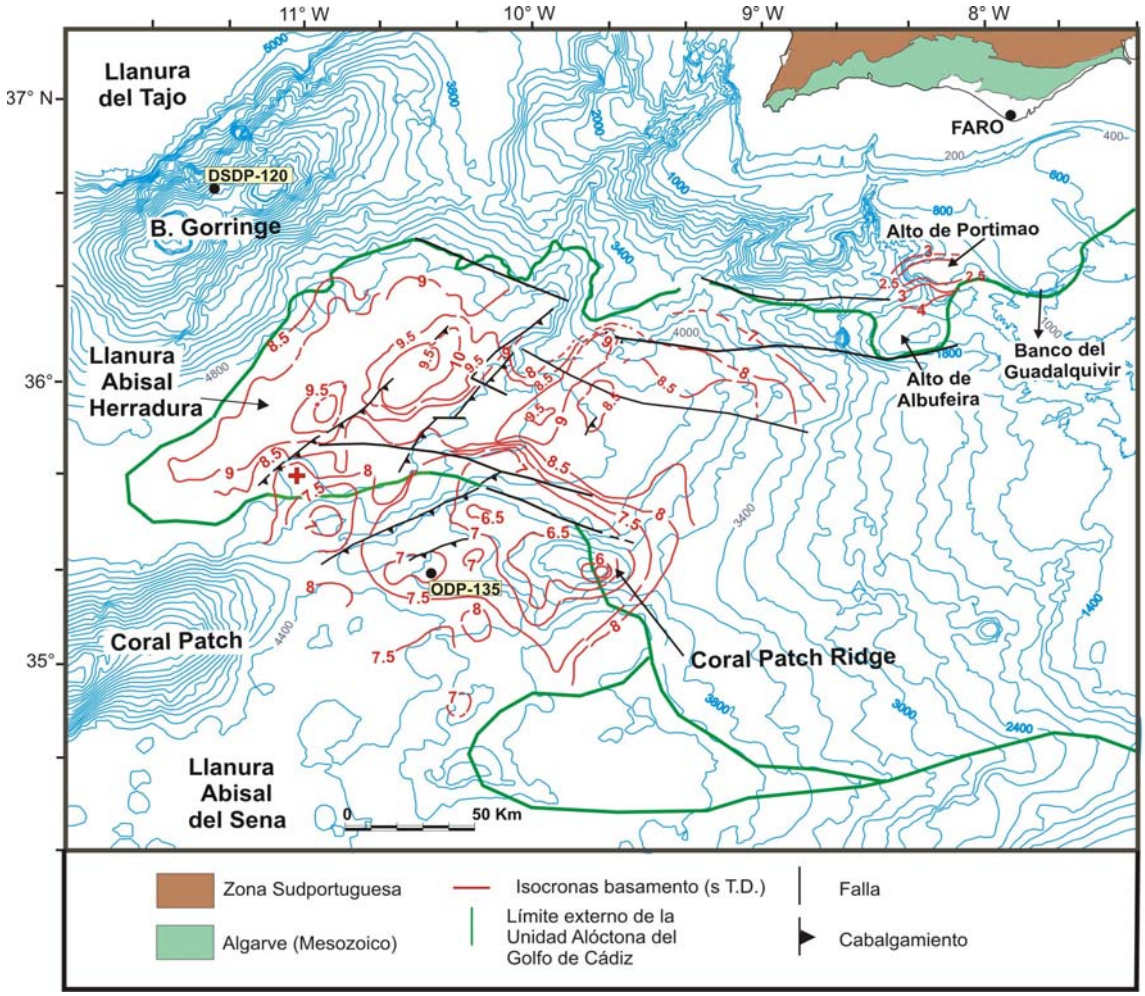


Fig. IV.5. Mapa de isocronas en tiempo doble del techo del basamento y principales fallas que lo afectan.

Además forman parte de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz (Fig. IV.3), donde han sido cortadas por varios sondeos (Figs. II.7 y II.15), actuando como superficie de despegue y contribuyendo junto con las margas miocenas al desarrollo de diapiros margoso-salinos. En el talud medio e inferior, y a pesar de la falta de sondeos, la identificación de los sedimentos triásicos autóctonos en los perfiles sísmicos, se ve facilitada por el desarrollo de procesos diapíricos de diversa envergadura. La deformación de las evaporitas es especialmente importante en el Alto de Albufeira, donde llegan a atravesar la Unidad Alóctona (Diapiro “Lolita” en Fig. IV.2) y en el margen marroquí, donde se encuentran diapiros de grandes dimensiones (Fig. IV.3). Consisten en domos

generalmente simétricos, que deforman intensamente las rocas encajantes, y en muchos casos afloran sobre el fondo marino. En la zona central del talud, la deformación de estos materiales es menor, no obstante, llegan a dar geometrías en forma de cono (Fig. IV.2, S.P. 6600-7200).

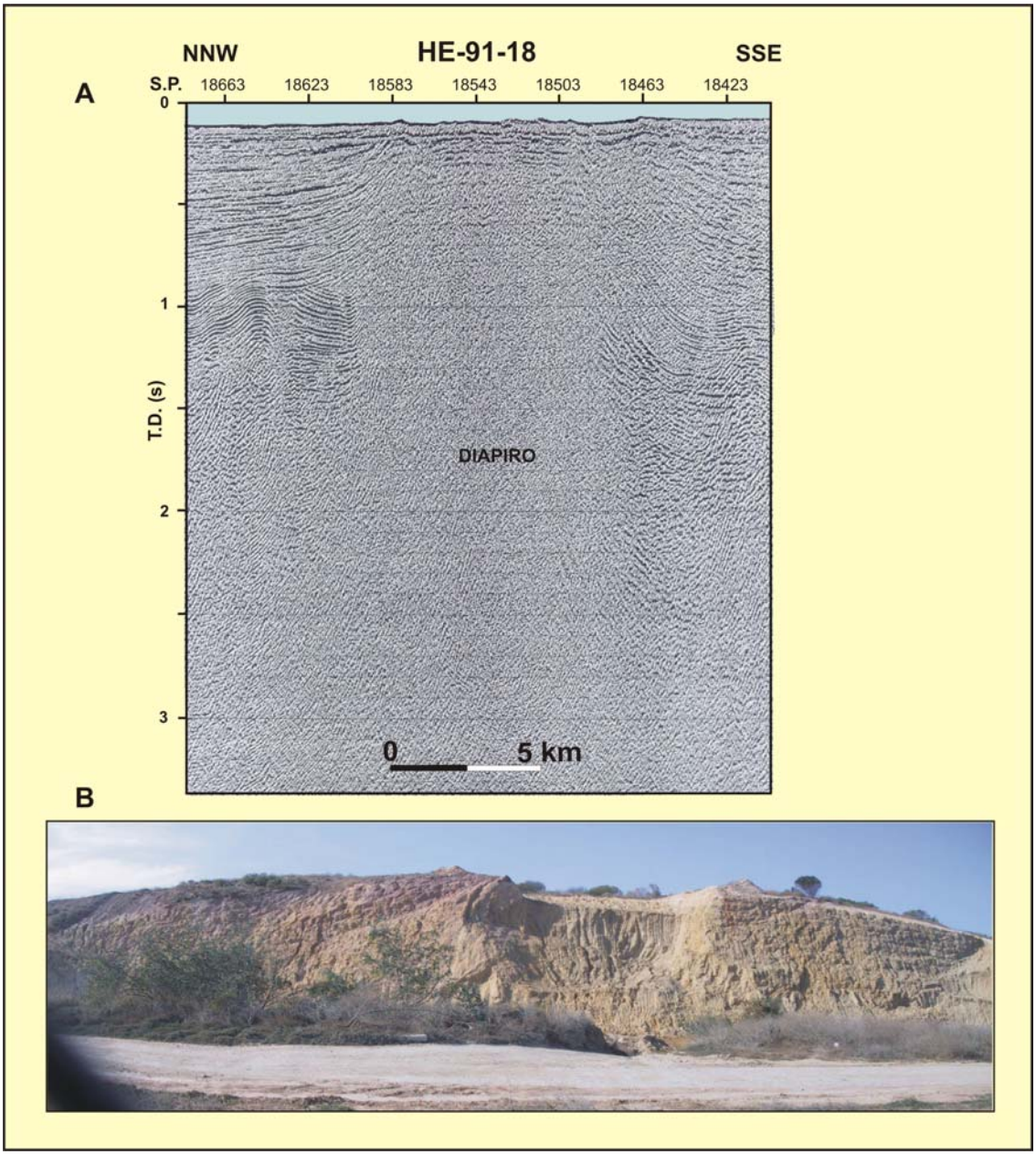


Fig. IV.6. Detalle del perfil sísmico de multicanal HE-91-18 (A), en el que se observa un diapiro próximo al Frente Subbético, que se encuentra alineado con el Domo de San Fernando (B), Fotografía de Víctor Díaz del Río. Situación en Fig. IV.3

Cabe añadir que en este trabajo, la diferenciación entre evaporitas autóctonas y alóctonas (formando parte de los cabalgamientos subbéticos y de la Unidad Alóctona del

Golfo de Cádiz) y su localización ha resultado de gran interés, ya que su distribución se ha utilizado junto con otros criterios, para la identificación de la corteza continental y oceánica.

IV.3. UNIDAD DEL JURÁSICO SUPERIOR-APTIENSE INFERIOR (U1)

La secuencia se dispone en *onlap* sobre las irregularidades del basamento, en las zonas profundas o sobre los sedimentos triásicos (Fig. IV.2). Muestra reflectores de gran amplitud, paralelos y muy continuos, y reflectores más débiles y discontinuos en el talud inferior (Fig. IV.1). Su techo corresponde a un reflector fuerte e irregular que representa una discordancia marcada y que por tanto, puede ser fácilmente seguida a lo largo de toda la zona de estudio. El espesor varía entre 400 y 600 ms T.D. Litológicamente, está formada por margas y calizas en la plataforma continental y en el talud. En la región del Coral Patch Ridge, se compone igualmente de margas y calizas de edad Jurásico superior-Aptiense inferior, según los datos proporcionados por el sondeo DSDP-135 (Fig. IV.3), que perforó la parte superior de esta unidad (Hayes et al.,1972). En el sondeo DSDP-120, situado en el Banco de Gorringe, también se cortaron margas del Cretácico inferior sobre un basamento formado por gabros y serpentinitas (Ryan et al., 1973). El techo de la unidad en las llanuras abisales y zona del Coral Patch define el paso de facies calcáreas a facies arcillosas del Cretácico superior-Terciario inferior, lo que nos indicaría una profundización de la cuenca oceánica (Hayes et al., 1972). El depósito de estos materiales se produce durante la apertura del Atlántico Central y del Tethys y el episodio de *rifting* del Atlántico Norte, que dio paso a su apertura en el Aptiense.

Esta unidad corresponde a la denominada unidad O1 de Tortella et al. (1997) y EH-III de Hayward et al. (1999). Además, esta unidad se correlacionaría con la unidad UJ-LK1 (Fig. IV.1), definida en el sector oriental del Golfo de Cádiz por Maldonado et al. (1999).

IV.4. UNIDAD DEL CRETÁCICO SUPERIOR- EOCENO INFERIOR (U2)

Esta unidad muestra reflectores ondulados y discontinuos de amplitud media-baja que pasan hacia techo a reflectores más continuos y de mayor amplitud (Fig. IV.1). Su techo está marcado por un reflector continuo de amplitud media y aparece recubierto por

la unidad U3 (Fig. IV.2), por la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz (U4) o por materiales del Oligoceno superior-Cuaternario (U5) en el sector nororiental de la Llanura Abisal del Sena. En el segundo caso, el techo corresponde a una discordancia erosiva muy irregular, probablemente debida a procesos de excavación y erosión durante el proceso de emplazamiento de esta unidad. Su espesor, menor que el de la Unidad 1, es muy constante, manteniendo siempre valores de unos 400 ms T.D. en las llanuras abisales; hacia el talud la potencia se incrementa, llegando a alcanzar entre 600 y 800 ms T.D. A esta unidad, se le ha asignado una edad Cretácico superior- Eoceno inferior (Hayes et al., 1972), según el sondeo DSDP-135 (Fig. IV.3). La unidad depositada en un ambiente profundo aparece constituida según este sondeo por sedimentos terrígenos (arcillas y limos) y calizas y margas en la base de edad Cretácico superior. Tanto esta unidad como la última descrita (U1), se encuentran afectadas por pliegues en las zonas profundas, adaptándose así a la morfología del basamento (Fig. IV.2).

El depósito de estos materiales es coetáneo con la apertura del Atlántico Norte y la discordancia de techo se relaciona con el inicio de la etapa de convergencia entre Iberia y África. Hayes et al. (1972) sugieren además, que esta discordancia representa un hiato a escala regional en el área del Coral Patch Ridge, que marcaría, un cambio en el aporte sedimentario a la cuenca, que pasaría de ser predominantemente terrígeno a pelágico, como consecuencia de un episodio de elevación tectónica de los altos estructurales de esta zona, que actuaron de barrera. La unidad equivale a la denominada unidad O2 de Tortella et al. (1997), unidad EH-II de Hayward et al. (1999) y LK2 y UK-UE de Maldonado et al. (1999).

IV.5. UNIDAD DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR? (U3)

Esta unidad sólo se ha podido identificar en la Llanura Abisal de la Herradura (Fig. IV.2) y, localmente, en el talud inferior con un espesor de unos 400 ms (T.D.). En otros sectores, no ha sido posible dilucidar en los perfiles sísmicos, si esta unidad está ausente o si está involucrada en la Unidad Alóctona de Cádiz y/o enmascarada por esta unidad. Donde ha podido ser reconocida, muestra reflectores paralelos y continuos (Fig. IV.1), que se disponen hacia la cuenca en *downlap* sobre la unidad infrayacente y en *onlap* talud arriba. Sobre su techo se emplaza la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz en el talud inferior. Su edad ha sido atribuida de forma tentativa al Oligoceno superior-Mioceno

inferior de acuerdo con su posición estratigráfica. En la plataforma continental y talud superior, se correlacionaría con la unidad UO-LM de Maldonado et al. (1999), donde su imagen sísmica y composición litológica, se asocia a una plataforma carbonatada limitada a techo por sedimentos del Mioceno medio.

IV.6. UNIDAD ALÓCTONA DEL GOLFO DE CÁDIZ (U4)

La Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz se extiende a lo largo del margen continental frente a las costas de Cádiz y la costa nororiental de Marruecos, y hasta las llanuras abisales de la Herradura y del Sena (Fig. IV.3), donde su frente externo se localiza a la altura del meridiano 11° 40' W y 10° 10' W respectivamente, a unos 450 km al oeste del Estrecho de Gibraltar. Esta unidad, con forma de cuña, está constituida por un conjunto de láminas imbricadas, que avanzan sucesivamente mar adentro, alcanzando de forma progresiva distancias cada vez mayores.

Sísmicamente se caracteriza por reflectores discontinuos, muy caóticos y numerosas hipérbolas de difracción (Sartori et al., 1994; Torelli et al., 1997; Tortella et al., 1997; Maldonado et al., 1999, Hayward et al., 1999). Estos rasgos tan marcados (Fig. IV.1), facilitan su reconocimiento en los perfiles sísmicos, aunque al mismo tiempo enmascaran y hacen difícil analizar la estructura interna. Además, cuando su espesor alcanza valores de unos 2 s T.D., dificulta o incluso impide la interpretación de las unidades infrayacentes en los perfiles sísmicos. El carácter caótico de esta unidad, disminuye en la zona próxima a su frente externo occidental, en la Llanura Abisal de la Herradura, donde su espesor decrece notablemente (Fig. IV.2). En esta zona llega a presentar reflectores subparalelos y semi-continuos, adquiriendo ya un carácter parautóctono. Así mismo, muestra una deformación interna progresivamente menos intensa hasta alcanzar su frente externo.

La base de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz está definida por un reflector neto de gran amplitud, que aparece inclinado hacia el W en la zona oriental y central del golfo y hacia el E en el sector occidental, en las llanuras abisales es subhorizontal (Fig. IV.2). En la plataforma continental y talud superior-medio, la Unidad Alóctona cabalga sobre las margas de edad Langhiense-Tortoniense inferior e incluso sobre el Mioceno inferior y aparece interdigitada con materiales del Tortoniense superior (Fig. IV.7). En el

talud inferior, donde alcanza su máximo espesor, los materiales infrayacentes son de edad Oligoceno?-Mioceno (Fig. IV.2).

Su techo corresponde a un reflector muy irregular con numerosos montículos redondeados, que parecen representar frentes secundarios dentro de la Unidad Alóctona, estructuras diapíricas, o zonas afectadas por una deformación posterior al emplazamiento de la unidad (Fig. IV.2). El cuerpo caótico aparece siempre cubierto por sedimentos, excepto cuando las estructuras diapíricas (talud medio) son aflorantes. No obstante, localmente su techo se encuentra a veces próximo al fondo marino, tal y como ocurre en el Coral Patch Ridge, donde aparece sellado por tan sólo 200 ms T.D. de sedimentos cuaternarios (Fig. IV.3). Únicamente se ha encontrado un punto en el talud inferior donde parece aflorar, se trata de un deslizamiento situado en el límite oriental de la Llanura Abisal de la Herradura, en cuya cabecera queda al descubierto.

La edad de los sedimentos que cubren la Unidad Alóctona parece hacerse más moderna conforme nos alejamos de la costa de Cádiz. En la plataforma continental y talud superior-medio, la edad de los sedimentos llega a ser Langhiense en su límite interno, según el sondeo Neptuno-1 (Fig. IV.4) y Mioceno superior (Tortoniense superior-Messiniense) en su frente externo (Fig. IV.7). En el talud inferior, la Unidad Alóctona probablemente aparece cubierta por una delgada cobertera de edad probablemente Plioceno-Cuaternaria, aunque no existen dataciones precisas de las unidades suprayacentes (Fig. IV.2).

De la observación de los perfiles y considerando las unidades sísmicas supra e infrayacentes diferenciadas, se desprende que incorpora sedimentos progresivamente más modernos desde la plataforma hasta el talud y las llanuras abisales. La Unidad Alóctona incluye de acuerdo con los datos proporcionados por los sondeos y perfiles sísmicos en la plataforma continental y talud superior, margas y arcillas miocenas, pertenecientes a la unidad pre-olistostrómica M1 y sin-olistostrómica M2 de edad Langhiense-Serravalliense a Tortoniense superior, sales triásicas y rocas del Cretácico superior y del Paleógeno (Maldonado et al., 1999; Maestro et al., 2003b). Así por ejemplo en el sondeo Cádiz G-1 (Fig. IV.3), frente a Chipiona esta unidad se compone principalmente de margas y anhidrita (IGME, 1987). En el sector más interno del Golfo de Cádiz, cerca del denominado “Frente Subbético” (Fig. IV.3), probablemente incluya materiales miocenos más antiguos del Aquitaniense-Burdigaliense, puesto que aparece

cubierta por sedimentos langhienses. Esta composición de la Unidad Alóctona, probablemente varíe en el talud inferior y llanuras abisales, donde debe estar compuesta casi exclusivamente por materiales miocenos, según se deduce de la interpretación de los perfiles sísmicos.

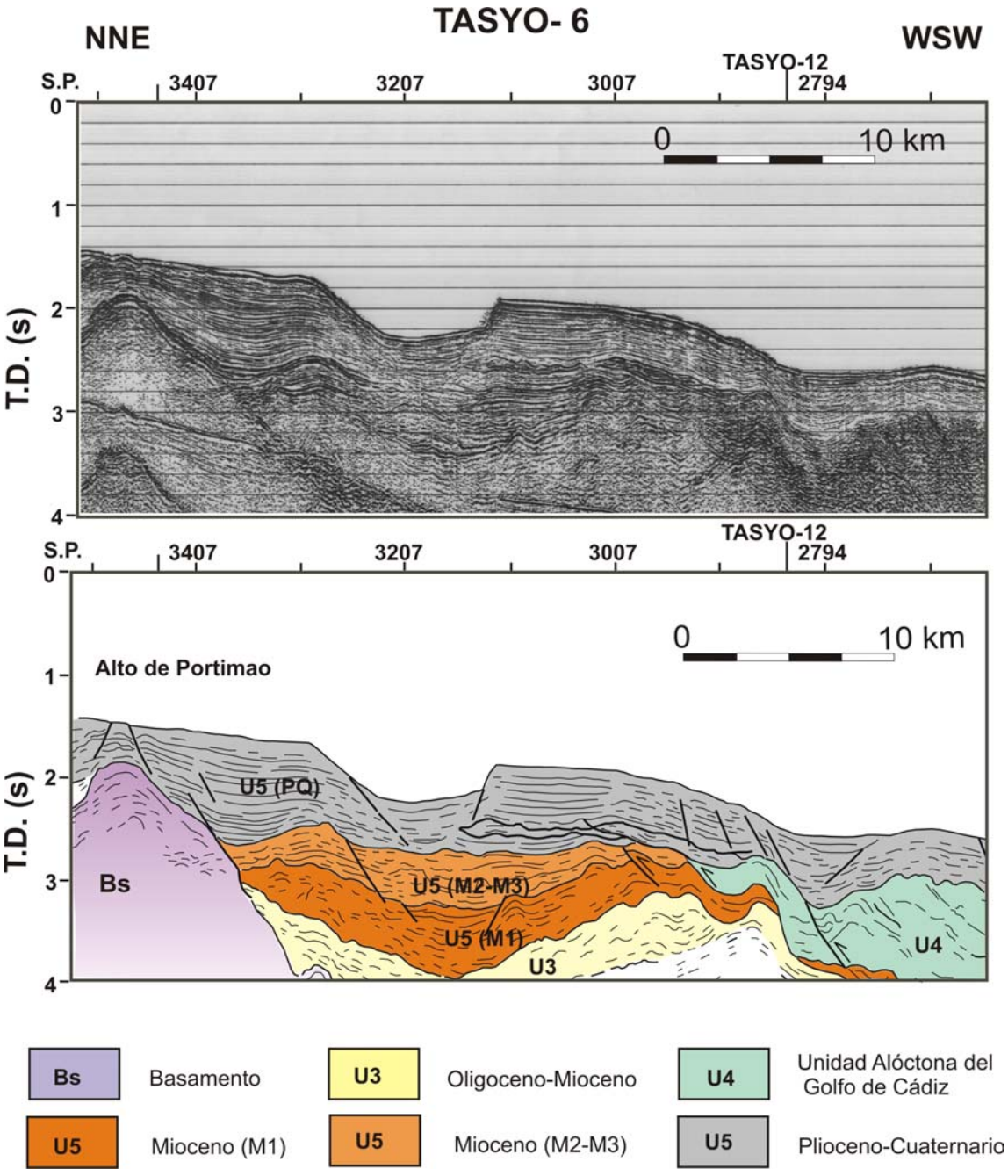


Fig. IV.7. Segmento del perfil sísmico multicanal TASYO-6 en el que se observa el frente externo de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz y su relación con las unidades M1 (Langhiense-Tortoniense inferior) y M2-M3 (Tortoniense superior-Messiniense). Situación en Fig. IV.3.

La distribución de esta gran unidad es función del paleorelieve submarino existente en el momento de su emplazamiento. Su extensión está además limitada por los altos estructurales, que bloquean su movimiento y avance, como es el caso del Banco del Guadalquivir, Alto de Portimao, Alto de Albufeira y Coral Patch Ridge (Fig. IV.3). Los tres primeros han actuado como obstáculos que han impedido su progresión hacia el norte; como consecuencia, el frente externo septentrional de la Unidad Alóctona del Golfo Cádiz se adapta a la morfología de estos relieves, adoptando una forma sinuosa. El Coral Patch Ridge, entre las llanuras del Sena y la Herradura, actúa de forma parecida, pero además en este caso, produce una divergencia en el frente de avance de la Unidad Alóctona, que se divide a la altura de este monte submarino en dos ramas, una dirigida hacia el NW, hacia la Llanura Abisal de La Herradura y una segunda de menor extensión al SW, hacia la Llanura del Sena.

La potencia de esta extensa unidad se incrementa rápidamente hacia el sector central del Golfo de Cádiz (Fig. IV.8), donde muestra unos 2.5 s T.D. de espesor (alrededor de 2.8 km asumiendo una velocidad de 2.3 km/s). Los principales depocentros se asocian a un cambio en la pendiente de la base de la Unidad Alóctona (Figs. IV.2 y IV.8). Más hacia el oeste, su espesor va decreciendo hasta desaparecer a la altura del meridiano 11° 30' W.

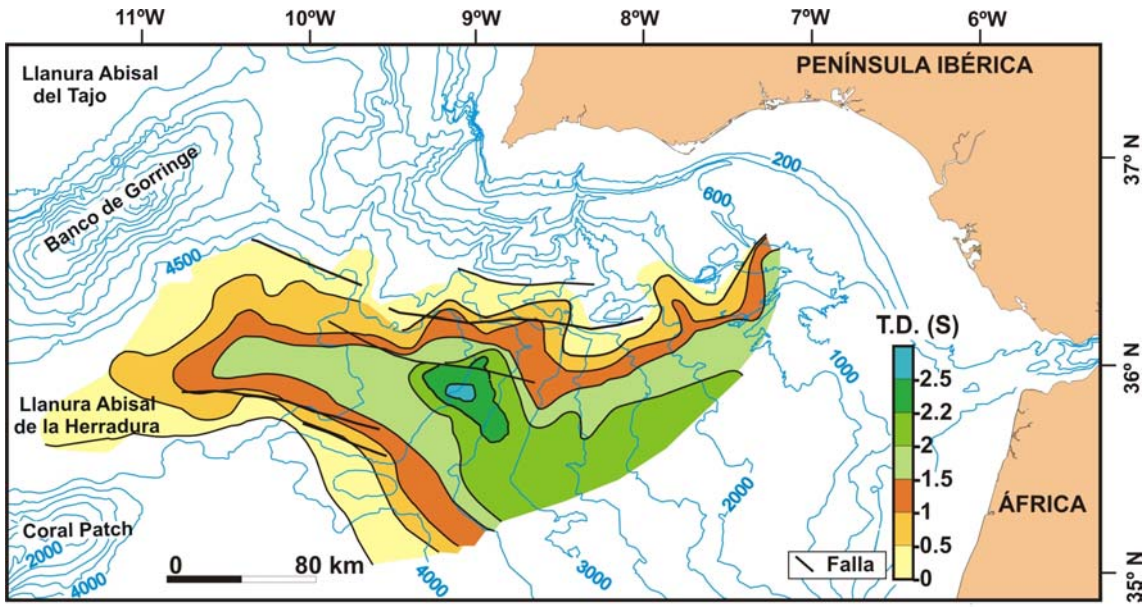


Fig. IV.8. Mapa de espesores en tiempo (s T.D.) de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz en el talud y llanuras abisales.

IV.7. UNIDAD DEL OLIGOCENO SUPERIOR-CUATERNARIO (U5)

La unidad muestra, en general, reflectores de amplitud media, bastante continuos y paralelos (Fig. IV.1). En el talud son muy ondulados y frecuentemente caóticos, especialmente cuando la Unidad Alóctona se encuentra próxima al fondo marino (Fig. IV.2). En el talud superior y medio se compone de sedimentos del Mioceno medio-Cuaternario. En el talud inferior probablemente comprenda sedimentos de edad Plioceno-Cuaternario suprayacentes a la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, al estar incluidos los materiales miocenos en esta unidad. Sin embargo, en el Coral Patch Ridge y llanuras abisales, donde está unidad se encuentra ausente, incluye sedimentos del Oligoceno superior-Cuaternario. Por tanto, su edad varía a lo largo de las diferentes provincias del margen. Su espesor presenta grandes oscilaciones, ya que localmente llega a estar ausente sobre los diapiros, mientras que en otros casos puede alcanzar varios centenares de metros. En el talud, los sedimentos miocenos comprenden fundamentalmente arcillas margosas y arenas, mientras que el Plioceno y Cuaternario se componen de depósitos hemipelágicos, contorníticos y turbidíticos (Maldonado et al., 1999). Los procesos contorníticos son dominantes en el talud medio, mientras que los procesos longitudinales predominan en el talud inferior (Hernández-Molina et al., 2003). En las áreas profundas, el sondeo DSDP-135 (Fig. IV.3), perforó margas y lodos carbonatados pelágicos de edad Oligoceno superior-Mioceno.

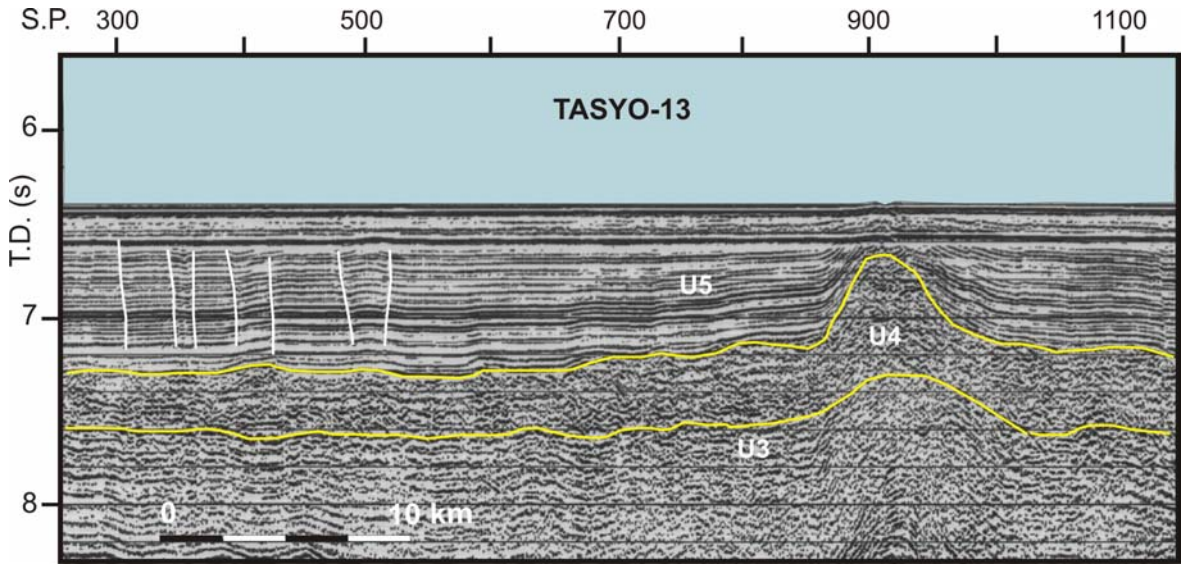
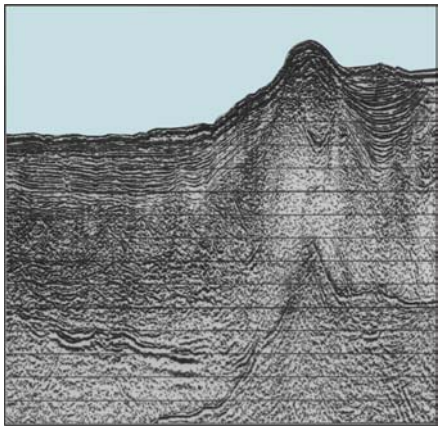


Fig. IV.9. Detalle del perfil sísmico de multicanal TASYO-13 en la Llanura Abisal de la Herradura, en el que se observa la deformación de la Unidad 5 (U5: Plioceno-Cuaternario), que llega a deformar ligeramente el fondo marino y de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz (U4), producida con posterioridad a su emplazamiento. Situación en Fig. IV.3.

Esta unidad aparece afectada por fallas, resultado de la acomodación de episodios de deformación posteriores al emplazamiento de la Unidad Alóctona (Fig. IV.9), o asociadas a intrusiones diapíricas, así como por pliegues de diferente longitud de onda. En áreas de gran pendiente son frecuentes los deslizamientos (Fig. IV.2).

CAPÍTULO V: ESTRUCTURA DEL GOLFO DE CÁDIZ



V. ESTRUCTURA DEL GOLFO DE CÁDIZ

El estudio de la tectónica del Golfo de Cádiz se ha llevado a cabo mediante la interpretación de los perfiles sísmicos de multicanal obtenidos en la campaña TASYO-2000, complementados con los perfiles IAM y HE-91. La información proporcionada por estos perfiles ha sido además correlacionada con otros perfiles publicados previamente (Fig. III.1). El análisis conjunto de estos datos se ha plasmado en una cartografía a escala regional que incluye (Fig. V.1):

- El mapa batimétrico.

- Las principales estructuras extensionales, compresionales y transcurrentes.

- La Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz y sus frentes principales.

- Las estructuras relacionadas con procesos gravitacionales y diapíricos.

- Las estructuras asociadas a escapes de fluidos (volcanes de fango).

- Los espesores de la corteza continental y oceánica.

- Las lineaciones tectónicas que se han observado en los mosaicos obtenidos con datos de sonda multihaz en las campañas TASYO y GAP y sonar de barrido lateral.

El mapa geológico de la zona continental ha sido realizado a partir de la síntesis del Mapa Geológico de España a escala 1:1.000.000 (IGME, 1994), la Carta Geológica

de Marruecos a escala 1: 1.000.000 (Service Géologique du Maroc, 1985), y la Carta Geológica de Portugal a escala 1: 500.000 (Serviços Geológicos de Portugal, 1992).

Hasta ahora, la mayor parte de los trabajos basados en prospección sísmica en el Golfo de Cádiz se han centrado en la interpretación de zonas localizadas o bien en la interpretación de perfiles aislados. Para alcanzar los objetivos de esta memoria, una vez finalizada la interpretación de los perfiles sísmicos, se ha realizado un catálogo de las principales estructuras tectónicas del Golfo de Cádiz. Se pretende así, caracterizar la estructura del margen continental a escala regional considerando tanto el basamento como la cobertera sedimentaria, incluyendo en esta última la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. A pesar de la escala regional de trabajo, se ha realizado una descripción más exhaustiva de aquellas estructuras que han ejercido una influencia determinante sobre la morfoestructura y arquitectura del margen.

A continuación se describen las distintas estructuras tectónicas interpretadas en los perfiles sísmicos (Fig. V.2), así como su cronología, tras una descripción general introductoria de la morfoestructura general del margen. Dada la distribución y volumen que alcanza la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, se ha dedicado un apartado específico a su estructura y mecanismo de emplazamiento desde la costa hasta las llanuras abisales.

V.1.DETERMINACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS PRINCIPALES EN EL TALUD Y LLANURAS ABISALES

La estructura actual del Golfo de Cádiz se encuentra estrechamente relacionada con los dos episodios fundamentales que determinan su evolución: la apertura del Océano Atlántico en el Mesozoico y el desarrollo del orógeno Bético-Rifeño, bajo el régimen compresivo N-S existente desde el Terciario y NW-SE desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Las tendencias estructurales dominantes, de dirección NE-SW, ENE-WSW, E-W, NW-SE y WNW-ESE, resultan de la interferencia entre las estructuras del paleomargen sudibérico, la prolongación occidental en el margen de las Cordilleras Béticas y las fases de deformación post-orogénicas. El régimen compresional ha producido una importante deformación, que se pone de manifiesto mediante pliegues en la cobertera sedimentaria, así como cabalgamientos y fallas de dirección a lo largo del

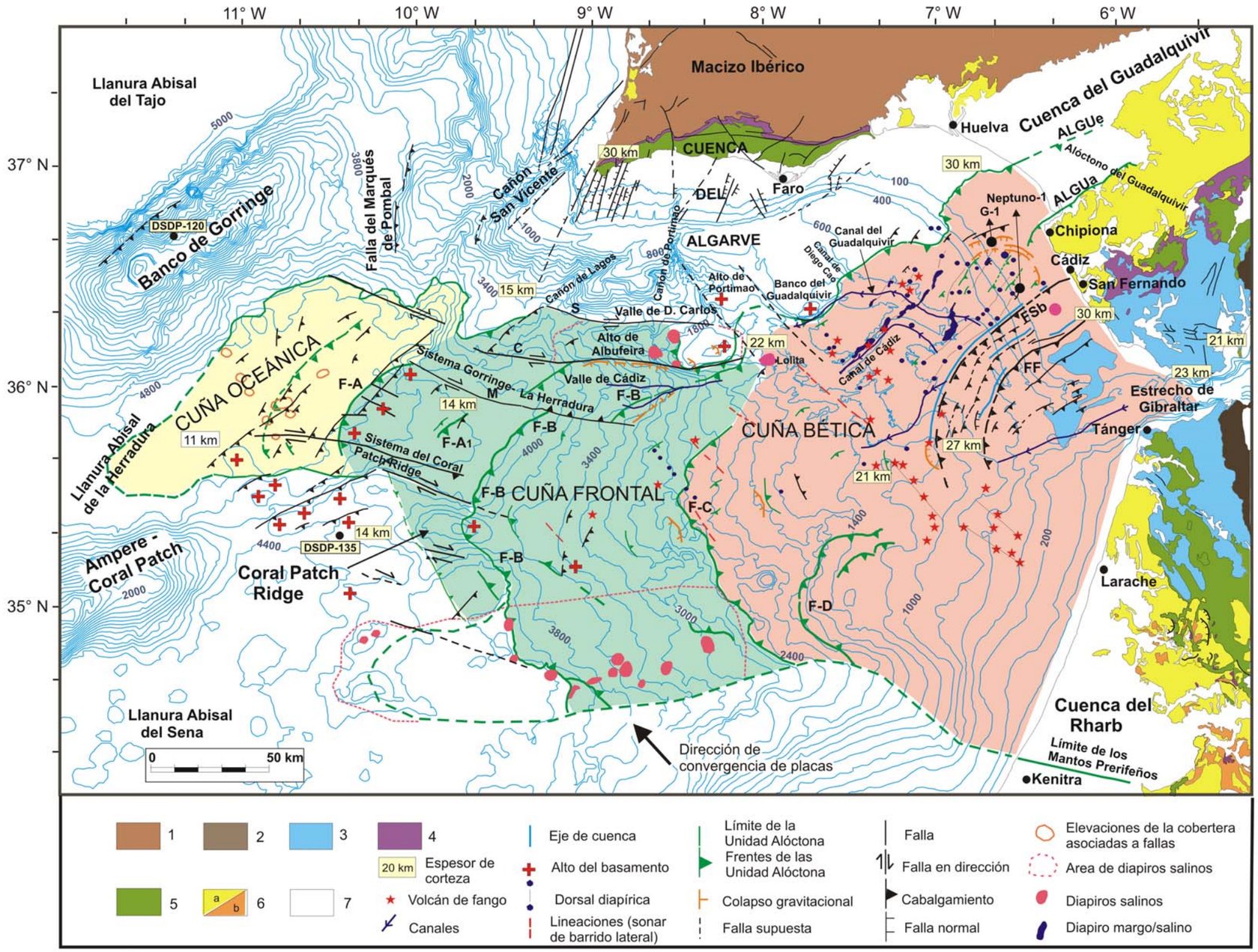


Fig. V.1. Mapa tectónico de la zona de estudio. El mapa ha sido complementado en la plataforma continental portuguesa con datos de la Carta Geológica de Portugal a escala 1:500.000 (Serviços Geológicos de Portugal, 1992); la traza de la Falla de Marqués de Pombal ha sido tomada de Terrinha et al. (2003). Mapa batimétrico elaborado con los datos de sonda multihaz de la campaña TASYO-2000 y datos de Smith and Sandwell (1997). Espesores de corteza tomados de Purdy (1975); Medialdea et al. (1986); González et al. (1998) y González-Fernández et al. (2001). F-A, F-A1, F-B, F-C, FC1: Frentes de las Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; FF: Frente del Flysch; FSb: Frente SubbéticoGUALe: Límite del Alóctono del Guadalquivir (enterrado); GUALa: Límite del Alóctono del Guadalquivir (aflorante). Sistema de Gorringe-La Herradura: S, Falla Septentrional; C, Falla Central; M, Falla Meridional. 1. Zona Sudportuguesa (Paleozoico); 2. Complejos del Dominio de Alborán (Zonas Internas); 3. Unidades del Flysch; 4. Triásico (Zonas Externas); 5. Jurásico-Cretácico (Zonas Externas); 6a. Mioceno; 6b. Mantos Prerifeños miocenos;7. Plioceno-Cuaternario.

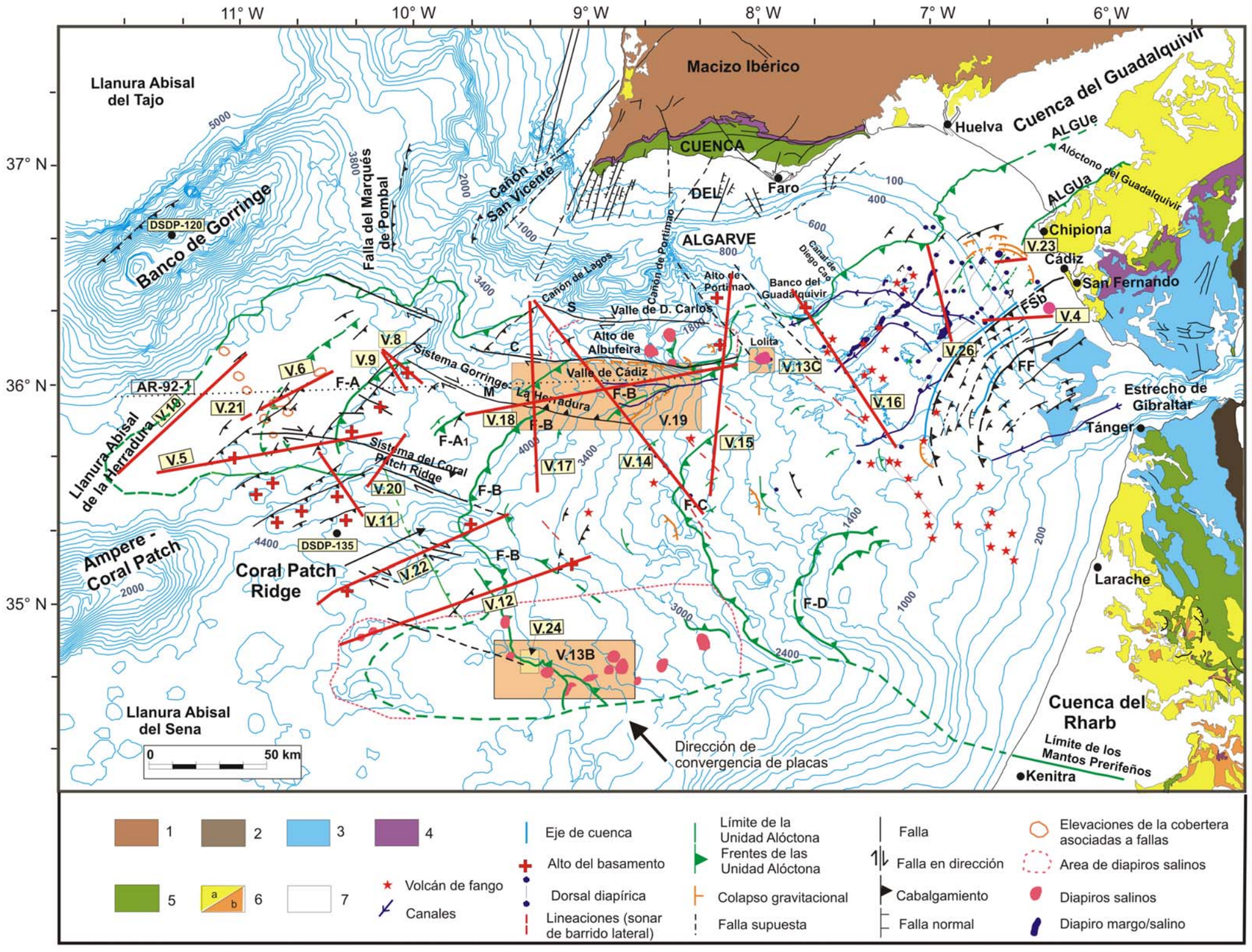


Fig. V. 2. Mapa de localización de las líneas sísmicas (líneas en rojo) y fragmentos de mosaico (rectángulos) que se presentan en las siguientes figuras, sobre el Mapa Tectónico de la Fig. V.1. F-A, F-A1, F-B, F-C, FC1: Frentes de las Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; FF: Frente del Flysch; ; FSb: Frente Subbético; GUALe: Límite del Alóctono del Guadalquivir (enterrado); GUALa: Límite del Alóctono del Guadalquivir (aflorante). Sistema de Gorringe-La Herradura: S, Falla Septentrional; C, Falla Central; M, Falla Meridional. 1. Zona Sudportuguesa (Paleozoico); 2. Complejos del Dominio de Alborán (Zonas Internas); 3. Unidades del Flysch; 4. Triásico (Zonas Externas); 5. Jurásico-Cretácico (Zonas Externas); 6a. Mioceno; 6b. Mantos Prerifeños miocenos;7. Plioceno-Cuaternario.

talud y las llanuras abisales, en las que aparece involucrado tanto el basamento continental como el oceánico y sus respectivos recubrimientos sedimentarios.

V.1.1. Estructura general del margen: Cuencas y Altos.

La estructura del Golfo de Cádiz a escala regional muestra una marcada asimetría definida por una amplia depresión que hemos denominado Cuenca Central (Fig. V.3), limitada sólo en su borde septentrional, por una serie de elevaciones del basamento en el talud medio del margen sudportugués. Esta asimetría queda reflejada en las tendencias que presentan las curvas batimétricas y la línea de costa, que pasa progresivamente de adoptar una dirección E-W al sur de Portugal, a NW-SE frente a la Cuenca del Guadalquivir y Cádiz y finalmente, NE-SW en Marruecos. Estas direcciones son así mismo representativas de las diferentes estructuras tectónicas presentes en el margen continental y en las llanuras abisales, como veremos a continuación.

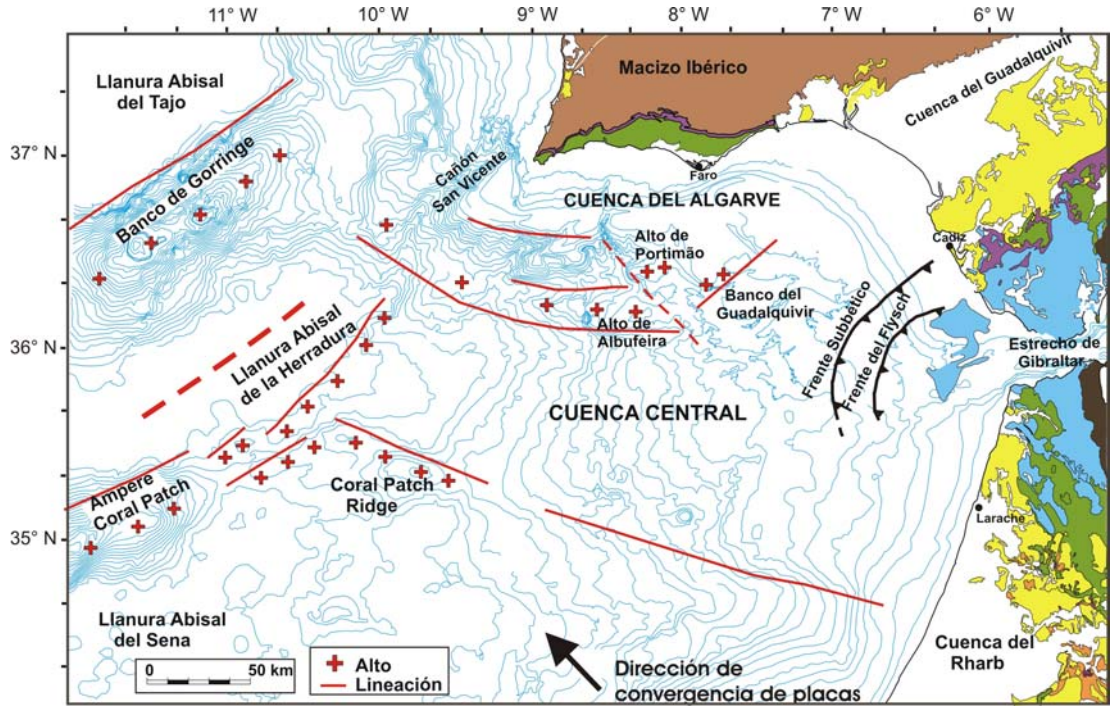


Fig. V.3. Mapa morfoestructural regional. Leyenda geológica de la zona emergida en Fig. V.1.

En el margen sudportugués, la Cuenca del Algarve ocupa la plataforma continental y el talud superior y medio con una dirección E-W, y se encuentra separada de la Cuenca Central, por una gran elevación del basamento varisco de directriz NE-SW en la zona oriental y WNW-ESE en la occidental (Fig. V.3). En esta elevación del basamento sobresalen el Banco del Guadalquivir, el Alto de Portimao y el Alto de Albufeira. Al sur de estos altos se produce un brusco hundimiento del basamento, seguido de un aumento progresivo de su profundidad hasta aproximadamente el paralelo 35° 50' N, donde comienza su ascenso hacia la costa marroquí.

En una sección E-W, la estructura del margen adyacente a la Cadena Bética se caracteriza por una zona elevada, próxima al Estrecho de Gibraltar, controlada por el desarrollo de las Unidades del Flysch y del Subbético, que siguen una dirección NE-SW, conformando así la parte septentrional del Arco de Gibraltar (Fig. V.3). Al norte y sur de este arco, la prolongación de la Cuenca del Guadalquivir y de la Cuenca del Rharb ocupan la zona nororiental y suroriental del Golfo de Cádiz, mientras que hacia el oeste, la profundidad del techo del basamento aumenta a lo largo de la Cuenca Central, bajo una potente cobertera sedimentaria que contiene la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. La progresión en el hundimiento del basamento se mantiene hasta el meridiano de cabo San Vicente, donde se inicia un cambio en su pendiente, que marca la transición del margen continental al dominio oceánico. En esta zona de transición, se produce un cambio en la tendencia de las directrices estructurales, que pasan de NE-SW a WNW-ESE y NW-SE. Estas directrices están representadas por dos elevaciones del basamento, el Alto de Albufeira y el Coral Patch Ridge, separados por una zona hundida.

El dominio oceánico viene marcado una vez más por un cambio en la tendencia estructural al adoptar una dirección predominante NE-SW, definida por dos grandes montes submarinos: el Banco de Gorringe y los montes de Ampere-Coral Patch, que se elevan unos 4700 y 3600 m sobre el fondo respectivamente, presentando su borde más abrupto en la vertiente septentrional (Fig. V.3). Entre ambos altos, se encuentra la Llanura Abisal de la Herradura, que en este sector mantiene igualmente una dirección NE-SW. Al sur de la elevación de Ampere-Coral Patch, se extiende la Llanura Abisal del Sena con profundidades que oscilan entre 4300-4400 m. Esta llanura es, por tanto, más somera que la Llanura Abisal de la Herradura y que la del Tajo, situada al norte del Banco de Gorringe, ambas delineadas por la isobata de 4800 m.

En síntesis, se puede considerar que en general las alineaciones morfoestructurales en el Golfo de Cádiz, presentan una geometría escalonada definida de oeste a este por una dirección NE-SW en el dominio oceánico, WNW-ESE y NW-SE en la zona central y nuevamente NE-SW en la oriental. Si tenemos en cuenta el régimen compresivo existente en la actualidad, de dirección NW-SE, esta geometría sugiere el desarrollo de estructuras compresionales aproximadamente perpendiculares a la dirección de esfuerzos tectónicos definida en la región. A su vez estas estructuras estarían conectadas por fallas de transferencia oblicuas a esta dirección.

Una vez descrita a grandes rasgos la morfoestructura general del margen, se describe a continuación de manera individualizada los distintos elementos tectónicos reconocidos en el talud y en las llanuras abisales.

V.1.2. Estructuras compresionales

Las estructuras compresionales determinadas consisten en cabalgamientos y fallas inversas, así como en pliegues asociados a la deformación del basamento y la cobertera sedimentaria o relacionados con estructuras diapíricas.

En el sector suroccidental del Golfo de Cádiz, las Unidades del Flysch y del Subbético cruzan oblicuamente la plataforma continental y el talud superior, uniéndose mediante un arco pronunciado con las unidades de las Zonas Externas y del Flysch del Rif respectivamente, en el norte de Marruecos. Los frentes externos de estas dos unidades, han sido denominados Frente del Flysch y Frente Subbético (distinguidos como FF y FSb en la Fig V.1). Rodeando este arco, se extiende la denominada Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz.

Las Unidades del Flysch están estructuradas en una serie de cabalgamientos superpuestos sobre el Subbético (Figs. IV.4 y V.4), formando un cinturón de pliegues y cabalgamientos de bajo ángulo con un espaciado de unos 10 km, cuya superficie de despegue corresponde a las evaporitas triásicas. Sobre el Subbético, formado por materiales de edad Triásico-Oligoceno superior, se depositan los sedimentos del Mioceno medio-Cuaternario.

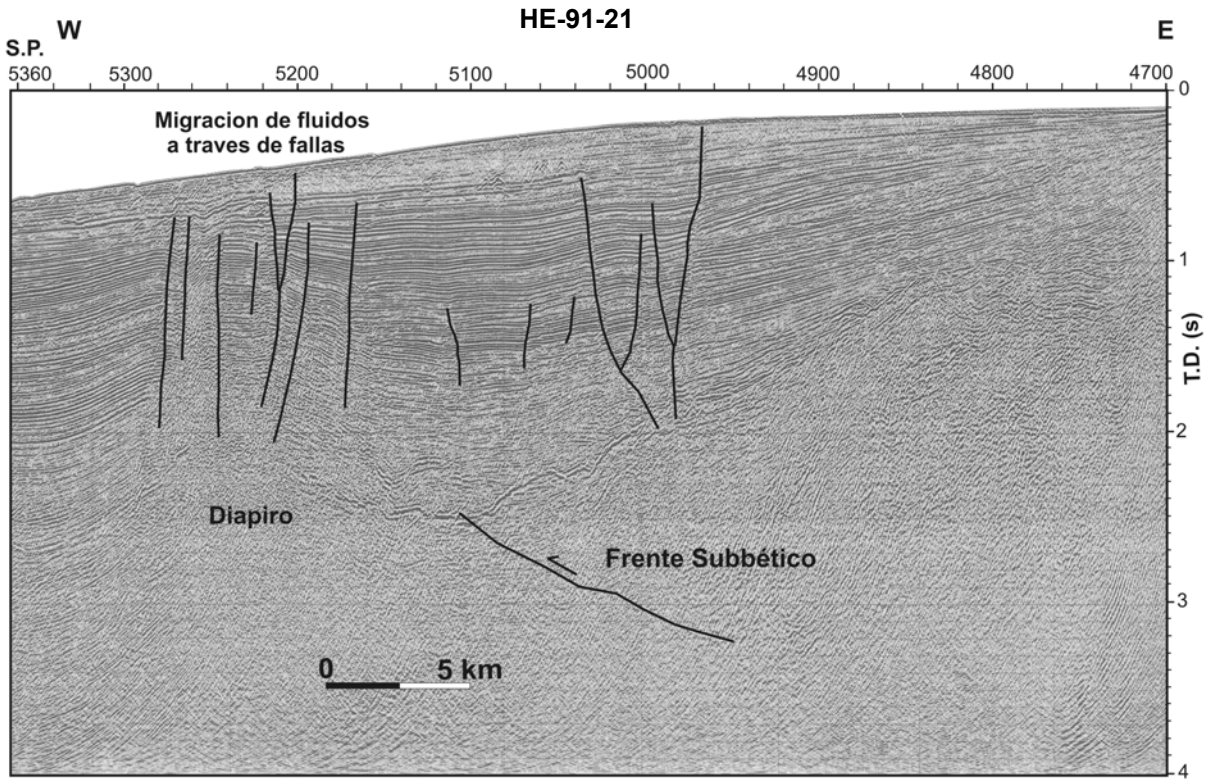


Fig. V.4. Perfil de sísmica multicanal HE-91-21, donde se observa el Frente Subbético (FSb en Fig. V.1), por delante del cual se han interpretado una serie de fallas sobre la cresta de un diapiro a favor de las cuales se produce la migración de fluidos. Situación en Fig. V.2.

En el talud inferior, desde los 9° W y hacia las llanuras abisales (Fig. V.1), se han interpretado también cabalgamientos y pliegues en la cobertera, que se concentran especialmente en la Llanura Abisal de la Herradura y en el área del Coral Patch Ridge. Los cabalgamientos presentan una dirección NNE-SSW y NE-SW con vergencia al NW, y aparecen delineados por reflectores intracorticales que se hunden hacia el SE y SSE (Figs. V.5 y V.6). En general son cabalgamientos ciegos, que afectan al basamento y a parte de la cobertera sedimentaria, que además aparece deformada. La geometría de estas fallas es de tipo lístrico, se trata de cabalgamientos de medio a gran ángulo, que se hacen horizontales hacia el basamento. Estos cabalgamientos tienden a enraizarse en una superficie situada a unos 11.5-12 s T.D, como puede observarse en los perfiles IAM (Fig. V.6), con un tiempo de registro de 14 s. En los perfiles ARIFANO (Fig III.1), la Moho ha sido identificada a 11-11.5 s T.D. cerca de la llanura abisal (Sartori et al., 1994). En general, estos cabalgamientos presentan un escaso desplazamiento en la vertical y en la horizontal, por lo que el acortamiento cortical acomodado por cada falla es pequeño (Figs. V.5 y V.6). Los valores de acortamiento calculados a partir de los perfiles sísmicos en el área de la Llanura Abisal de la Herradura y Banco de Gorringe varían entre un 3% (Tortella et al., 1997) y un 10% (Sartori et al., 1994).

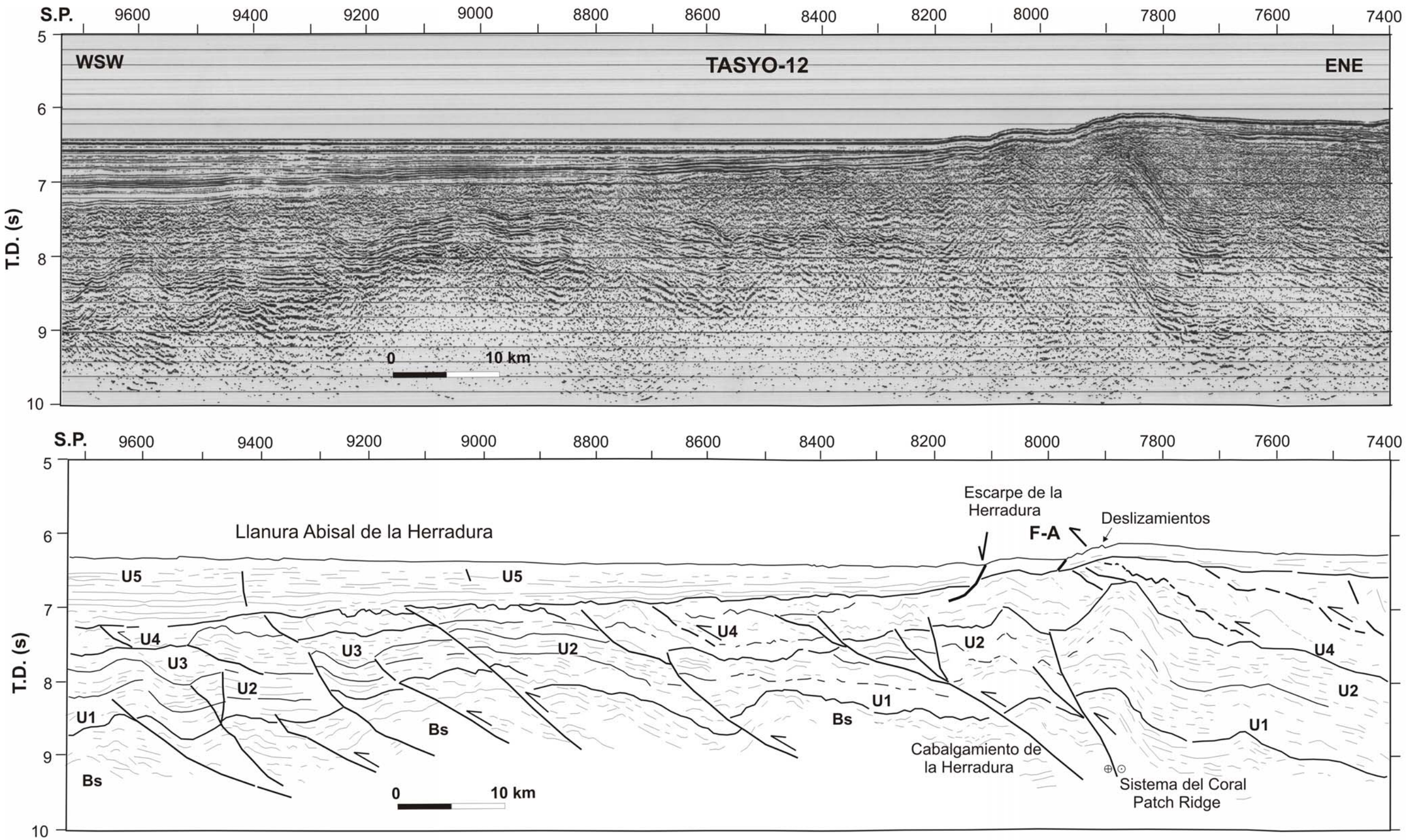


Fig. V.5. Segmento del perfil sísmico TASYO-12 e interpretación, en el que se observan los cabalgamientos de la Llanura Abisal de la Herradura. Explicación en el texto. Bs: Basamento; U1: Jurásico superior-Aptiense inferior; U2: Cretácico superior-Eoceno inferior; U3: Oligoceno superior-Mioceno?; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5: Mioceno?-Plioceno-Cuaternario; F-A: Frente A. Situación en Fig. V.2.

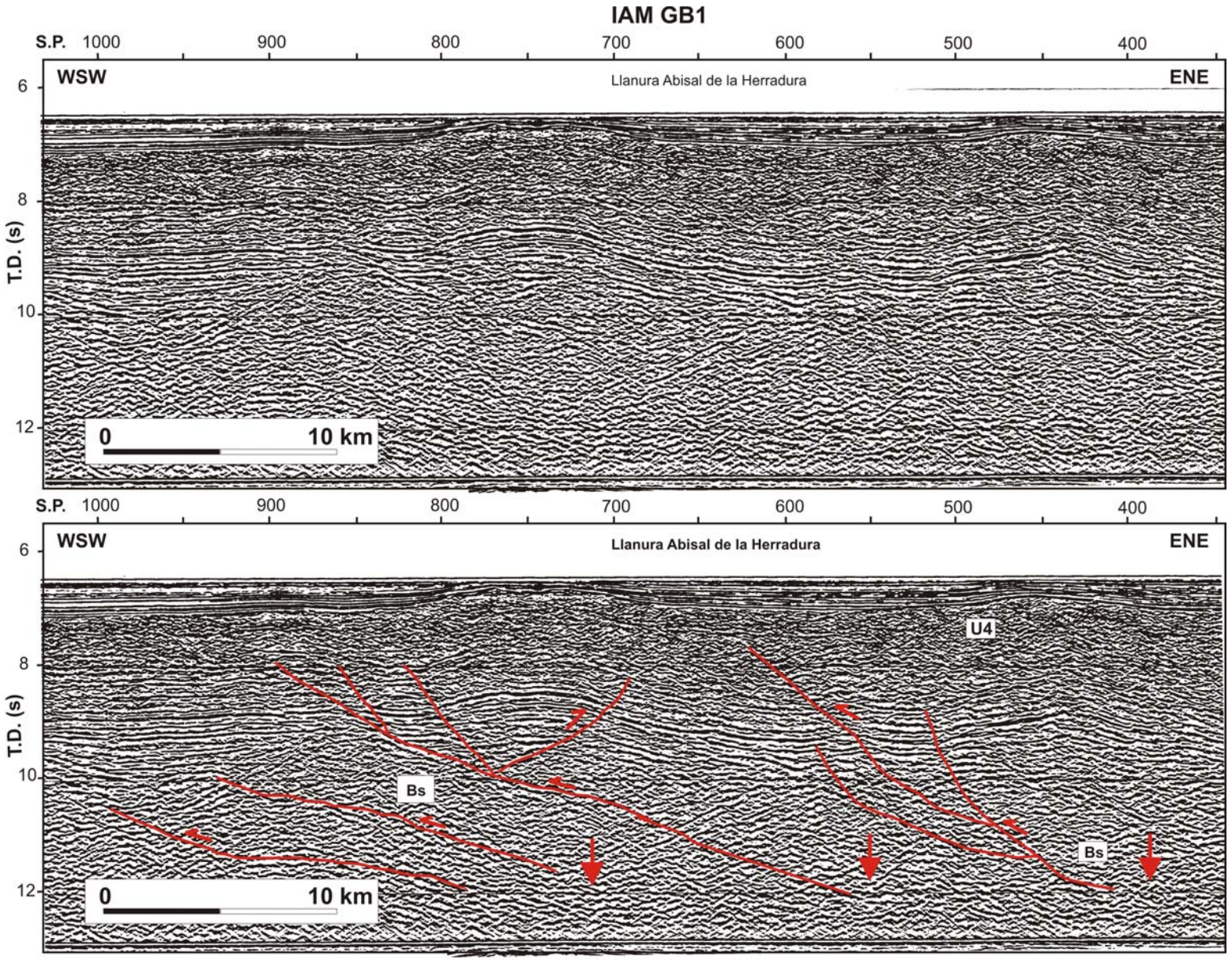


Fig. V.6. Perfil sísmico multicanal IAM GB-1 e interpretación, en el que se observan los cabalgamientos de la Llanura Abisal de la Herradura; las flechas indican la superficie en la que se enraízan. Explicación en el texto. U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; Bs: Basamento. Situación en Fig. V.2.

Los mayores desplazamientos en la vertical se observan en la Llanura Abisal de la Herradura, cuyo límite oriental aparece definido por un cabalgamiento NE-SW de unos 85 km de longitud, que se ha denominado Cabalgamiento de la Herradura (Figs. V.1 y V.7).

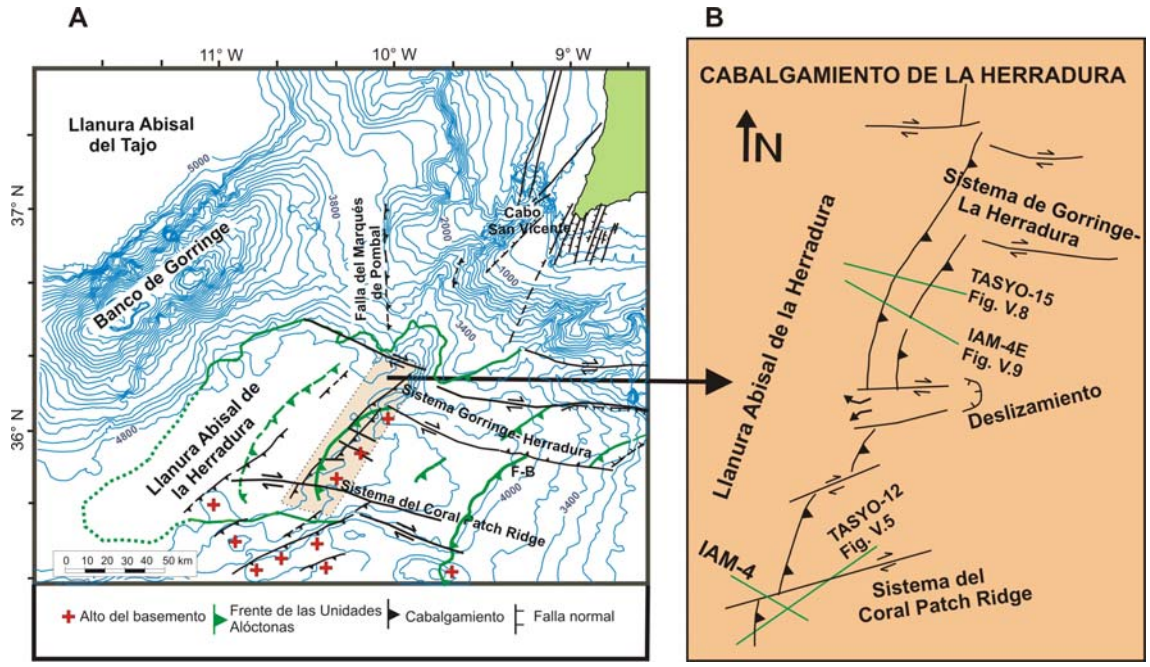


Fig. V.7. A) Situación en el mapa tectónico del Cabalgamiento de la Herradura; B) Mapa de detalle de la traza de la falla, desplazada por fallas en dirección y localización de los segmentos de perfiles sísmicos en los que se ha observado la falla.

Esta estructura se extiende entre la terminación del cañón de San Vicente y el monte submarino del Coral Patch Ridge, y está limitada, tanto al norte como al sur, por importantes fallas en dirección. Además su traza aparece desplazada por pequeñas fallas (Fig. V.7). El desplazamiento en la vertical varía entre 1.4-1.6 s T.D. en el segmento septentrional y 0.1-0.2 s T.D. en el meridional (Figs. V.5, V.8 y V.9). El relieve que origina en el fondo marino, la deformación de los sedimentos suprayacentes y la existencia de numerosos deslizamientos (Figs. V.5 y V.8), nos indican claramente una actividad reciente. Este cabalgamiento da lugar a la elevación del basamento y la cobertera, generando un importante desnivel en el fondo marino (Fig. V.9). El segmento central del cabalgamiento, bien marcado en la batimetría, ha sido reconocido y denominado como Escarpe de la Herradura por Zitellini et al. (2004). Este escarpe, inclinado hacia el sur, marca la base del talud inferior y su altura disminuye progresivamente desde 600 m al norte, a unos 280 m al sur (Fig. V.5 y V.8). En su parte más meridional adopta una forma escalonada, segmentándose en dos tramos principales (Fig. V.5), por el desplazamiento

que produce la falla en dirección del Coral Pacht Ridge (Fig. V.7). De hecho, en este segmento, el escarpe está producido en mayor medida por esta falla en dirección, más que por la elevación causada por el cabalgamiento.

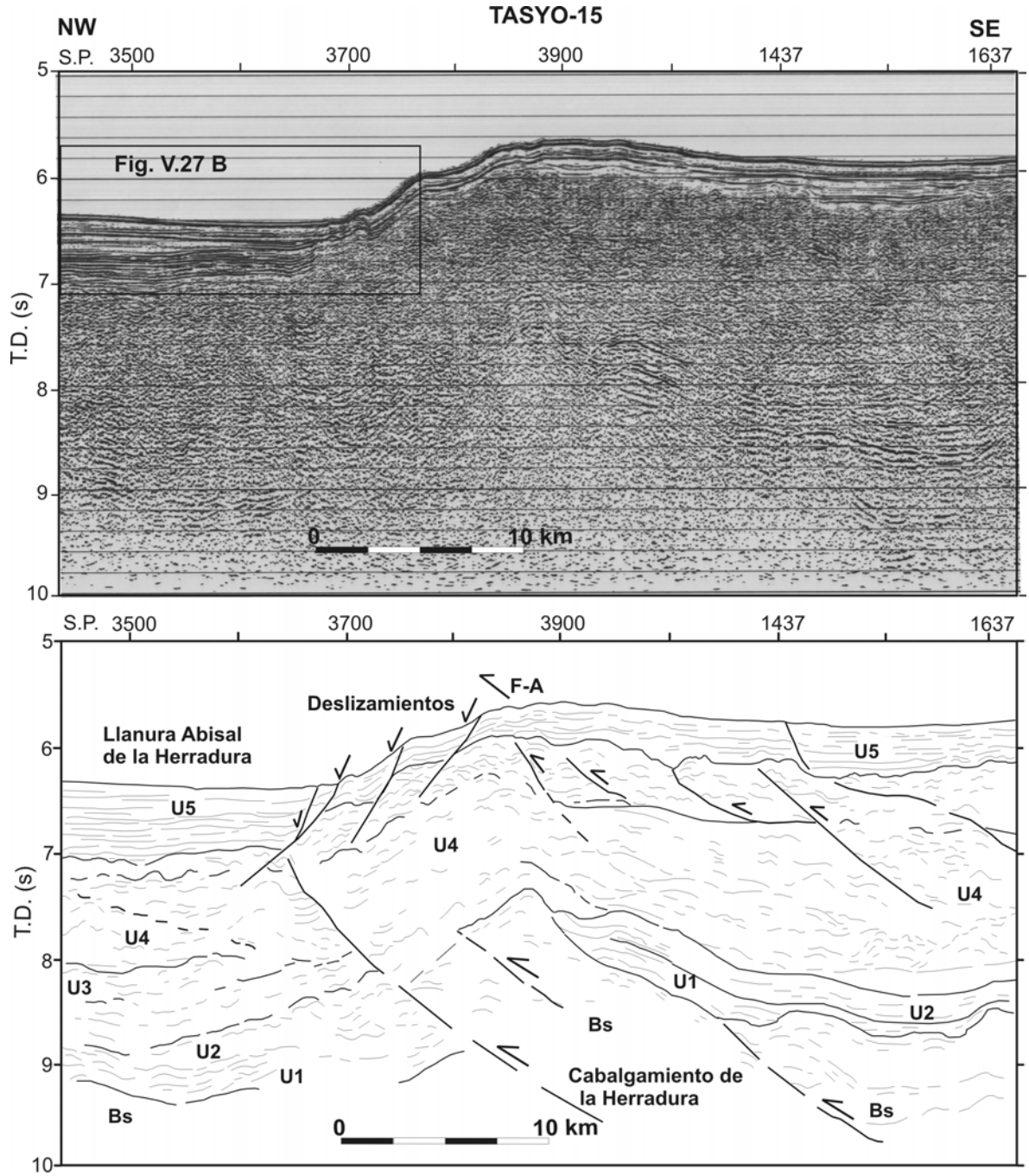


Fig. V.8. Perfil sísmico multicanal TASYO-15 a través de la Falla de la Herradura e interpretación. Explicación en el texto. Bs: Basamento; U1: Jurásico superior-Aptiense inferior; U2: Cretácico superior-Eoceno inferior; U3: Oligoceno superior-Mioceno?; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5: Plioceno-Cuaternario; F-A: Frente A. Situación en Figs. V.2 y V.7.

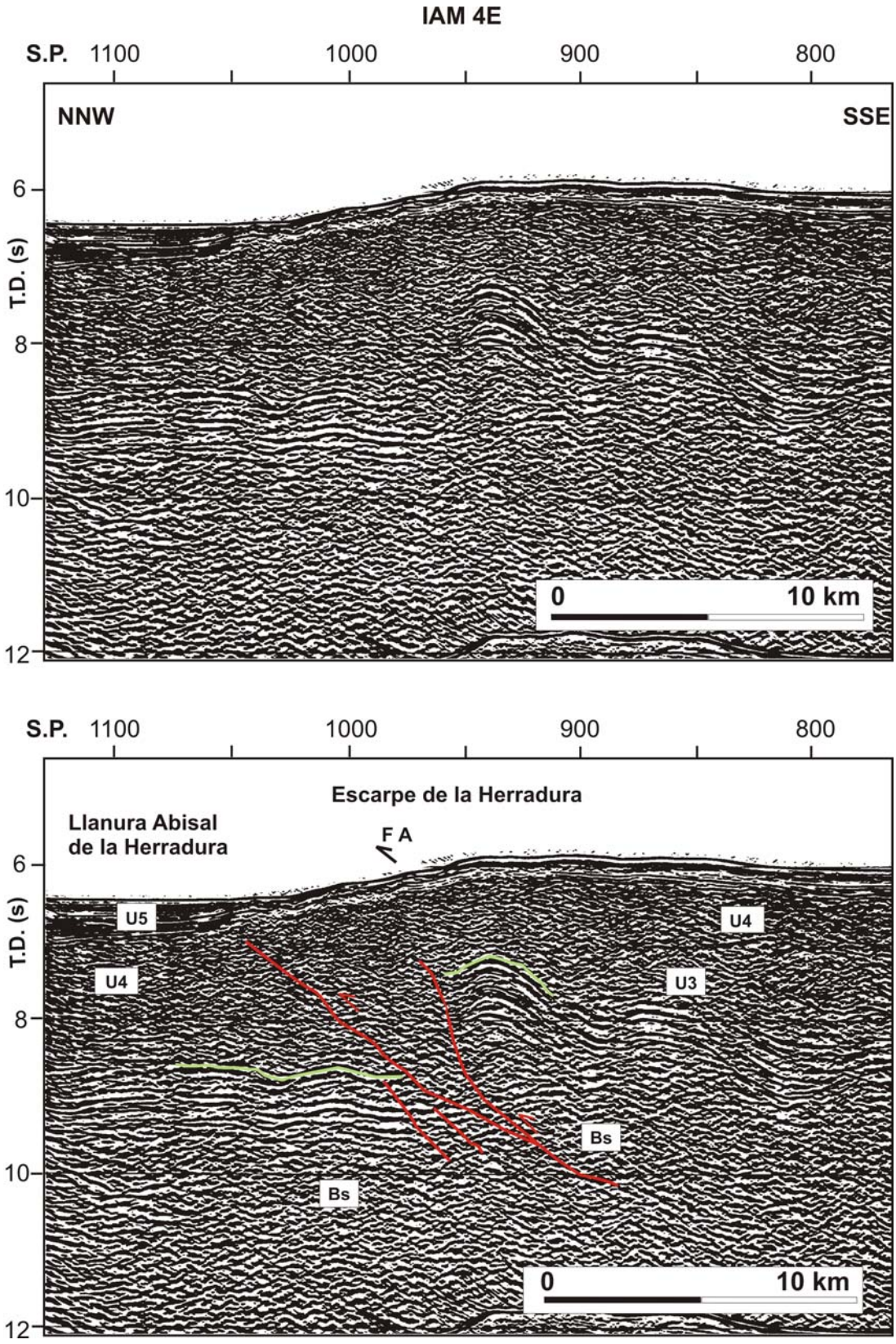


Fig. V.9. Perfil de sísmica multicanal IAM-4E sobre el borde oriental de la Llanura Abisal de la Herradura e interpretación. Explicación en el texto. Bs: Basamento; U3: Oligoceno superior-Mioceno?; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5: Plioceno-Cuaternario; F-A: Frente A. Situación en Figs.V.2 y V.7.

Hacia el oeste, se han interpretado en los perfiles sísmicos cabalgamientos que aparecen enterrados en la Llanura Abisal de la Herradura, no observándose ningún desplazamiento de las líneas batimétricas, aunque producen pequeños saltos en la vertical (entre 100-300 ms T.D.). (Fig. V.5 y V.6). Entre estos destaca el situado inmediatamente al oeste y en paralelo al Cabalgamiento de la Herradura, que produce una notable elevación del basamento (Fig. V.5, S.P. 9000). En la llanura abisal, se han encontrado además, algunas estructuras de tipo *"pop-up",* que dan lugar a elevaciones del basamento de unos 5 km de longitud, limitadas por un cabalgamiento principal y por un retrocabalgamiento, ambos de gran ángulo. No tienen expresión en el mapa batimétrico, aunque pueden llegar a producir una ligera deformación en el fondo del mar Fig. V.10).

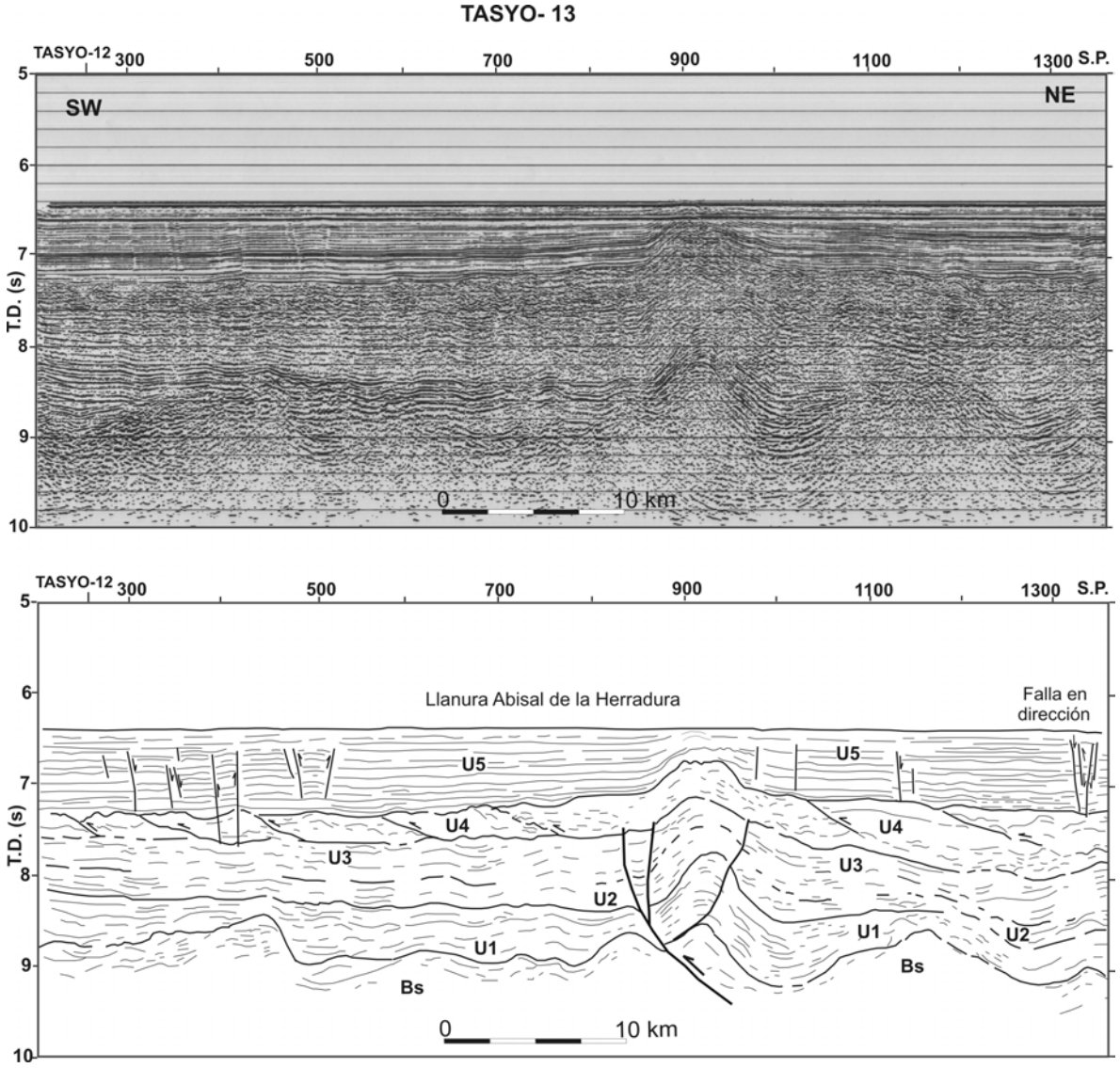


Fig. V.10. Perfil sísmico multicanal TASYO-13 en la Llanura Abisal de la Herradura e interpretación. Explicación en el texto. Bs: Basamento; U1: Jurásico superior-Aptiense inferior; U2: Cretácico superior-Eoceno inferior; U3: Oligoceno superior-Mioceno?; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5: Plioceno-Cuaternario. Situación en Figs.V.2.

Entre estas fallas localizadas en la llanura abisal, las más importantes, como es el Cabalgamiento de la Herradura, afectan al basamento y a las unidades suprayacentes hasta la Unidad Alóctona, que aparece deformada junto con los sedimentos suprayacentes (Figs. V. 5, V.6 y V.8). En otros casos, parecen alcanzar solo el techo de la Unidad U2 (Cretácico superior- Eoceno inferior) y U3 (a la que se atribuye una edad Oligoceno superior-Mioceno), manteniendo ambas unidades un espesor constante de 1.0-1.2 s T.D. El acortamiento producido por estas estructuras se traduce en la cobertera sedimentaria en pliegues, de tal forma que las unidades U1, U2 y U3 se adaptan a la morfología del basamento. Por encima de ellas, la Unidad Alóctona presenta una disposición horizontal o subhorizontal. Esta misma actitud la presentan los reflectores del Plioceno-Cuaternario, que terminan en *onlap* sobre las irregularidades del techo de la Unidad Alóctona y sólo aparecen deformados localmente, sobre la cabecera de los cabalgamientos o por fallas de dirección de diversa entidad, que serán descritas a continuación. Todos estos datos parecen indicar que la actividad de estas fallas se produjo quizás en el Mioceno superior, prolongándose en muchos casos hasta la actualidad, como ocurre en las fallas próximas al borde oriental de la Llanura Abisal de la Herradura, que dan lugar a relieves positivos del fondo marino y deforman la Unidad Alóctona.

En el límite suroriental de la Llanura Abisal de la Herradura, entre los montes submarinos de Ampere-Coral Patch y el Coral Patch Ridge, se ha reconocido también una serie de cabalgamientos de dirección ENE-WSW (Fig. V.1), paralelos a las líneas batimétricas. Estas fallas producen una morfología escalonada del fondo, que asciende progresivamente a lo largo de unos 30 km desde los 4800 m hasta 4200 m de profundidad (Fig. II.20 y V.11). Sobre esta elevación se localiza el sondeo DSDP-135. La dirección de estas fallas es ligeramente oblicua respecto a la de los cabalgamientos de dirección NE-SW localizados en la Llanura Abisal de La Herradura. Dada la escasez de perfiles sísmicos existentes en la zona, sólo mencionaremos que la actividad de estas estructuras parece reciente, ya que los sedimentos aparecen deformados en el escarpe (Fig. V.11). A continuación y hacia el E, aparece una elevación de unos 40 km de anchura y 50 de longitud, con forma elongada que constituye el Coral Patch Ridge, cuya cumbre se sitúa a 3200 m de profundidad (Fig. V.1). La denominación de esta elevación obedece a que se ha considerado como una prolongación de los montes submarinos de Ampere-Coral Patch. No obstante, su dirección WNW-ESE no parece apoyar este supuesto.

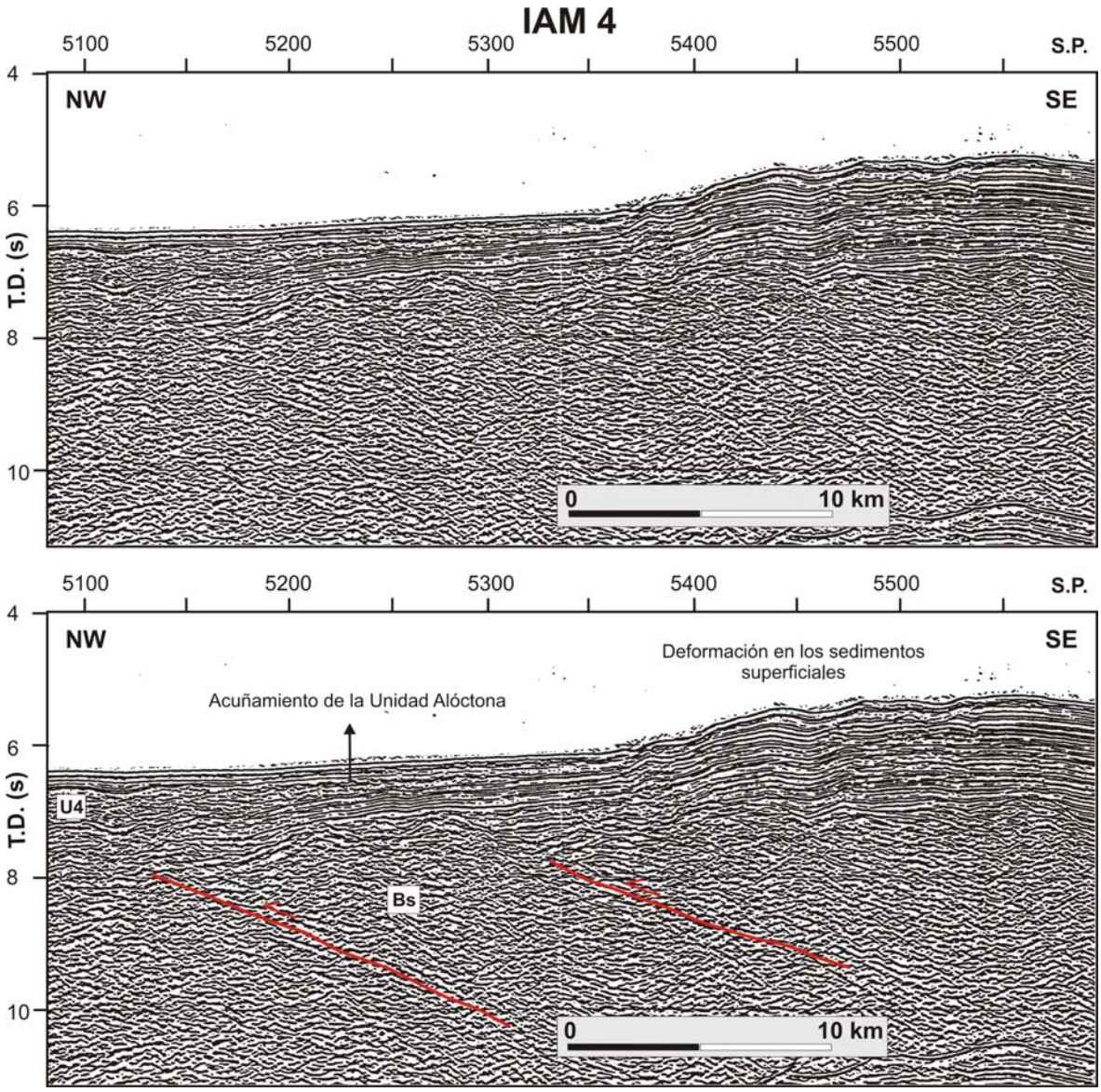


Fig. V.11. Perfil de sísmica multicanal IAM-4 sobre el borde septentrional del Coral Patch Ridge. Explicación en el texto. Bs: Basamento; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. Situación en Fig. V.2.

Finalmente, en el límite suroriental de la Llanura Abisal del Sena, donde sólo se cuenta con un perfil sísmico, el frente externo de avance de la Unidad Alóctona (F-B en Fig. V.1), está determinado por un cabalgamiento que desplaza el basamento unos 200 ms (Fig. V.12, S.P. 6196-6596), y sobre el cual la cobertera aparece plegada. Esta estructura debió funcionar con posterioridad al emplazamiento de este frente, ya que se observa una lámina de unos 25 km de longitud emplazada por delante del Frente B (Fig. V.12), bajo la llanura abisal.

Además de las estructuras descritas, son frecuentes los pliegues asociados a la deformación del basamento, de gran amplitud y una longitud de onda de 12-30 km, que dan lugar a sinclinales y anticlinales en la cobertera sedimentaria; pequeños pliegues relacionados con la deformación de la Unidad Alóctona y pliegues de gran radio producidos por estructuras diapíricas, cuyos ejes adoptan una dirección predominante NE-SW.

V.1.3. Diapirismo

La región del Golfo de Cádiz se caracteriza por el gran desarrollo que alcanzan los fenómenos diapíricos, especialmente en el talud. En los perfiles sísmicos se han diferenciado dos tipos: un diapirismo margo-salino asociado a la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz y un diapirismo salino, relacionado con las evaporitas triásicas autóctonas del margen (Fig. IV.2). Esta diferenciación se ha podido establecer sobre la base de los siguientes criterios: la naturaleza de los materiales que componen los diapiros, las unidades sísmicas que atraviesan y la geometría de las estructuras diapíricas.

V.1.3.1. Diapiros salinos

Las principales estructuras halocinéticas se concentran fundamentalmente en dos áreas: en la plataforma continental y talud medio-inferior del margen sudportugués, cerca o bajo el frente externo de las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz, y en el talud del margen marroquí (Figs. IV.3 y V.1). En este trabajo hemos analizado exclusivamente, dado el área de estudio y la distribución de los perfiles sísmicos, aquellos localizados en el margen sudportugués y en el talud inferior, aunque también haremos una breve mención a los situados en el margen de Marruecos (Fig. V.13). Estos diapiros están formados por evaporitas autóctonas del Triásico y del Jurásico inferior (Lías inferior) en la Cuenca del Algarve (Terrinha et al., 2002), depositadas sobre el basamento en las etapas iniciales de formación del margen.

En el talud medio entre el cabo San Vicente y Faro, se encuentra el Alto de Albufeira, con una dirección WNW-ESE y unos 75 km de longitud, cuyo eje es paralelo al Sistema de Fallas en dirección de Gorringe-La Herradura (Fig. V.1). En este alto del

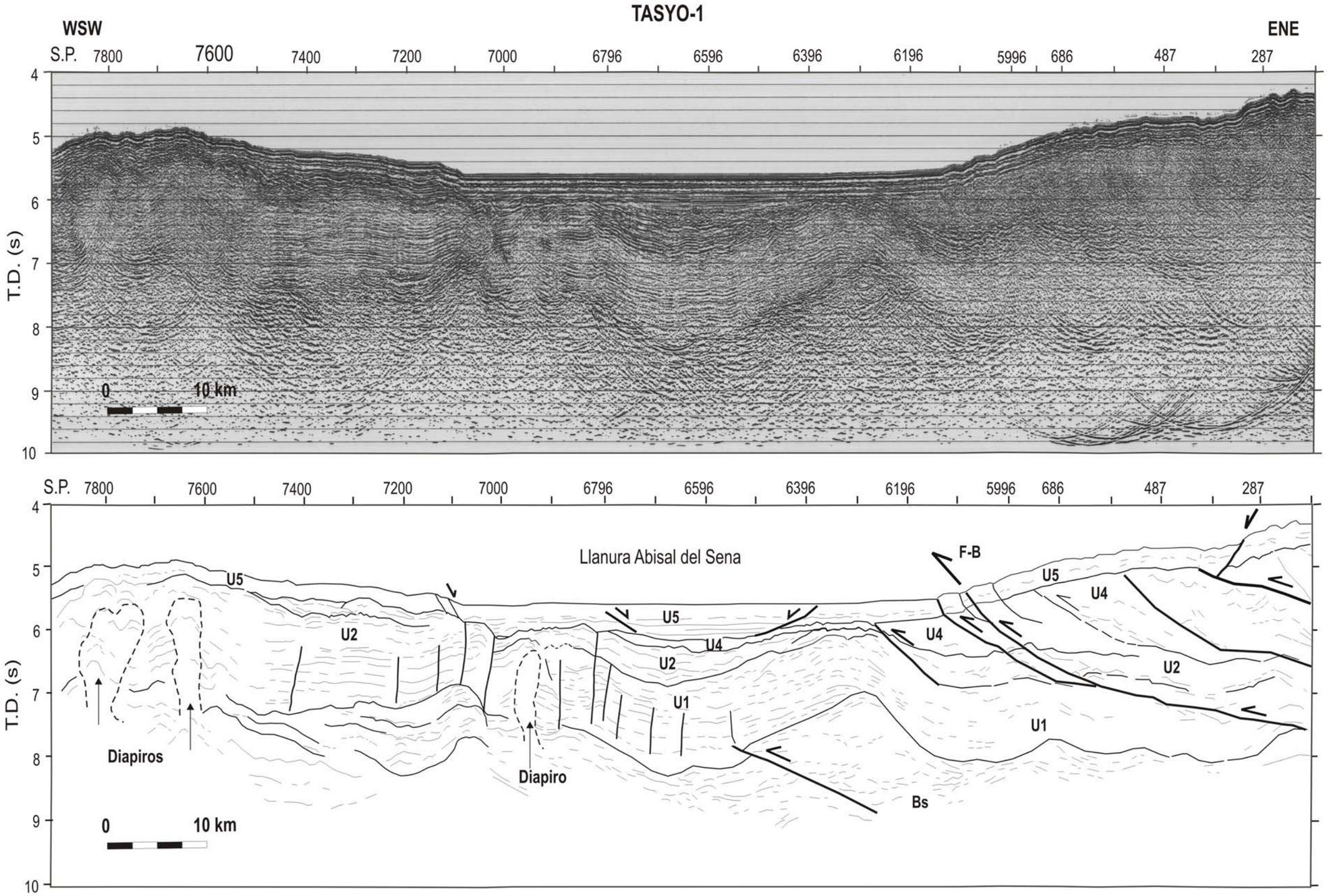


Fig. V.12. Perfil sísmico multicanal TASYO-1 al sur del Coral Patch en la Transición Corteza Continental-Oceánica (OCT) e interpretación. Bs: Basamento; U1:Jurásico superior-Aptiense inferior; U2: Cretácico superior-Eoceno inferior, U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5: Plioceno-Cuaternario; F-B: Frente B. Explicación en el texto. Situación en Figs. V.2.

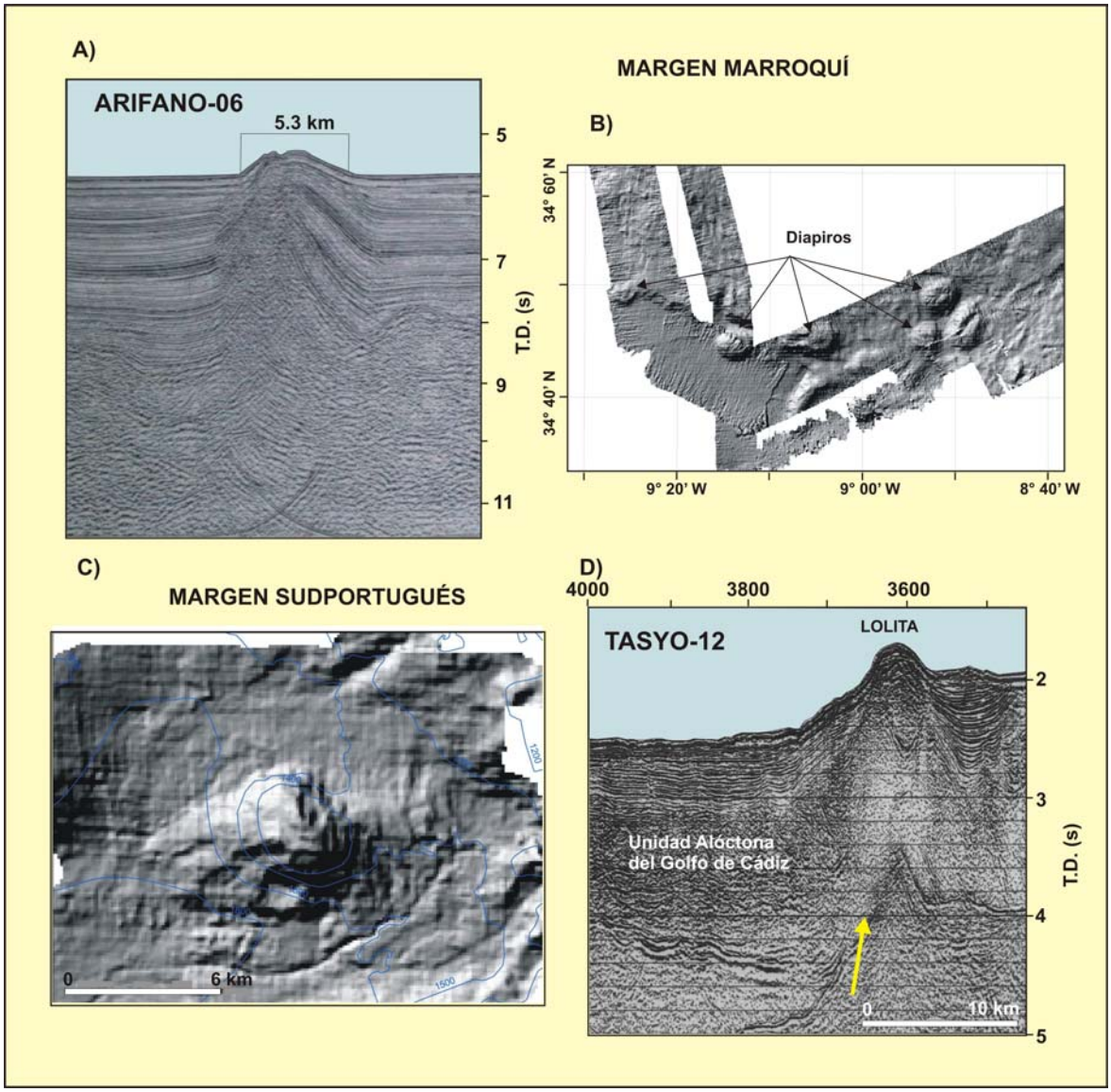


Fig. V.13. Ejemplos de estructuras diapíricas (evaporitas autóctonas) en el margen marroquí (A y B) y sudportugués (B y C). A) Detalle del perfil sísmico multicanal ARIFANO-6, en el que se observa un diapiro salino en el margen marroquí (tomado de Torelli et al., 1997. B) Detalle de un mosaico realizado con sonda multihaz en el que se observan los domos salinos en el margen marroquí. C) Mosaico realizado con sonda multihaz en el que se observa el diapiro "Lolita". D) Segmento del perfil sísmico multicanal TASYO-12 en el que se muestra el diapiro "Lolita" situado en el margen sudportugués, cerca del Alto de Albufeira; la flecha indica la procedencia de los materiales que forman el diapiro por debajo de la Unidad 4 (Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz). Situación de los perfiles en Fig. V.2.

basamento, cubierto en gran parte por sedimentos del Triásico-Cuaternario, se desarrollan numerosos domos redondeados que llegan a dar notables relieves sobre el fondo marino, mientras que en otros casos se encuentran subaflorantes (Fig. V.1). Un ejemplo lo constituye el diapiro "Lolita", localizado al E del Alto de Albufeira, cuya imagen sísmica se presenta en la Fig. V.13 C y D. Aunque aparentemente podría confundirse con

los diapiros margo-salinos que se observan en la Unidad Alóctona, el análisis de este segmento del perfil TASYO-12 (Fig. IV.2), nos ha permitido establecer claramente que se trata de un diapiro formado por evaporitas autóctonas del margen, que atraviesan la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. A ambos lados y sobre este domo, los materiales mioceno-cuaternarios se encuentran deformados formando sinclinales y anticlinales.

Más hacia el oeste, en las líneas TASYO-5 y TASYO-6 (Figs. V.14, S.P. 9300 y V.15, S.P. 2794), que cruzan la terminación occidental del Alto de Albufeira y su núcleo central respectivamente, se han interpretado dos diapiros bajo el borde externo de la cuña alóctona. En ambos casos no llegan a atravesarla, como ocurre con el diapiro "Lolita", pero si producen su deformación, de forma que la terminación de la cuña aparece arqueada. Además los sedimentos plioceno-cuaternarios suprayacentes, caracterizados por reflectores continuos, aparecen plegados y afectados por fallas normales que acomodan la deformación. En la línea TASYO 5 (Fig. V.14, S.P. 9000-9400), la deformación en los materiales suprayacentes es mayor, ya que el fondo aparece ondulado, formándose relieves de hasta unos 375 m de altura.

La génesis de estas estructuras halocinéticas se relaciona con fallas en dirección con actividad actual (Fig. V.1), las cuales delimitan el Alto de Albufeira (Sistema de Gorringe-la Herradura). En el margen del Algarve, al norte de los Altos de Portimao y Albufeira, se ha propuesto que el desarrollo de las estructuras diapíricas tuvo lugar durante los episodios compresivos del Cretácico superior y en el Cenozoico (Mioceno superior-Plioceno), aunque la migración de las sales pudo iniciarse en el Mesozoico (Terrinha, 1998; Lopes et al., 1999). En el caso de los diapiros descritos, su formación parece producirse con posterioridad al emplazamiento de la Unidad Alóctona, en el Mioceno superior, y continua hasta la actualidad.

En el margen marroquí, se han cartografiado numerosos domos salinos sobre el mosaico obtenido con sonda multihaz en las campañas TASYO-2000 y GAP (Figs.V.1 y V.13 A y B). Sus dimensiones oscilan entre unos 3-5 km de diámetro. Presentan formas ovaladas y redondeadas en planta, y atraviesan y deforman prácticamente toda la serie sedimentaria hasta llegar a aflorar o subaflorar. Estos diapiros distribuidos ampliamente sobre el margen, están formados por evaporitas triásicas depositadas sobre el basamento en la etapa inicial del *rifting* que dio paso a la apertura del Atlántico Central, y

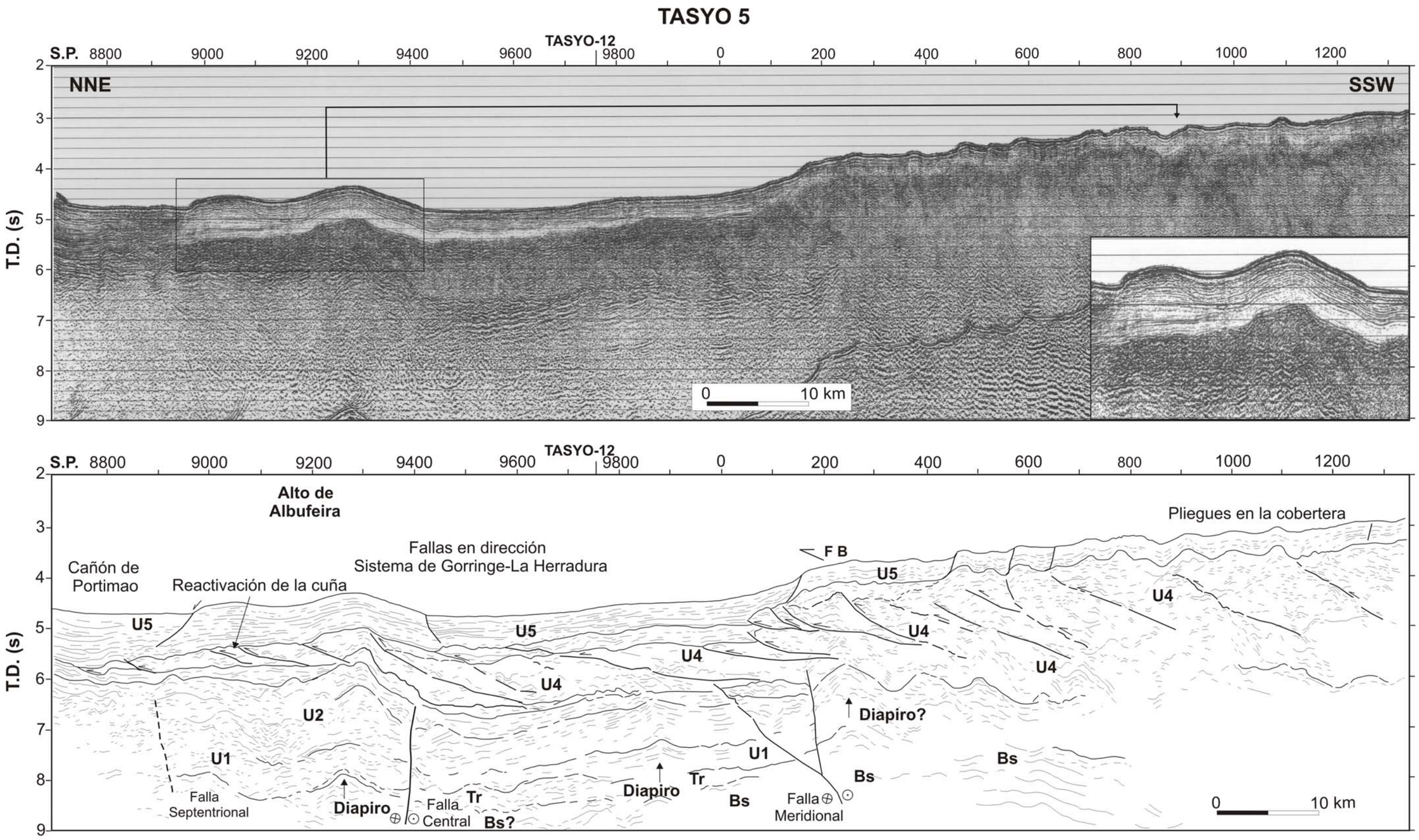


Fig. V.14. Perfil sísmico multicanal TASYO-6 sobre los Altos de Portimao y Albufeira. Explicación en el texto. Bs: Basamento; U1:Jurásico superior-Aptiense inferior; U2: Cretácico superior-Eoceno inferior; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5: Plioceno-Cuaternario. Situación en Fig. V.2.

parecen alinearse siguiendo una tendencia ENE-WSW. Desafortunadamente no se cuenta con perfiles sísmicos en esta área, por lo que no ha sido posible estudiarlos con detalle. Únicamente en el extremo suroccidental del perfil TASYO-1 (Fig. V.12, S.P. 7600-7800), se han observado una serie de abombamientos que deforman la cobertera sedimentaria, y cuya imagen sísmica sugiere un origen diapírico.

Además de estas dos zonas donde parecen concentrarse los mayores diapiros, se ha observado formas diapíricas en forma de cono en la Unidad Triásica (Tr), sobre el basamento (Fig. IV.2, S.P., 700-6600). Se localizan en la zona central del Golfo de Cádiz, al W del meridiano de 8°.

Finalmente, cabe mencionar, que se ha reconocido también un diapiro de carácter salino en el límite Subbético-Flysch cerca de la costa, alineado con el domo aflorante de San Fernando (Fig. IV.6). Su emplazamiento probablemente esté causado por el empuje producido por los cabalgamientos subbéticos, cuya superficie de despegue corresponde a los materiales evaporíticos triásicos.

V.1.3.2. Diapiros margo-salinos

La formación de diapiros margoso-salinos se produce en la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, entre la costa de Cádiz y el meridiano 8° 30' W. La distribución y formación de estas estructuras está determinada por la composición de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. Los diapiros están formados por arcillas y margas de edad miocena y evaporitas triásicas, que son los materiales de los que se compone fundamentalmente la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz en este sector del margen.

Frente a las estructuras halocinéticas anteriormente descritas, con una morfología de domo redondeado u ovalado, estos diapiros presentan geometrías muy variadas en forma de crestas y domos en general asimétricos. Se encuentran tanto aflorantes como subaflorantes y forman alineaciones generalmente con tendencia NE-SW, paralelas al segmento septentrional del Frente Subbético (Fig. V.1), de hasta 85 km de longitud y 4 km de anchura, que dan lugar a relieves de unos 250 m (Fernández-Puga et al., 2004). Los principales sistemas diapíricos son la Dorsal de Guadalquivir, de orientación NE-SW

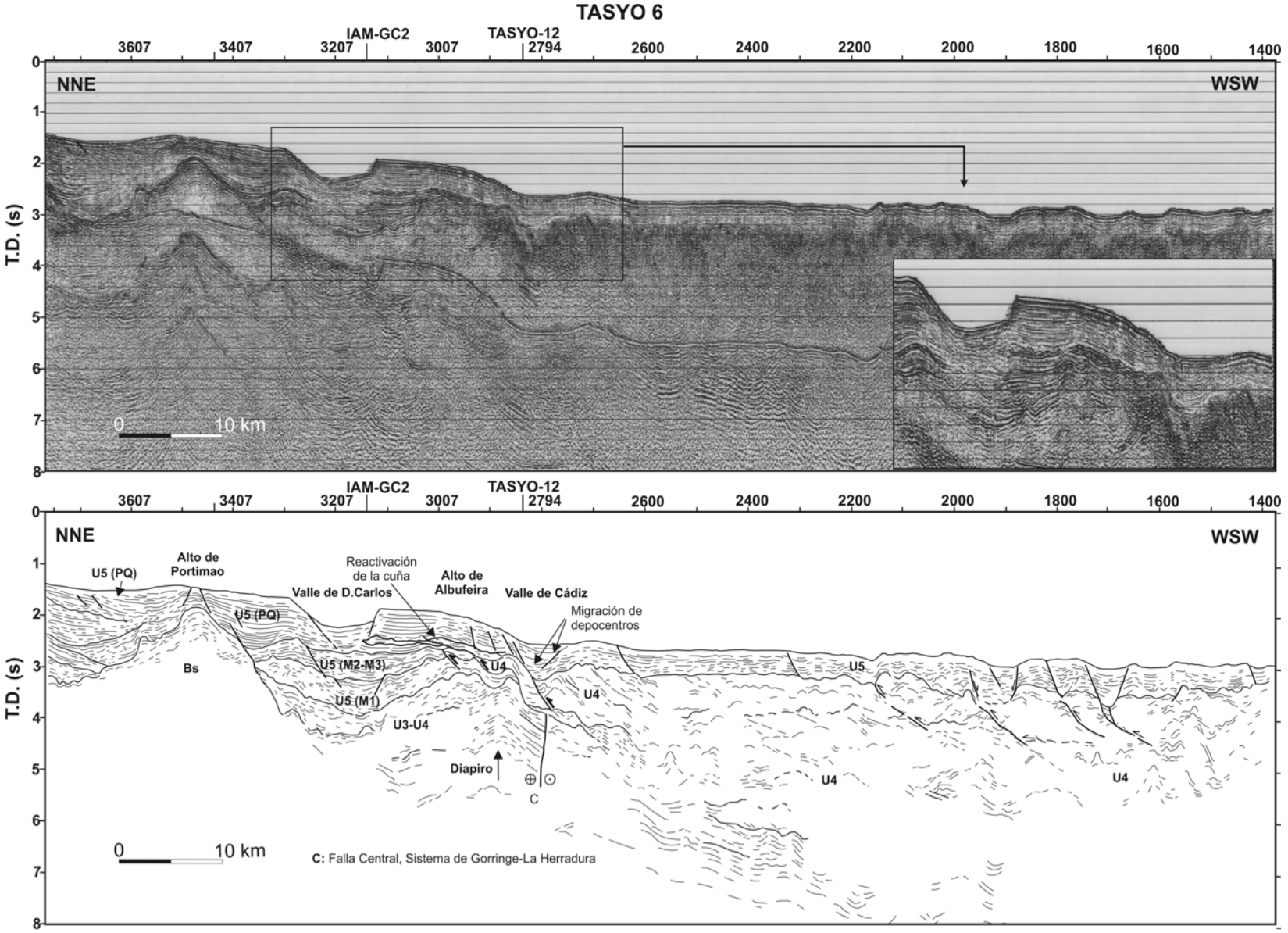


Fig. V.15. Perfil sísmico multicanal TASYO-6 sobre los Altos de Portimao y Albufeira. Explicación en el texto. Bs: Basamento; U1:Jurásico superior-Aptiense inferior; U2: Cretácico superior-Eoceno inferior; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5 (M1): Langhiense-Tortoniense inferior; U5 (M2-M3): Tortoniense superior-Messiniense; U5 (PQ): Plioceno-Cuaternario. Situación en Fig. V.2.

que se extiende a lo largo de unos 86 km en el talud medio y superior, y la Dorsal de Cádiz, de dirección N-S y 43 km de longitud (Figs. II.11 y V.16). El estudio de este diapirismo y su génesis ha sido abordado en detalle por Somoza et al. (1999), Maestro et al. (2003b) y Fernández-Puga (2004).

Es de destacar que la mayor concentración de estas estructuras se produce en el talud medio alrededor del meridiano 7° W, entre una zona elevada del basamento al norte y el Frente Subbético (Fig. V.1). La formación de estos diapiros es consecuencia de la sobrecarga producida por las láminas cabalgantes de la Unidad Alóctona, y estaría favorecida por la plasticidad de los materiales salinos y margosos, que han actuado de superficies de despegue. La dirección de estas dorsales diapíricas es paralela al escarpe meridional del Banco del Guadalquivir, situado al norte, y al Frente Subbético, al sur. Todo ello nos lleva a considerar que la concentración de estas estructuras en esta región ha estado favorecida por el avance de las Unidades Alóctonas sobre una cuenca estrecha, limitada por una zona elevada del basamento al norte, que actuaría como un bloque rígido frente al empuje de estas unidades en su avance hacia el NW. Otros diapiros se desarrollan a favor de estructuras extensionales, como son las fallas lístricas, localizadas frente a Cádiz (Fig. V.1), en cuyo caso se relacionarían con el transporte tectónico hacia el WSW (Fernández Puga et al., 2004), así como con fallas de transferencia que conectarían ambos tipos de estructuras (Maestro et al., 2003b) o frentes con diferente tasa de avance o espesor.

V.1.4. Estructuras transcurrentes

Estas estructuras consisten en fallas en dirección situadas en el talud inferior, en la zona nororiental y suroriental de la Llanura Abisal de la Herradura y en el área del Coral Patch Ridge (Figs. V.1). Su identificación e interpretación se ha llevado a cabo en los perfiles sísmicos y en el mosaico elaborado con los datos de sonda multihaz, en aquellos casos que tienen expresión en el fondo marino. Los criterios utilizados han sido: formación de estructuras en flor positivas, desplazamientos verticales, en algunos casos de elevación y hundimiento en una misma falla, elevaciones del basamento y pequeños relieves generados sobre el fondo, y desplazamientos en la horizontal de los depocentros y frentes de la Unidad Alóctona a ambos lados de la falla.

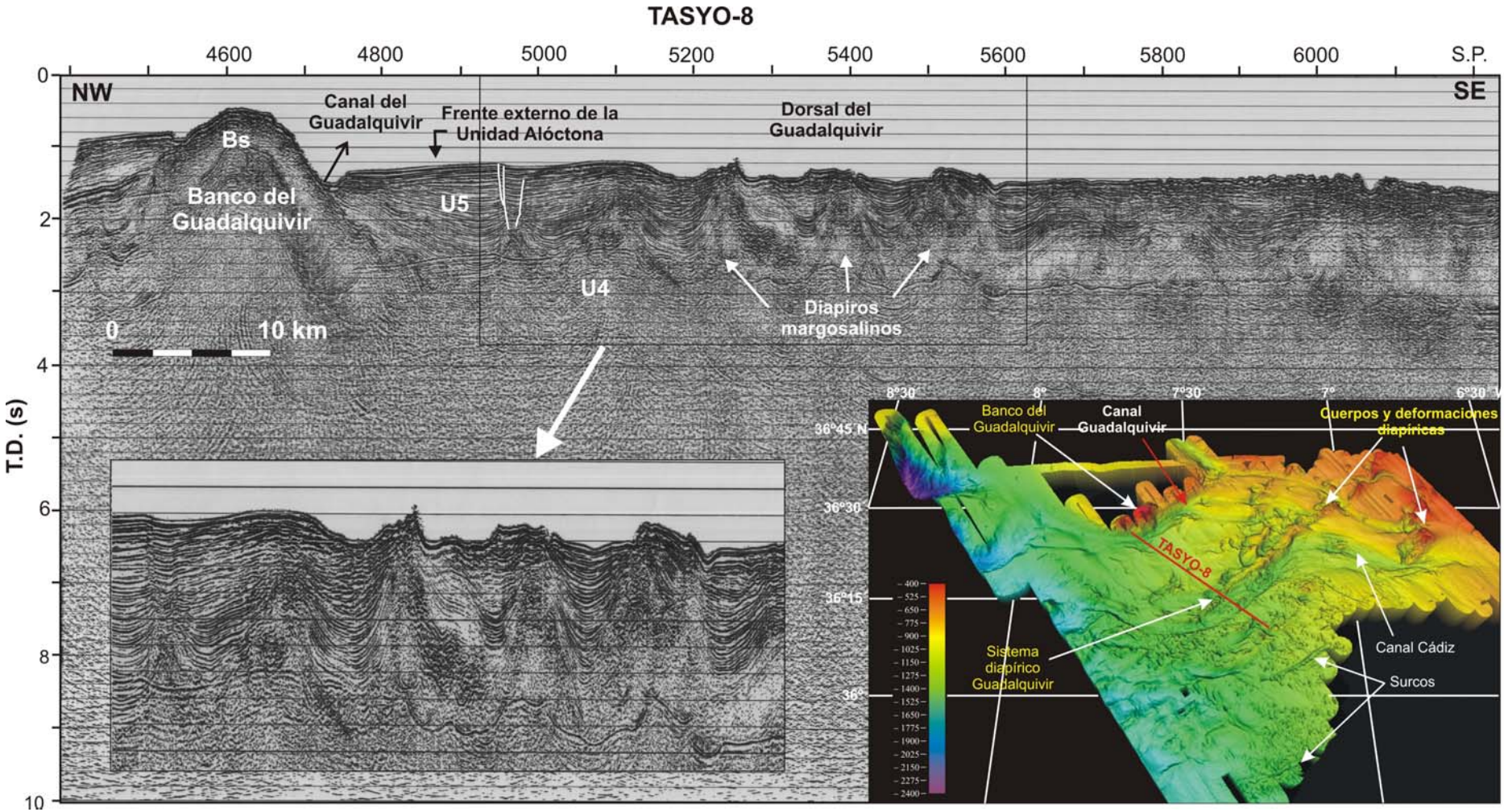


Fig. V.16. Perfil de sísmica multicanal TASYO-8, en el que se observa como el Banco del Guadalquivir actúa como obstáculo en el avance de la Unidad Alóctona. Al este de su frente externo, se observan varios diapiros (Dorsal del Guadalquivir), que deforman los materiales suprayacentes y el fondo marino. En la esquina inferior derecha, se presenta el mosaico obtenido con sonda multihaz en la campaña TASYO 2000, sobre el que se ha situado el perfil sísmico. Ver también situación del perfil en Fig. V.2.

Entre las estructuras transcurrentes de mayor escala destacan las fallas que constituyen los sistemas que hemos denominado Sistema de Gorringe-La Herradura y Sistema del Coral Pacht Ridge (Fig. V.1), limitadas al norte por la elevación del basamento varisco en el talud medio sudportugués y al sur por el Coral Patch Ridge. Estos sistemas presentan una tendencia NW-SE a WNW-ESE, paralela o ligeramente oblicua a la dirección NW-SE de convergencia actual. Entre ambos, se han cartografiado cabalgamientos NE-SW a ENE-WSW. Se desarrollan en una corteza continental muy adelgazada (14 km, contando la lámina de agua de 4000 m), y algunos segmentos en el límite corteza continental-oceánica.

El Sistema de Gorringe-La Herradura debe su denominación a la región sobre la que se extiende, y constituye el complejo de fallas más importante, si tenemos en cuenta sus 200 km de longitud (Fig. V.1). Se prolonga entre el borde septentrional de la Llanura Abisal de la Herradura y el Alto de Albufeira, conectando así importantes estructuras de directriz NE-SW, como son el Banco de Gorringe, con las elevaciones del margen sudportugués (Banco del Guadalquivir). Es interesante señalar que ambos bancos vergen aparentemente en direcciones opuestas, dado que en el Banco de Gorringe, el flanco más abrupto se sitúa al norte y en el Banco del Guadalquivir, al sur. Por otro lado, sirve de unión entre estructuras del margen occidental portugués, como es el Cabalgamiento N-S de Marqués de Pombal y el Cabalgamiento NE-SW de la Herradura, ambos vergentes al W y NW. Este sistema se compone de tres fallas en dirección con movimiento dextrorso y una importante componente transpresiva (Fig. V.1). En el Mapa de la Fig V.1 y en los perfiles sísmicos donde se han reconocido estas fallas, se han representado como S (falla septentrional), C (falla central) y M (falla meridional). Debe indicarse que, mientras las fallas central y meridional se han podido reconocer mediante diferentes criterios en los perfiles sísmicos y en el mosaico de multihaz, la falla septentrional es en gran parte inferida, según describiremos a continuación.

La falla septentrional presenta una longitud de unos 95 km y delimita el Alto de Albufeira por el norte. Dado que sólo se cuenta con dos perfiles sísmicos que crucen esta falla (TASYO-4 y TASYO-5), ambos muy próximos y con diferentes direcciones, en su interpretación se ha considerado también la fisiografía y morfoestructura del margen, en la que destaca la dirección paralela que presenta el Alto de Albufeira, así como el eje del Valle de D. Carlos, situado al norte de este alto, que desemboca en el cañón de Portimao (Fig. V.1). En la línea TASYO-4 (Fig. V.17, S.P. 8300), esta estructura produce un

desplazamiento en la vertical pequeño (unos 200 ms) del techo del basamento y de las unidades situadas por encima, hasta la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, además sobre el fondo se observan numerosos deslizamientos. En la línea TASYO-5 (Fig. V.14, S.P.8900), al situarse en la terminación del perfil, su reconocimiento resulta difícil.

La falla central se extiende desde el Banco de Gorringe al Alto de Albufeira, bordeándolo por el sur, y se compone de dos segmentos ligeramente desplazados, que sumados dan una longitud de unos 200 km (Fig. V.1). Presenta una dirección NW-SE a WNW-ESE en su terminación más oriental. No se cuenta con ningún perfil que corte el segmento occidental, pero sí a través del oriental (Fig. V.2): líneas TASYO-4 (Fig. V.17, S.P. 8000), TASYO 5 (Fig. V.14, S.P. 9400), TASYO-12 (Fig. V.18, S.P. 4400) e IAM-3. En la vertical presenta un salto pequeño que oscila entre 200 ms T.D. en la línea TASYO–4 (Fig. V.1, S.P.8000) a 400 ms T.D. en el perfil TASYO-12 (Fig. V.18, S.P. 4450), es decir aumenta de oeste a este, hacia la cumbre del Alto de Albufeira (Fig. V.1), donde en superficie y sobre la traza de la falla, se producen numerosos deslizamientos, indicativos de que su actividad está produciendo la elevación del basamento. A lo largo del Alto de Albufeira (Fig. V.1), entre esta falla y la septentrional se desarrollan importantes fenómenos diapíricos generados bajo el régimen transpresivo, resultado del movimiento de ambas fallas, que a su vez se ve favorecido por los materiales evaporíticos. El diapiro “Lolita” es un reflejo de la deformación producida en la terminación oriental de la falla (Figs. V.1 y V.13 c y d).

La falla meridional tiene una longitud de unos 115 km y al igual que la falla central, su dirección varía de NW-SE a WNW-ESE. Se trata de una estructura compleja, que ha sido cortada oblicua y perpendicularmente por numerosos perfiles: TASYO-4 (Fig. V.17, S.P. 7600), TASYO-5 (Fig. V.14, S.P.100-200), TASYO-12 (Fig. V.18, S.P. 6000), IAM-3 e IAM GC-2. Además ha sido reconocida mediante el mosaico de sonda multihaz (Fig. V.19) y reinterpretada en el perfil AR92-01 de la campaña ARIFANO (situación en Fig. V.2), cerca del C.D.P. 1400, publicado por Torelli et al. (1997). Limita por el sur un amplio valle, que hemos denominado Valle de Cádiz, sobre el que se encaja un importante canal que ha sido cartografiado con sonar de barrido lateral (Hernández-Molina et al., 2003). Su cabecera se observa en el perfil TASYO-6 (Fig. V.15, S.P. 2794), sobre la vertical de la falla. Se extiende entre el Cabalgamiento de la Herradura y el meridiano 8º 50’ W, y es la que presenta una componente compresiva más importante, dando lugar a

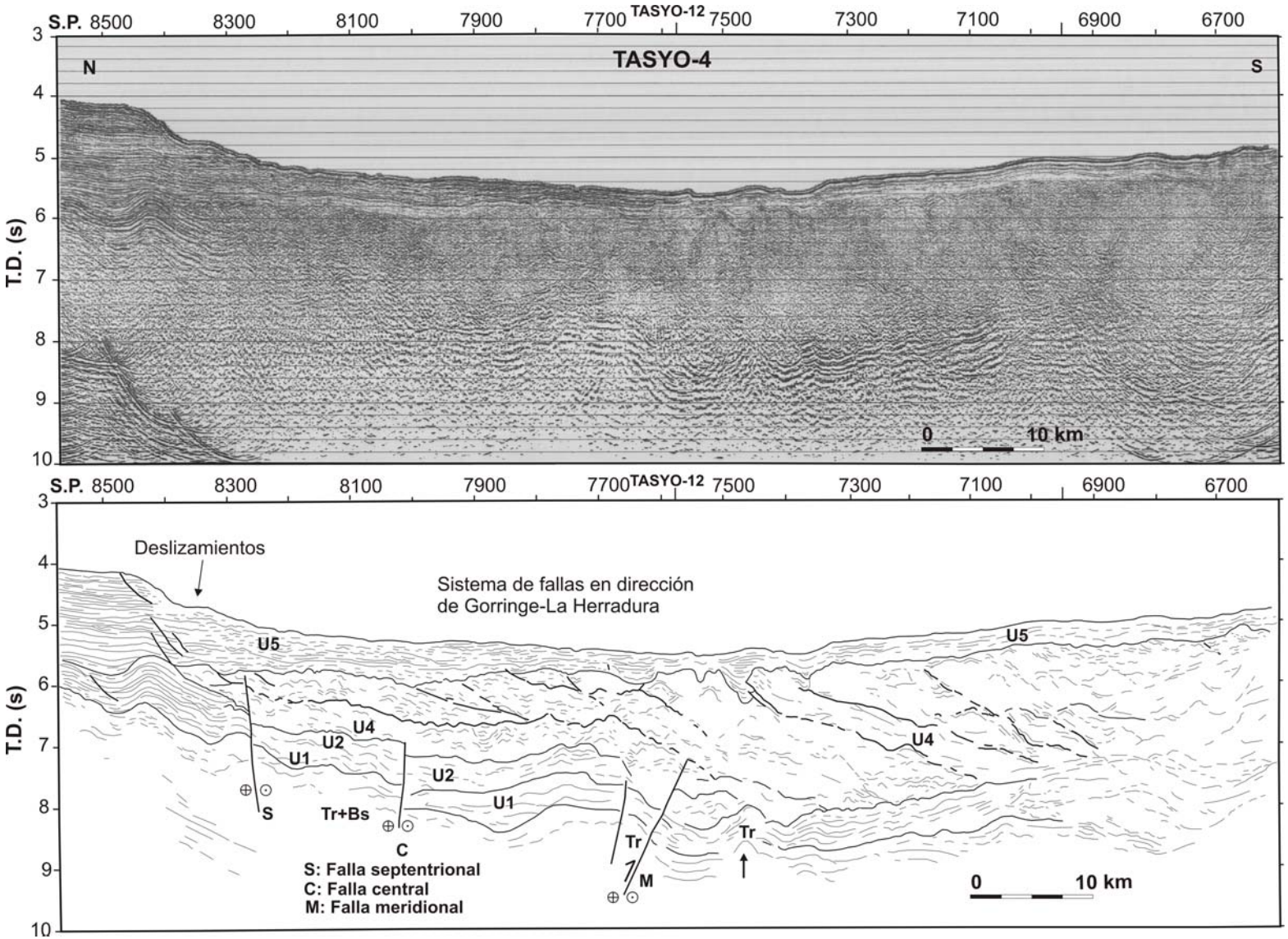


Fig. V.17. Perfil sísmico multicanal TASYO-4, a través del Sistema de Fallas de Gorringe-La Herradura y zona central del Golfo de Cádiz. La flecha indica una probable extrusión de evaporitas triásicas. Explicación en el texto. Bs: Basamento; U1: Jurásico superior-Aptiense inferior; U2: Cretácico superior-Eoceno inferior; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5: Plioceno-Cuaternario. Situación en Fig. V.2.

desplazamientos en la horizontal de la cobertera. El salto en la vertical, es difícil de determinar, aunque donde se ha podido medir oscila entre unos 200 y 400 ms T.D. (TASYO-4, Fig. V.16, S.P.2760). La falla no sólo produce el desplazamiento del contacto basamento-cobertera, sino que llega a alcanzar la superficie. Causa un basculamiento de los reflectores hacia el NE como resultado de la flexura producida por la carga parcial del bloque de techo (Fig. V.18). Además es responsable de la laminación de las unidades suprayacentes al basamento, de la reactivación y de la formación de sucesivas imbricaciones de la Unidad Alóctona, así como de un desplazamiento del Frente B (F-B en Fig. V.1) y de los depocentros de esta unidad, tal y como se observa en el mapa de espesores (Fig. IV.8). Marca también, un punto de inflexión en la inclinación del basamento y de la superficie basal de la Unidad Alóctona, que pasan a inclinarse hacia tierra (Medialdea et al., 2004c). Finalmente, debe destacarse que esta falla induce una deformación importante en los materiales salinos triásicos, posiblemente deslizados previamente talud abajo (Fig. V.18), que serían extruidos e inyectados hacia zonas más someras. De hecho, en los perfiles sísmicos se reconocen fenómenos diapíricos que dan lugar a estructuras con geometría de cono (Figs. V.14, V.17 y V.18). De esta forma, las evaporitas, favorecerían el movimiento de la falla, y el transporte de los materiales de la Unidad Alóctona.

En síntesis, el Sistema de Gorringe-La Herradura constituye actualmente el sistema más importante del margen. Consiste en un complejo de fallas que delimita por el sur el margen sudportugués y parece enraizarse hacia la base de la corteza, situada en el talud inferior a unos 12 s T.D. (González-Fernández et al., 2001). Es probable que la segmentación de estas fallas y su disposición en relevo esté determinada por antiguas fallas. Si se consideran en conjunto las tres fallas, parecen definir una estructura en flor positiva, que definen un alto entre la falla septentrional y central (Alto de Albufeira) y un valle entre ésta y la meridional (Valle de Cádiz, Fig. V.1). Las dos más septentrionales parecen llegan a afectar hasta la base de Unidad Alóctona, mientras que la más meridional alcanza el fondo marino (Figs. V.18 y V.19). Probablemente estas fallas son activas desde el Mioceno superior, no obstante, se infiere que la actividad del Sistema se ha mantenido en el Plioceno y hasta la actualidad, si tenemos en cuenta los siguientes aspectos: a) la elevación del basamento, que sirve de mecanismo de disparo para la génesis de deslizamientos, b) la reactivación y deformación de la cuña externa alóctona y c) la deformación de los sedimentos superficiales y los procesos halocinéticos, con

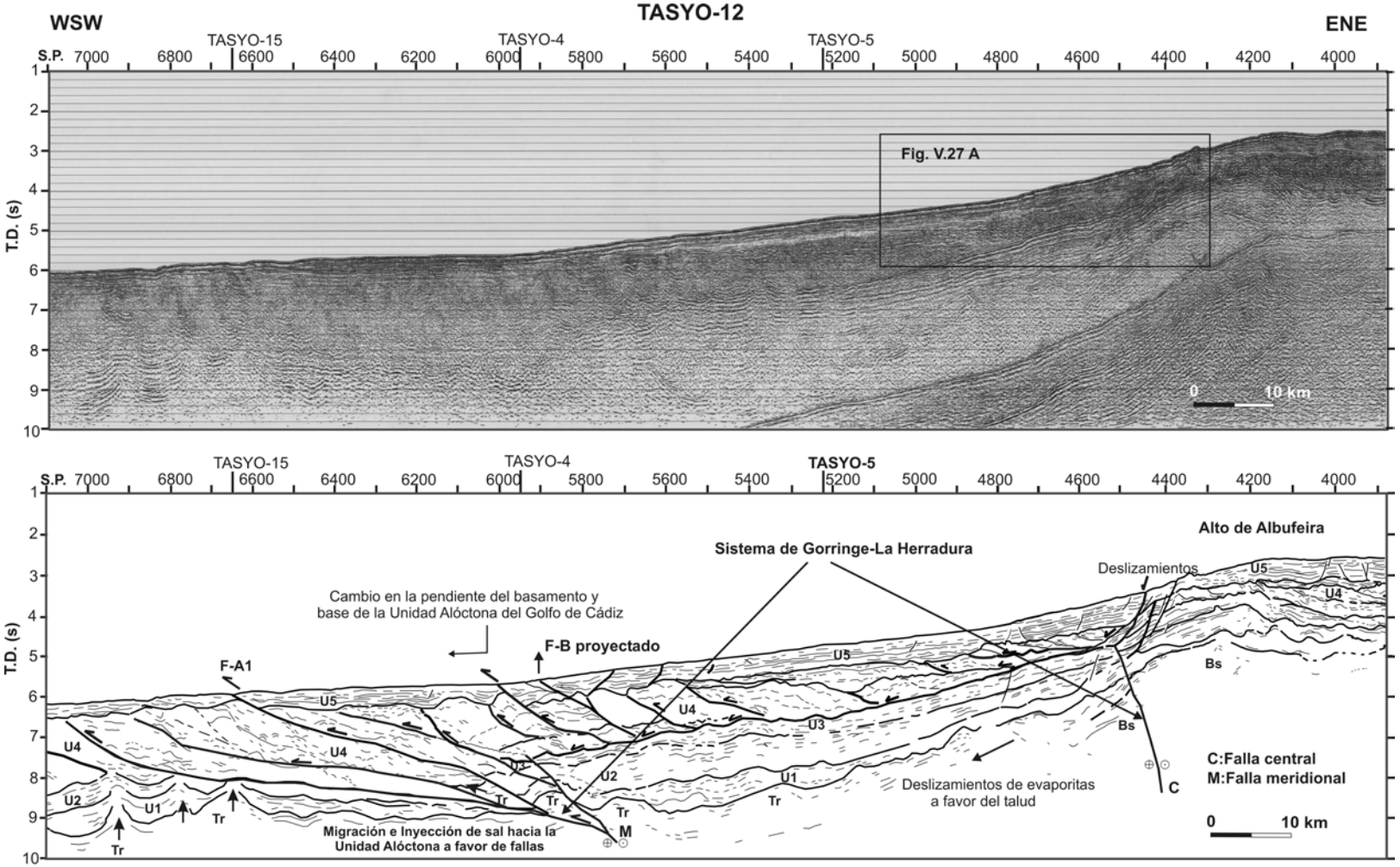


Fig. V.18. Segmento del perfil sísmico multicanal TASYO-12 a través del Sistema de fallas de direccion Gorringe-La Herradura e interpretación. Explicación en el texto. Bs: Basamento; Tr: Triásico; U1: Jurásico superior-Aptiense inferior; U2: Cretácico superior-Eoceno inferior; U3: Oligoceno superior-Mioceno?; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5: Plioceno-Cuaternario. F-A_1: Frente A_1; F-B: Frente B. Situación en Fig. V.2.

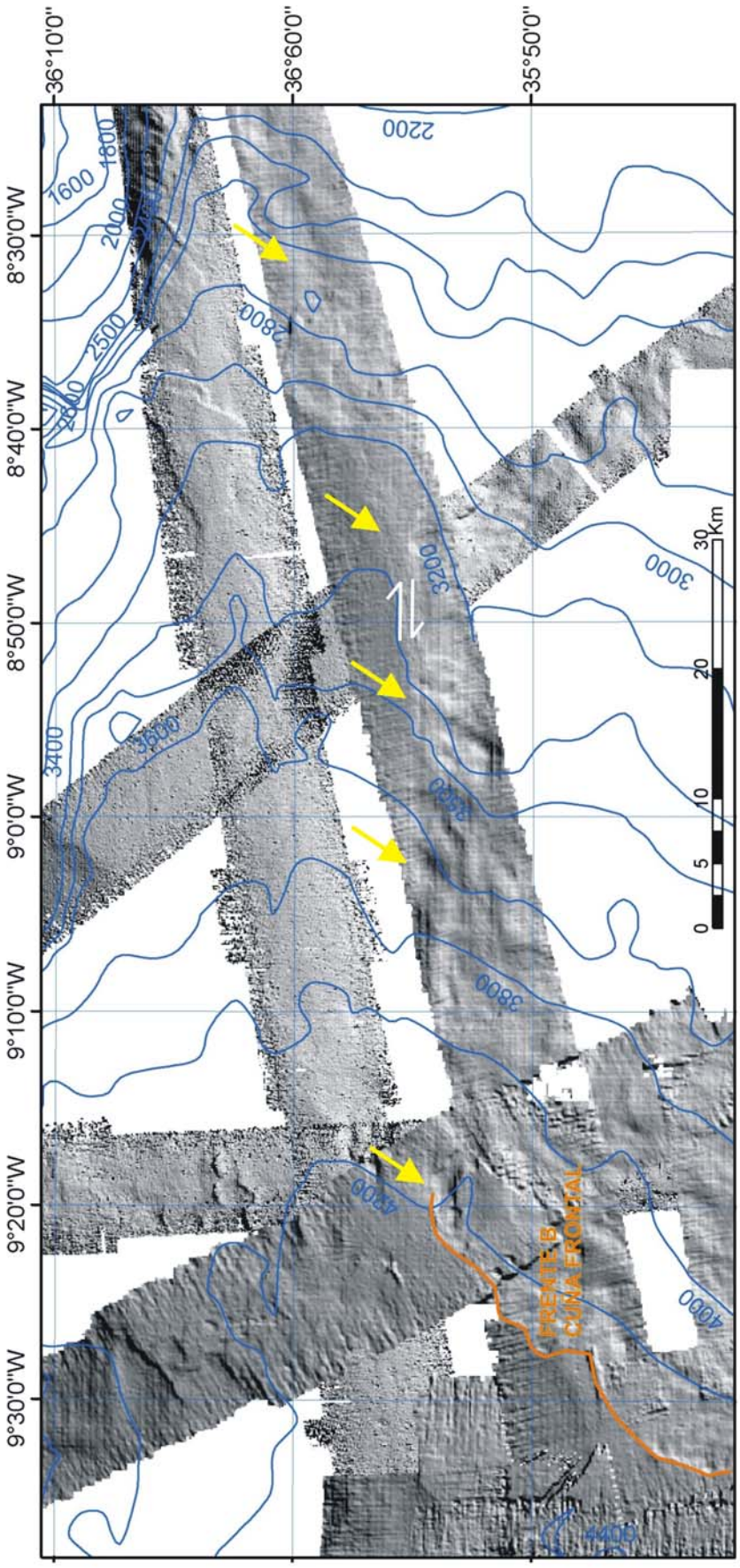


Fig. V.19. Mosaico elaborado con datos de sonda multihaz en el que se indica con flechas amarillas la traza de la Falla de Gorringe-La Herradura (falla meridional).

desarrollo de diapiros que atraviesan toda la serie estratigráfica y que deforman la superficie del fondo. Cabe añadir además, como se verá más adelante, la gran cantidad de terremotos que se concentran a lo largo de su traza. En esta zona, Jiménez-Munt y Negredo (2003) predicen fallas NW-SE con movimiento dextrorso y tasas de deslizamiento elevadas (2.8 mm /año).

En paralelo al Sistema de Gorringe-La Herradura, se ha identificado un segundo sistema al que hemos denominado Sistema del Coral Patch Ridge (Fig. V.1), por delimitar la elevación del mismo nombre. Este sistema se compone de dos fallas principales NW-SE direccionales con una longitud de unos 110 km y movimiento dextrorso. La falla septentrional tiene una longitud de unos 100 km y se extiende entre la Llanura Abisal de la Herradura y el Frente B (F-B) de la Unidad Alóctona, la falla meridional recorre 50 km y limita el flanco nororiental del Coral Patch Ridge (Fig. V.1). En este caso, no se ha podido realizar una estudio tan detallado, dado que sólo se cuenta con dos perfiles sísmicos (Figs. V.5 y V.20). Por tanto, se trata de fallas interpretadas en su mayor parte, a partir de la fisiografía de detalle, la morfoestructura del margen y la existencia de estructuras en flor alineadas con las fallas en su terminación occidental (Fig. V.21). Al igual que en el Sistema de Gorringe-La Herradura los desplazamientos en la vertical son pequeños (200-300 ms T.D.).

El Coral Patch Ridge aparece delimitado al SW por una falla, cuyo plano está definido por un reflector muy nítido (Fig. V.22, S.P. 1795-2095), que se extiende hasta unos 9 s T.D. Dado que solo se cuenta con un perfil que cruce este alto, este accidente podría interpretarse bien como una falla de dirección NW-SE, perteneciente al Sistema del Coral Patch Ridge, o bien como un cabalgamiento controlado por una antigua falla extensional, la cual habría sufrido una inversión parcial (Medialdea et al., 2004c). En nuestra opinión y teniendo en cuenta: su localización, el desplazamiento que sufre hacia el oeste el Frente-B de la Unidad Alóctona sobre la cima del alto (Fig. V.1), y la intensa deformación de los sedimentos superficiales, es posible considerar esta falla como una estructura transcurrente activa que delimitaría el flanco meridional del Coral Patch Ridge. Debe añadirse además que en este perfil, se observa un reflector más o menos paralelo y de vergencia contraria al plano de la falla (Fig. V.22, S.P. 2395-2095), que podría corresponder a la falla meridional del Sistema del Coral Patch Ridge, que en ese caso, se prolongaría algo más hacia el E. Esta propuesta debe ser comprobada con nuevos perfiles sísmicos. En cualquier caso, e independientemente de la interpretación, la

elevación inicial del Coral Patch Ridge, debió producirse antes del emplazamiento de la Unidad Alóctona, ya que actuó como obstáculo en su avance.

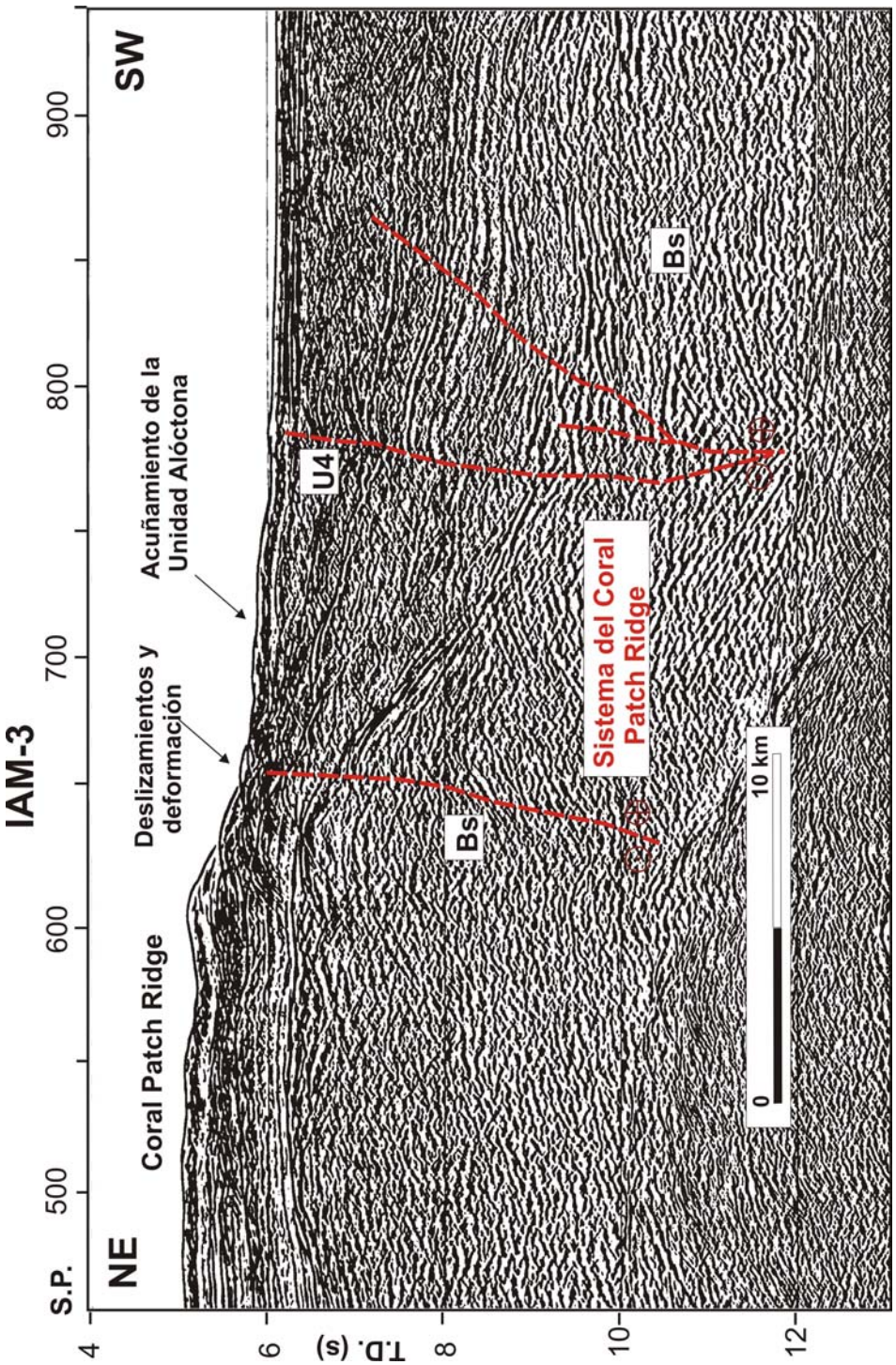


Fig. V.20. Perfil de sísmica multicanal IAM-3 sobre el Coral Patch Ridge y la Llanura Abisal de la Herradura e interpretación de las fallas correspondientes al Sistema del Coral Patch Ridge. Explicación en el texto. Bs: Basamento; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. Situación en Fig.V.2.

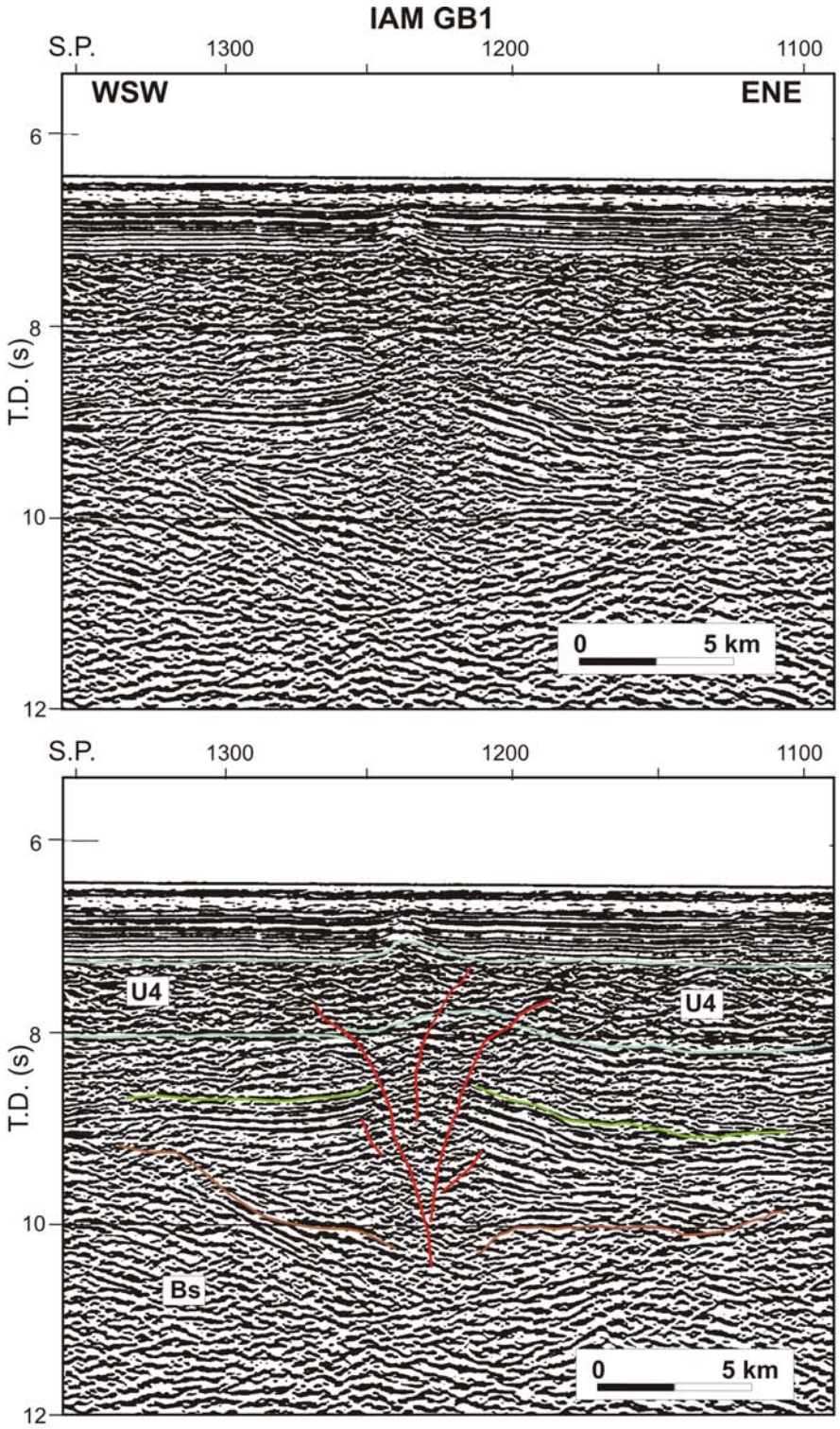


Fig. V.21. Detalle del perfil de sísmica multicanal IAM GB-1 e interpretación, en el que se observa una estructura en flor positiva en la Llanura Abisal de la Herradura que deforma la Unidad Alóctona. Bs: Basamento; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. Situación en Fig. V.2.

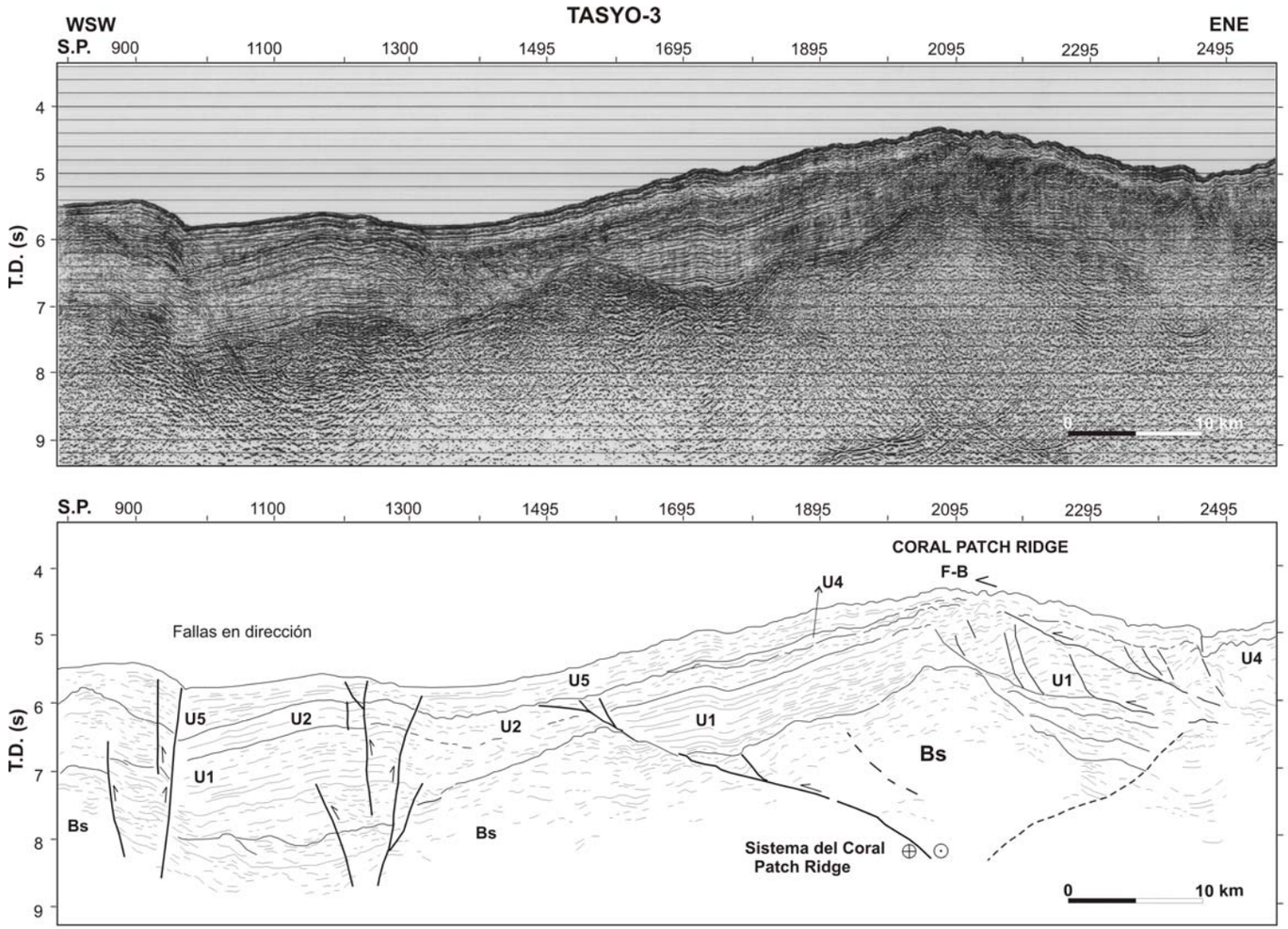


Fig. V.22. Perfil sísmico multicanal TASYO-3 e interpretación, sobre el Coral Patch Ridge. Explicación en el texto. Bs: Basamento; U1:J urásico superior-Aptiense inferior; U2: Cretácico superior-Eoceno inferior; U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5: Mioceno?-Plioceno-Cuaternario; F-B: Frente B. Situación en Fig. V.2.

De la observación conjunta del Sistema de Gorringe-La Herradura y el Sistema del Coral Patch Ridge en el Mapa Tectónico (Fig. V.1), se puede inferir que ambas estructuras definen dos zonas elevadas al norte y al sur, separadas por una zona hundida en el talud inferior, que constituye la transición a la Llanura Abisal de la Herradura. En la terminación occidental de ambos sistemas se encuentran dos importantes altos: el Banco de Gorringe y los montes de Ampere-Coral Patch de dirección NE-SW, oblicuos a las fallas de dirección. Así mismo, tanto al norte como al sur se desarrollan cabalgamientos vergentes hacia el NW con una directriz NE-SW, como por ejemplo el Cabalgamiento de la Herradura, limitado por ambos sistemas.

Además de estas fallas principales, en los perfiles se han interpretado varias fallas direccionales, que afectan tanto a la cobertera como al basamento en la Llanura Abisal de la Herradura. Dos ejemplos representativos de ellas se muestran en la Fig. V.21 y en la terminación septentrional de la línea TASYO-13 (Fig. V.10). Ambas estructuras no parecen producir relieves significativos en el fondo marino. Sin embargo, en otros perfiles dan lugar a escarpes, como ocurre en la parte oriental de la línea TASYO-3 (Fig. V.22, S.P. 950). En este caso se trata de una estructura en flor positiva, actualmente activa, ya que genera un desnivel sobre el fondo de unos 150-300 m y una deformación de la cobertera sedimentaria en forma de pliegues asimétricos. Se extiende desde el basamento hasta prácticamente el fondo del mar, produciendo desplazamientos en la vertical de unos 200 ms.

V.1.5. Estructuras extensionales

Las estructuras de este tipo diferenciadas consisten en: a) fallas lístricas de grandes dimensiones, b) fallas gravitacionales localizadas en la cabecera de deslizamientos, c) fallas normales planares asociadas al desarrollo de estructuras diapíricas, y d) fallas normales de pequeñas dimensiones que acomodan la deformación, diseminadas a lo largo de toda la zona de estudio.

Las estructuras extensionales mayores consisten en un sistema de fallas lístricas que se localizan en la plataforma continental y el talud superior frente a Cádiz y Chipiona, limitando por el norte las principales dorsales diapíricas (Figs. V.1. y V.23). En planta, estas fallas presentan una traza curva y en los perfiles anticlinales de *roll-over*

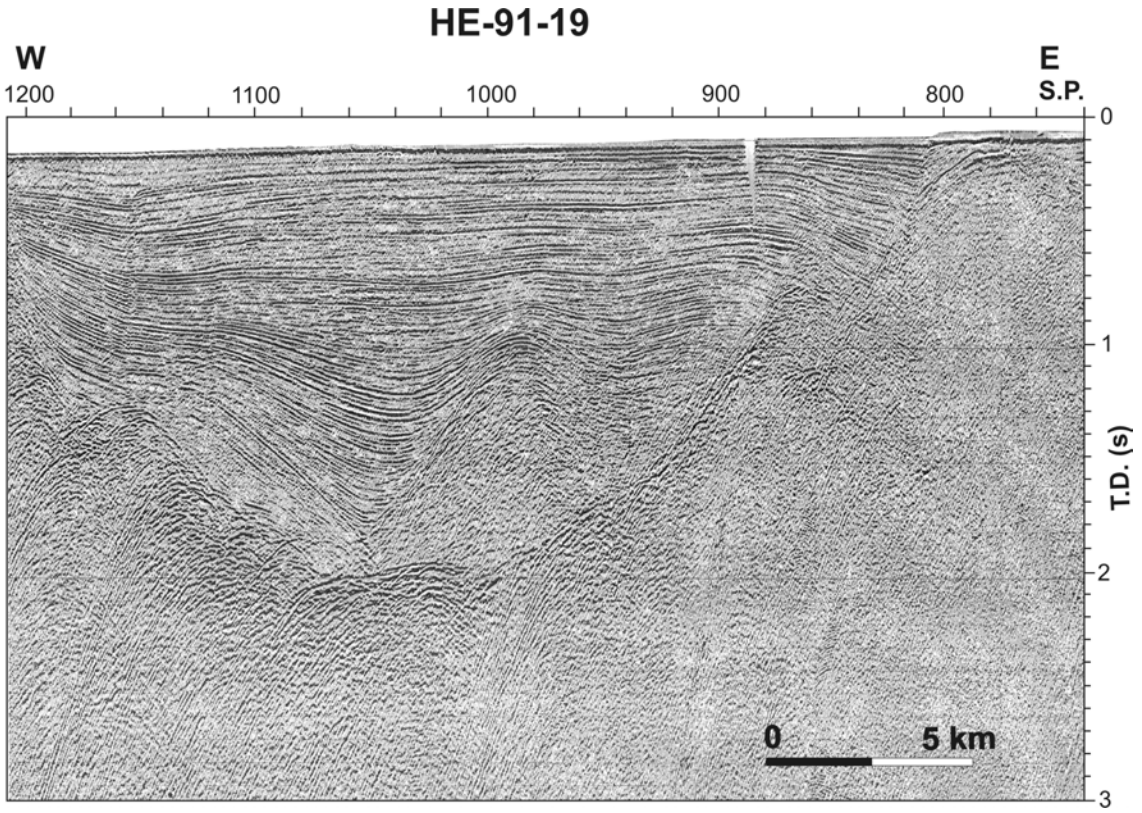


Fig. V.23. Perfil sísmico HE-91-19. Falla lístrica asociada al colapso gravitacional de la Cuña Bética. Situación en Fig. V.2.

asociados. Se enraízan en la Unidad Alóctona, que actúa como superficie de despegue, y atraviesan los sedimentos del Mioceno superior-Cuaternario, hasta alcanzar la superficie del fondo marino. Su génesis se relaciona con el colapso gravitacional producido en la trasera de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, conforme se produce el avance de la cuña mar adentro, y se encuentran fenómenos diapíricos asociados (Somoza et al., 1999; Maestro et al., 2003b; Fernández-Puga, 2004). Se trata, por tanto, de fallas generadas con posterioridad al emplazamiento de la Unidad Alóctona en el Mioceno superior, cuya actividad fue especialmente importante en el Plioceno-Cuaternario.

A lo largo del talud, es frecuente la existencia de fallas de plano arqueado que afectan a los sedimentos depositados sobre la Unidad Alóctona. Estas fallas se asocian a pequeños colapsos gravitacionales conforme la Unidad Alóctona avanza hacia el W, a deslizamientos producidos por la actividad tectónica y a los cuerpos diapíricos. En el primer caso, se suele tratar de fallas que se extienden desde el fondo marino al techo de la Unidad Alóctona y afectan a los sedimentos plioceno-cuaternarios (Figs. V.14, S.P.400-700 y V. 24). En las Figs. V.8 (S.P. 3600-3800) y V.17 (S.P. 8400) se muestran ejemplos de fallas gravitacionales provocadas por elevaciones recientes del basamento.

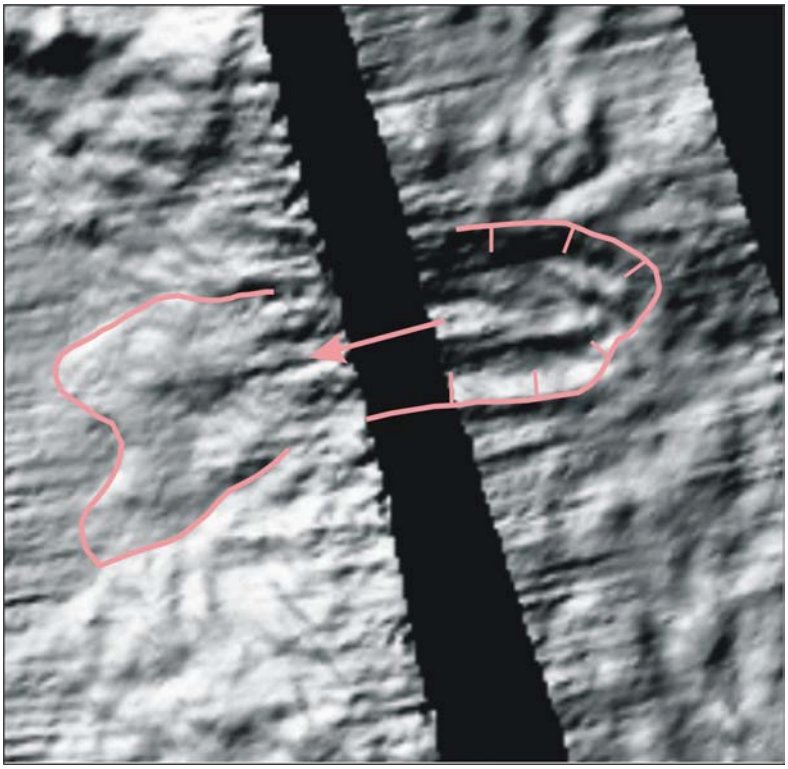


Fig. V.24. Detalle del mosaico de multihaz, en el que se muestran un ejemplo de deslizamiento observado en el Frente B (F-B). Situación en Fig. V.2.

Para terminar, otras estructuras extensionales corresponden a fallas normales enraizadas en las crestas de los diapiros (fallas crestales), que atraviesan los sedimentos suprayacentes (Fig: IV.4, S.P. 9000 y Fig. V.16, S.P. 4900-5000), y que pueden alcanzar la superficie, produciendo escarpes, así como otras fallas relacionadas con estas estructuras. Un ejemplo se presenta en el perfil TASYO-6 (Fig. V.15, S.P. 2794), donde se produce el encajamiento de un valle de unos 4-5 km de anchura en el bloque de muro de una falla normal, que acomoda la deformación producida por el ascenso de un diapiro salino, bajo el frente externo de la Unidad Alóctona. El depocentro del relleno de este valle (Valle de Cádiz) aparece desplazado de base a techo hacia el WSW, lo que parece indicar que el movimiento de ascenso es reciente.

V.2. ESTRUCTURA Y MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE LA UNIDAD ALOCTONA DEL GOLFO DE CADIZ.

La Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz ocupa la zona central del golfo (Fig. V.1), presenta forma de cuña y está constituida por un conjunto de láminas cabalgantes, que avanzan mar adentro (Fig. V.18). En algunas zonas, estas láminas pueden aparecer además superpuestas, asociadas a periodos de reactivación de la cuña posteriores a la etapa de emplazamiento principal. El progresivo avance de esta unidad hacia el W es el responsable de la morfología convexa que presentan las curvas batimétricas a lo largo

del talud (Vázquez et al., 2004), que forman una especie de abanico, que se extiende hasta la base del talud medio hasta alcanzar profundidades de 3600 m (Fig. V.1). A pesar de la fábrica caótica que presenta esta unidad en los perfiles sísmicos, es posible diferenciar una serie de reflectores que permiten delimitar, en muchos casos, el sistema de láminas cabalgantes que define su estructura interna (Figs. V.14 y V.17). Desde el límite con el Frente Subbético (FSb en Fig. V.1), estos despegues se enraízan en una superficie basal que aparece inclinada hacia tierra hasta aproximadamente el meridiano 8° 30' W, donde la pendiente se invierte (Fig. V.17). El aspecto caótico de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz y la carencia de una estructura organizada obedece tanto a su heterogénea composición, como a la deformación interna que ha sufrido. Aparece deformada por una gran variedad de estructuras: diapíricas (diapiros margoso-salinos de la zona central del Golfo de Cádiz y diapiros salinos del margen sudportugués y del margen marroquí), transcurrentes, extensivas, compresivas (pliegues, láminas cabalgantes, haces de escamas imbricadas), gravitacionales (deslizamientos), así como estructuras asociadas al escape de fluidos. El grado de aloctonía y la deformación interna disminuye en las llanuras abisales, donde los materiales que conforman este cuerpo adquieren un carácter parautóctono (Fig. V.5).

La composición de los materiales que constituyen la Unidad Alóctona y su área fuente, la estructura interna, el espesor, los fenómenos de deformación asociados a su desarrollo, así como los distintos mecanismos de emplazamiento implicados, nos han llevado a diferenciar tres cuerpos principales dentro de esta unidad. Estos cuerpos aparecen delimitados por tres frentes principales arqueados en planta, con expresión topográfica (Fig. V.25), que se han denominado A, B y C (F-A, F-B y F-C en Fig. V.1). Estos frentes se extienden entre el talud continental sudportugués y marroquí, y definen de E a W: la Cuña Bética, la Cuña Frontal, y la Cuña Oceánica, esta última ya en las llanuras abisales (Fig.V.1.).

V.2.1. Cuña Bética

Esta región constituye la prolongación en el margen continental de las Zonas Externas del Sistema Bético-Rifeño. Se extiende hasta el meridiano 8°30' W sobre la

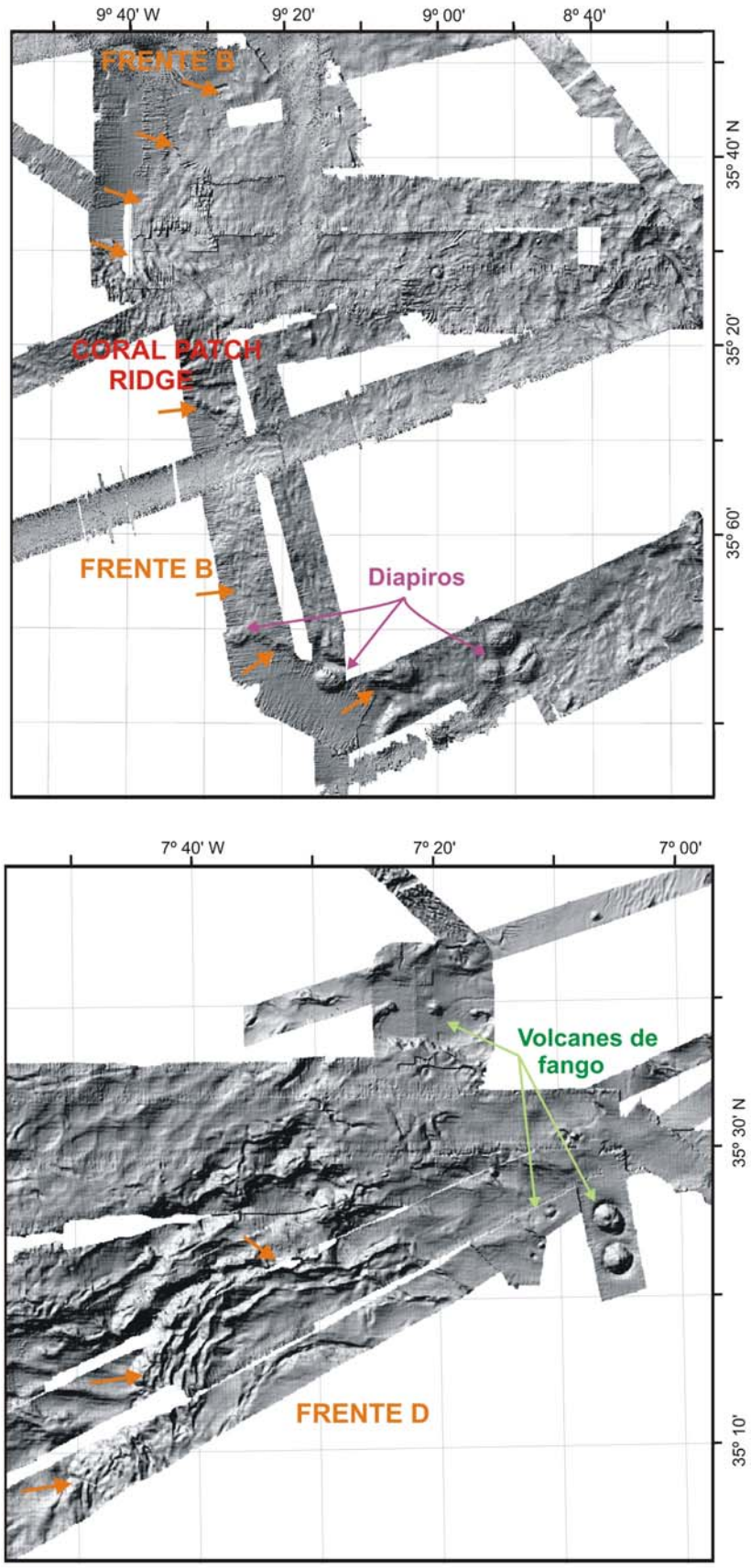


Fig. V.25. Mosaico elaborado con datos de sonda multihaz en el que se indica con flechas naranjas los Frentes B y D de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz (F-B y F-D en Fig.V.1).

plataforma continental, el talud medio y parte del talud inferior hasta los 2400-2600 m de profundidad, donde se localiza su límite externo, que aparece definido por el Frente C (definido como F-C en Fig. V.1.). Incluye también el denominado Frente D (F-D en Fig. V.1), relacionado con el Sistema Rifeño, que ha sido cartografiado mediante el mosaico obtenido con datos de sonda multihaz (Fig. V.25).

En esta región, el cuerpo caótico presenta una composición análoga a la determinada por los sondeos en la Cuenca del Guadalquivir para el denominado Complejo Olistostrómico Subbético, situado al norte de los Complejos Caóticos Subbéticos (Fig. II.10). En los sondeos realizados en el margen continental (IGME, 1987), aparece formado por una masa caótica compuesta fundamentalmente de arcillas y margas miocenas (Aquitaniense-Tortoniense) y evaporitas triásicas, así como otros materiales mesozoicos y paleógenos, procedentes del cinturón de pliegues y cabalgamientos de las Zonas Externas Béticas y Rifeñas. El espesor de la Unidad Alóctona disminuye progresivamente hacia el norte, hasta alcanzar las elevaciones del basamento varisco del margen sudportugués (Banco del Guadalquivir y Alto de Portimao), que actúan de muro de contención en su avance. Así mismo, la unidad se hace más somera en esta dirección. Hacia el oeste, su potencia alcanza hasta unos 2.5 s T.D. (2800-2900 m de espesor).

La estructura de la unidad consiste en una serie de cabalgamientos de bajo ángulo, cuya superficie basal, en una sección E-W, se encuentra inclinada hacia el W. La dirección de transporte tectónico varía alrededor del arco subbético de NW en la zona septentrional, a SE en la meridional. La edad de los sedimentos que cubren esta unidad se hace más moderna hacia su frente externo. En las proximidades del Frente Subbético (Figs. IV.4 y V.1), la unidad aparece recubierta por materiales de edad Langhiense-Cuaternario, según los datos proporcionados por los sondeos Neptuno-1 y Cádiz G-1 (IGME, 1987). Sin embargo, en su borde externo septentrional está constituida por una cuña delgada, que yace sobre la unidad M1 de edad Langhiense-Tortoniense inferior y que se interdigita con la unidad M2 del Tortoniense superior (Figs. II.16 y IV.7). Podemos deducir por consiguiente, que el emplazamiento se hace más moderno en esta dirección. Cabe recordar que en el relleno de la Cuenca del Guadalquivir en la zona emergida, se han diferenciado dos grandes conjuntos estratigráficos, el inferior, formado por sedimentos del Langhiense-Serravalliense depositados en la fase previa de surco

profundo, y el superior, compuesto por los depósitos propios de la cuenca de antepaís, de edad Mioceno superior y Plioceno (Vera, 2000, Fernández et al., 1998).

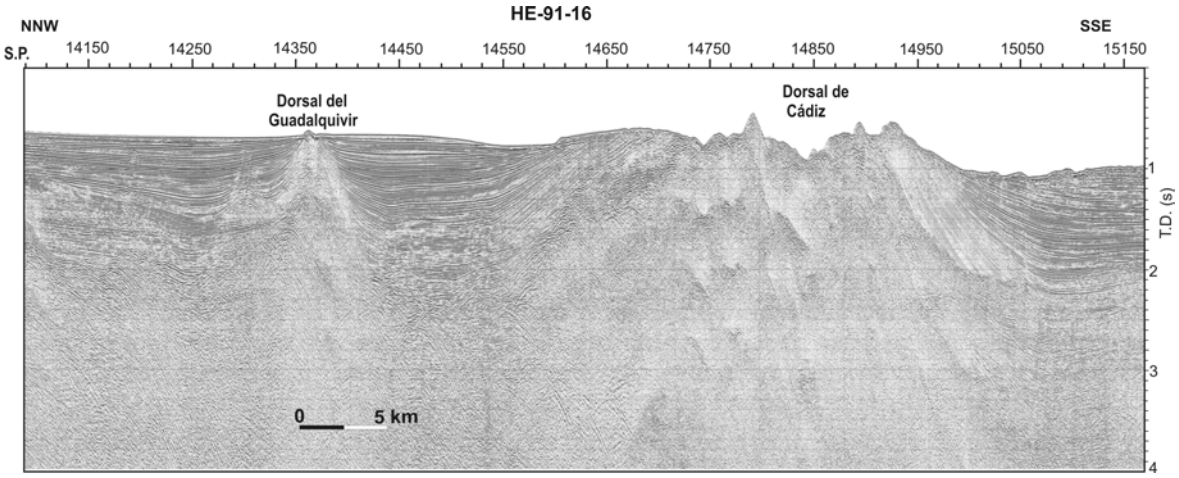


Fig. V.26. Perfil sísmico multicanal HE-91-16 a través de las Dorsales diapíricas del Guadalquivir y Cádiz. Situación en Fig. V.2.

La Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz se caracteriza por presentar una intensa deformación asociada al desarrollo de diapiros margo-salinos (Figs. V.16 y V.26), que constituyen una serie de dorsales diapíricas de dirección NE-SW, en la zona septentrional, paralelas al Frente Subbético, que han sido ya descritas. Sobre este dominio destaca además la amplia distribución que alcanzan los volcanes de fango (Somoza et al., 2000; Somoza et al., 2003), que parecen alinearse igualmente según una dirección NE-SW, de hecho muchos se desarrollan sobre diapiros (Fig. V.1). Esta tendencia principal NE-SW, pasa a NW-SE en el sector meridional, similar a la que presentan las lineaciones tectónicas sobre el fondo definidas con datos de sonar de barrido lateral (Fig. V.1).

La Unidad Alóctona se emplazó en este dominio formando parte de la cuña orogénica pre-messiniense relacionada con la colisión oblicua de la Zonas Internas Béticas con el paleomargen sudiberico. Como consecuencia del emplazamiento del Subbético en forma de un cinturón de pliegues y cabalgamientos entre el Burdigaliense superior y el Tortoniense inferior, las Unidades Alóctonas fueron transportadas a lo largo del margen continental por delante del Frente Subbético (Fig. V.1), que constituiría el frente activo. Estas masas caóticas incluirían un gran volumen de sales, procedentes de la extrusión, división y desmembramiento de las evaporitas triásicas, que constituían el despegue basal de los cabalgamientos subbéticos. Las evaporitas junto con las margas

miocenas actuaron a su vez, como superficies de despegue a lo largo de un talud inclinado mar adentro, favoreciendo así el desarrollo de procesos gravitacionales en masa. Como consecuencia de todo este proceso, se producen sucesivas imbricaciones y la traslación progresiva de la Unidad Alóctona hacia aguas más profundas.

En contraste con la Cuenca del Guadalquivir y la Cuenca del Rharb, donde estas unidades están restringidas a la mitad meridional y septentrional de la cuenca respectivamente, en el Golfo de Cádiz, la existencia de una mayor espacio de acomodación, facilitó la expulsión radial. Así, frente a los 50 km que ocupa en el continente en las proximidades de la costa de Cádiz, en el margen alcanza unos 110 km medidos entre el Frente Subbético y el Frente C (FSb y F-C en Fig. V.1). La distribución y extensión alcanzada estuvieron controladas por el paleorelieve existente. El avance de las láminas cabalgantes fue bloqueado por altos del basamento como el Banco del Guadalquivir y el Alto de Portimao. La forma ondulada del frente externo de la Unidad Alóctona es el resultado de la interacción con estos obstáculos del basamento, que a su vez actuaron canalizando la migración de los frentes mar adentro.

Hasta el momento, todos los autores coinciden en que este proceso tuvo lugar en el Mioceno superior. En nuestra opinión, sin embargo, debió iniciarse en una edad más temprana. La edad de los materiales que recubren las Unidades Alóctonas (sondeo Neptuno-1 y Cádiz G-1, Fig. V.1) indica que se iniciaría en el Mioceno medio en las proximidades del Frente Subbético, coincidiendo con el emplazamiento del Complejo Subbético y finalizaría en el Mioceno superior en su frente externo. Posteriormente, se produce el colapso gravitacional en el Mioceno superior-Plioceno, contemporáneamente a la progresión de la cuña hacia aguas más profundas, formándose un sistema de fallas lístricas (Fig. V.1). Estructuras análogas han sido también descritas en los Mantos Prerifeños de la Cuenca del Rharb en Marruecos, según se observa en la Fig. V.1 (Flinch y Vail,1998; Service Géologique du Maroc, 1985). Este colapso gravitacional se relaciona con las mayores tasas de subsidencia registradas en el sector oriental del Golfo de Cádiz (Maldonado et al., 1999). De esta forma, continua la deformación y la migración hacia el oeste de la Unidad Alóctona. Se ha propuesto que la actividad diapírica margo-salina se inicia en el Mioceno, con una fase de reactivación posterior durante el Plioceno y Cuaternario (Fernández Puga, 2004). Esta datación nos permite relacionar la formación de diapiros en un primer momento con la sobrepresión ejercida por las láminas cabalgantes, y en una segunda etapa con el colapso gravitacional.

La sobrepresión provocada tanto por los fenómenos diapíricos como por los cabalgamientos y el transporte gravitacional en masa, daría lugar a la migración de fluidos con metano contenidos en la Unidad Alóctona a zonas con menor gradiente de presión a través de las diferentes fracturas existentes (Somoza et al., 2003). Este proceso produciría localmente la formación de volcanes de fango.

De todo lo anteriormente expuesto se deduce que, la discusión planteada entre un mecanismo gravitacional (Baldy et al., 1977) o diapírico (Flinch et al., 1996, Berástegui et al., 1998), para el emplazamiento de la Unidad Alóctona resulta innecesaria, ya que ambos procesos han jugado un importante papel y están estrechamente relacionados. El emplazamiento inicialmente tectónico estaría acompañado de un transporte gravitacional, en la que los procesos diapíricos han jugado un importante papel. Esta idea estaría acorde con los planteamientos propuestos por Somoza et al. (1999).

V.2.2. Cuña Frontal

Comprende el área del talud inferior que se extiende entre los Frentes C y B (F-C y F-B en Fig. V.1), situado a unos 4200 m de profundidad (Fig. V.25), y la zona de transición a las llanuras abisales, cuyo límite externo está constituido por el Frente A (F-A en Fig. V.1), en el borde oriental de la Llanura Abisal de la Herradura. El sector situado entre el Frente B y el Frente C se caracteriza por un aumento en la pendiente del techo del cuerpo alóctono hacia el W, hasta alcanzar el Frente B (Fig. IV.2). Así mismo, se observa un cambio en las curvas batimétricas, cuya traza arqueada pasa de convexa a cóncava en esta zona de transición (Fig. V.1). Este sector se caracteriza también por una asimetría en la distribución de la Unidad Alóctona, al predominar el avance hacia la Llanura Abisal de la Herradura, respecto a la Llanura del Sena.

La composición de la Unidad Alóctona en la Cuña Frontal parece variar, ya que aparentemente todos los sedimentos miocenos, e incluso en algunas zonas oligocenos, parecen estar involucrados (Fig. V.18). Es probable que la cuña incorpore también evaporitas triásicas autóctonas, procedentes de su extrusión e inyección a favor de fallas (Fig. V.18). De todo esto se deduce un cambio en el área fuente de los materiales, que correspondería fundamentalmente al propio relleno de la cuenca, que habría sido deformado y transportado mar adentro. El escaso desarrollo de estructuras diapíricas

similares a las existentes en la Cuña Bética, debido a un menor contenido en sales triásicas, parece avalar este cambio en la composición. No obstante, no se cuenta con ningún dato objetivo que avale esta propuesta, ya que no se ha realizado ningún sondeo. La Unidad Alóctona aparece cubierta por sedimentos plioceno-cuaternarios plegados, e intensamente deformados, que dan lugar a una topografía muy irregular del fondo marino, especialmente entre los frentes C y B (F-C y F-B en Fig. V.18).

El espesor de los materiales disminuye desde el Frente C, donde alcanza unos 2.4-2.5 s T.D. (2900 m) a 1 s T.D. (1150 m) en el Frente A, en la Llanura Abisal de la Herradura y en las proximidades del Coral Patch Ridge (Figs. IV.8 y V.II). Disminuye también hacia los bordes septentrionales y meridionales de esta cuña, al mismo tiempo que el techo se hace progresivamente más somero. Al norte del Sistema de Gorringe-La Herradura, el espesor de la Unidad Alóctona decrece notablemente hasta unos 1.5 s T.D. (1725 m), y especialmente sobre el Alto de Albufeira (0.5 s T.D., 575 m), donde se extiende hasta prácticamente la base del talud medio (Fig. V.14). Al sur, el Coral Patch Ridge impide el avance de esta unidad, que se acuña hacia su ladera oriental (F-B, Fig. V.22). Sobre la cumbre de este monte submarino, donde se encuentra sellada por tan solo 200 ms T.D. de sedimentos muy deformados, desaparece.

En conjunto, la estructura interna de esta Unidad corresponde a un sistema de cabalgamientos enraizados en un despegue basal muy profundo (llega a localizarse a 3 s T.D. del fondo), cuya pendiente sufre un cambio, ya que pasa de buzar hacia el W, como en el dominio oriental, a estar ligeramente inclinada hacia el E. El punto de inflexión coincide aproximadamente con el Frente B en la parte septentrional (F-B en Figs. V.1 y V.18), mientras que en el sector meridional, se encuentra a unos 50 km al este de este frente.

En la Cuña Frontal disminuye el número de volcanes de fango con respecto a la Cuña Bética, quizás debido a una mayor coherencia en la estructura interna y al menor desarrollo de diapiros, lo que proporcionará un menor número de vías de escape para la migración y expulsión de fluidos (Fig. V.1).

En el sector oriental de este dominio, la traslación hacia el W de la cuña parece obedecer a un mecanismo gravitacional (Fig. V.18, S.P. 4400-5800). Sin embargo, en el sector occidental, el avance de la Unidad Alóctona sobre una pendiente opuesta al

sentido de la traslación, sugiere un transporte tectónico, favorecido por el régimen compresivo continuado dirigido hacia el NW-SE. El cambio de pendiente coincide con el sector en el que la cuña frontal aparece delimitada al norte y al sur por importantes fallas en dirección: Sistema de Gorringe-La Herradura y Sistema del Coral Patch Ridge, así como por dos elevaciones del basamento que constriñen su migración (Fig. V.1).

De lo expuesto anteriormente se puede deducir, que estas fallas, junto con el Cabalgamiento de la Herradura facilitarían el transporte tectónico hacia el oeste, el cual muestra una ligera rotación hacia el WNW. Este movimiento estaría favorecido por la importante componente compresional que presenta la falla meridional del Sistema de Gorringe-La Herradura, que daría lugar al aplastamiento y consiguiente empuje de los materiales del bloque de muro (Fig. V.18). Además, el avance de esta cuña se produce entre el Alto de Albufeira y el Coral Patch Ridge, que forman un estrechamiento, que forzaría el escape de la Unidad Alóctona hacia el oeste. Al mismo tiempo que se produce el transporte hacia las llanuras abisales, se favorecería también el deslizamiento gravitacional a favor de la pendiente en sectores más orientales. Este mecanismo implicaría que el Sistema de Gorringe-la Herradura estaría activo desde el Mioceno superior, coincidiendo con el inicio de la convergencia NW-SE.

La Unidad Alóctona muestra además, claros ejemplos de deformación y reactivación en sus bordes externos septentrional, y meridional, e incluso en las zonas centrales, que se pone de manifiesto por la existencia de láminas superpuestas a los cabalgamientos que estructuran la cuña, transportadas con posterioridad a la etapa de emplazamiento principal.

En el límite septentrional, la Unidad Alóctona aparece reactivada y posteriormente deformada, en relación con la actividad de las fallas del Sistema de Gorringe-La Herradura y los procesos halocinéticos (Figs. V.14, V.15 y V.17). En el frente externo se forman como consecuencia, una serie de escamas imbricadas que se propagan a partir de la cresta del anticlinal formado, interdigitándose con los sedimentos del Plioceno-Cuaternario, que también están afectados (Fig. V.15, S.P. 3007-3207). Otro ejemplo de reactivación se muestra en la Fig. V.27 B, donde al pie del flanco meridional del Alto de Albufeira, se observan varias láminas superpuestas de unos 500 ms T.D. de espesor y una longitud de unos 20-50 km sobre el cuerpo alóctono. Se trata de láminas deslizadas

a favor de fallas que se prolongan hasta el fondo marino, producidas por una elevación reciente del citado alto.

En el sector central, el Frente A (F-A en Fig. V.1), muestra también indicios de reactivación, producida por el Cabalgamiento de la Herradura (Figs. V.5 y V.27A). La actividad de esta falla parece, al menos en parte, posterior al emplazamiento de la Unidad Alóctona que aparece plegada y elevada. Este cabalgamiento, al igual que los que se extienden sobre la llanura abisal, produce en su avance el transporte de la cuña alóctona, al mismo tiempo que en su parte trasera, se produce un aumento en la inclinación de las rampas internas de la cuña (Fig. V.5). Además, la elevación tectónica actúa como mecanismo de disparo en la reactivación y avance de pequeñas láminas que aparecen así aparentemente superpuestas, como resultado de procesos gravitacionales a lo largo del escarpe, mediante fallas que se extienden desde la superficie del fondo marino hasta el techo de la Unidad Alóctona (Fig. V.27A).

Todos estos ejemplos atestiguan la reactivación de la cuña en tiempos recientes (Plioceno-Cuaternario), tras la etapa de emplazamiento principal. Es posible que, como consecuencia, se incorporen materiales procedentes de la desmantelación de los altos, aunque en ningún caso constituirían el grueso de la Unidad Alóctona, tal y como propone Torelli et al (1997) en este sector.

Finalmente, cabe mencionar que en el margen de Marruecos, el límite meridional y suroccidental de la cuña está afectado por una serie de diapiros alineados según una dirección ENE-WSW (Fig. V.1). Estos diapiros salinos atraviesan la Unidad Alóctona hasta alcanzar prácticamente la superficie, puesto que llegan a producir relieves en el fondo (Fig. V.25).

V.2.3. Cuña oceánica

Este frente se extiende sobre la Llanura Abisal de la Herradura a profundidades de unos 4800 m, a una distancia de 370-460 km de la costa de Cádiz. Su espesor decrece progresivamente desde 1 s hasta 0.5 ms en la parte central de la llanura, desapareciendo a la altura del meridiano 11° 50’ W -12° W.

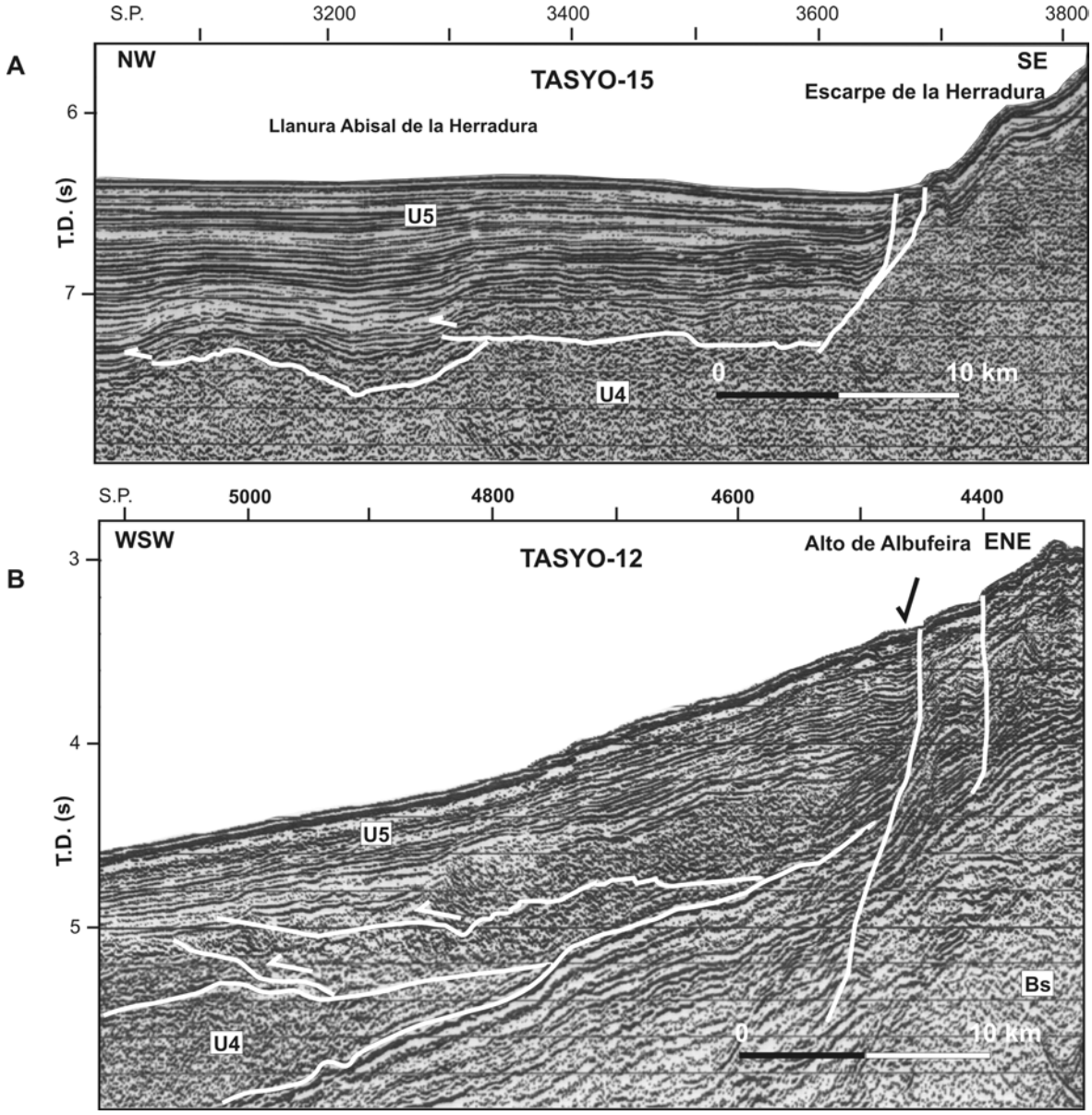


Fig. V.27. Detalles de los perfiles sísmicos TASYO-15 (A) y TASYO-12 (B) en los que se muestra la reactivación de la cuña producida por la actividad tectónica y elevaciones del basamento asociadas. U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; U5: Plioceno-Cuaternario. Situación en Figs. V.8 (A) y V.18 (B).

La cuña aparece formada por materiales miocenos pertenecientes al propio relleno de la cuenca. Se apoya sobre sedimentos a los que hemos atribuido una edad Mioceno inferior-medio y aparece cubierta por sedimentos que se disponen en *onlap* sobre la Unidad Alóctona, cuya edad podría ser Plioceno-Cuaternario (Fig. V.10). El espesor de este recubrimiento aumenta hacia el oeste, al tiempo que disminuye el

espesor de esta unidad, que se acuña hacia el norte y hacia el sur, al pie del Banco de Gorringe y de la elevación que forma el Coral Patch Ridge respectivamente (Fig. V.20).

En este dominio, el carácter caótico de la cuña disminuye considerablemente, llegando a presentar reflectores subparalelos y semi-continuos, adquiriendo ya un carácter parautóctono (Fig. IV.3). Así mismo, muestra una deformación interna progresivamente menos intensa hasta alcanzar su frente externo.

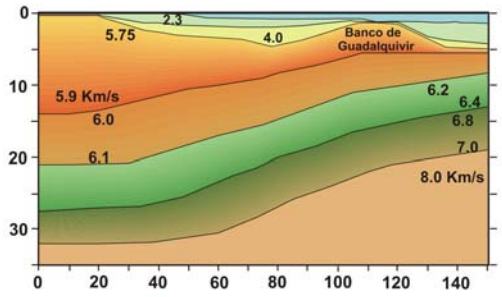
La estructura interna está definida por una serie de cabalgamientos de menor entidad que en los sectores anteriormente descritos. Estos cabalgamientos se desarrollan sobre una superficie subhorizontal y ligeramente ondulada, concordante con los sedimentos infrayacentes (Fig. V.5). La Unidad Alóctona aparece además deformada con posterioridad a su emplazamiento por la actividad de cabalgamientos y fallas en dirección que llegan a afectar al basamento, formándose elevaciones que prácticamente alcanzan el fondo marino (Figs. V.6 y V.21). Estos cabalgamientos favorecen el transporte de la unidad hacia el oeste.

En síntesis, se propone que la evolución y estructura de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz se desarrolla bajo el régimen compresivo en una secuencia de tres etapas, que se desarrollan y están representadas en cada uno de los dominios diferenciados. El emplazamiento de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz se inicia en el Mioceno medio, aunque transcurre fundamentalmente en el Mioceno superior. Posteriormente ha sufrido un proceso de reactivación y deformación relacionado con la actividad tectónica correspondiente al Plioceno-Cuaternario.

Durante cada etapa tienen lugar una serie de procesos que se han repetido sucesivamente: cabalgamientos, deslizamientos gravitacionales y/o transporte tectónico y el subsecuente colapso extensional en la trasera del frente de avance, que a su vez favorecería a su vez la formación de nuevos cabalgamientos en el frente activo. De esta forma, el mecanismo de emplazamiento pasa de gravitacional en la Cuña Bética a gravitacional y tectónico en la Cuña Frontal, y finalmente tectónico en la Cuña oceánica. La migración de la deformación a las llanuras abisales, no implica su cese en el dominio oriental. Estos mecanismos de emplazamiento serán abordados más adelante en el marco de la evolución cenozoica regional.

Ante los datos anteriormente expuestos y para terminar, es importante mencionar las marcadas diferencias existentes entre el denominado Complejo Olistostrómico del Guadalquivir y la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. Estas diferencias se ponen de manifiesto en la diversidad de las áreas fuente de los materiales que las componen, en la extremada diferencia entre el volumen y la superficie ocupada, y en los mecanismos y áreas sobre las que se produce el emplazamiento. A pesar de ello, podemos concluir, que las características, la estructura y el emplazamiento de la Cuña Bética están estrechamente relacionadas con las del Complejo Olistostrómico de la Cuenca del Guadaquivir; pero esta circunstancia no es ampliable a la Cuña Frontal y Cuña Oceánica.

CAPÍTULO VI: MODELO DE LA CORTEZA EN EL MARGEN SUDPORTUGUÉS. EL BANCO DEL GUADALQUIVIR



VI. MODELO DE CORTEZA EN EL MARGEN SUDPORTUGUÉS. EL BANCO DEL GUADALQUIVIR

La estructura del margen continental sudportugués se caracteriza por un talud medio, cuyo límite externo está definido por una elevación del basamento, claramente definido en el mapa batimétrico (Fig. VI.1). Esta elevación, situada a unos 80-100 km de la costa, ha sido denominada de forma generalizada Banco del Guadalquivir. Sin embargo dentro de este bloque elevado del basamento, se diferencian tres relieves principales en el mapa batimétrico y en los perfiles sísmicos de multicanal, que han sido denominados: Alto de Portimao, Alto de Albufeira y Banco de Guadalquivir (Fig. VI.2).

El análisis tectónico llevado a cabo en el capítulo anterior ha puesto de manifiesto la importancia que adquieren estos altos del basamento, que constituyen uno de los rasgos morfoestructurales más marcados del margen continental del Golfo de Cádiz. El interés que presentan se justifica además, por su situación en el límite entre el margen del Algarve y el margen bético, por su importante elevación, y por contener los únicos afloramientos del basamento varisco del margen. Su presencia ejerce una influencia notable sobre la arquitectura sedimentaria y condiciona así mismo, el emplazamiento de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz en el talud. Desde el punto de vista geofísico, las dimensiones e importancia de estos altos estructurales del basamento quedan patentes en los mapas de anomalías gravimétricas de aire libre y magnéticas (Fig. VI.3), en los que se reconoce una anomalía positiva de gravedad de 120 mGal de dirección NE-SW que se extiende entre los meridianos 7º W y 8º 50' W (Roberts, 1970; Dañobeitia et al., 1999; Carbó et al., 2000), y una anomalía magnética de 300 nT pico a pico, que sin embargo, adopta una dirección E-W (Dañobeitia et al., 1999; Catalán et al., 2000). El análisis de la distribución de terremotos indica que la región del Banco del Guadalquivir es una de las zonas de mayor actividad sísmica del Golfo de Cádiz (Fig. II.38). Se

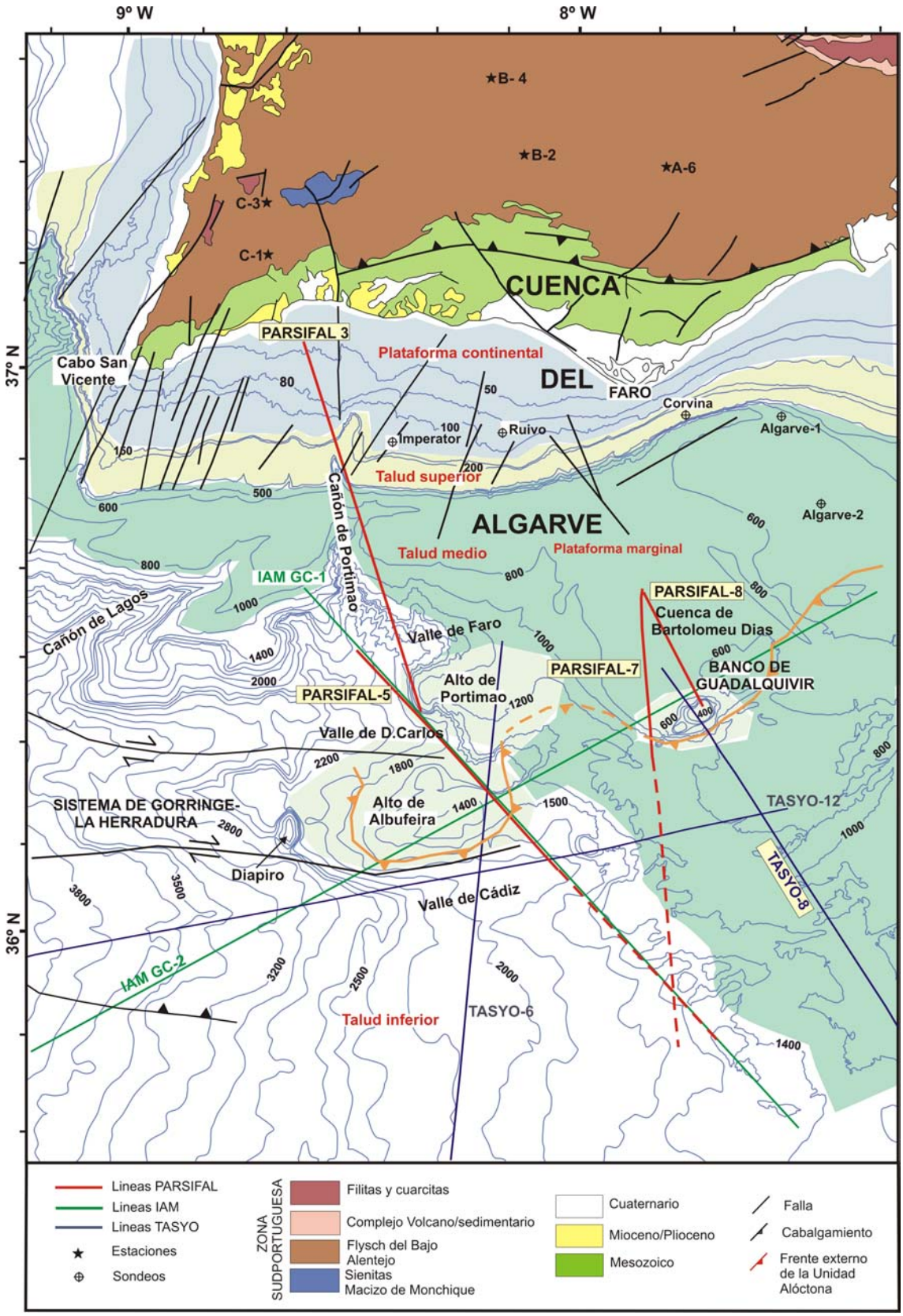


Fig. VI.1. Mapa geológico regional y situación de los perfiles de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo, perfiles de sísmica multicanal utilizados en la interpretación y sondeos. En el margen continental se ha diferenciado con colores la plataforma continental (azul), el talud superior (amarillo) y el talud medio (verde).

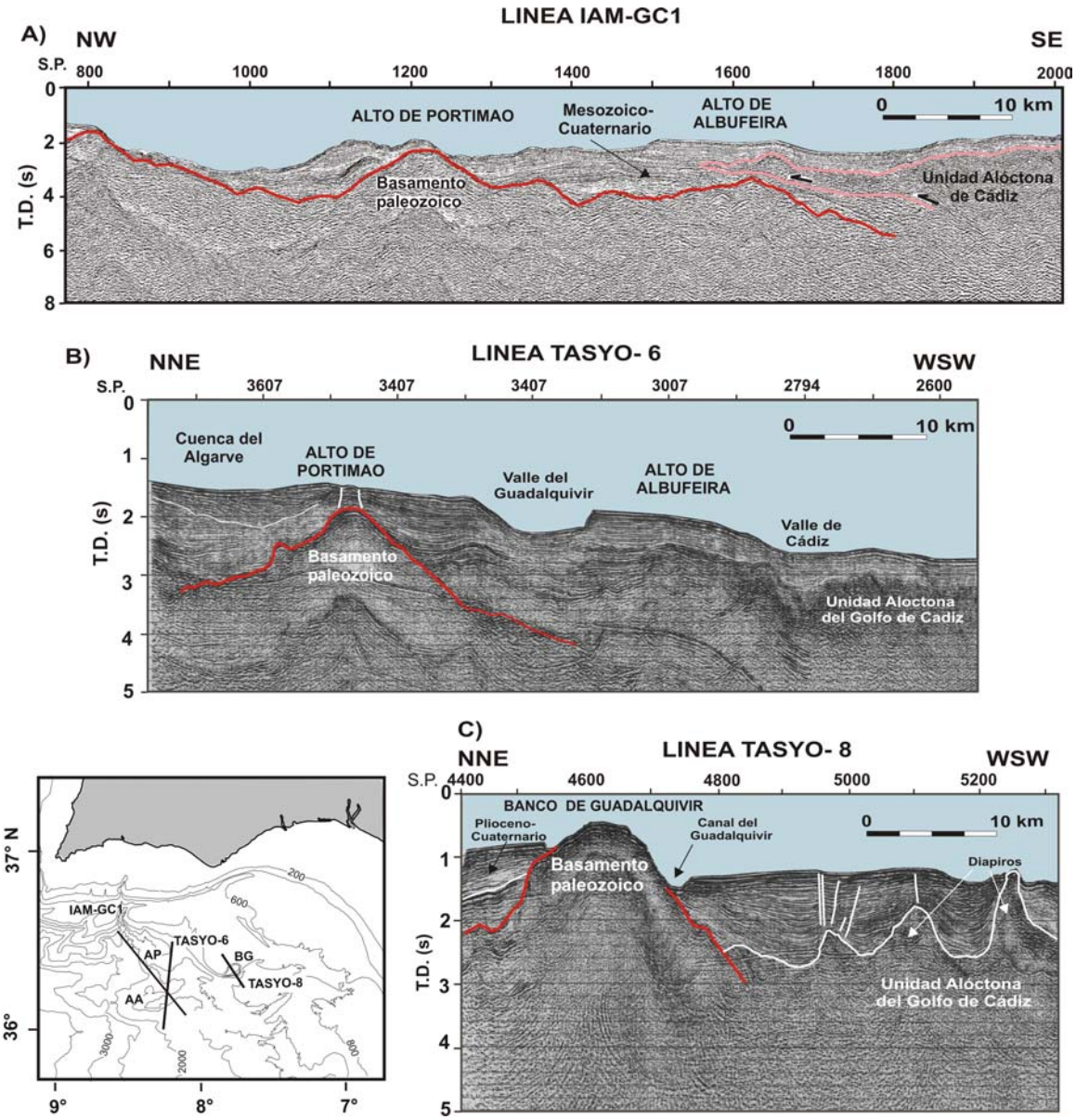


Fig. VI.2. Perfiles sísmica de multicanal que cruzan los Altos de Portimao y Albufeira y el Banco del Guadalquivir, en los que se observa la deformación asociada a los sedimentos miocenos y plioceno-cuaternarios en ambos flancos de los altos.

observa una gran concentración de terremotos de carácter somero e intermedio, que presentan una tendencia general NE-SW (Buforn et al., 1995; Vázquez y Vegas, 2000; Vázquez, 2001).

En consecuencia, el estudio de este rasgo morfoestructural no sólo es importante en sí mismo, sino también para una mejor comprensión de la evolución tectónica del margen continental del Golfo de Cádiz. Por esta razón, en este trabajo se ha abordado el estudio de este sector del margen de forma específica y a diferentes escalas, mediante la utilización de distintos métodos de prospección: sísmica de reflexión de alta-media

resolución (Topas y Sparker), sísmica multicanal y sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo, aunque siempre teniendo en cuenta los objetivos marcados en esta Tesis Doctoral. Además se han tenido en cuenta, los resultados de las muestras obtenidas del basamento aflorante en el Banco del Guadalquivir (Vegas et al., 2004). Con este estudio, no solo se pretende contribuir al conocimiento y caracterización de la corteza, sino

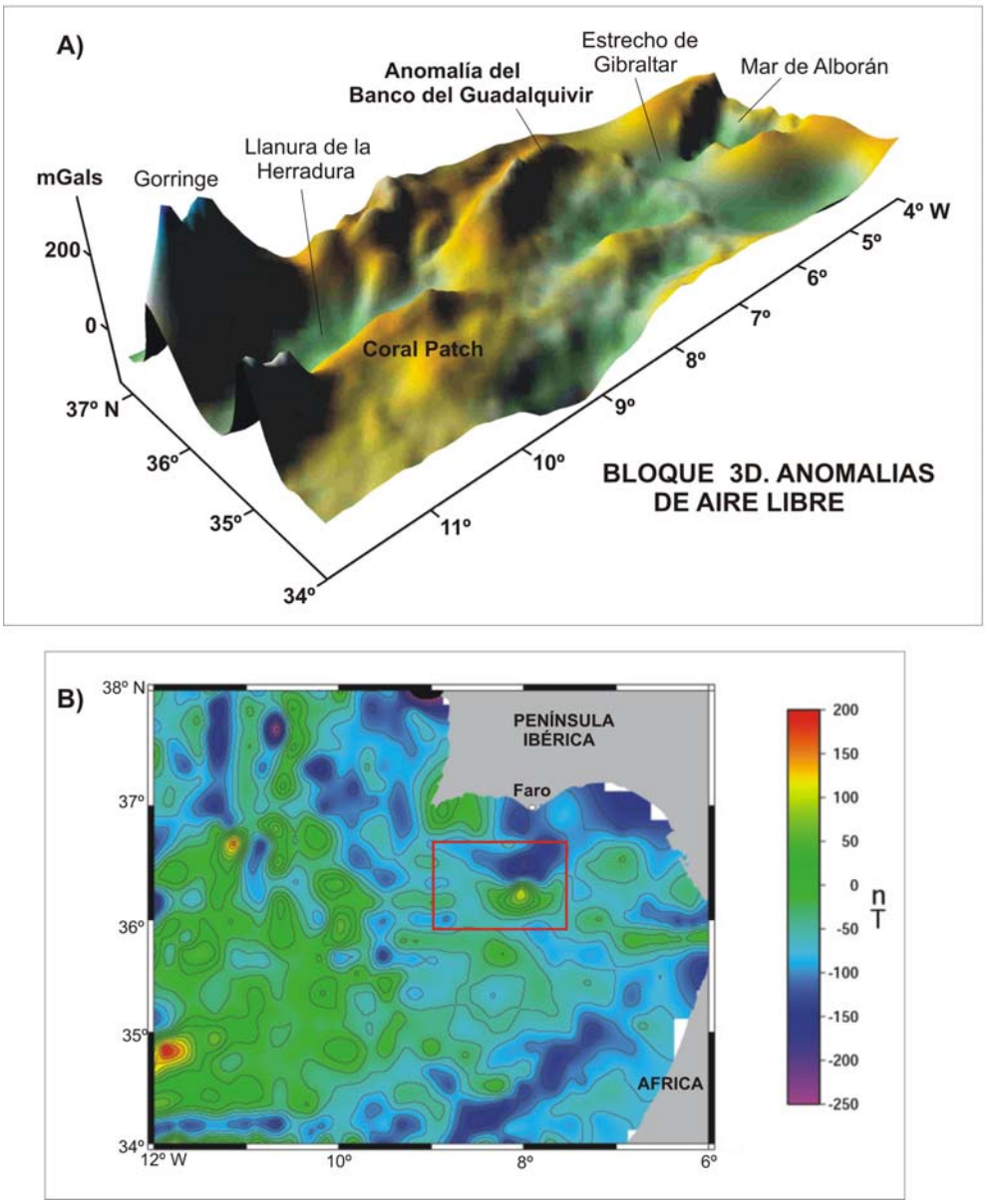


Fig. VI.3. A) Bloque 3D de anomalías gravimétricas de aire libre construido con los datos de Sandwell y Smith (1997), en el que se observa la anomalía de dirección NE-SW en la región del Banco del Guadalquivir. B) Mapa de anomalías magnéticas, en el que destaca la anomalía de dirección E-W situada en el margen continental portugués, al sur de Faro. El mapa ha sido elaborado con la base de datos *Geophysical Data System (GEODAS)* de Metzger y Campagnoli (2003). Tomado de Catalán et al. (2003).

también establecer el significado de estas elevaciones del basamento en el contexto de la estructura regional y la evolución del margen continental del Golfo de Cádiz, teniendo en cuenta toda la información proporcionada por los distintos métodos de prospección, así como la geología regional.

VI.1. DATOS SUPERFICIALES: FISIOGRAFÍA Y MUESTRAS OBTENIDAS

VI.1.1. Fisiografía

La morfología del margen continental en el sector estudiado, se caracteriza por una plataforma continental estrecha (unos 7 km), que da paso a un talud superior de carácter abrupto (120-400 m de profundidad) y a un talud medio (Fig. VI:1). Este talud consiste en una plataforma marginal (Hernández-Molina et al., 2003; Llave, 2003), con forma de cuña triangular y tendencia NE-SW, que sobresale hacia el interior del Golfo de Cádiz. La plataforma marginal presenta una anchura máxima de unos 100 km y alcanza profundidades de unos 1200 m. Su límite externo está definido por una serie de altos estructurales del basamento (Banco de Guadalquivir, y altos de Portimao y Albufeira), que dan lugar en las laderas surorientales a escarpes de gran pendiente (Fig. VI.4). Al oeste, su límite está definido por el cañón de Portimao, situado sobre la prolongación en el margen de la falla del mismo nombre (Fig. VI.1).

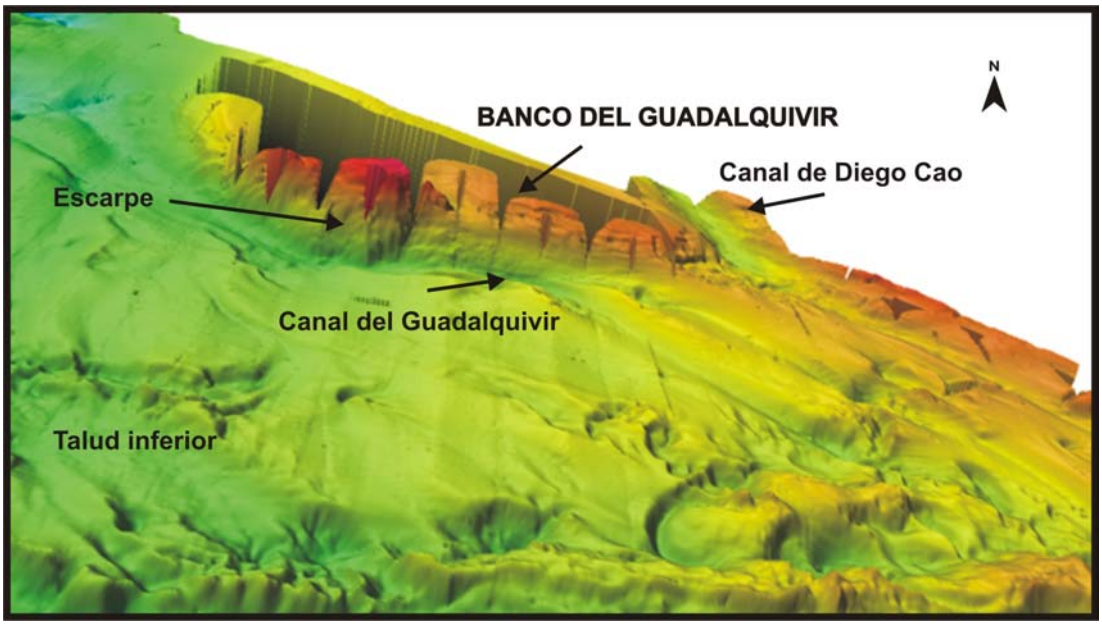


Fig. IV.4. Imagen 3D obtenida con sonda multihaz de la parte meridional del Banco del Guadalquivir y zona central del Golfo de Cádiz.

Los tres altos del basamento aparecen desplazados sucesivamente entre sí hacia el NW y SW: unos 16 km entre el Banco del Guadalquivir y el Alto de Portimao, y unos 28 km entre éste último y el Alto de Albufeira. El Banco del Guadalquivir constituye el único afloramiento varisco de grandes dimensiones existente en el margen sudportugués. Se trata de un alto fondo con una morfología elongada en planta, que se sitúa entre los meridianos 7º 43' W y 7º 51' W y los paralelos 36º 20' N y 36º 25'N. (Figs. VI.1 y VI.5). El

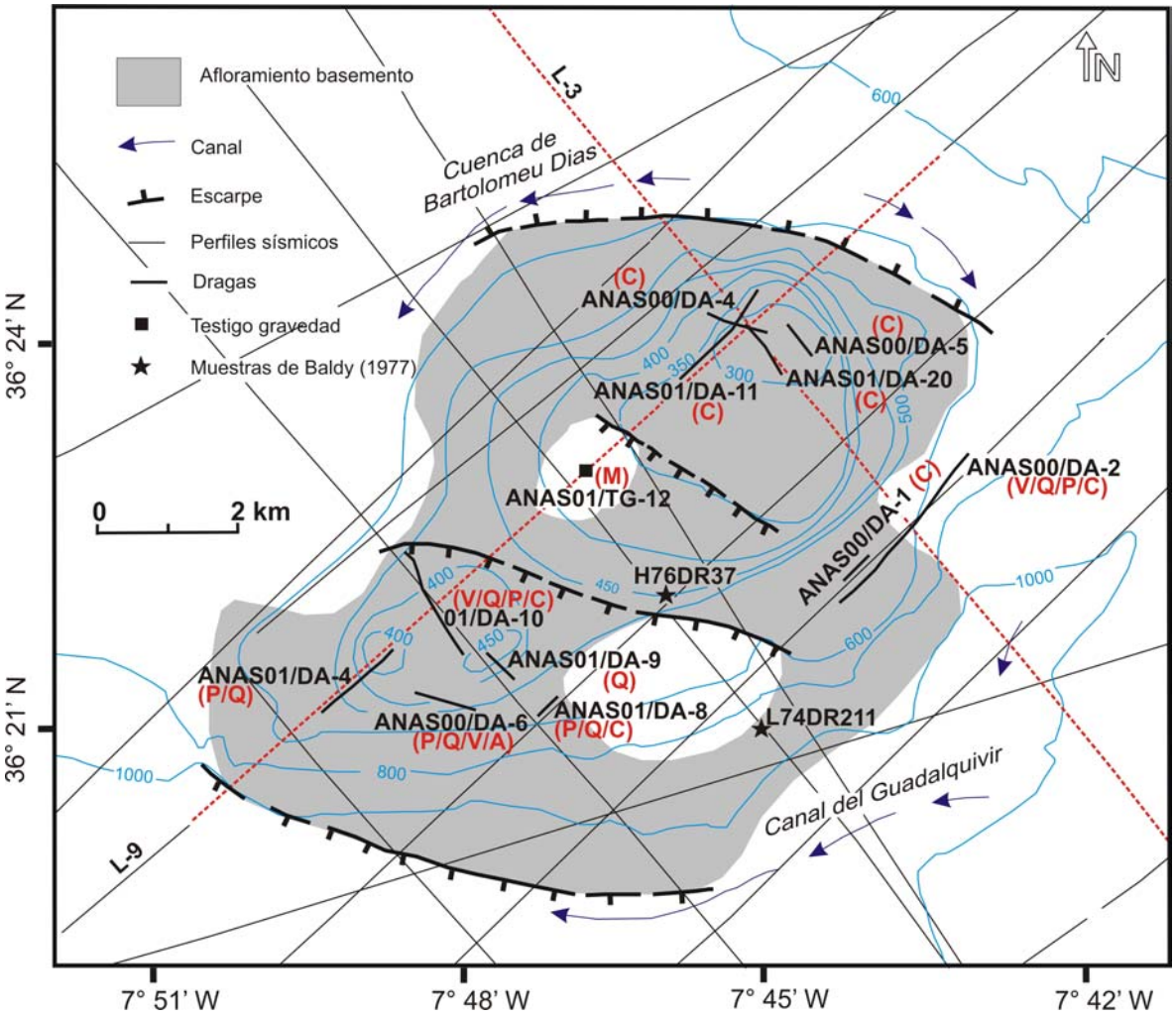


Fig. VI.5. Mapa batimétrico del Banco del Guadalquivir sobre el que se han situado los perfiles sísmicos de Sparker y las dragas de arrastre. Bajo el número de la draga se indica el tipo de roca recuperada. A: Anfibolitas, C: Costra calcárea fosfatada, M: Margas, P: Pizarras, Q: Cuarcitas, V: Rocas volcánicas. Las líneas discontinuas corresponden a los perfiles que se muestran en la Fig. VI.6.

Banco presenta unos 10 km de ancho y unos 14 de longitud según una dirección NE-SW, y muestra una asimetría morfológica transversal. Su flanco septentrional emerge desde profundidades de 600 m, alcanzando desniveles de 250-300 m en su cima. El borde meridional es más escarpado, ya que asciende desde profundidades de 900-1000 m, con

desniveles de 700-850 metros. Tal como se observa en la batimetría detallada y en los perfiles de Sparker (Figs. VI.5 y VI.6), el Banco se compone de dos relieves positivos separados por una zona de pendiente irregular, en cuyo centro se sitúa una pequeña depresión (Fig. VI.6b) con un relleno sedimentario de unos 150 ms (T.D.). El relieve más septentrional se encuentra a 250 m de profundidad y presenta una forma redondeada, mientras que el meridional se localiza a mayor profundidad, 380 m, y tiene una forma muy irregular.

El Alto de Portimao constituye la elevación más septentrional, y de mayores dimensiones. Se sitúa entre los meridianos 8° 25' W y 8º 05' W y los paralelos 36º 19' N y 36º 30'N (Figs. VI.1 y VI.2), al sur del cañón de Faro. Sus dimensiones son de unos 24 km de largo y 18 km de ancho, y su morfología es muy irregular en planta.

El Alto de Albufeira, de forma elongada y con una directriz NE-SW, se localiza entre los meridianos 8º 10' W y 9º W y los paralelos 36º 05' N y 36º 18'N. (Fig. VI.1). Se sitúa al SW del Banco del Guadalquivir y del Alto de Portimao. Su anchura es de unos 20 km y su longitud de unos 64 km. Excepto en su extremo oriental, este alto aparece rodeado por escarpes abruptos, que favorecen la formación de importantes deslizamientos gravitacionales (Fig. IV.3). Al norte y al sur limita con dos valles que se han denominado Valle de D. Carlos y Valle de Cádiz, por constituir este último la prolongación hacia el W del canal del mismo nombre (Figs. V.1 y VI.1). Esta elevación termina bruscamente hacia el S y SW, donde se observa una inflexión del talud que da lugar a un hundimiento de la superficie del fondo de unos 1400 m a lo largo de 15-20 km (Fig. IV.3). Al igual que el Alto de Portimao, corresponde a un bloque del basamento con una reducida cobertera sedimentaria en su cima, localizada en el extremo oriental. Hacia el oeste la profundidad del basamento aumenta progresivamente.

VI.1.2. Caracterización de las muestras del basamento en el Banco del Guadalquivir

Durante las campañas Anastasya 2000 y Anastasya 2001 se obtuvieron numerosas muestras de roca (Tabla III.5) mediante draga de arrastre en el afloramiento del basamento del Banco del Guadalquivir. La extensión del afloramiento junto con la localización de las muestras se presenta en el mapa de la Fig. VI.5 y en los perfiles sísmicos de Sparker de las Fig. VI.6. Estas muestras se recogieron en la cima meridional del Banco del Guadalquivir y en la ladera suroriental. Entre las rocas recuperadas, se

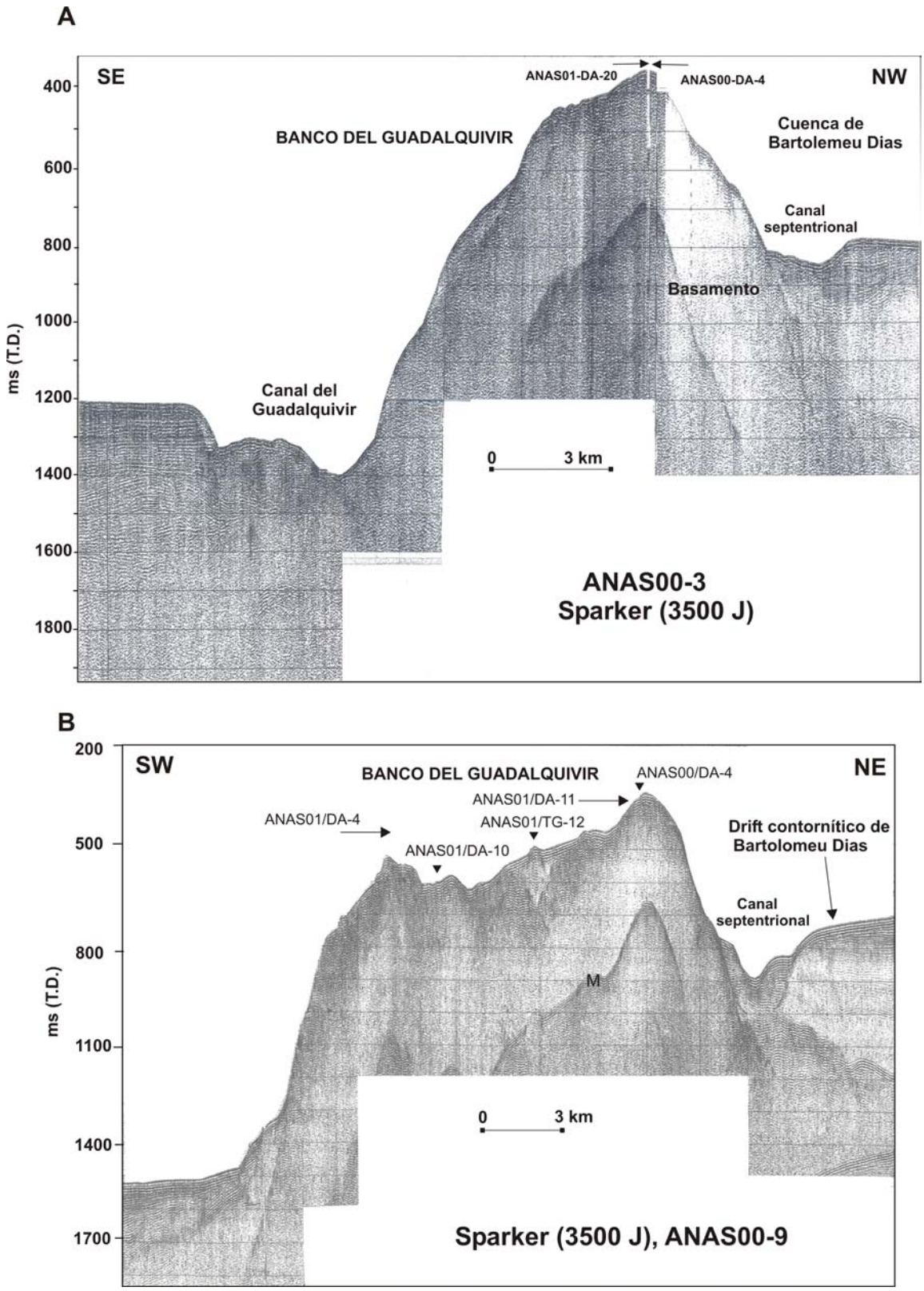


Fig. VI.6. Perfiles de Sparker ANAS00-3 (A) y ANAS00-9 (B) a través del Banco del Guadalquivir, en los que se observa la deformación de los sedimentos recientes a ambos lados del Banco. El Canal del Guadalquivir aparece parcialmente cubierto por materiales deslizados. Las flechas marcan la localización de los arrastres realizados con la draga. Situación en Fig. VI.5.

seleccionaron distintos fragmentos para su estudio que han sido adscritos a tres grupos diferentes (Vegas et al., 2004): rocas metasedimentarias, rocas volcánicas y metabasitas en facies de anfibolitas, siendo las primeras las más abundantes (Figs. VI.5, VI.7 y VI.8). El análisis petrológico indica que pertenecen al basamento varisco, más concretamente a la Zona Sudportuguesa, que aflora también en el sur de Portugal.

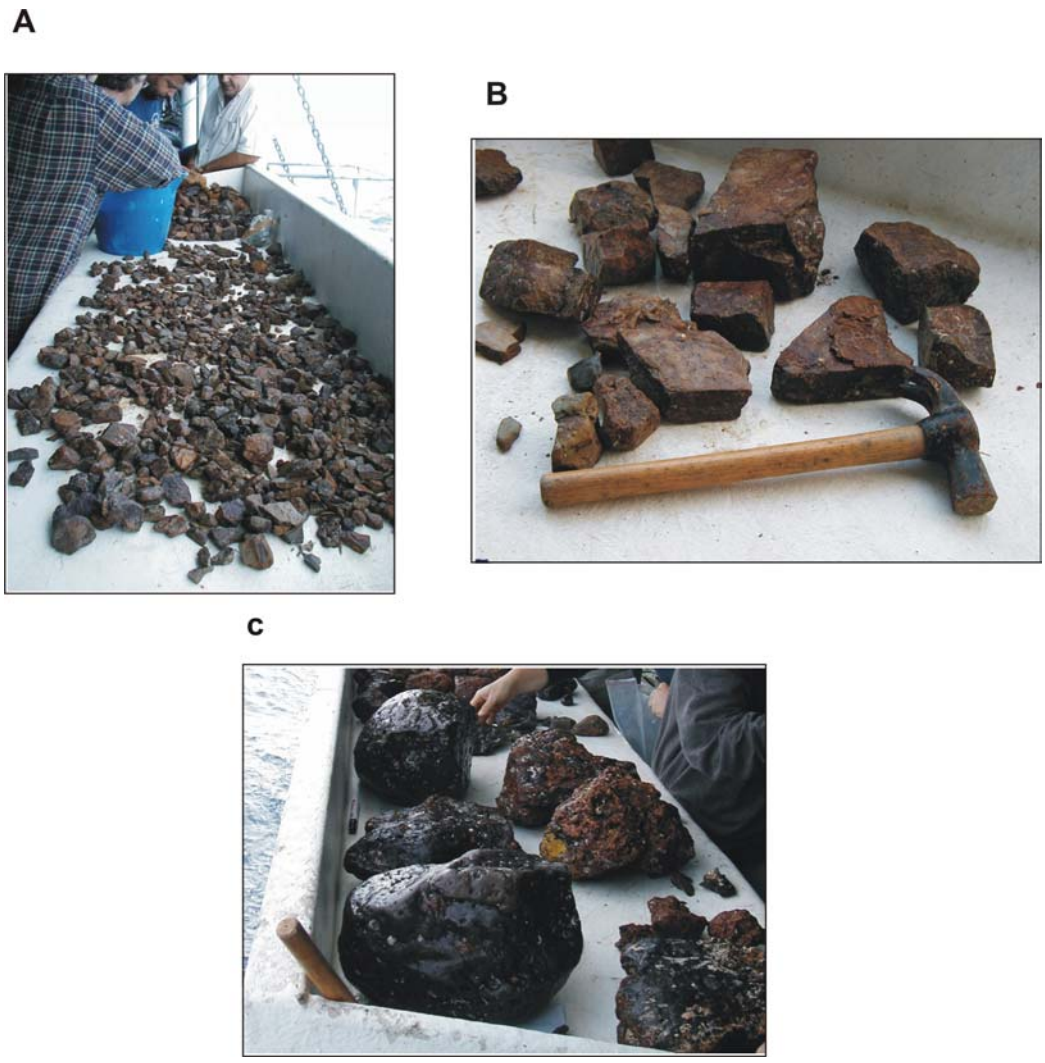


Fig. VI.7. Muestras de cuarcitas, pizarras (Dragas ANAS01/DA-8 y ANAS01/DA-4, Fotos A y B) y rocas volcánicas (ANAS01/DA-4, Foto C) obtenidas mediante draga de arrastre durante la campaña Anastasya01.

Además, se han muestreado grandes fragmentos de costras carbonatadas parcialmente fosfatadas (Mata et al., 2002), relacionadas con una superficie de *hardground*. Estas muestras carbonatadas se encuentran en la cima septentrional del Banco y en su ladera suroriental (Fig. VI.5 y VI.9). El estudio de los foraminíferos

contenidos en estas muestras (Fig. VI.8), permite aproximar una edad Tortoniense superior o Messiniense inferior (ANAS00/DA-4) para su formación (Vegas et al., 2004).

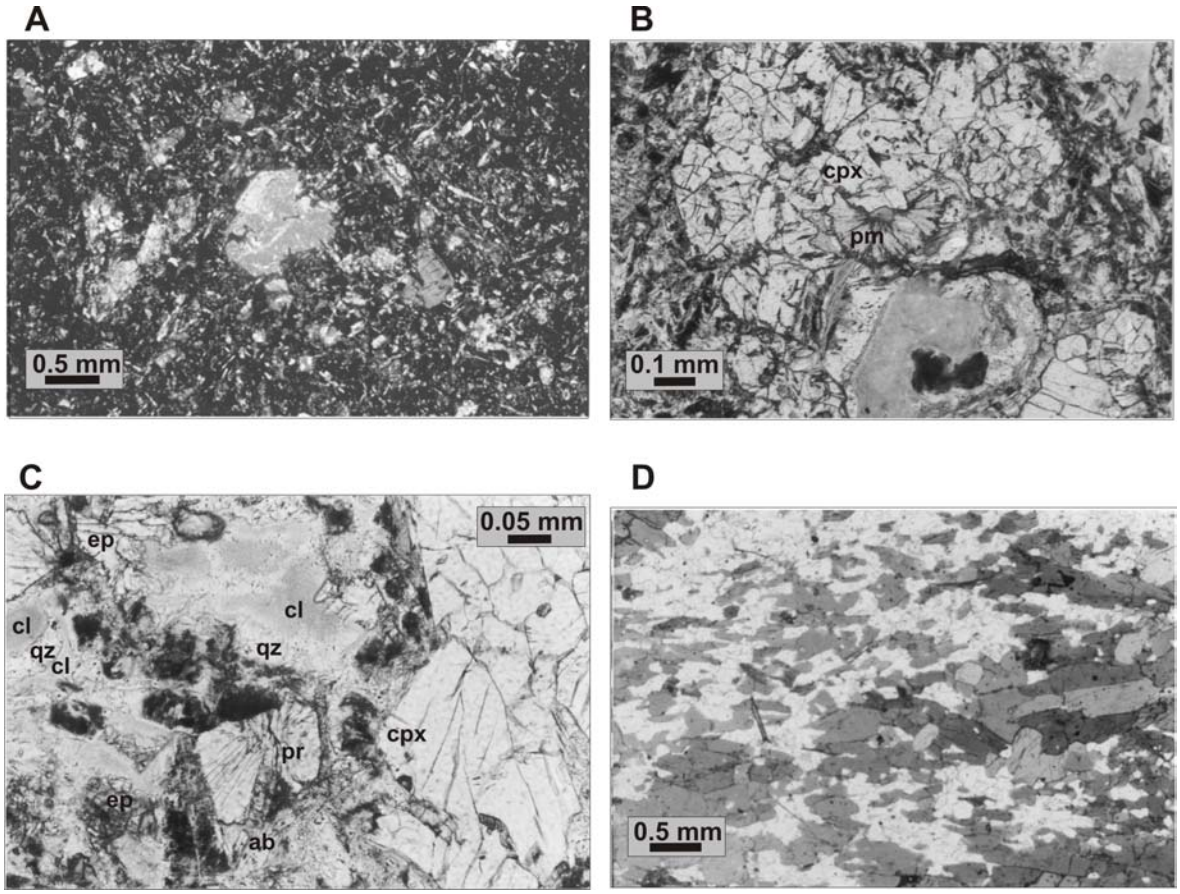


Fig. VI.8. A), B), C) Basaltos correspondientes a la muestra ANAS01/DA-10. D) Anfibolita (ANAS00/DA-6). ab: albita; cl: clorita, cpx: clinopiroxeno, ep: epidota, pr: prehnita, pm: pumpellita, q: cuarzo (Tomado de Vegas et al., 2004).

Las rocas metasedimentarias consisten en grauvacas (cuarzovacas, ANAS00/DA-6), pizarras cuarcíticas (ANAS01/DA-10, ANAS01/DA-4, y ANAS01/DA8) y cuarcitas (ANAS01/D-A8). Las rocas de origen volcánico están representadas por vidrios (ANAS00/DA6) y rocas volcánicas masivas con una composición basáltica (ANAS01/DA10) o andesítica (ANAS01/DA10).

Debe destacarse que, a pesar de que sería de esperar que las muestras de roca recogidas pertenecieran a formaciones del Flysch del Bajo Alentejo, por tratarse de los materiales aflorantes más cercanos a la costa (Fig. VI.1), las rocas analizadas resultan

afines a la Faja Pirítica, situada al norte de estas formaciones y a gran distancia de la costa.

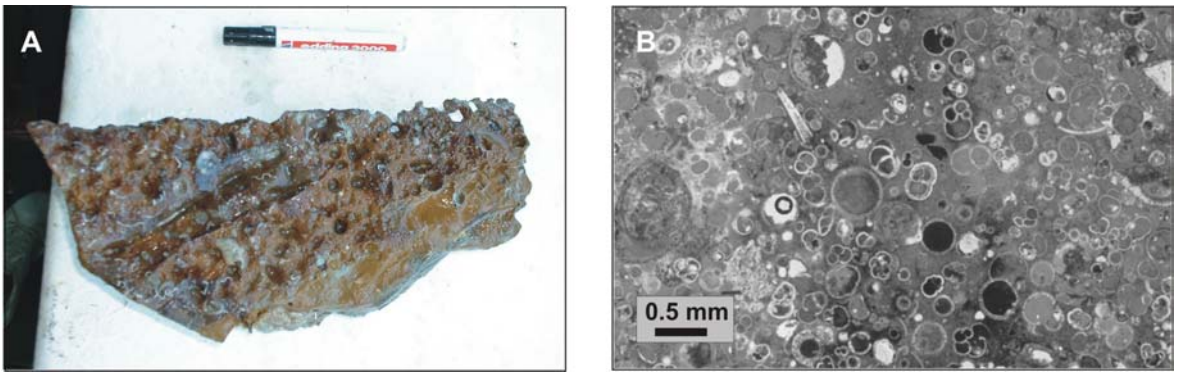


Fig. VI.9. A: Muestra de la costra carbonatada que recubre parte del Banco del Guadalquivir, B: Imagen al microscopio en la que se observan abundantes foraminíferos (Tomado de Vegas et al., 2004).

Las características petrológicas de las rocas metasedimentarias (Fig. VI.7 A y B) son similares a las pizarras negras del Complejo Volcanosedimentario de la Faja Pirítica, mientras que las rocas de origen volcánico muestran una gran similitud con las lavas máficas de la Faja Pirítica (Vegas et al., 2004). Consecuentemente, los materiales dragados sugieren la pertenencia del afloramiento del Banco del Guadalquivir a la Zona Sudportuguesa del Macizo Hespérico, en concreto, las rocas analizadas parecen resultar equivalentes o afines a la Faja Pirítica, situada al norte de las formaciones del Flysch del Bajo Alentejo. Esta atribución se basa en las similitudes petrológicas existentes entre las rocas volcánicas y metasedimentarias muestreadas y las de las rocas de la Faja Pirítica, así como en el grado de metamorfismo que afecta a las rocas máficas (facies de prehnita-pumpellyta de grado muy bajo a bajo), característico de este sector de la Zona Sudportuguesa (Vegas et al., 2004).

Las características petrológicas de las anfibolitas (ANAS00/ DA-6), recogidas de forma puntual (Fig. VI.8 D) parecen ser similares a las que se han descrito en el Cinturón Metamórfico de baja presión de Beja-Aracena, en el contacto entre las Zonas de Ossa-Morena y Sudportuguesa del Macizo Ibérico, sin embargo no guardan relación (Vegas et al., 2004).

VI.2. CARACTERÍZACIÓN SÍSMICA DE LOS ALTOS DEL BASAMENTO (SPARKER Y MULTICANAL)

Para la caracterización del margen meridional de Portugal, se han adquirido e interpretado numerosos perfiles de sísmica de reflexión multicanal y monocanal (Sparker y TOPAS), de menor penetración y mayor resolución, cuya situación se presenta en las Figs. VI.1 y VI.5 respectivamente. Los perfiles de Sparker y Topas fueron obtenidos durante las campañas Anastasya 98, Anastasya 00, Anastasya 01 y TASYO-2000 y los perfiles de multicanal en las campañas TASYO-2000 e IAM.

En los perfiles sísmicos estudiados, se observa bajo la plataforma y el talud inferior y medio, la parte meridional de una amplia cuenca que corresponde a la prolongación de la Cuenca del Algarve en el margen. Esta cuenca se hace bruscamente más estrecha hacia el oeste, al mismo tiempo que el talud medio (Fig. VI.1). El basamento asciende progresivamente hasta aflorar en el Banco del Guadalquivir (Fig. VI.2 C), mientras que el Alto de Portimao (Fig. VI. 2 A y B) y la cima del Alto de Albufeira (Fig. IV.2) aparecen cubiertos por sedimentos neógeno-cuaternarios.

En la Fig. VI.6 se presentan dos perfiles de Sparker que cruzan el afloramiento del Banco del Guadalquivir con dirección NE-SW y NW-SE. El basamento en los perfiles sísmicos muestra una superficie muy irregular y una respuesta opaca, aunque próximos al fondo se diferencian reflectores continuos y ondulados.

El Banco del Guadalquivir constituye un obstáculo para la corriente de salida de agua mediterránea (MOW), que circula desde el Estrecho de Gibraltar hacia el NW, siguiendo el talud del margen septentrional del Golfo de Cádiz. Al norte de este alto, se localiza el canal que rodea el Banco del Guadalquivir y a continuación los sedimentos contorníticos que forman la plataforma marginal de Bartolomeu Días (Fig. VI.6). El escarpe meridional aparece excavado por el Canal del Guadalquivir, que llega a alcanzar unos 4 km de anchura. Este canal aparece parcialmente ocupado por un deslizamiento gravitacional en la Fig. VI.6 A. De estos perfiles se infiere por tanto, la influencia ejercida por el Banco del Guadalquivir en la hidrodinámica del margen. No obstante, el aspecto que nos interesa destacar es la deformación que presentan los sedimentos cuaternarios localizados alrededor del Banco, que aparecen plegados (Fig. VI.6). Esta deformación queda patente también en el perfil de sísmica multicanal TASYO-8 (Figs. VI.2 y V.16), en

el que se observa el afloramiento del basamento en el Banco de Guadalquivir. Los sedimentos que recubren sus flancos aparecen claramente afectados por la tectónica. Así, en su parte septentrional se observan los materiales del Mioceno superior y Plioceno-Cuaternario basculados. En la zona nororiental del Banco, los materiales plioceno-cuaternarios también aparecen deformados por la reactivación de la Unidad Alóctona infrayacente, causada según Vázquez et al. (2003) por un episodio de elevación del Banco del Guadalquivir en este periodo. Al sureste del Banco, los sedimentos suprayacentes a la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz aparecen deformados, formando sinclinales y anticlinales, aunque en este caso se debe al desarrollo de estructuras diapíricas correspondientes a la Dorsal de Cádiz, de orientación paralela a las elevaciones del basamento. Se observan además varias discordancias en los sedimentos mioceno-cuaternarios. Finalmente cabe resaltar que del análisis de los perfiles sísmicos, no se puede deducir la existencia de estructuras de cabalgamiento que delimiten este alto, tal y como apuntan algunos autores (Terrinha, 1998; Vázquez et al., 2000b; Maestro et al., 2003b).

Los perfiles TASYO-6 e IAM-GC1 cruzan los altos de Portimao y Albufeira con diferentes direcciones (Fig. VI.2). El primero aparece cubierto por materiales pliocenos y cuaternarios de unos 400 ms T.D. de espesor; sobre su cima los sedimentos aparecen plegados y afectados por fallas normales que acomodan la deformación y que llegan a cortar la superficie del fondo, indicando una elevación de este alto en tiempos recientes. Al norte, los sedimentos suprayacentes al basamento aparecen basculados aparentemente hacia el NE y cubiertos por sedimentos deformados. En la Fig. VI.2B se ha marcado una discordancia erosiva que trunca estructuras previamente plegadas. Aunque no ha sido posible datar la edad de esta discontinuidad, así como de otras que se observan en los otros perfiles, su existencia corrobora la existencia de periodos de inversión recientes. En este sentido, se ha observado también en la Cuenca del Algarve una neotectónica pliocena-pleistocena caracterizada por movimientos en la vertical a escala regional, así como por estructuras activas, tales como pliegues y fallas (Dias y Cabral, 1997; 2000). Se ha calculado que los sedimentos marinos del Mioceno medio-Plioceno han sido elevados unos 350 m en las montañas del N del Algarve desde finales del Plioceno (Terrinha et al., 2000a).

El Alto de Albufeira ha sido ya tratado más extensamente en el capítulo anterior en relación con los procesos diapíricos y las estructuras transcurrentes que lo delimitan.

Constituye el alto de mayor extensión y sus escarpados bordes septentrional y meridional se relacionan con fallas transcurrentes del Sistema de Gorringe-La Herradura. Su dirección prácticamente E-W, difiere notablemente de la tendencia NE-SW que marca el Banco del Guadalquivir. Dentro de la morfoestructura de la región parece marcar un escalón en el talud al sur del Alto de Portimao, definiendo así un hundimiento del basamento hacia el sur (Fig. VI.2 A y B). A diferencia del Banco del Guadalquivir y el Alto de Portimao, que debieron estar elevados desde las etapas iniciales de formación del margen, este relieve debió producirse con posterioridad. El Alto de Albufeira aparece recubierto en su parte occidental por sedimentos del Triásico al Cuaternario, entre los que se incluye una lámina de la Unidad Alóctona de aproximadamente 1 s T.D. deformada por el ascenso de diapiros (Fig. VI.1 y V.14), y que se acuña hasta desaparecer en su borde septentrional. De todo esto se deduce que, mientras el Banco del Guadalquivir y el Alto de Portimao bloquearon el avance de las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz, el Alto de Albufeira ocupaba una posición más hundida. El proceso de elevación más importante de este alto debió producirse a partir del Mioceno superior y en relación con el Sistema de Gorringe-La Herradura. Por tanto, su significado en la evolución tectónica del margen es diferente a la del Banco del Guadalquivir y Portimao.

Teniendo en cuenta la información proporcionada por los perfiles sísmicos de reflexión, se podrían destacar los siguientes puntos:

- Los rasgos morfológicos fundamentales de esta zona del talud están determinados por las elevaciones del basamento, que marcan dos directrices tectónicas: NE-SW (Banco del Guadalquivir y Alto de Portimao) y WNW-ESE (Alto de Albufeira).

- El Banco del Guadalquivir constituye el único afloramiento del basamento varisco del margen sudportugués, y está constituido por rocas pertenecientes a la Zona Sudportuguesa. En algunas zonas aparece recubierto por un *hardground* calcáreo.

- El Banco del Guadalquivir y el Alto de Portimao limitan por el sur la Cuenca del Algarve, y debieron de ocupar una posición elevada antes del depósito del relleno de esta cuenca.

- La estructuración del Alto de Albufeira está marcada por el desarrollo de fallas en dirección (Sistema de Gorringe-La Herradura) y por procesos diapíricos asociados.

- El Banco de Guadalquivir, Alto de Portimao y Albufeira, especialmente los dos primeros, condicionan claramente la extensión y desarrollo de las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz.

- Los sedimentos mioceno-cuaternarios aparecen deformados, incluso el frente externo de las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz parece haberse reactivado durante el Plioceno-Cuaternario.

VI.3. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA. SÍSMICA DE REFRACCIÓN/REFLEXIÓN DE GRAN ÁNGULO

Una vez descritas las características de estas elevaciones del basamento, pasaremos a la caracterización de la estructura profunda de la corteza. Con este objetivo, se han interpretado cuatro perfiles de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo utilizando diversas estaciones de registro en tierra: PARSIFAL 3 y PARSIFAL 5, localizados en la zona occidental, y PARSIFAL 7 y PARSIFAL 8, situados en el sector oriental (Fig. VI.1). Estos perfiles cruzan la Zona Sudportuguesa y la Cuenca del Algarve, prolongándose a lo largo del margen continental hasta el talud medio, donde cortan los altos de Portimao y Albufeira (PARSIFAL 3 y PARSIFAL 5), el Banco del Guadalquivir (PARSIFAL 7 y PARSIFAL 8), y finalizan en las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz. Todas estas líneas, de longitud variable (95-150 km) son aproximadamente paralelas entre sí y perpendiculares a la costa, lo que nos permite obtener una imagen general de la arquitectura de la corteza bajo estos relieves del basamento. Su interpretación ha permitido la obtención de un modelo de distribución de la velocidad de las ondas P en dos dimensiones.

VI.3.1. Localización de los perfiles y características generales

Los perfiles PARSIFAL 3 y PARSIFAL 5 se registraron con las estaciones C1 y C3 (Fig.VI.1), que se localizan sobre afloramientos de la Zona Sudportuguesa, más concretamente sobre materiales de la Formación Brejeira (Grupo del Flysch del Bajo Alentejo). La estación de registro C1 se encuentra próxima al límite entre la Zona Sudportuguesa y la Cuenca del Algarve (a 4 km de distancia) y a 11 km de la costa, y la segunda, 10 km al norte, a 20 km de la costa (Fig. VI.1). En la línea PARSIFAL 3, los puntos de tiro están alineados con estas estaciones, mientras que la línea PARSIFAL 5 presenta un pequeño ángulo. Ambos perfiles son complementarios, ya que mientras que los datos correspondientes a la línea PARSIFAL 3 se registraron entre unos 15 y 95 km de distancia de la estación C1, los relativos a la línea PARSIFAL 5 se extienden entre aproximadamente 78 y 140 km. Por ello su interpretación se ha abordado de forma conjunta.

Las líneas PARSIFAL 7, de dirección N-S y PARSIFAL 8, de dirección NW-SE (Fig. VI.1), presentan un especial interés, ya que se localizan sobre una zona hasta ahora no explorada con sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo, como es el Banco del Guadalquivir. Estas líneas han sido registradas con las estaciones A6 y B2 y, en el caso de la línea PARSIFAL 7, también con la estación B4. Estas estaciones fueron desplegadas sobre la Zona Sudportuguesa, en el dominio del Flysch del Bajo Alentejo a distancias variables de la línea de costa. La línea PARSIFAL 7 está alineada con la estación A6 y la línea PARSIFAL 8 con la estación B2, el resto de las estaciones están ligeramente desviadas de la dirección de la línea de disparo. A pesar de la falta de registros cercanos al punto de tiro en estos perfiles, ya que se comenzó a disparar con los cañones de aire a una distancia de unos 40 km de la costa, los datos recogidos cubren la zona donde se centra el objetivo principal, es decir, el Banco del Guadalquivir.

Casi todos los registros, a partir de cierto punto, muestran una baja relación señal-ruido, lo que impide la correlación de las distintas fases sísmicas a lo largo de los sismogramas (en la Fig. VI.1 se han representado con raya discontinua los segmentos de las líneas donde se produce este efecto). En la mayor parte de los casos, esta pérdida de información se produce al sur de la elevación del basamento, al atravesar la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz y en las proximidades de su frente externo. En la Fig. VI.10

se presenta el ensamblaje de la línea PARSIFAL 7 B4 en escala de grises, donde se observa claramente esta pérdida de señal.

En los ensamblajes obtenidos tras el procesado de los datos, se han podido identificar correlaciones de los tiempos de llegada que corresponden a refracciones producidas en el basamento, y a reflexiones en discontinuidades de la corteza superior e inferior y en la base de la corteza. En la Fig. VI.11, se presentan las diferentes fases diferenciadas, a las cuales se les ha asignado un color y un código, para facilitar su identificación en las diferentes figuras. Debe resaltarse que, se ha podido correlacionar prácticamente las mismas discontinuidades en todos los ensamblajes, lo que sugiere una homogeneidad en la estructuración de la corteza.

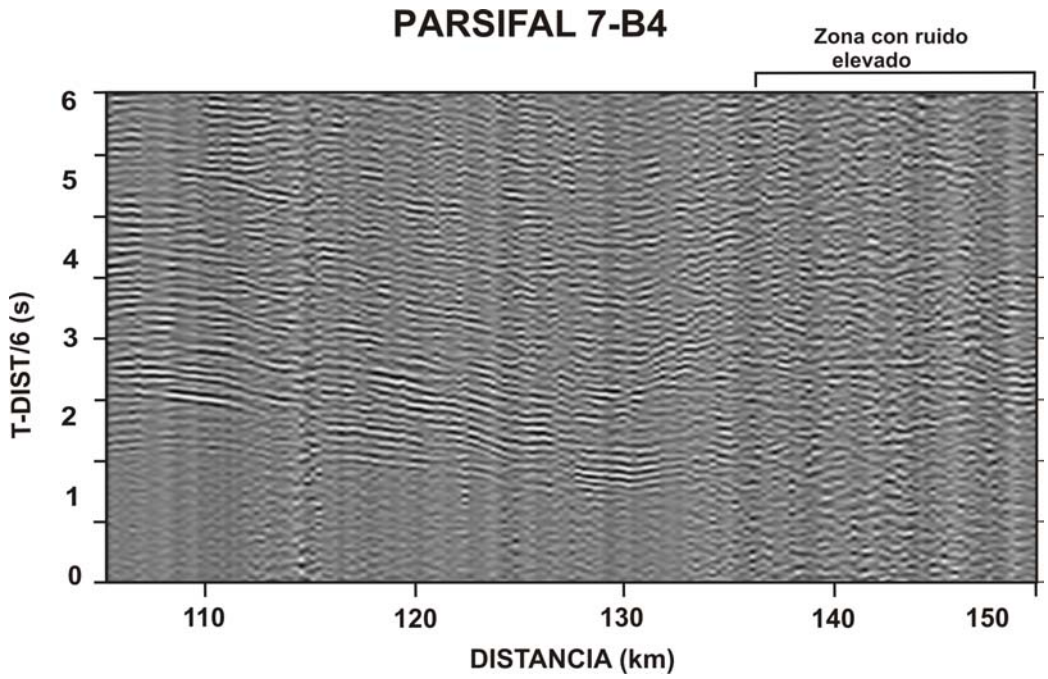


Fig. VI.10. Perfil PARSIFAL 7-B4 en escala de grises, en el que se observa la baja relación señal/ruido a partir de los 132 km de distancia.

No se dispone de información de la velocidad de las ondas a través de la cobertera sedimentaria, ya que no se han observado llegadas directas de energía correspondientes a esta capa en ningún perfil. Esta ausencia de llegadas obedece a que, la distancia existente entre el primer disparo y el punto de registro de las señales es excesiva para su recepción. Las primeras llegadas observadas corresponden en los perfiles más occidentales a la fase Pg, es decir, a las ondas refractadas en el basamento y a las refractadas críticas en la discontinuidad cobertera sedimentaria-basamento. Por

esta razón, para modelizar la estructura superficial, se ha recurrido a los sondeos efectuados en el margen continental sudportugués, a los datos proporcionados por perfiles sísmicos de reflexión (Mougenot, 1989), a perfiles de sísmica multicanal (proyecto IAM y TASYO) y, finalmente, a mapas de isocronas de las unidades sísmicas diferenciadas en el margen (Mougenot, 1989; Terrinha, 1998). Además, se ha calculado la velocidad de la capa sedimentaria mediante la pendiente que une el tiempo reducido cero y la primera llegada de la fase Pg.

COLOR	FASE	INTERPRETACIÓN
	Pg	Refractadas y Refractadas críticas en la discontinuidad cobertera sedimentaria-basamento
	P_1P	Reflexión en la base de la corteza superior
	P_1	Refracción en la corteza media
	P_2P	Reflexión en la base de la corteza media
	P_3P	Reflexión en la corteza inferior
	PmP	Reflexión en la Discontinuidad de Mohorovicic

Fig. VI.11. Leyenda de las distintas fases identificadas en los perfiles de sísmica de refracción-reflexión de gran ángulo.

Aunque la estructura de la cobertera sedimentaria se ha definido con la información procedente de las fuentes anteriormente indicadas, en el caso de los perfiles occidentales (PARSIFAL 3 y PARSIFAL 5, Fig. VI.1), la menor información disponible en esta zona, no ha permitido alcanzar el mismo detalle que en la zona oriental (PARSIFAL 7 y PARSIFAL 8), donde ha sido posible diferenciar dos capas en la cobertera.

Tras estas primeras llegadas refractadas en el basamento, se han correlacionado otras llegadas de mayor o menor amplitud que se han interpretado como reflexiones en discontinuidades de la corteza superior, media e inferior y en la base de la corteza. Es frecuente que algunas fases presenten tiempos de llegada muy parecidos, por lo que en realidad algunos tramos de las fases correlacionadas, representan la interferencia de dos fases diferentes.

No ha sido posible identificar la fase Pn (refracciones en el manto superior), que en los perfiles del Golfo de Cádiz suele aparecer a unos 110-125 km de distancia

epicentral (González et al., 1998), aunque debe señalarse que en los perfiles próximos realizados en el proyecto IAM, esta fase tampoco pudo ser identificada (González, 1996).

A continuación comentaremos brevemente las correlaciones observadas en los diferentes ensamblajes procesados con las diferentes estaciones, así como los detalles particulares encontrados para el modelado de la estructura de la corteza.

Posteriormente, se describirán los modelos de estructura de velocidades de la corteza derivados de las correlaciones previamente descritas, del cálculo de trazado de rayos, tiempos de recorrido y sismogramas sintéticos (con amplitud normalizada). Estas descripciones se han acompañado de una serie de figuras que permiten observar el ajuste entre los tiempos de llegada y amplitudes teóricas y experimentales.

Para el ajuste de los tiempos de llegada calculados y observados, se ha fijado un error de 0.1 s. La calidad de este ajuste en la interpretación, y por tanto del modelo obtenido, puede ser estimado por el análisis de X^2 (chi al cuadrado), en el que un valor de 1 o <1, nos indica un buen ajuste. En todos los perfiles interpretados, el X^2 calculado es siempre <1 y en la mayoría su valor es <0.5.

En los sismogramas sintéticos se han representado todas las refracciones y reflexiones posibles; las líneas de color superpuestas corresponden a las fases sísmicas identificadas en los ensamblajes.

VI.3.2. Perfil PARSIFAL 3

Este perfil, de dirección NNW- SSE, cruza en el continente la Zona Sudportuguesa a lo largo de unos 10-12 km y la Cuenca del Algarve, la plataforma continental y el talud superior siguiendo el cañón de Portimao para finalizar sobre el flanco septentrional del Alto de Portimao. La parte marina del perfil tiene una longitud de unos 85 km (Fig.VI.1). Los disparos de los cañones fueron registrados por dos estaciones: C1 y C3, que se encuentran a 17 km y 29 km del primer disparo de los cañones de aire.

VI.3.2.1. Caracterización de las principales fases observadas en los ensamblajes

En las Figs. VI.12 y VI.13 se muestran los ensamblajes correspondientes a las dos estaciones, en los que destacan por sus amplitudes la fase Pg y la fase PmP. Debido a las características de la fuente sísmica, el primer impulso del tren de ondas correspondiente a la fase Pg no es el de mayor amplitud. Este tipo de señal es habitual en la fuente utilizada en el B.I.O. Hespérides.

Perfil PARSIFAL 3, Estación C-1

En el perfil PARSIFAL 3 C1 (Fig. VI.12), las primeras llegadas (Pg) representan las ondas refractadas críticas en la discontinuidad cobertera sedimentaria-basamento con una velocidad aparente de 5.8 km/s. Esta fase puede seguirse hasta unos 70 km, con un tiempo reducido que aumenta progresivamente desde aproximadamente 0.25 s de tiempo reducido hasta 1.5 s. Esta variación se debe al incremento de la columna de agua y a la disminución de espesor de la cobertera sedimentaria (entre 50 y 65 km), donde el basamento se encuentra próximo al fondo del mar. Se caracteriza, además, por presentar una disminución de la amplitud en esta misma dirección. Las ondulaciones que presenta esta fase reflejan las variaciones de espesor de la cobertera sedimentaria.

Se han observado tres fases posteriores correspondientes a reflexiones en la base del basamento (P_1P), en la base de la corteza media (P_2P) y en la corteza inferior (P_3P). La fase P_1P es la que puede seguirse a lo largo de una mayor distancia (hasta los 90 km), aunque las máximas amplitudes se concentran alrededor de los 25-30 km y 45 km. No se ha podido seguir hasta el final del registro, quizás por interferencia con la fase siguiente, correspondiente a reflexiones más profundas en la corteza (P_2P). En los últimos km del ensamblaje se ha reconocido la fase P_2P en una distancia muy corta. A pesar de que la identificación de esta fase puede resultar dudosa, debe tenerse en cuenta que se han considerado tanto los resultados obtenidos con la estación C3, como los perfiles PARSIFAL 5 C1 y PARSIFAL 5 C3. Las fases P_3P y PmP, constituidas por reflexiones en la corteza inferior y en la discontinuidad de Mohorovic, son casi paralelas y aparecen definidas inicialmente con una pequeña inclinación, que aumenta bruscamente a unos 85 km. Este cambio de pendiente coincide con la presencia de un depocentro en la cobertera sedimentaria y con una disminución del espesor de la corteza. La fase P_3P ha sido correlacionada entre los 58 y 90 km, y la PmP, entre los 72 y 90 km. Estas dos

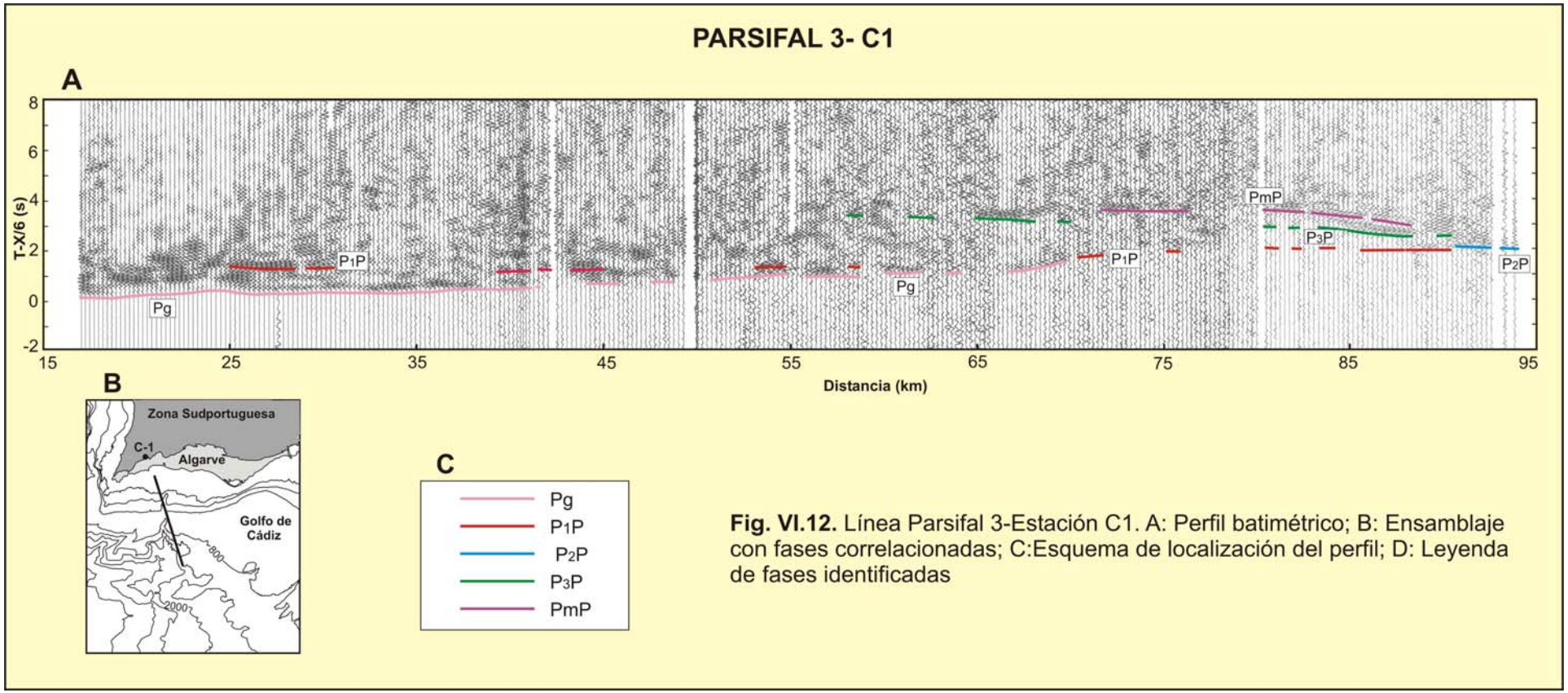


Fig. VI.12. Línea Parsifal 3-Estación C1. A: Perfil batimétrico; B: Ensamblaje con fases correlacionadas; C:Esquema de localización del perfil; D: Leyenda de fases identificadas

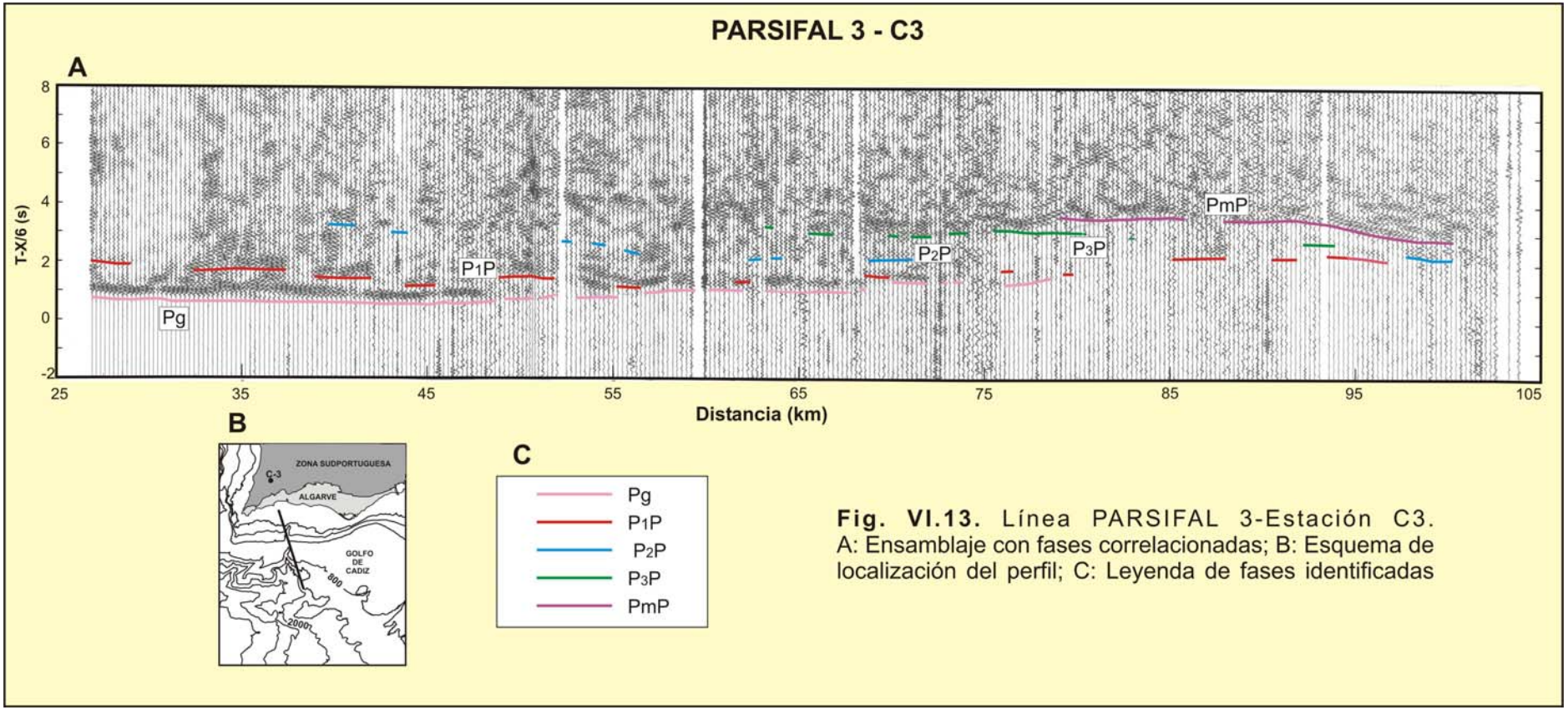


Fig. VI.13. Línea PARSIFAL 3-Estación C3. A: Ensamblaje con fases correlacionadas; B: Esquema de localización del perfil; C: Leyenda de fases identificadas

fases, que se reconocen a unos 3.4 s y 3.7 s de tiempo reducido respectivamente, se adelantan a 90 km de distancia, 2.5 y 3.0 s de tiempo reducido.

PARSIFAL 3, Estación C-3

El ensamblaje correspondiente a la estación de registro C3 (Fig. VI.13) es similar al obtenido con la estación C1, reconociéndose las mismas fases aunque con el lógico retraso, debido a una mayor distancia entre los puntos de tiro y la estación de registro (el primer disparo se encuentra a 27 km de la estación).

Las primeras llegadas corresponden a ondas refractadas en el basamento (fase Pg) y se encuentran a un tiempo reducido comprendido entre unos 0.6 s a 27 km de distancia y 1.6 s a unos 80 km. Al igual que en el ensamblaje de la estación C1, se observa una disminución de la amplitud, al aumentar la distancia.

Por encima de la fase P_1P (entre 27 y 98 km), es posible seguir la fase P_2P a lo largo de una distancia mucho mayor que con la estación C1. Así, en este ensamblaje es posible correlacionarla entre unos 38 y 100 km, mientras que en el ensamblaje anterior se reconoció sólo a lo largo de unos 5 km, a una distancia de unos 95 km. Las fases P_3P y la PmP, presentan características parecidas a las encontradas en el ensamblaje con la estación C1.

VI.3.2.2. Modelos de velocidad y estructura de la corteza: PARSIFAL 3

En las Figs. VI.14 y VI.15 se presentan el trazado de la trayectoria de los rayos, la comparación entre los tiempos observados y calculados y los sismogramas sintéticos (con amplitud normalizada) correspondientes a las estaciones C1 y C3. En estas figuras, se observa que las llegadas más energéticas en los ensamblajes corresponden a las llegadas de mayor amplitud en los sismogramas sintéticos.

Dado que no ha sido posible tener una información directa en los perfiles de la cobertera sedimentaria (capa superior), para la determinación de las velocidades y geometría de esta capa, se han analizado los siguientes datos: perfiles sísmicos de reflexión interpretados por Mougenot (1989), el sondeo Imperator, situado a unos 16 km al este de esta línea y el perfil de sísmica multicanal IAM-GC1 (Figs. VI.1 y VI.2). Esta

línea, que coincide con el segmento final del perfil PARSIFAL 3, se ha interpretado con el fin de calcular, mediante la fórmula de Dix, la velocidad de intervalo de las diferentes unidades sísmicas y sus espesores en metros. También se ha tenido en cuenta las velocidades obtenidas por otros autores en la zona (González, 1996; Matías, 1996; Martín Dávila, 1999). Aunque en principio esta capa fue subdividida en dos, dada la heterogeneidad de los datos, su dispersión y en algún caso la distancia al perfil PARSIFAL 3, se optó por considerar una sola capa en la cobertera sedimentaria con una variación de velocidad entre 3.8 y 4.1 km/s. El espesor de la capa sedimentaria ha sido además finalmente determinado por la llegada de una fase asignada a refracciones críticas y refracciones en el basamento (Pg).

Esta cobertera sedimentaria está constituida por sedimentos mesozoicos-cuaternarios que rellenan la prolongación de la Cuenca del Algarve en el margen continental (Figs. VI.14 y VI.15), diferenciándose dos cuencas separadas por un alto intermedio, que se localiza próximo al borde de la plataforma continental en la parte central del perfil (a unos 60 km). La cuenca meridional se encuentra bajo el Valle de Faro (Fig. VI.1). Su espesor es muy variable y su base alcanza valores máximos de 3.6 km. Tanto hacia el este como hacia el oeste estos sedimentos se acuñan. Su espesor disminuye debido a la proximidad del Alto de Portimao y al afloramiento de la Zona Sudportuguesa, que constituye el basamento de la Cuenca del Algarve.

La capa sobre la que descansa este paquete sedimentario se caracteriza por velocidades que oscilan entre 5.75 km /s (Estación C3)-5.8 (Estación C1) y 5.9 km/s. Su rasgo más notable es la disminución de espesor (7.5 km en unos 100 km de longitud) que experimenta, desde el continente (14 km) hacia el margen continental, bajo el Alto de Portimao (7.5 km). Esta capa corresponde al basamento, que aflora en los primeros km del perfil.

Bajo el basamento, se ha diferenciado una nueva capa (corteza media) con una variación de velocidad pequeña: 6-6.1 km/s, cuya base se encuentra entre 21 km en el continente y unos 11.6 km en la parte terminal del perfil. Podemos concluir, por tanto, que esta capa experimenta igualmente un adelgazamiento de unos 4 km a lo largo de la línea.

En la corteza inferior, la velocidad de propagación de las ondas aumenta desde 6.2 km a 7.0 km/s, con una discontinuidad intermedia en la que se produce un cambio de

velocidad de 6.4 a 6.8 km/s. Su espesor es bastante constante: 11 km. La base de la corteza se encuentra a unos 32 km de profundidad y 22.5 km al final del perfil.

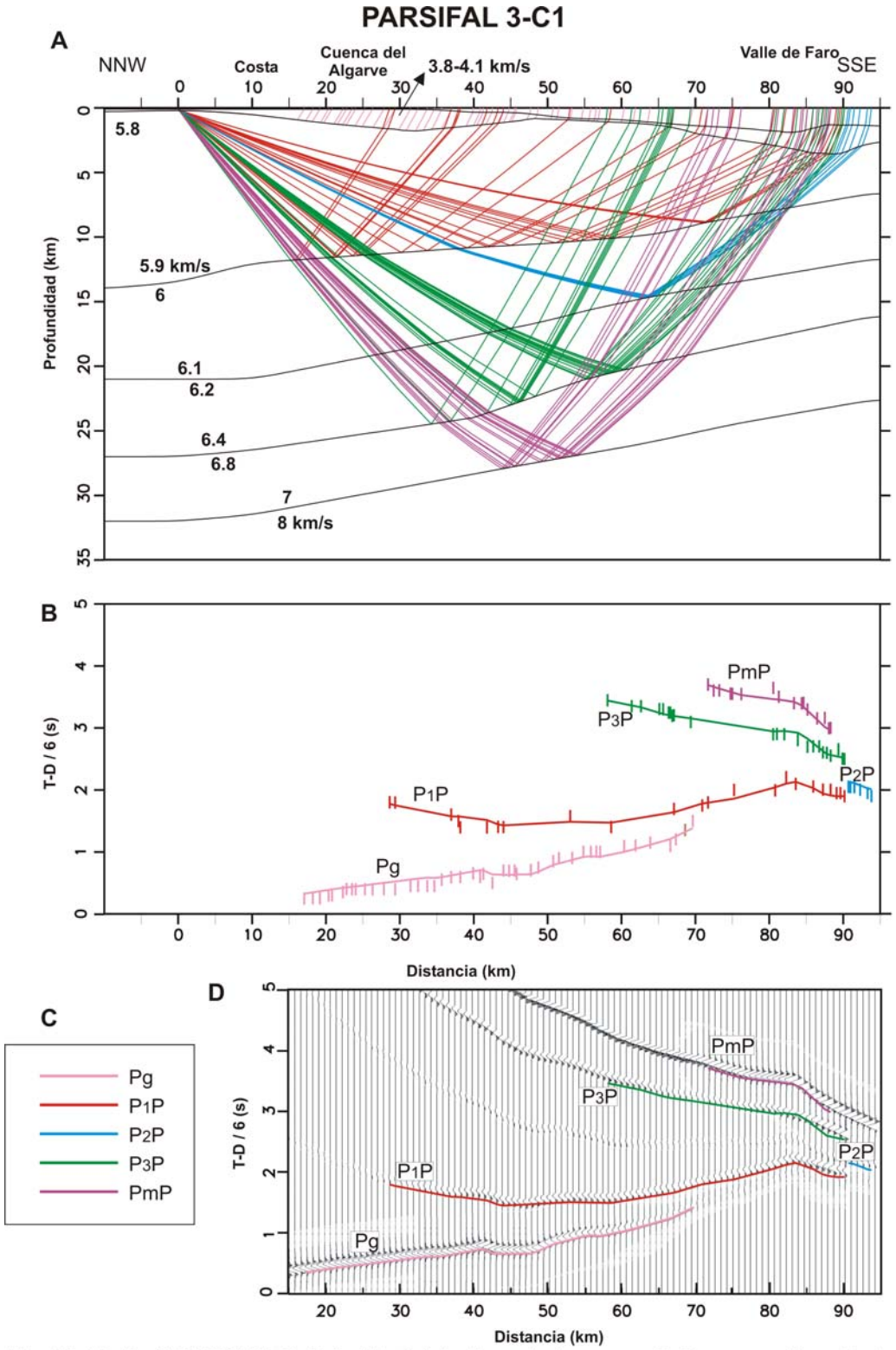


Fig. VI.14. Perfil PARSIFAL 3, Estación C1. A: Trazado de rayos ; B: Comparación entre los tiempos de recorrido observados (barras verticales, error=0.1 s) y calculados (línea continua); C: Fases interpretadas; D: Sismogramas sintéticos correspondientes a las fases correlacionadas.

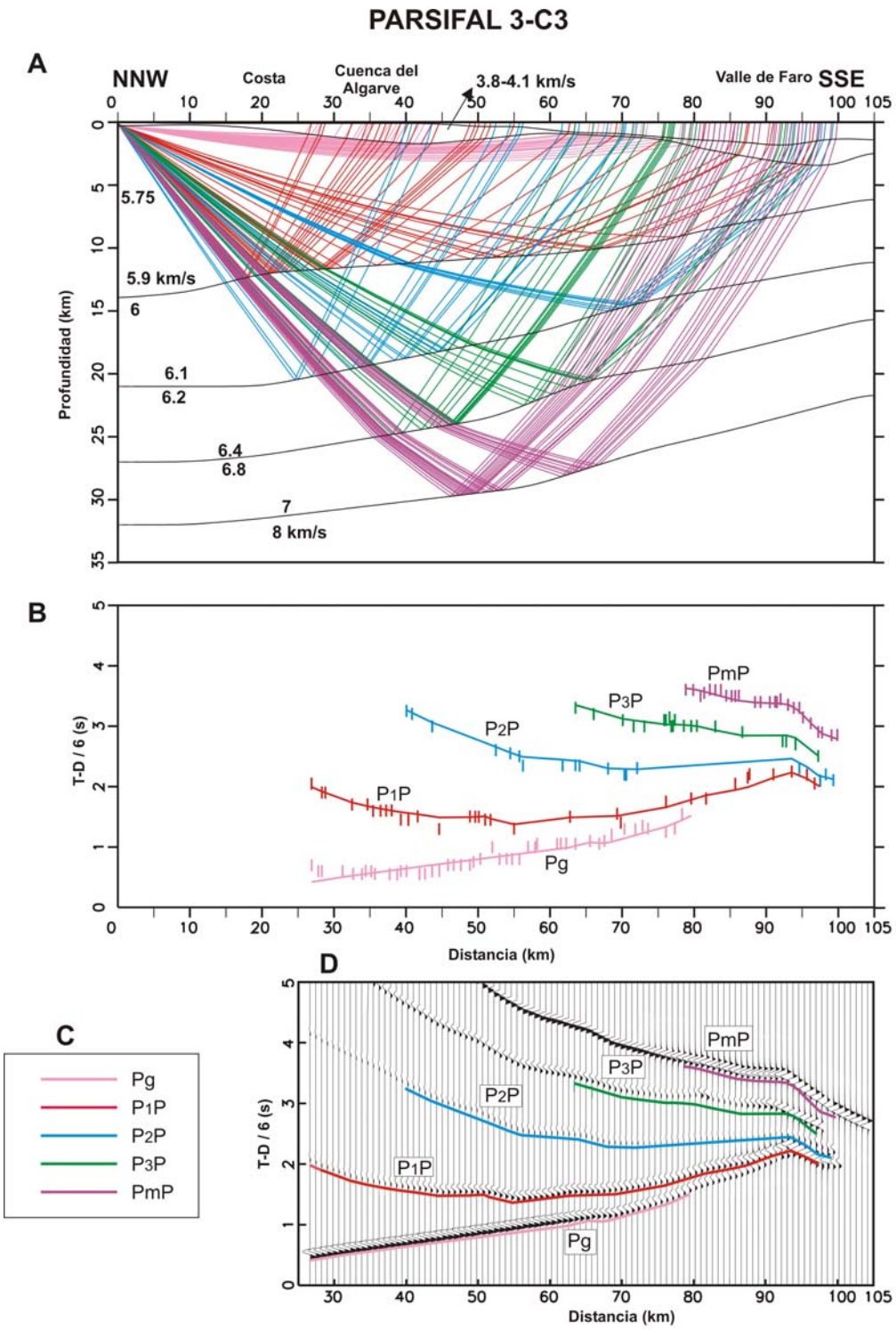


Fig. VI.15. Perfil PARSIFAL 3, Estación C3. A: Trazado de rayos ; B: Comparación entre los tiempos de recorrido observados (barras verticales, error=0.1 s) y calculados (línea continua); C: Fases interpretadas; D: Sismogramas sintéticos correspondientes a las fases correlacionadas.

VI.3.3. Perfil PARSIFAL 5

Al igual que el perfil anterior, la línea PARSIFAL 5, de dirección NW-SE (Fig. VI.1), comienza sobre la zona emergida (Zona Sudportuguesa y Cuenca del Algarve), para continuar a lo largo de la plataforma continental y talud superior y medio, prolongándose hasta el Alto de Albufeira, tras cruzar el de Portimao. Por tanto, se adentra más hacia el interior del Golfo de Cádiz que la línea PARSIFAL 3.

Para el registro de las señales se utilizaron las mismas estaciones C1 y C3 que en el perfil anterior, siendo su longitud sobre el margen continental de 120-125 km. Esta línea se localiza en parte sobre el perfil sísmico multicanal IAM GC-1 (Fig. VI.1), que ha sido utilizado para modelizar la estructura superficial.

En estos perfiles, se han correlacionado llegadas de energía sólo hasta unos 135 km de la estación instalada en tierra, a pesar de que la longitud real del perfil es de unos 160 km. Esta degradación de la señal se produce al atravesar la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, y por tanto, puede atribuirse a la atenuación producida por los materiales que la conforman, de gran potencia y carácter caótico.

VI.3.3.1. Caracterización de las principales fases observadas en los ensamblajes

En las Figs. VI.16 y VI.17 se muestran los ensamblajes correspondientes a las dos estaciones, en los que destacan por sus amplitudes la fase P_1 y la fase PmP, así como la existencia de numerosas difracciones. Debe señalarse además que, la escasa diferencia de tiempo de llegada de algunas fases, produce la interferencia de las señales, dificultando su identificación, ya que puede ocurrir que fases más profundas queden enmascaradas por llegadas de fases más superficiales, o al revés, en función de sus amplitudes respectivas.

Perfil PARSIFAL 5, Estación C-1

La primera llegada (Pg) está representada por una fase bien marcada que se asocia a refracciones en el basamento (Fig. VI.16) con tiempos reducidos de 1.6-2 s. Esta corta fase que aparece a lo largo de unos 20 km, presenta un aspecto curvado al

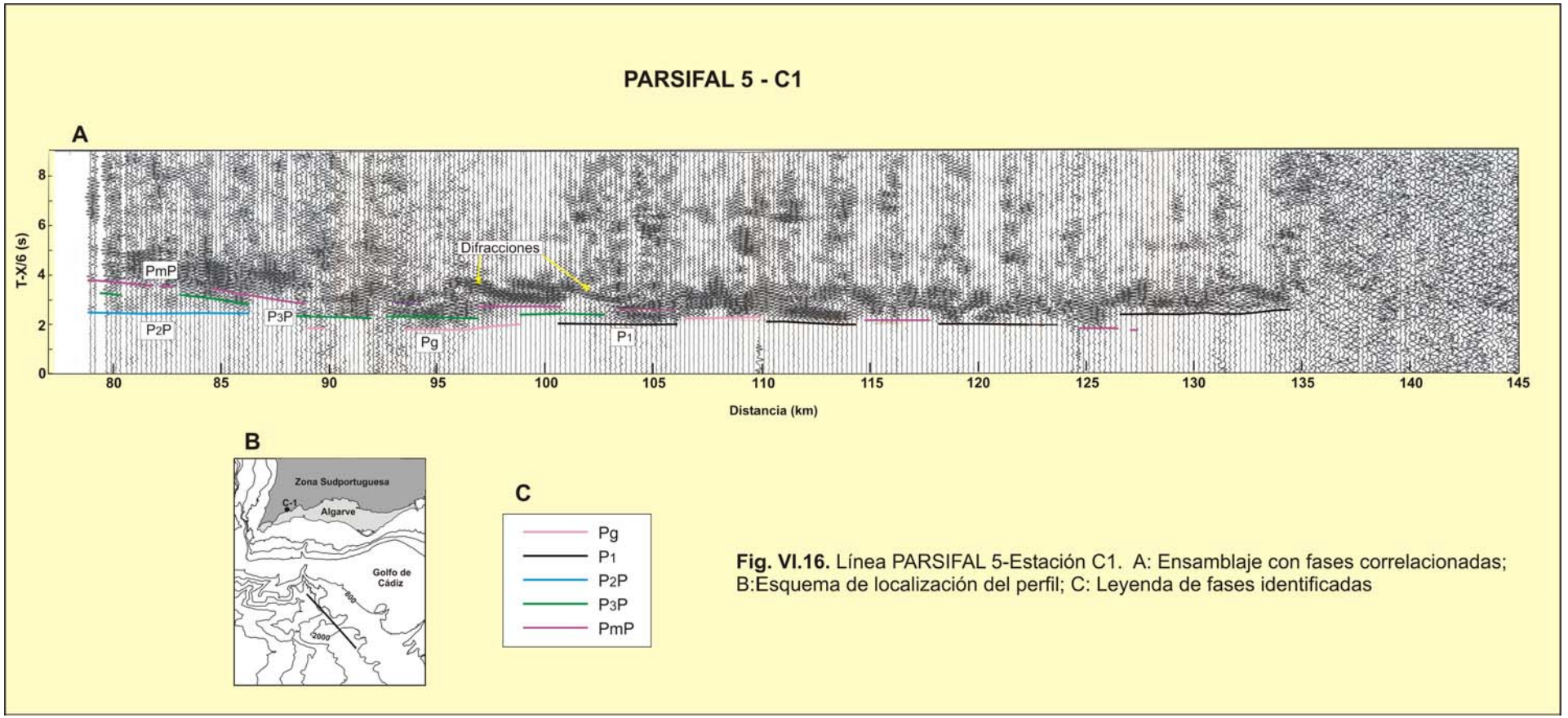


Fig. VI.16. Línea PARSIFAL 5-Estación C1. A: Ensamblaje con fases correlacionadas; B:Esquema de localización del perfil; C: Leyenda de fases identificadas

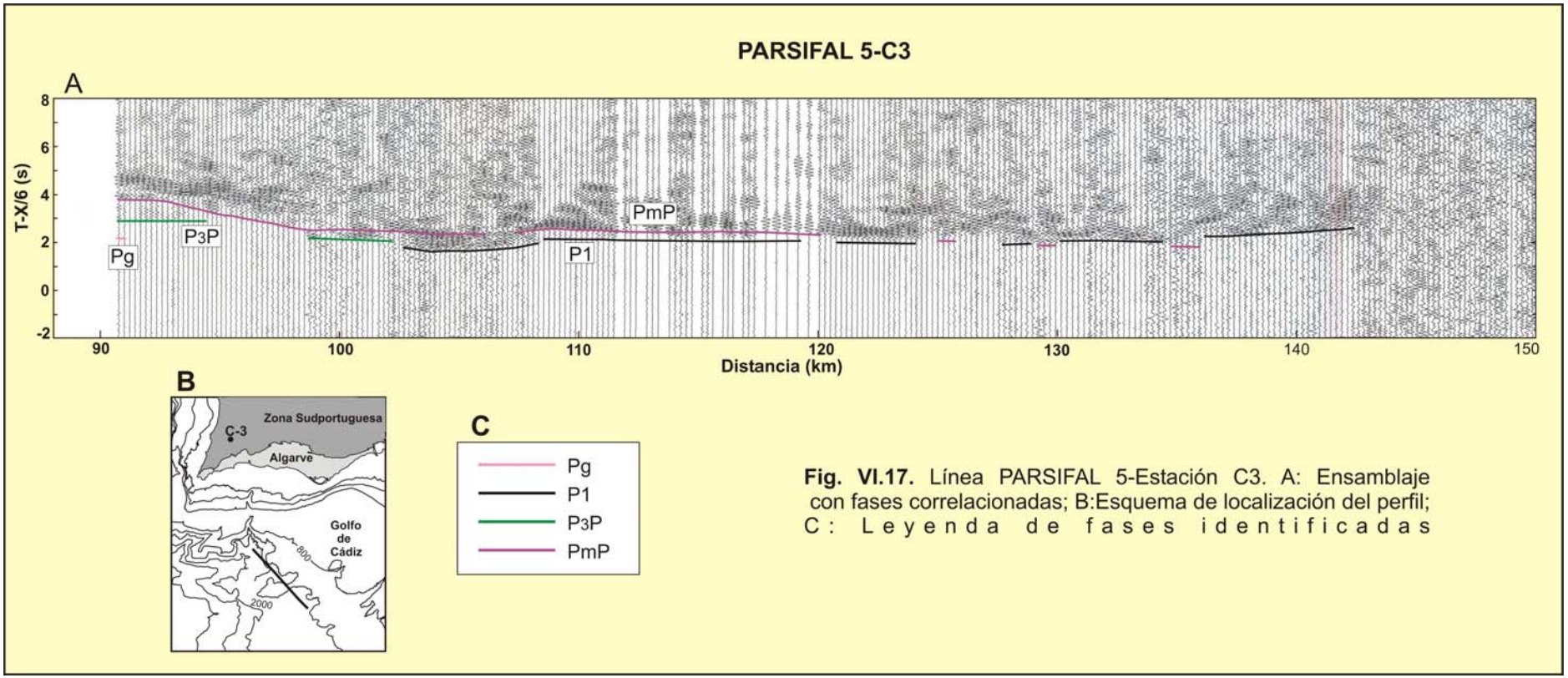


Fig. VI.17. Línea PARSIFAL 5-Estación C3. A: Ensamblaje con fases correlacionadas; B:Esquema de localización del perfil; C: Leyenda de fases identificadas

atravesar el Alto de Portimao. La fase Pg da paso a unos 102 km de distancia a la fase P_1, constituida por refracciones en la capa infrayacente a la corteza superior (corteza media). En su tramo final (127-135 km), esta fase sufre un retraso de unos 0.6 s, producido por el aumento notable de espesor de la cobertera sedimentaria, en la que se incluye la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. En la parte final del ensamblaje, no ha sido factible continuar esta fase por el alto nivel de ruido.

Las llegadas observadas en los primeros sismogramas corresponden a reflexiones en la base de la corteza media, que aparece marcada por una discontinuidad en la que se produce un cambio de velocidad de 6.1 a 6.2 km/s. Por encima, se ha reconocido la fase P_3P hasta una distancia de unos 104 km, que al igual que la PmP, sufre un adelanto brusco a los 87 km de unos 0.7 s, lo que nos indica el inicio de una disminución del espesor de la corteza. Esta disminución, se pone también de manifiesto a partir de unos 125 km, por el adelanto de las llegadas de la fase PmP sobre las de la fase Pg.

Finalmente, se han identificado difracciones centradas fundamentalmente entre unos 92 y 105 km de distancia, bajo el Alto de Portimao, probablemente debidas a cambios abruptos de pendiente, que determinan elevados contrastes de velocidades.

Perfil PARSIFAL 5, Estacion C-3

Las características de este ensamblaje (Fig. VI.17) son parecidas al anteriormente descrito, aunque se ha identificado un menor número de fases. Destacan por su gran continuidad y energía, las fases P_1 y PmP, que adoptan una geometría ondulada debido al aumento del espesor de sedimentos y a la disminución de espesor del basamento en el primer caso, y al adelgazamiento de la corteza en el segundo.

VI.3.3.2. Modelos de velocidad y estructura de la corteza: Línea PARSIFAL 5

El trazado de la trayectoria de los rayos, la comparación entre los tiempos observados y calculados y los sismogramas sintéticos se presenta en las figuras VI.18 y

VI.19. La amplitud relativa de las fases observadas coincide con las amplitudes calculadas con un error menor de 0.1 s.

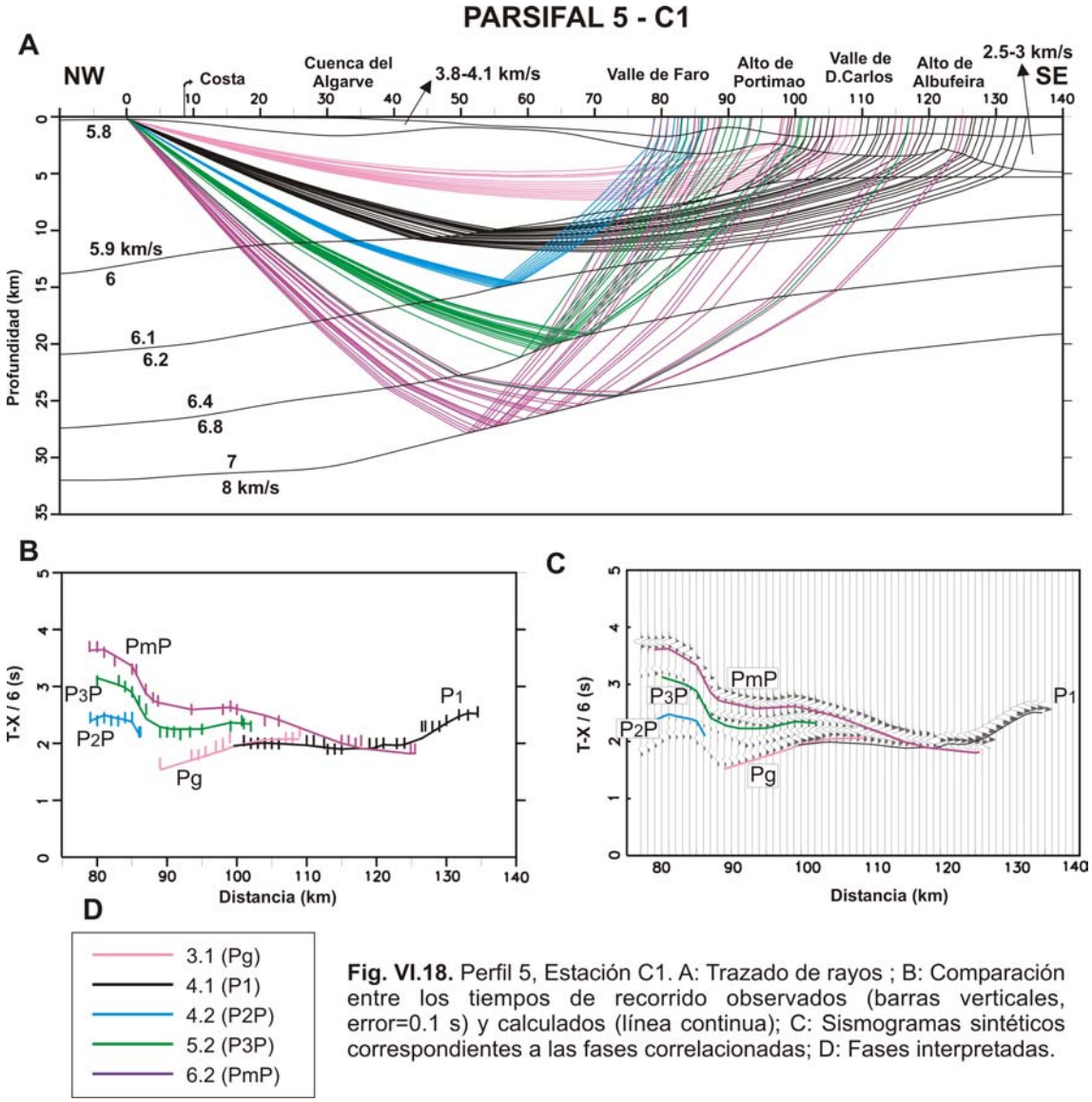


Fig. VI.18. Perfil 5, Estación C1. A: Trazado de rayos ; B: Comparación entre los tiempos de recorrido observados (barras verticales, error=0.1 s) y calculados (línea continua); C: Sismogramas sintéticos correspondientes a las fases correlacionadas; D: Fases interpretadas.

A lo largo de los primeros km, el modelo de corteza obtenido coincide con el de la línea PARSIFAL 3. La corteza superior queda dividida en dos capas (Figs. VI.18 y VI.19), correspondiendo la superior a la cobertera sedimentaria y la inferior al basamento. Esta cobertera, con una velocidad media de 3.8 km/s, está constituida por los sedimentos mesozoico-cuaternarios que rellenan la Cuenca del Algarve, y en el extremo meridional del perfil fundamentalmente por la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, que presenta un gradiente de velocidad de 2.5-3.0 km/s. Los valores máximos de esta capa se asocian a las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz, cuyo frente externo se localiza al sur del Alto

de Albufeira. No obstante, también se alcanzan grandes espesores en la Cuenca del Algarve y en el Valle de Faro, al norte del Alto de Portimao, así como en el Valle de D. Carlos.

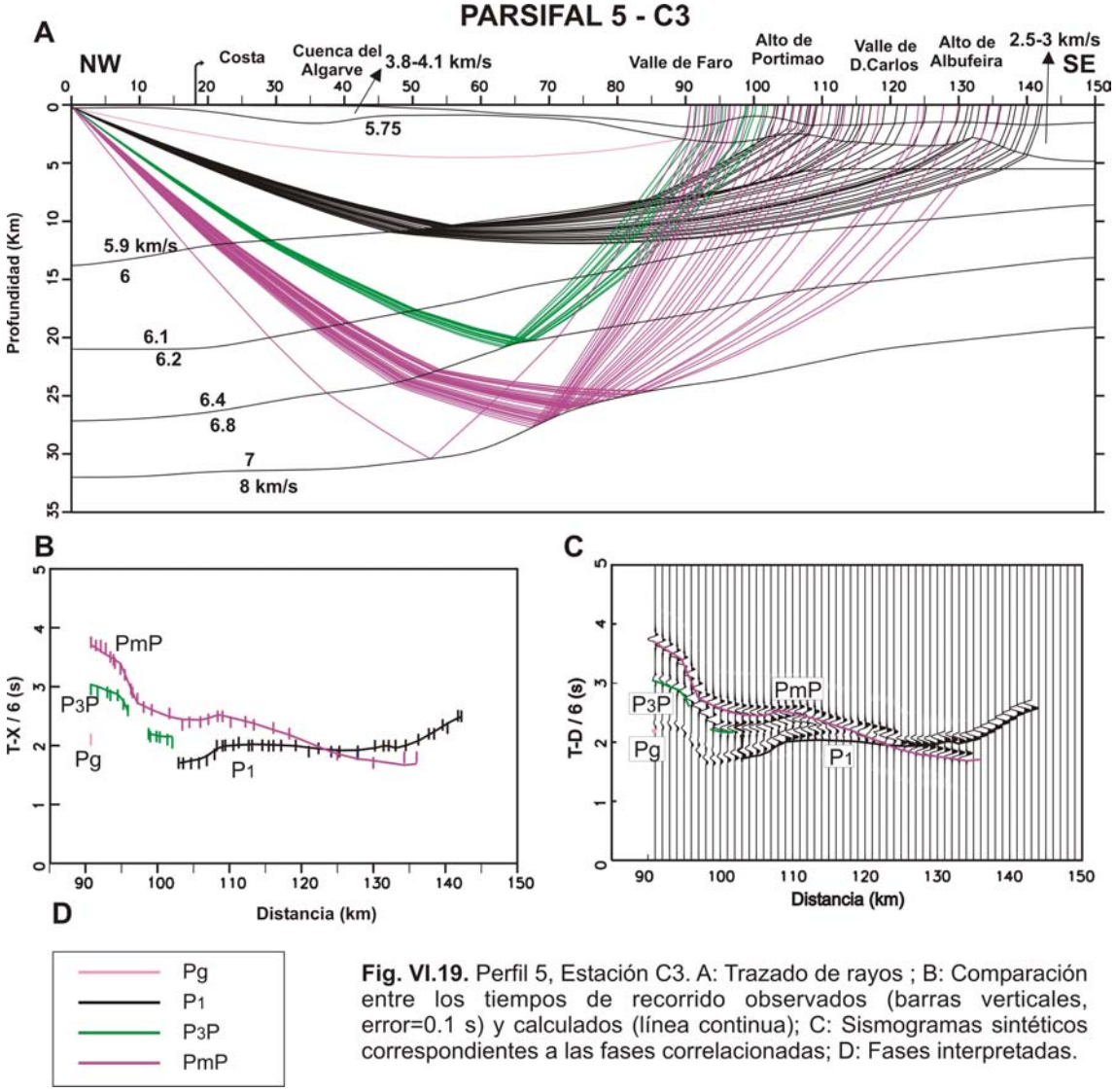


Fig. VI.19. Perfil 5, Estación C3. A: Trazado de rayos ; B: Comparación entre los tiempos de recorrido observados (barras verticales, error=0.1 s) y calculados (línea continua); C: Sismogramas sintéticos correspondientes a las fases correlacionadas; D: Fases interpretadas.

El basamento adopta una forma de cuña y se caracteriza por una velocidad que varía de 5.7 (Estación C1)- 5.75 (Estación C-3) a 6.1 km/s. Esta pequeña variación en la velocidad del techo del basamento entre la estación C1 y C3, también se ha observado en la línea PARSIFAL 3. El basamento se caracteriza por experimentar una notable disminución de espesor (7.5 km en unos 100 km de longitud) desde el continente, donde su base se encuentra a 14 km de profundidad, hacia el margen continental, donde se localiza a 7.5 km de profundidad bajo el Alto de Albufeira.

La estructura de velocidades de la corteza media-inferior es similar a la definida en el perfil PARSIFAL 3. Bajo el basamento, se ha diferenciado una capa con un pequeño gradiente de velocidad: 6.0-6.1 km/s, cuya base se localiza entre 21 km en el continente y unos 8.5 km en la parte terminal del perfil. Se infiere, por tanto un adelgazamiento de unos 6 km, fundamentalmente localizado entre los 70 y 150 km de distancia del punto de tiro. De las Figs. VI.18 y VI.19, puede deducirse que, más allá del Alto de Albufeira, la cobertera sedimentaria yacería sobre esta capa (corteza media).

En la corteza inferior, la velocidad de propagación de las ondas aumenta desde 6.2 km a 7.0 km/s, con una discontinuidad intermedia que representa un salto de velocidad de 6.4 km/s a 6.8 km/s. Su espesor es bastante constante: 11 km.

En conjunto la corteza sufre un adelgazamiento de unos 11 km, desde el continente, donde alcanza unos 32 km de potencia hasta el final del perfil (21 km). Este adelgazamiento se produce fundamentalmente entre los 40-120 km, es decir en el talud superior y talud medio, bajo el alto de Portimao.

VI.3.4. Perfil PARSIFAL 7 y PARSIFAL 8

VI.3.4.1. Caracterización de las principales fases observadas en los ensamblajes del perfil PARSIFAL 7

Este perfil, de dirección N-S, cruza la Zona Sudportuguesa a lo largo de unos 20 km, la Cuenca del Algarve y el margen continental hasta cortar el Banco de Guadalquivir por su flanco oriental.

Los disparos de los cañones fueron registrados por tres estaciones: A6, B2 y B4 (Fig. VI.1). La estación A6 se encuentra alineada con el perfil, mientras que las otras dos, se encuentran al este, siendo la B4 la que se localiza a una mayor distancia de la costa (55 km). Se trata de un perfil corto dado que, por un lado, los primeros tiros se realizaron a distancias de 85-105 km de las diferentes estaciones, y por otro, a que en la proximidad de las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz, la relación señal/ ruido se hace tan baja que impide la identificación de las fases reflejadas o refractadas en los sismogramas (Fig.

VI.10). Por esta razón, a pesar de que su longitud real es de 170 km, sólo se han reconocido llegadas hasta una distancia máxima de 135-140 km.

En las Figs. VI.20, VI.21 y VI.22 se presentan los ensamblajes correspondientes a las tres estaciones, en los que destacan por sus amplitudes las fases correspondientes a reflexiones más profundas que en los perfiles PARSIFAL 3 y 5, como es la fase reflejada en la corteza media (P_2P) y en la corteza inferior (P_3P), además de la reflejada en la discontinuidad de Mohorovicic (PmP). La disposición de las fases observadas parece apuntar un fuerte y rápido adelgazamiento cortical hacia el sur. Al igual que en el perfil PARSIFAL 5, no ha sido posible correlacionar la fase Pn.

Perfil PARSIFAL 7, Estación A-6

Todas las domocrónicas presentan una pendiente bastante constante, excepto la correspondiente a la fase Pg (refracciones en el basamento), cuyas primeras llegadas se encuentran a unos 2 s de tiempo reducido a unos 87 km de la estación (Fig. VI.20). A partir de los 102 km, aparecen muy nítidas al aumentar su amplitud, al mismo tiempo que se retrasan ligeramente.

Desde los 86 km y hasta el final del perfil, se observa una segunda fase (P_2P) de gran continuidad entre 87 y 105 km, seguido de una tercera (P_3P) de elevada amplitud, retrasada 0.5 s respecto a la anterior. Esta fase está probablemente enmascarada por las llegadas correspondientes a las reflexiones en la base de la corteza (PmP), a partir de 100 km de distancia. De igual modo, la gran amplitud de la fase P_2P hace difícil diferenciar la fase Pg. La fase PmP presenta amplitudes altas entre los 87 y 120 km.

Perfil PARSIFAL 7, Estación B-2

Las primeras llegadas definen una fase prominente (P_1) que se observa hasta 138 km (Fig. VI.21) y que representa las refracciones en la capa situada bajo el basamento. El aspecto curvado de la domocrónica se debe a un aumento del espesor de los sedimentos y la capa de agua, que da lugar a un aumento del tiempo de recorrido de los rayos refractados.

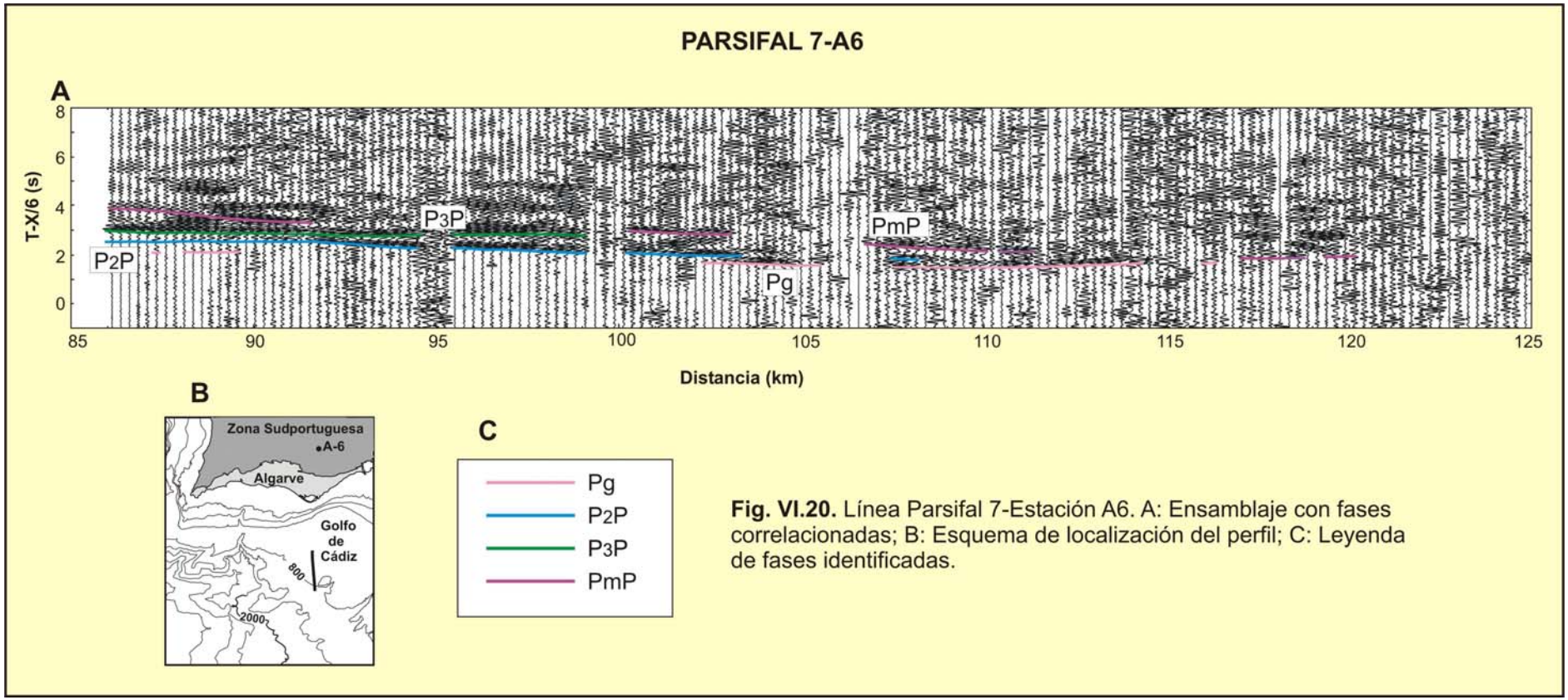


Fig. VI.20. Línea Parsifal 7-Estación A6. A: Ensamblaje con fases correlacionadas; B: Esquema de localización del perfil; C: Leyenda de fases identificadas.

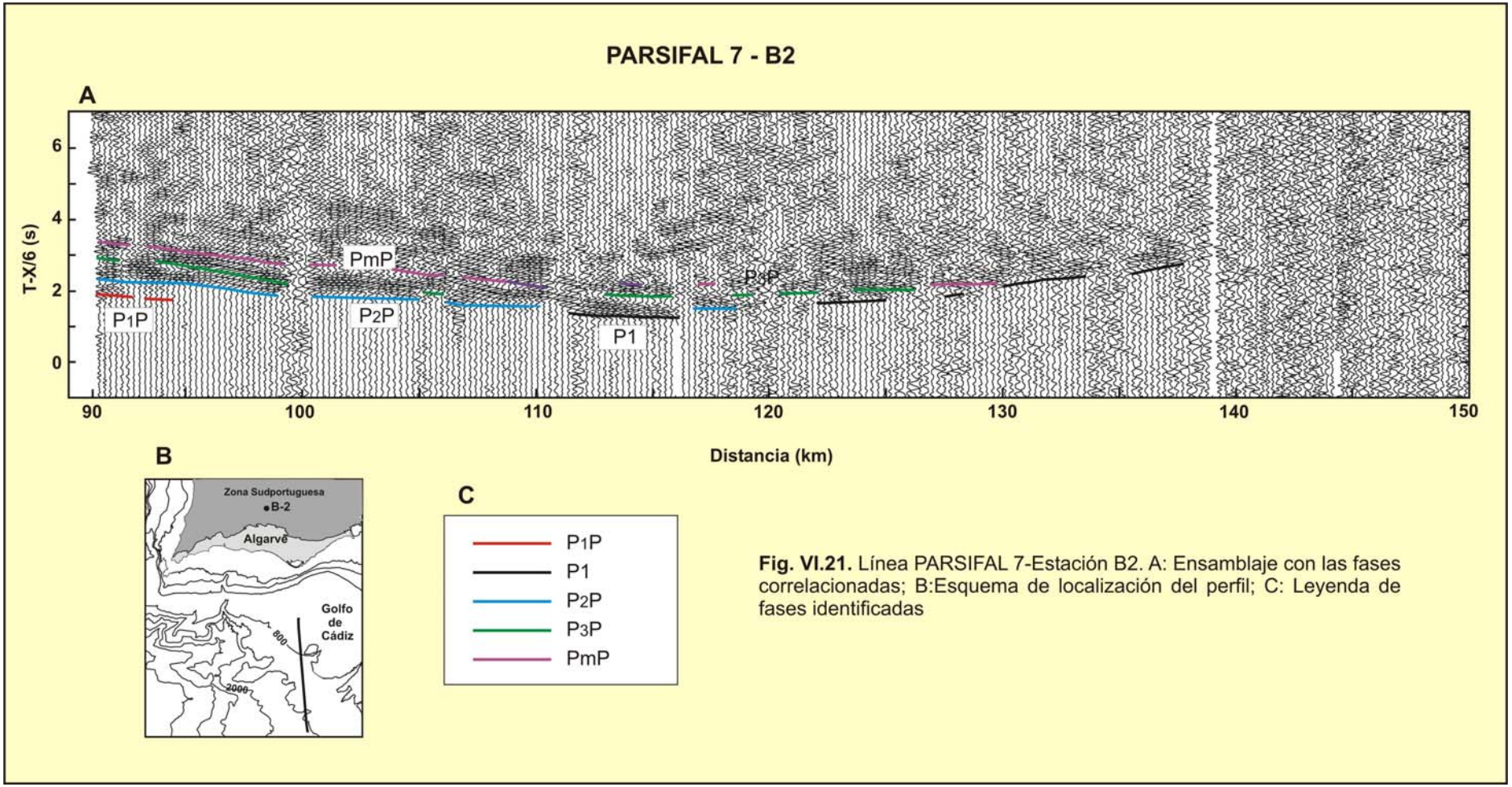


Fig. VI.21. Línea PARSIFAL 7-Estación B2. A: Ensamblaje con las fases correlacionadas; B:Esquema de localización del perfil; C: Leyenda de fases identificadas

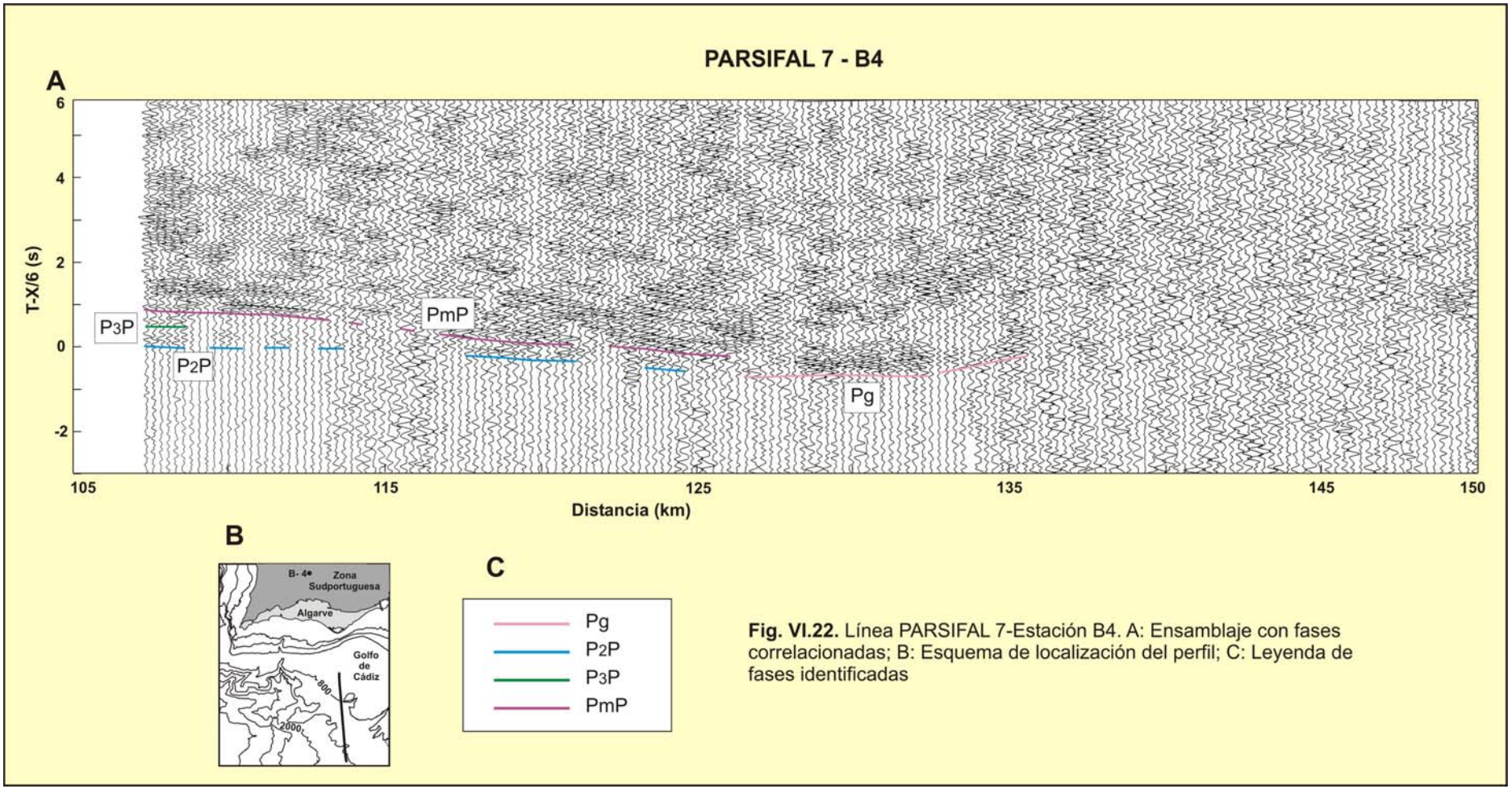


Fig. VI.22. Línea PARSIFAL 7-Estación B4. A: Ensamblaje con fases correlacionadas; B: Esquema de localización del perfil; C: Leyenda de fases identificadas

Entre 90-94 km, se ha diferenciado una fase corta que corresponde a reflexiones en la base del basamento (P_1P). La reducida amplitud de esta fase revela que, el contraste de velocidades entre el basamento y la capa infrayacente no es muy pronunciado.

Las fases profundas (P_2P, P_3P y PmP) son de gran amplitud y por tanto fácilmente identificables. Esta elevada amplitud se explica por un contraste de velocidad más marcado que en las discontinuidades superiores. En los primeros 20 km sufren un adelanto de unos 0.8 s, mientras que al igual que ocurre en otros perfiles, a partir de unos 120 km de distancia se produce la llegada simultánea de varias fases, lo que impide su diferenciación.

Perfil PARSIFAL 7, Estación B-4

El ensamblaje correspondiente a esta estación es el que presenta una menor distancia de registro (Fig. VI.22). A diferencia de los dos anteriores, tras la fase Pg y P_2P, la domocrónica correspondiente a la fase P_3P es muy corta, debido a interferencias con las fases adyacentes. La fase Pg aparece curvada debido al aumento de la lámina de agua.

VI.3.4.2. Caracterización de las principales fases observadas en los ensamblajes del perfil PARSIFAL 8

Este perfil se extiende con una dirección NW-SE sobre la zona continental (Zona Sudportuguesa y Cuenca del Algarve) y el margen continental hasta finalizar en la cima del Banco de Guadalquivir, sin llegar, por tanto, a atravesar su escarpe meridional (Fig.VI.1).

Los disparos de los cañones fueron registrados por dos estaciones: A6 y B4, estando sólo esta última alineada con el perfil. Se trata de un perfil corto por la misma razón que se ha aducido anteriormente en el perfil PARSIFAL 7. Los primeros tiros se realizaron a distancias de 80-85 km de las diferentes estaciones.

En las Figs. VI.23 y VI.24 se presentan los ensamblajes correspondientes a las dos estaciones, en los que destacan por sus amplitudes las fases más profundas y rápidas (reflexiones en la corteza inferior y en la base de la corteza). Estas fases son de gran amplitud y se observan nítidamente hasta el límite final del registro.

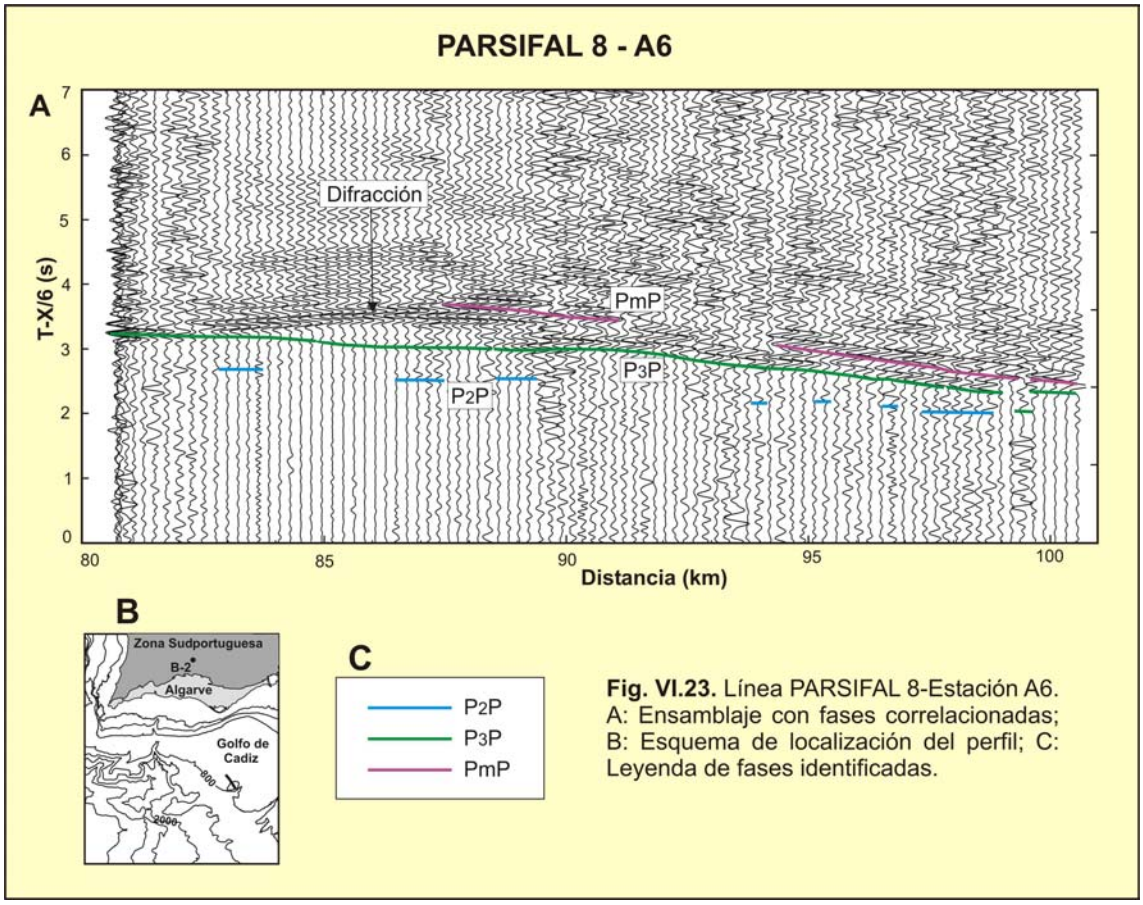


Fig. VI.23. Línea PARSIFAL 8-Estación A6. A: Ensamblaje con fases correlacionadas; B: Esquema de localización del perfil; C: Leyenda de fases identificadas.

Perfil PARSIFAL 8, Estación A-6

En este ensamblaje (Fig. VI.23) se observan llegadas de gran energía que corresponden a reflexiones de gran amplitud producidas en la corteza inferior y base de la corteza (fases P_3P y PmP). La fase P_3P es muy continua y se puede seguir a lo largo del ensamblaje completo. La fase PmP se observa entre 87 y 100 km. Además de estas dos fases, debe mencionarse que las primeras llegadas se asocian a reflexiones en la base de la corteza media que aparecen de forma discontinua (P_2P).

Perfil PARSIFAL 8, Estación B-2

El ensamblaje muestra con claridad la fase refractada en el basamento a lo largo de los 10 primeros km a 2.0 s de tiempo reducido (Fig. VI.24), seguida de una serie de llegadas que representan reflexiones producidas en su base (P_1P) entre 92 y 98 km y con un tiempo reducido de unos 2.0-2.2. s.

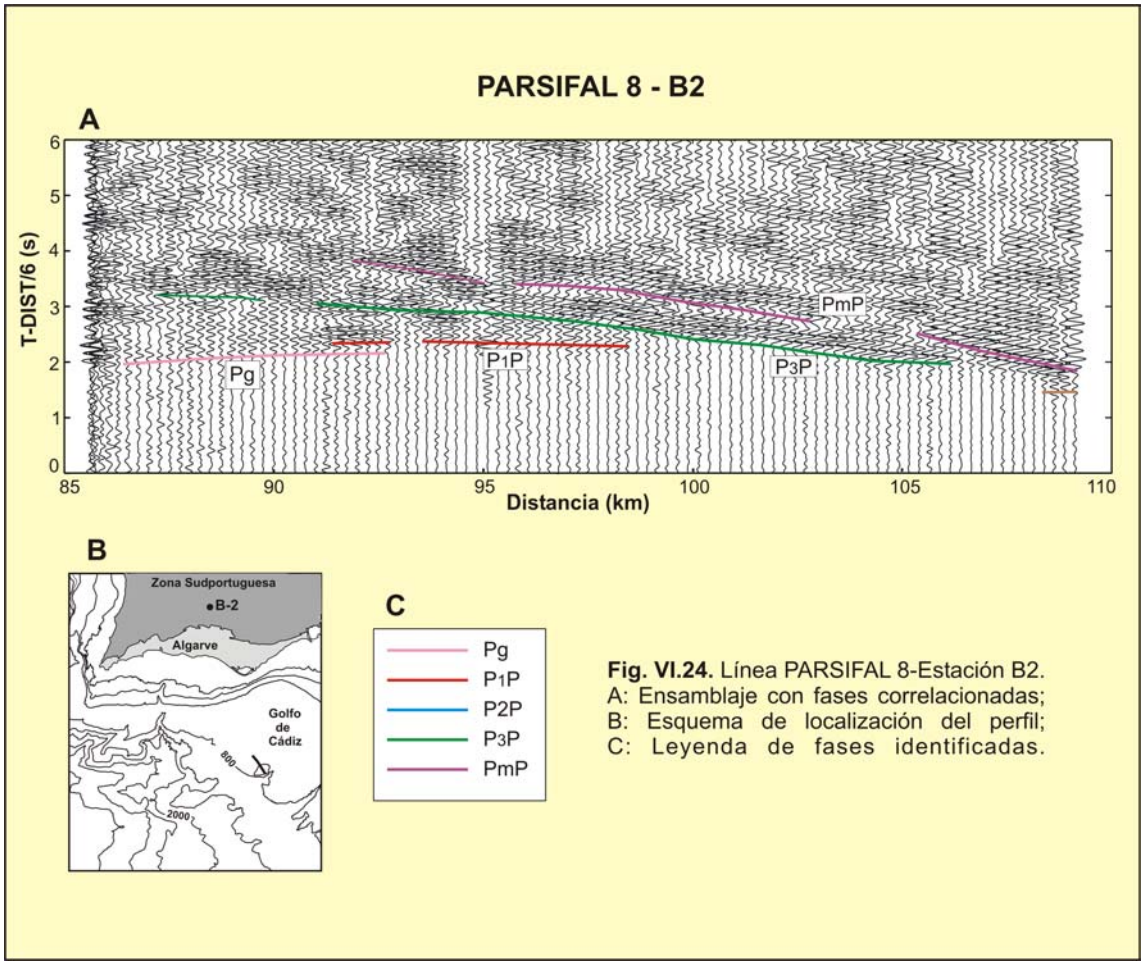


Fig. VI.24. Línea PARSIFAL 8-Estación B2. A: Ensamblaje con fases correlacionadas; B: Esquema de localización del perfil; C: Leyenda de fases identificadas.

A partir de los 98 km, estas fases dejan de observarse y la primera llegada la constituyen las fases P_3P y PmP, que continúan hasta el segmento final del registro, con una diferencia de tiempo entre ambas de unos 0.6 s. En los últimos kilómetros, se registran de nuevo refracciones en el basamento a 1.4 s de tiempo reducido; este adelanto está provocado por la disminución progresiva del espesor de sedimentos.

VI.3.4.3. Modelos de velocidad y estructura de la corteza: Líneas PARSIFAL 7 y PARSIFAL 8

El trazado de la trayectoria de los rayos, la comparación entre los tiempos observados y calculados y los sismogramas sintéticos se presenta en las Figs. VI.25 a VI.29. En estos últimos, el carácter de las amplitudes relativas de las fases observadas y calculadas, avalan el modelo obtenido.

Dado que en estas líneas se contaba con una información más detallada de la cobertera sedimentaria, ha sido posible diferenciar dos capas dentro de la misma. Se ha tenido en cuenta la información procedente de los sondeos adyacentes: Corvina y Ruivo (Mougenot, 1989), los perfiles sísmicos de multicanal TASYO 8 y TASYO 12, y el perfil IAM GC-2 en sus puntos de cruce con la línea PARSIFAL 7 (Fig.VI.1). El espesor de las dos subunidades se ha obtenido de la interpretación de los perfiles IAM y TASYO y de su conversión de tiempo a profundidad, mediante el cálculo de las velocidades de intervalo. También ha sido de gran utilidad el mapa de isocronas de la base de las evaporitas triásicas realizado por Terrinha (1998).

Dentro de la cobertera sedimentaria, la capa superior con una velocidad de 2.3 km/s, comprende los sedimentos terciarios y cuaternarios, mientras que la inferior, con velocidad media de 4 km/s, está formada por rocas mesozoicas. La Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, que se extiende desde aproximadamente el flanco meridional del Banco del Guadalquivir hacia el talud inferior, presenta igualmente una velocidad de 2.3 km/s.

El espesor de la cobertera oscila entre 0 m, al inicio del perfil donde aflora el basamento y los 3.5 km que se alcanzan en la Cuenca del Algarve a 50 km de la costa. Más hacia el sur, su espesor disminuye rápidamente, al aflorar de nuevo el basamento en el Banco del Guadalquivir. Al sur de este relieve, la potencia se incrementa de nuevo hasta alcanzar unos 5 km a unos 20 km de distancia de su cima. Este aumento de espesor se debe al gran desarrollo alcanzado por la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, cuyo frente externo se localiza en el flanco meridional del Banco del Guadalquivir.

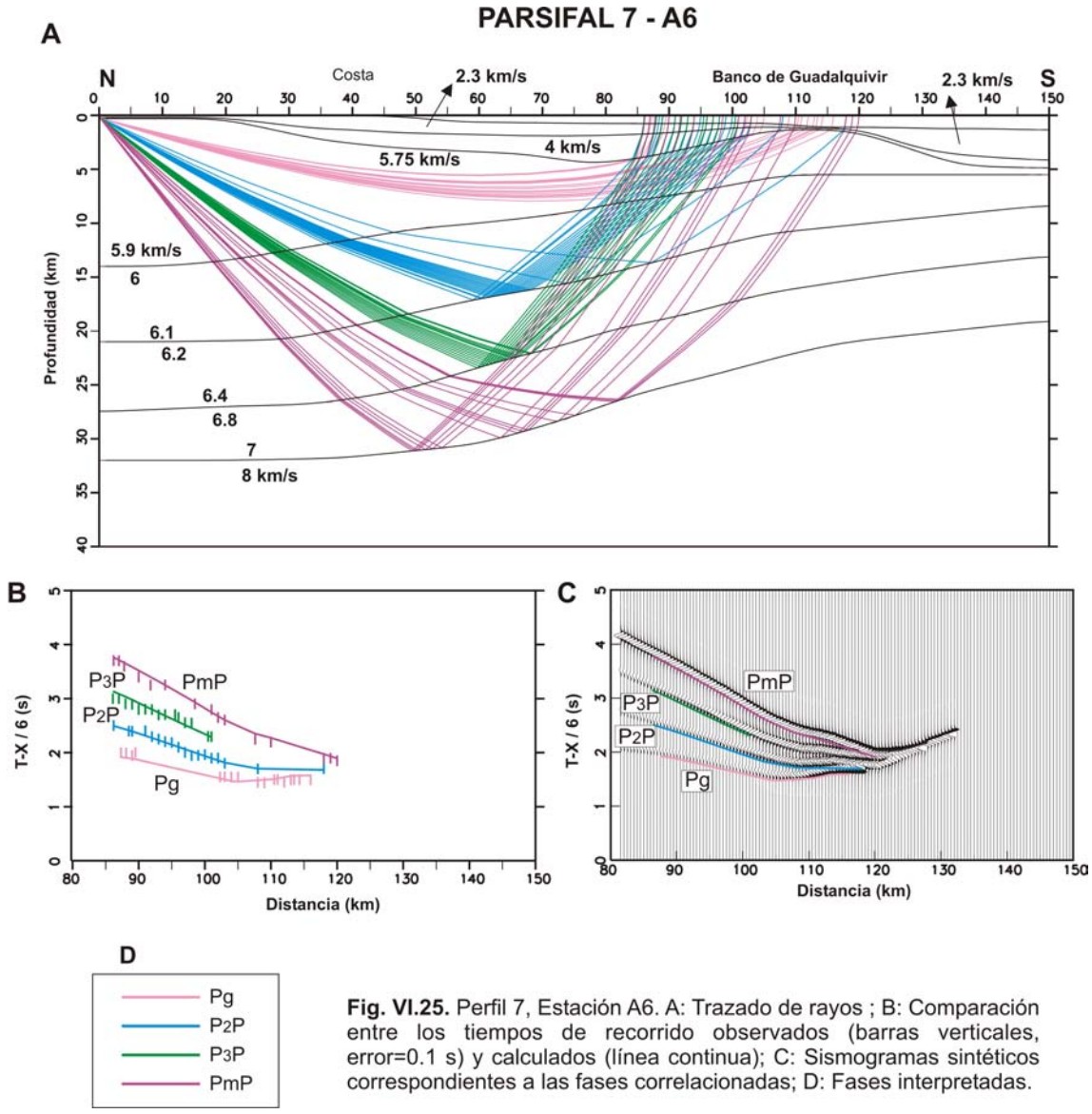


Fig. VI.25. Perfil 7, Estación A6. A: Trazado de rayos ; B: Comparación entre los tiempos de recorrido observados (barras verticales, error=0.1 s) y calculados (línea continua); C: Sismogramas sintéticos correspondientes a las fases correlacionadas; D: Fases interpretadas.

Bajo el continente, la corteza superior, con una velocidad que oscila entre 5.75 km/s (estación A6) y 5.8 km/s (estaciones B2 y B4) en su techo y 5.9 km/s en su base, mantiene su espesor de 14 km hasta la Cuenca del Algarve, situándose su base a unos 14 km en la Zona Sudportuguesa, donde aflora, y a unos 12 km en la costa. Entre la costa y el Banco del Guadalquivir, se observa un adelgazamiento muy brusco de unos 11.5 km a lo largo de unos 60 km. La base de la corteza superior se encuentra a 15 km de distancia de la costa a 10.5 km de profundidad, a 35 km a 9 km y a unos 85 km, bajo el Banco del Guadalquivir, a 5.5 km de profundidad, siendo su espesor en este punto de solo 4 km (bajo el fondo del mar). Esta capa podría desaparecer al sur del banco, de hecho, se ha mantenido un pequeño espesor de 0.5 km, por exigencias del programa de

cálculo del trazado de rayos utilizado en la interpretación, que obliga a que las capas se extiendan desde el principio al final del modelo.

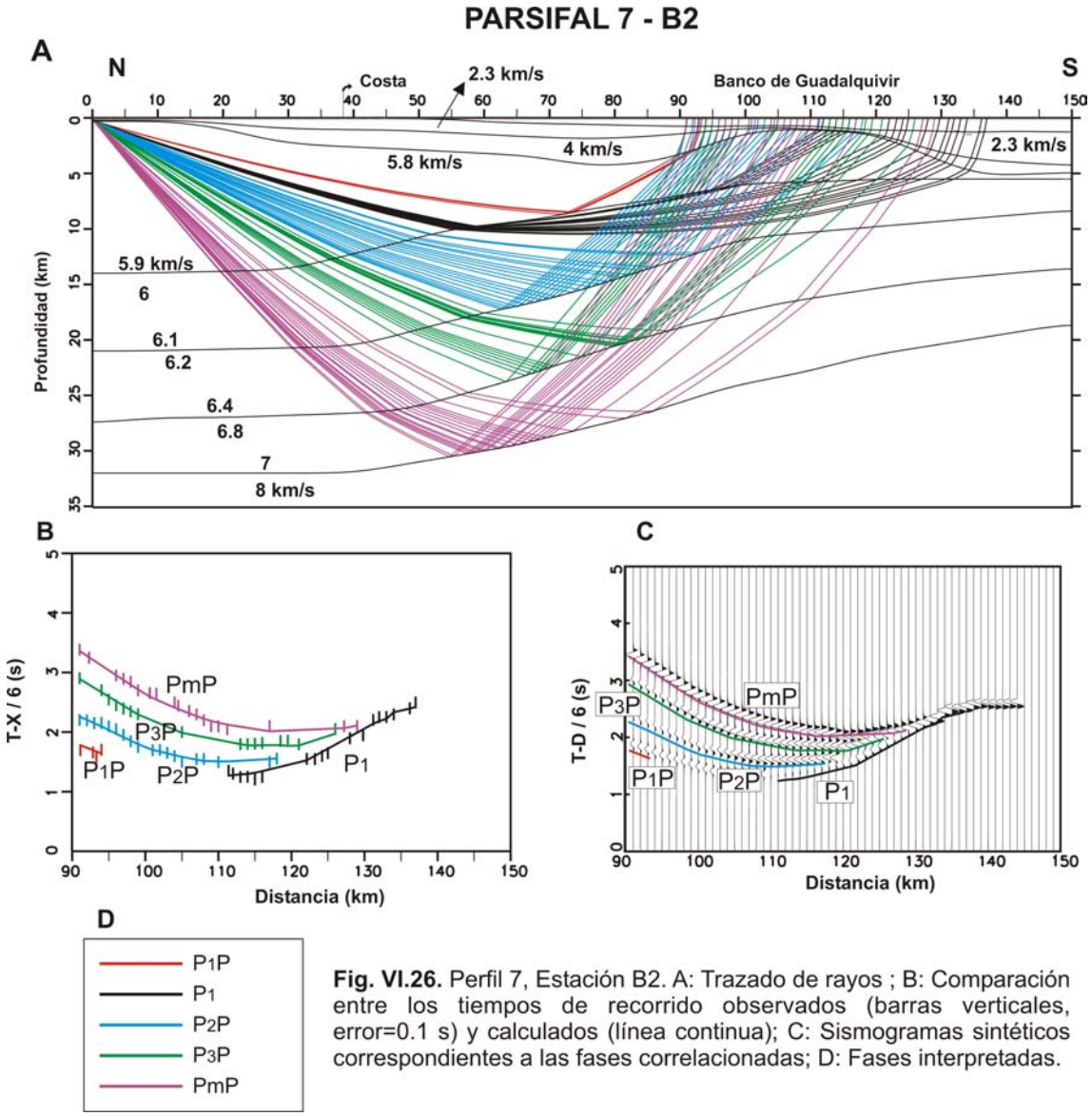


Fig. VI.26. Perfil 7, Estación B2. A: Trazado de rayos ; B: Comparación entre los tiempos de recorrido observados (barras verticales, error=0.1 s) y calculados (línea continua); C: Sismogramas sintéticos correspondientes a las fases correlacionadas; D: Fases interpretadas.

Una vez más, la corteza media está representada por una capa con un contraste de velocidad pequeño (6.0-6.1 km/s) cuyo espesor disminuye hacia el sur unos 4 km. Se ha definido además una discontinuidad en la corteza media-inferior marcada por un cambio de velocidades de 6.4 a 6.8 km/s. En la base de la corteza la velocidad es de 7.0 km/s.

La corteza presenta en ambos perfiles una disminución de espesor de 13 km, desde 32 km en las proximidades de la costa a 19 km, lo que determina el rango de distancias en el que se observan las llegadas correspondientes a la PmP (las llegadas se cortan a unos 80–90 km de la costa). El adelgazamiento tiene lugar en una corta distancia, a lo largo de unos 60 km, y se centra fundamentalmente entre 35 y 95 km de la costa. Esta atenuación de la corteza está determinada por la capa correspondiente al basamento y por la capa infrayacente, mientras que el resto de la corteza mantiene su espesor constante.

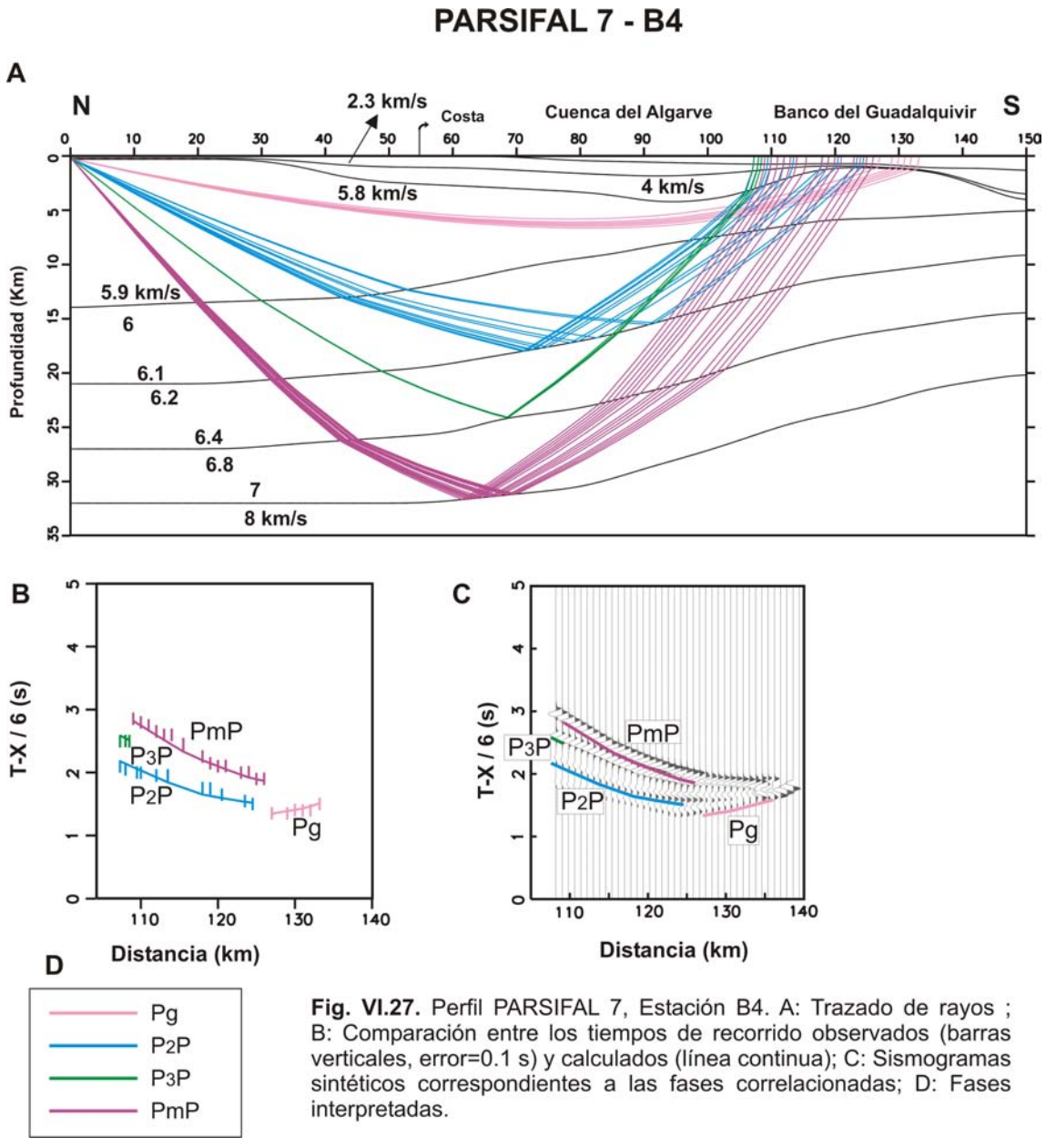


Fig. VI.27. Perfil PARSIFAL 7, Estación B4. A: Trazado de rayos ; B: Comparación entre los tiempos de recorrido observados (barras verticales, error=0.1 s) y calculados (línea continua); C: Sismogramas sintéticos correspondientes a las fases correlacionadas; D: Fases interpretadas.

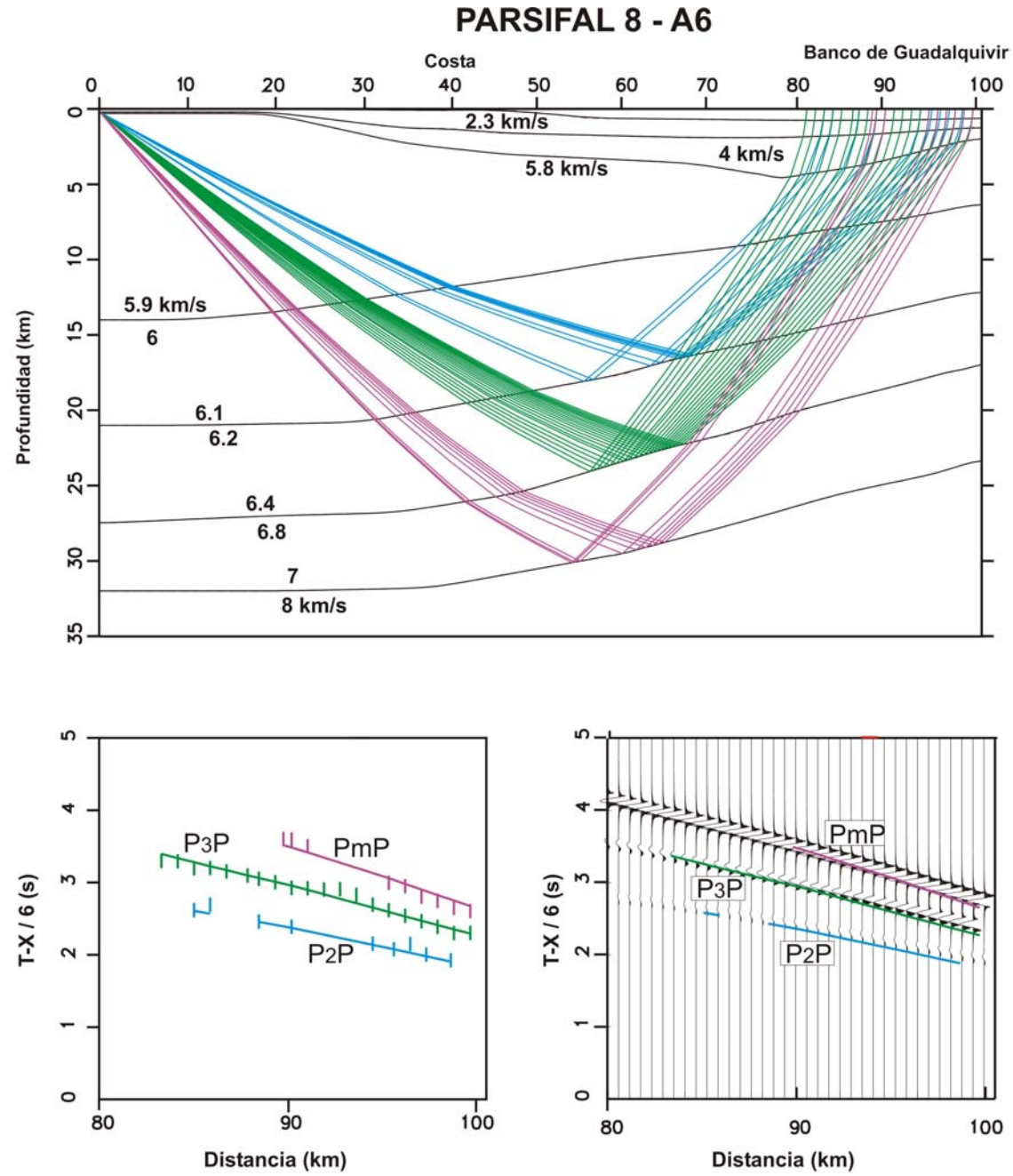


Fig. VI.28. Perfil PARSIFAL 8, Estación A6. A: Trazado de rayos; B: Comparación entre los tiempos de recorrido observados (barras verticales, error=0.1 s) y calculados (línea continua); C: Sismogramas sintéticoscorrespondientes a las fases correlacionadas; D: Fases interpretadas.

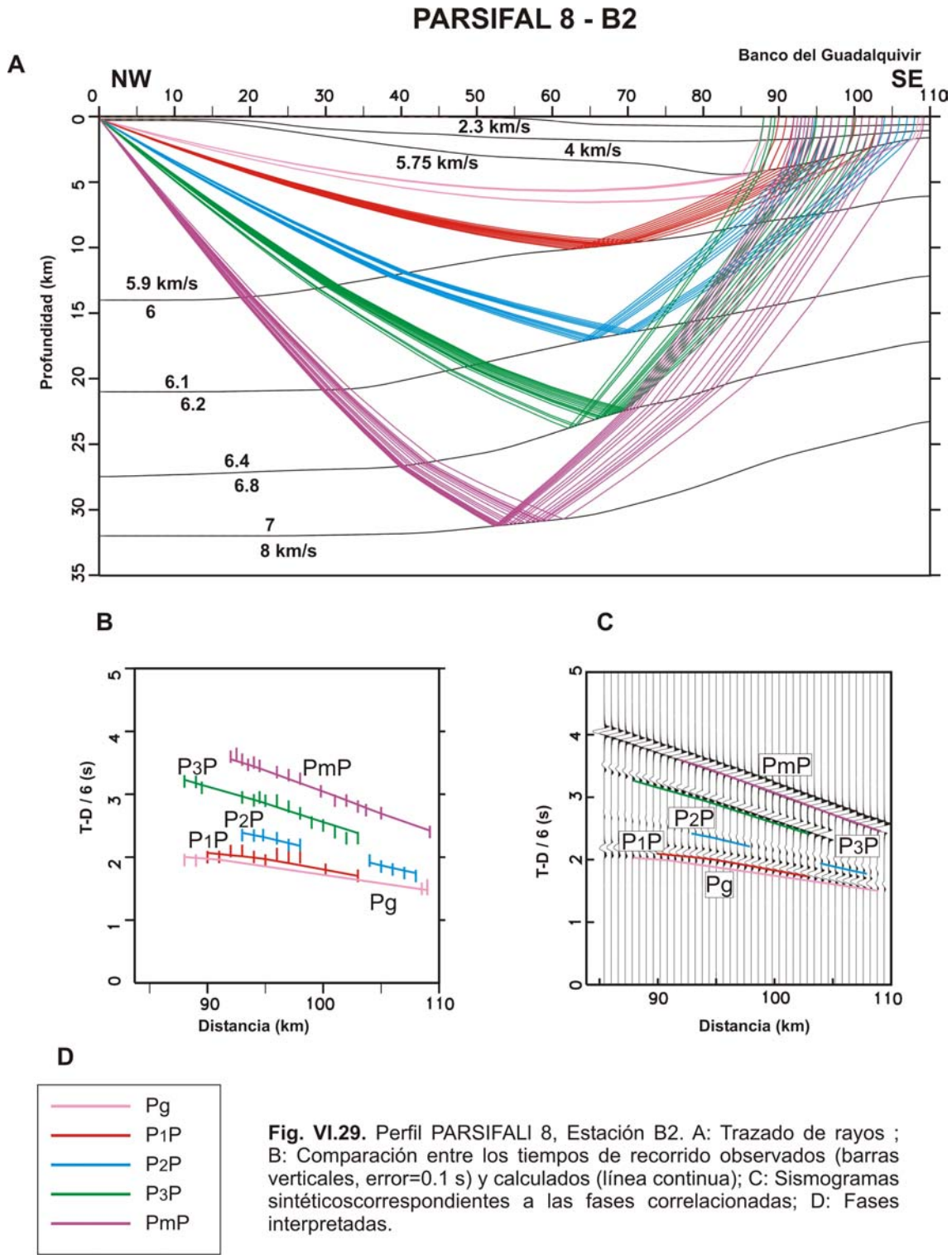


Fig. VI.29. Perfil PARSIFALI 8, Estación B2. A: Trazado de rayos ; B: Comparación entre los tiempos de recorrido observados (barras verticales, error=0.1 s) y calculados (línea continua); C: Sismogramas sintéticoscorrespondientes a las fases correlacionadas; D: Fases interpretadas.

VI.3.5. Modelización gravimétrica

La región del Banco del Guadalquivir se caracteriza por una importante anomalía gravimétrica, que fue identificada por Roberts por primera vez (1970). En la Fig VI.30, se presenta el mapa regional de anomalías gravimétricas de aire libre construido con los datos de Smith y Sandwell (1987), en el que se observa esta anomalía de gran longitud de onda y dirección NE-SW. Su borde meridional es más abrupto, al igual que el relieve del fondo marino, marcado por un talud escarpado. Esta anomalía da paso hacia el sur a

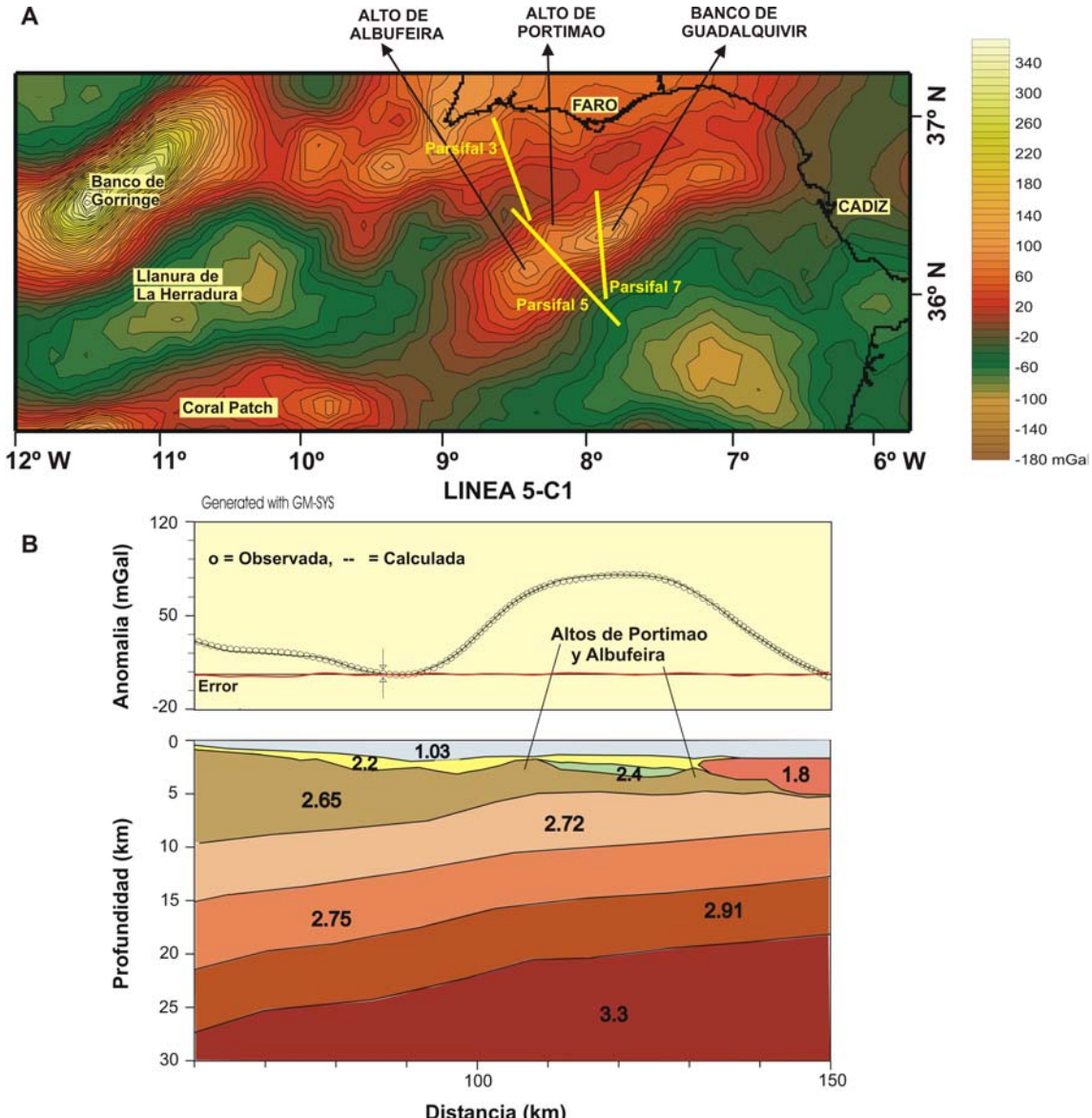


Fig. VI.30. A) Mapa de anomalías gravimétricas de aire libre elaborado a partir de los datos de Sandwell y Smith (1997) y localización de los perfiles sísmicos PARSIFAL 5 y PARSIFAL 7. B) Modelo gravimétrico calculado para el perfil PARSIFAL 5. Densidades en g/cm^3.

un surco situado entre los paralelos 35° y 36° N, caracterizado por un descenso acusado de los valores de las anomalías gravimétricas, que se correlacionan con la existencia de una acumulación importante de sedimentos en la Cuenca Central (Fig. V.1).

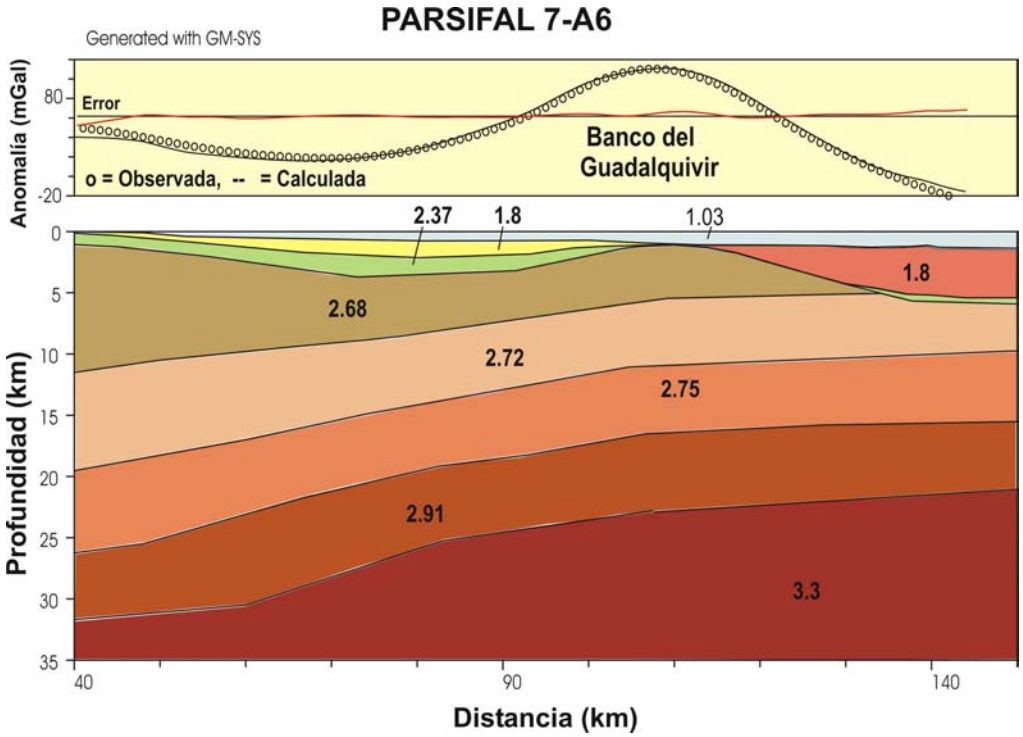


Fig. VI.31. Modelo gravimétrico calculado para el perfil PARSIFAL 7. Densidades en g/cm^3. Situación del perfil en el mapa de anomalías de aire libre de la Fig. VI.30A.

Con el fin de corroborar los modelos obtenidos con los perfiles sísmicos en el margen continental, se ha calculado la anomalía gravimétrica correspondiente para los perfiles PARSIFAL 5 y PARSIFAL 7, y se ha comparado con la anomalía observada. La metodología seguida ha sido descrita en el Capítulo III, es decir, se tomó como punto de partida los modelos de corteza obtenidos y se calcularon las densidades a partir de la estructura de velocidades sísmicas. En la Fig. VI.30A, se muestra la situación de los perfiles de refracción que se han modelizado sobre el mapa regional de anomalías gravimetrícas, y en la Figs. VI.30B y VI.31 la anomalía gravimétrica observada y calculada a lo largo de los perfiles PARSIFAL 5 y PARSIFAL 7. La anomalía gravimétrica está centrada sobre los altos del basamento donde alcanza valores de 80 mGal en el Alto de Portimao y de 110 mGal en el Banco de Gualdalquivir, en las líneas PARSIFAL 5 y PARSIFAL 7 respectivamente.

Tanto en el perfil PARSIFAL 5 como en el PARSIFAL 7, el ajuste entre las anomalías observadas y calculadas es bueno. Sólo ha sido necesario realizar modificaciones menores en algunos valores de la profundidad ($\geqslant$0.2-0.4 km) de las diferentes capas definidas en los modelos sísmicos. Estas modificaciones no son significativas, si tenemos en cuenta que la precisión estimada en los modelos de corteza obtenidos es del orden de unos 2 km para las profundidades (Zelt y Zelt, 1998). Quizás la única diferencia que merece mencionarse es el cambio en la geometría del techo de la capa sedimentaria al norte del Alto de Portimao (línea PARSIFAL 5, Fig. VI.30 B). Este cambio radica en que al no estar alineada la estación con la dirección de la línea, los valores observados de la anomalía gravimétrica presentan un pequeño desplazamiento respecto a la posición del perfil. La longitud de onda de esta anomalía y su amplitud es producto del contraste entre la lámina de agua-sedimentos y el basamento y del adelgazamiento de la corteza. Hacia el norte, la tendencia de las anomalías es a disminuir conforme aumenta el espesor de la corteza continental. Los mínimos se sitúan bajo la Cuenca del Algarve (18 mGal en el perfil PARSIFAL 5 y 5 mGal en el perfil PARSIFAL 7). Esta tendencia se repite hacia el sur (4 mGal en el perfil PARSIFAL 5 y -20 mGal en el perfil PARSIFAL 7), debido al aumento de espesor de la cobertera sedimentaria.

Por consiguiente, podemos concluir, que los modelos obtenidos con sismica de refracción en el sector oriental (PARSIFAL 5) y occidental (PARSIFAL 7) y los modelos gravimétricos son coherentes.

VI.4. SÍNTESIS DE LOS MODELOS DE CORTEZA EN EL MARGEN CONTINENTAL SUDPORTUGUÉS

Una vez descritos de forma sistemática los perfiles sísmicos de reflexión-refracción de gran ángulo, procederemos a comentar la estructura cortical definida, así como su interpretación desde un punto de vista geológico. A continuación compararemos los modelos presentados con otros obtenidos previamente en áreas próximas.

En la Fig. VI.32 se presentan los modelos finales, en los que la gradación de colores es proporcional a las variaciones de velocidad en cada capa. En estos modelos destacan cuatro rasgos:

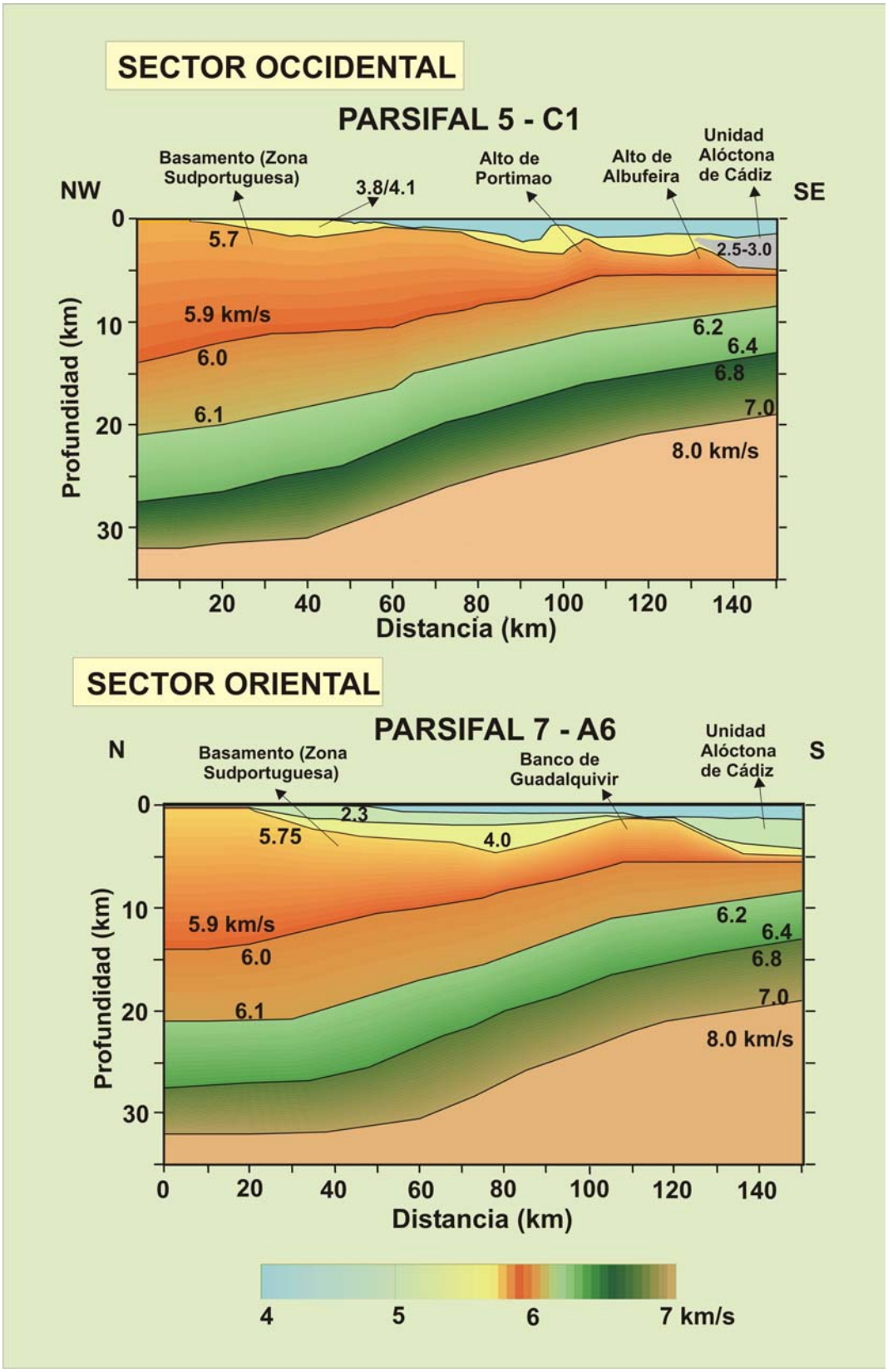


Fig. VI.32. Modelos de estructura de la corteza correspondiente a los perfiles PARSIFAL 5 - C1 y PARSIFAL 7 - A6. Situación en Fig. VI.1.

- El carácter continental de la corteza.

- La uniformidad en la estructura de velocidades corticales desde la Zona Sudportuguesa en el continente hasta el talud medio.

- La forma de cuña que adopta la capa correspondiente al basamento, que se adelgaza hasta prácticamente desaparecer al sur del Alto de Albufeira y Banco de Guadalquivir.

- La disminución de espesor de la corteza en distancias relativamente cortas.

En todos los modelos, se ha podido identificar una corteza superior, media e inferior separadas por discontinuidades marcadas por cambios más o menos bruscos de velocidad. La existencia de una serie de reflexiones intracorticales que se han podido interpretar sistemáticamente en todos los registros, nos revela la existencia de una corteza claramente estructurada internamente y caracterizada por una gran homogeneidad en el continente y margen continental. Los modelos de corteza derivados de los perfiles del proyecto ILHIA que cruzan la Península con diversas direcciones (*Iberian Lithosphere Heterogeneity and Anisotropy*), atravesando la parte central y occidental del Macizo Hespérico, apoyan esta uniformidad en la estructura de la corteza a escala regional (ILHIA DSS Group, 1993a; ILHIA DSS Group, 1993b; González, 1996).

En general, podemos decir que la estructura de velocidades es consistente con otros perfiles realizados en el Macizo Ibérico. Los modelos obtenidos muestran una corteza en el dominio continental con un espesor de unos 32 km, cuya estructura de velocidades es similar a la definida en zonas próximas del Macizo Ibérico (ILHIA DSS Group, 1993a; ILHIA DSS Group, 1993b; González, 1996; Matías, 1996; Martín Dávila, 1999). Así mismo, la estructura de velocidades en el margen continental es parecida a la determinada en trabajos realizados con anterioridad (González et al., 1998; González-Fernández et al., 2001), aunque se ha puesto de manifiesto algunas diferencias importantes por sus implicaciones geológicas, en cuanto al espesor de la corteza superior, el espesor total de la corteza y la estructura de las velocidades en la corteza superior.

VI.4.1 Corteza superior

La corteza superior se compone de dos capas correspondientes al basamento y a la cobertera sedimentaria. En el sector occidental (Fig. VI.32), la cobertera sedimentaria se ha modelizado considerando una sola capa caracterizada por un gradiente de velocidad de 3.8-4.1 km/s, constituida por los sedimentos mesozoico-cuaternarios de la Cuenca del Algarve, del Valle de Faro y del Valle de D. Carlos. En el extremo meridional del perfil, la velocidad oscila entre 2.5 y 3.0 km/s, y esta capa aparece compuesta fundamentalmente por la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, aunque también incluye los sedimentos plioceno-cuaternarios situados a techo y los materiales infrayacentes mesozoicos.

En el sector oriental ha sido posible dividir esta cobertera en dos capas caracterizadas por una velocidad media de 2.3 km/s (Figs. VI.1 y VI.32), para los materiales más superficiales (Mioceno-Cuaternario) y de 4 km/s para los sedimentos mesozoicos infrayacentes. Ambas capas consideradas en conjunto, muestran un mayor espesor en el talud del sector oriental que en el occidental, especialmente al norte del Banco del Guadalquivir. En esta zona, las máximas potencias alcanzadas son de 4 km en el sector oriental y de 3 km en el occidental. De la comparación entre ambos sectores se deduce que la Cuenca del Algarve presenta una extensión mucho menor en el occidental: 50 km, frente a los 100 km de longitud que ocupa en el sector oriental. En el límite externo del talud medio y al sur de los altos del basamento, las Unidades Alóctonas de Cádiz presentan una velocidad media de 2.3 km/s, igual a la determinada para los sedimentos mioceno-cuaternarios al norte del Banco del Guadalquivir. Su espesor llega a alcanzar unos 2.6 km, incluyendo los sedimentos plioceno-cuaternarios, cuya potencia es pequeña teniendo en cuenta la información proporcionada por los perfiles sísmicos de multicanal en esta zona (unos 400 ms T.D.). La velocidad de 2.3 km/s que presentan estas unidades es análoga a la propuesta por otros autores: 2-3.1 (Purdy, 1975) y 2.2 (González, 1996; Martín Dávila, 1999).

Bajo la cobertera mesozoico-terciaria, las velocidades del basamento oscilan entre 5.75-5.8 km/s a 5.9 km/s en su base, sin que se hayan observado variaciones laterales. Estos valores de velocidad son parecidos a los propuestos por González (1996) en este sector del margen (perfil IAM-GC1, Fig. II.24), así como en sectores más al este, en la

parte interna del Golfo de Cádiz (perfiles IAM-GC2, IAM-GC3 y Ayamonte-Trafalgar, Fig. II.24), al W en la zona de Cabo San Vicente (perfil IAM-3, Fig. II.25) y en las proximidades de la costa (Chipiona-Arcos, ILIHIA, Fig. II.22). En los perfiles que se extienden sobre el continente en la Zona Sudportuguesa, las velocidades del basamento oscilan entre 5.8 y 5.9 km/s (González, 1996; Matías, 1996; Martín Dávila, 1999). Esto justificaría las velocidades ligeramente más altas encontradas en los perfiles en los que la estación se sitúa más al interior del continente.

Teniendo en cuenta los materiales muestreados en el Banco del Guadalquivir, donde aflora el basamento varisco, y sobre el que yacen los sedimentos de la Cuenca del Algarve, se ha considerado que la corteza superior está constituida por rocas pertenecientes a la Zona Sudportuguesa.

El rasgo más notable que muestra la corteza superior es la disminución de espesor que experimenta (7.5 km en unos 100 km de longitud), desde el continente (14 km) hacia el margen continental, al sur de los altos del basamento (7.5 km). Esta disminución de espesor desde la costa hacia el sur, se hace más acentuada en el sector oriental, donde el adelgazamiento se ha estimado en unos 9 km. Así, mientras que en el sector occidental a 25 km de la costa, su potencia es de unos 8 km, en el oriental es la mitad (4 km). Finalmente al pie de los escarpes meridionales del Banco del Guadalquivir y de Albufeira, desaparece. Hacia el interior de la Península, el espesor de la corteza superior se mantiene sin embargo bastante constante según indican los modelos obtenidos con registros sísmicos de refracción y reflexión profunda en la Zona Sudportuguesa (Fig. II.22): perfiles Fuceta-Cabo da Roca, Sines-Azinhal, ILIHA-D1 (Matías, 1996; González, 1996) e IBERSEIS (Simancas et al., 2003).

Respecto a los resultados presentados por otros autores (González, 1996; Dañobeitia et al., 1999; González-Fernández et al., 2001), se han puesto de manifiesto dos grandes diferencias, con importantes implicaciones geológicas, como veremos a continuación. Estas diferencias estriban en el carácter homogéneo de la corteza superior en el margen continental y en la localización de su base a una profundidad mayor que la propuesta hasta el momento en otros modelos de refracción previos: 12 km en las proximidades de la costa y 9 km bajo el Alto de Albufeira (González, 1996, Fig. II.24).

El carácter homogéneo de la corteza superior se confirma al no haber sido necesario introducir ningún cuerpo intrusivo de velocidad anómala en la capa correspondiente al basamento, para justificar los modelos sísmico y gravimétrico. Por el contrario, González (1996) introduce un bloque de alta velocidad (6.4 km/s) bajo el Alto de Albufeira para justificar el adelanto de las primeras llegadas de energía correspondientes a refracciones en el basamento (Fig. II.24). Para este autor, el Banco del Guadalquivir (en este trabajo correspondería en concreto al Alto de Albufeira) no puede ser considerado por tanto como un simple bloque elevado del basamento, y sugiere que su naturaleza debe ser diferente a la de los materiales que lo rodean. Sobre la base de este modelo, Dañobeitia et al. (1999) proponen que la anomalía magnética existente en el área con una dirección E-W, estaría causada por un cuerpo intrusivo situado al SW del Banco del Guadalquivir en la base de la corteza superior-corteza media (a una profundidad mínima de 4-5 km). Así mismo, consideran que la anomalía gravimétrica existente en esta zona constituye la expresión de un cuerpo elongado de alta densidad enraizado en profundidad.

Teniendo en cuenta las muestras de roca dragadas en el Banco del Guadalquivir y los modelos interpretados, en los que no se observa ninguna variación en la estructura de velocidades de la corteza superior, los tres altos diferenciados en el borde del talud medio (Alto de Portimao, Albufeira y Banco de Guadalquivir) deben corresponder a bloques elevados del basamento continental. Este basamento corresponde a la prolongación en el margen del basamento varisco que aflora en el sur de Portugal (Zona Sudportuguesa), y sobre el que yace la Cuenca del Algarve. No se ha encontrado ningún dato que apoye la presencia de un cuerpo intrusivo en la corteza superior en este sector del margen.

La corteza superior está constituida por rocas devónico-carboníferas pertenecientes a la Zona Sudportuguesa, cuya estructura tal y como se puede observar en la Fig. II.23 (perfil IBERSEIS), consiste en un cinturón de pliegues y cabalgamientos imbricados vergentes hacia el sur. Inicialmente, se propuso que el despegue basal de este cinturón se localizaría a unos 10 km de profundidad (Ribeiro et al., 1983; Ribeiro et al., 1990a; Silva et al., 1990). Esta profundidad coincidiría con la transición frágil-dúctil de la corteza según el modelo de corteza propuesto por Prodehl et al. (1975), que sugieren una zona de baja velocidad a esta profundidad. Posteriormente, Quesada (1998) propuso una profundidad comprendida entre 10 y 15 km, análoga a la determinada (entre 12 y 15

km) por el perfil de sísmica de reflexión IBERSEIS (Simancas et al., 2003), donde se observa a unos 5 s T.D. una estrecha banda horizontal de baja reflectividad (Fig. II.23).

Con los perfiles de refracción PARSIFAL podríamos relacionar la base de la corteza superior, de carácter igualmente poco reflectivo y con una dispersión en las llegadas de energía, con el despegue basal de la Zona Sudportuguesa (Fig. VI.33). Este despegue basal se localizaría así, a unos 14 km de profundidad en las proximidades de la costa, ascendiendo progresivamente hasta unos 5 km bajo el Alto de Portimao y el Banco de Guadalquivir. Por consiguiente, se situaría a una profundidad mayor que la propuesta en los cortes regionales de Ribeiro et al. (1990b) y en concordancia con los resultados del perfil IBERSEIS (Simancas et al, 2003). En la zona continental, la profundidad a la que se encuentra el despegue basal correspondería a la profundidad esperada para la transición frágil-dúctil.

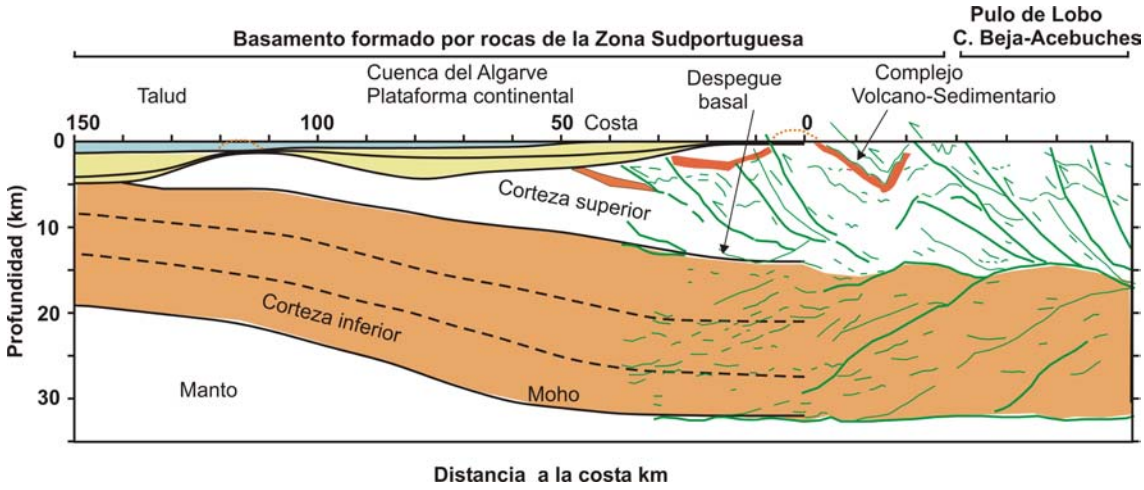


Fig. VI.33. Corte en el que se ha unido el modelo de corteza correspondiente al perfil PARSIFAL 7 a un esquema interpretado del perfil IBERSEIS (Simancas et al., 2003).

La profundidad que se propone para la localización del despegue basal no sólo supone una modificación de los modelos de refracción propuestos hasta ahora, sino que además nos permite explicar el afloramiento de rocas pertenecientes a la Faja Pirítica. El afloramiento de materiales correspondientes a esta banda central de la Zona Sudportuguesa, a 100 km de la costa, resulta anómalo, como ya hemos mencionado. Si seguimos la dirección de los dominios diferenciados y de las estructuras principales (Fig. II.3A) en la Zona Sudportuguesa, las rocas aflorantes en el Banco deberían corresponder a materiales pertenecientes a la banda meridional de la Zona Sudportuguesa, más próxima a la costa, es decir a materiales pertenecientes al Flysch del Bajo Alentejo.

El afloramiento de estas rocas en el Banco del Guadalquivir (a unos 150 km y 200 km de distancia de sus afloramientos en tierra), puede explicarse si tenemos en cuenta la profundidad determinada para el cabalgamiento basal, mayor de lo supuesto hasta ahora. Esta profundidad nos permite justificar la existencia de una lámina cabalgante del Complejo Volcano-Sedimentario bajo las formaciones más externas del flysch sudportugués. En la Fig. VI.33 se presenta un corte esquemático que se extiende a lo largo de la Zona Sudportuguesa en el continente y hasta el Banco del Guadalquivir en el que se han unido los datos proporcionados por el perfil IBERSEIS (Simancas et al., 2003), con el modelo de refracción calculado. En esta figura, se observa la continuidad entre el despegue basal propuesto entre el modelo que se presenta y los datos proporcionados por el perfil IBERSEIS.

No obstante, en este esquema que se propone quedaría por justificar la ausencia de las formaciones más modernas, como son el Grupo Culm. La falta de estos materiales puede explicarse por una erosión intensa post-varisca. La causa de esta erosión radicaría en la propia elevación del Banco de Guadalquivir durante la evolución posterior del margen continental. Esta elevación y consiguiente erosión de la corteza superior explicaría además el fuerte adelgazamiento de la corteza superior.

Finalmente, se podría especular que la anomalía magnética de dirección E-W se relacionara con la localización de una lámina cabalgante de materiales pertenecientes a la Faja Pirítica. Debe recordarse que en el Banco del Guadalquivir, se recuperaron rocas volcánicas afines a este dominio. Se ha determinado que la anomalía magnética estaría producida por un cuerpo situado a una profundidad de unos 5 km en el Banco del Guadalquivir y a unos 2 km al sur de este alto (M. Catalán; comunicación personal). En el Alto de Portimao se localizaría a 6 km y bajo el Alto de Albufeira a 5.5. km. Estos datos indican una disminución de la profundidad hacia el sur.

VI.4.2. Corteza media e inferior

El basamento varisco yace sobre una corteza media, de velocidad 6.0-6.1 km/s, caracterizada, por consiguiente, por un gradiente de velocidad bajo (incremento entre

0.01-0.02 por km) y por una disminución de espesor de 4 km desde la costa hasta el talud.

Según Simancas et al. (2003), el basamento varisco yace sobre una corteza precámbrica. Sin embargo Ábalos et al. (2002), indican que bajo el despegue basal se encuentra una capa de 5-8 km que podría representar una cobertera paleozoica depositada sobre un segmento de la corteza media-profunda (basamento precámbrico) que se extendería hasta el Moho.

En este trabajo no se han encontrado, al igual que en estudios previos (Caetano; 1983; Matías, 1996 y González et al., 1998), evidencias de ninguna capa de baja velocidad bajo la Zona Sudportuguesa, tal y como propuso Prodehl et al. (1975).

Bajo la corteza media, la velocidad de la corteza inferior aumenta desde 6.2 a 6.8 km/s en su base, con una discontinuidad intermedia que representa un salto de la velocidad de 6.4 a 6.8 km/s. En conjunto, la corteza inferior mantiene un espesor constante a lo largo del margen de 11 km.

VI.4.3. Espesor de la corteza

La base de la corteza se encuentra en el continente a 32 km de profundidad. Esta profundidad coincide con los datos proporcionados por el perfil IBERSEIS, donde esta discontinuidad se localiza a unos 30-35 km y destaca por ser reflectiva y subhorizontal (Carbonell et al., 2001, Simancas et al., 2003). Tanto en el sector oriental (líneas PARSIFAL 7 y PARSIFAL 8), como en el occidental (líneas PARSIFAL 3 y PARSIFAL 5), la discontinuidad de Mohorovicic asciende a 29-30 km a 20 km de la costa, a 22-23 a unos 80 km de distancia y finalmente a 19-20 km a unos 100 km de distancia.

En consecuencia, podemos decir que se ha determinado en el sector septentrional del Golfo de Cádiz un importante adelgazamiento de la corteza centrado bajo los altos del basamento. Esta atenuación de la corteza se correlaciona con la anomalía gravimétrica de gran longitud de onda de dirección NE-SW (Fig. VI.30). Los modelos calculados indican una corteza de aproximadamente 32 km de espesor en la Zona Sudportuguesa, cerca de la Cuenca del Algarve, que sufre un adelgazamiento de unos 12-13 km hasta

alcanzar unos 19-20 km en la parte central del Golfo de Cádiz. Aunque inicialmente este adelgazamiento es progresivo, fundamentalmente se centra a lo largo de una distancia de unos 50-60 km bajo los altos del basamento, y está determinado fundamentalmente por la corteza superior (basamento varisco), y en menor medida por la capa infrayacente. Cabe señalar que, la disminución del espesor de la corteza en el sector occidental (Altos de Portimao y Albufeira, perfiles PARSIFAL 3 y PARSIFAL 5), muestra un carácter menos abrupto que en el sector oriental (Banco de Guadalquivir, perfiles PARSIFAL 7 y PARSIFAL 8). Esta diferencia no es significativa y estriba en que, la dirección de los perfiles PARSIFAL 3 y 5 (NW-SE), es oblicua a la del adelgazamiento (N-S). Finalmente, resaltaremos que la disminución del espesor de corteza es mayor que la calculada en modelos previos (González et al., 2001).

El adelgazamiento de la corteza superior (basamento varisco) observado, se contrapone a lo que habitualmente se observa en muchos márgenes continentales, donde el adelgazamiento de la corteza tiene lugar fundamentalmente en la corteza inferior por estiramiento y por fracturación en la corteza superior, mediante fallas normales en respuesta a la extensión generada por la apertura de la cuenca oceánica (McKenzie, 1978). Esta atenuación de la corteza superior se opone también a lo observado en otras zonas próximas del Golfo de Cádiz, como es el área frente a cabo San Vicente, donde el adelgazamiento de la corteza tiene lugar en la corteza inferior (González et al., 1996).

Por tanto, la estructura de velocidades definida junto con estos argumentos, nos conducen a pensar que se trata de una corteza continental normal, en la que el adelgazamiento de la corteza superior, especialmente bajo el Alto de Portimao y Albufeira y Banco del Guadalquivir, sugiere una elevación notable y subsecuente erosión en esta zona.

VI.4.4. Comparación con otros modelos obtenidos en el Golfo de Cádiz y márgenes adyacentes

Si consideramos algunos de los resultados obtenidos en otras zonas del margen continental atlántico de la Península y del Golfo de Cádiz, se observan algunas diferencias en el tránsito de una corteza continental normal a una corteza continental

adelgazada y a corteza oceánica, y en la distancia a lo largo de la cual se produce el adelgazamiento de la corteza continental.

En el Golfo de Cádiz (Fig. VI.34), al este de la zona de estudio y cerca de la costa, el perfil Ayamonte-Trafalgar (Figs. II. 22 y 24), de dirección NW-SE, indica que la discontinuidad corteza-manto se mantiene a unos 30 km a lo largo del perfil. Más al oeste, el perfil GC3 de igual dirección (Fig. II. 22), muestra una corteza con un espesor de unos 27 km, que se mantiene constante. Por tanto, se observa un adelgazamiento progresivo de la corteza continental desde la costa hacia el interior del Golfo de Cádiz segun una dirección E-W (Fig. VI.34). Este adelgazamiento progresivo se confirma en los perfiles realizados que cruzan la parte central del Golfo de Cádiz hasta las llanuras abisales del Sena y la Herradura, con una dirección ENE-WSW (González-Fernández et al., 2001; Gutscher et al., 2002).

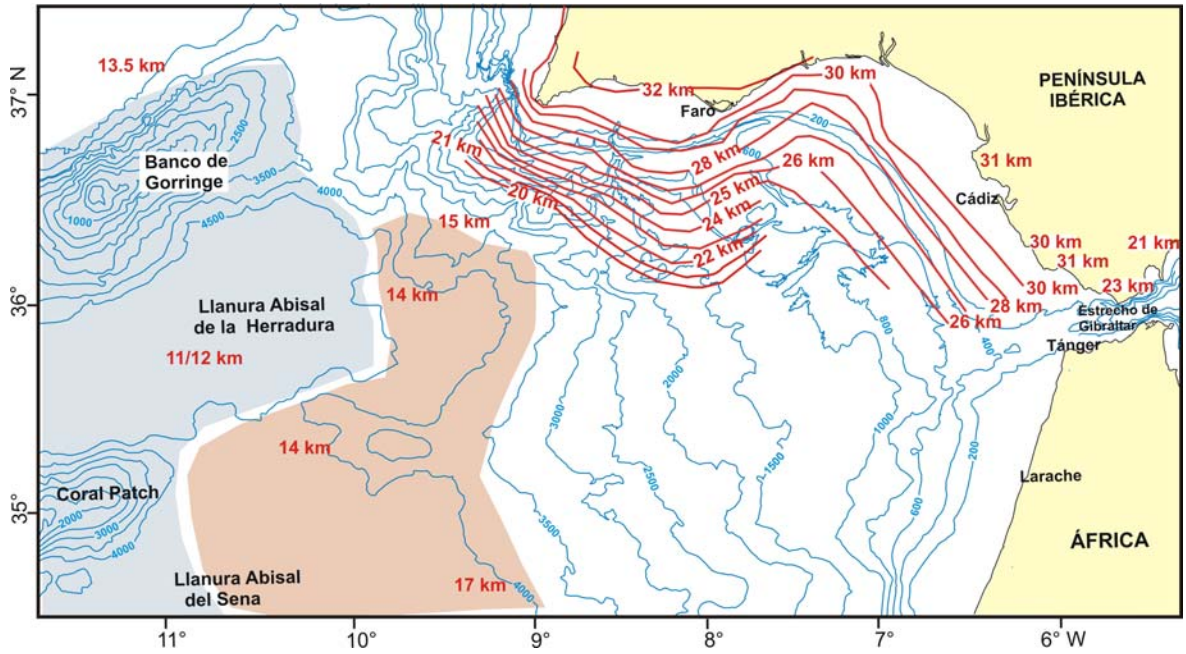


Fig. VI.34. Mapa en el que se han representado los datos de espesores de corteza obtenidos en los trabajos realizados hasta el momento en el Golfo de Cádiz (Purdy, 1975; Medialdea et al., 1986; González et al., 1998; González-Fernández et al., 2001; Gutscher, et al., 2002), incluidos los obtenidos en esta Tesis. Las isopacas de los espesores de corteza de González-Fernández et al. (2001) en el margen sudportugués han sido modificadas teniendo en cuenta los nuevos datos obtenidos. En la zona oceánica, la corteza continental se ha representado en color azul y la transición corteza continental/oceánica en rosa.

En la zona del Estrecho (Fig. VI.34), desde Punta Paloma hacia el este se observa un adelgazamiento de la corteza bajo las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar (Medialdea, 1983; Medialdea et al., 1986), que se acentúa hacia Alborán hasta alcanzar un mínimo de 16 km (Boloix y Hatzfeld, 1977; Hatzfeld y Boloix,1978; Torné y Banda,

1992; Suriñach y Vegas, 1993; Vegas et al.,1995). Podemos decir, por consiguiente que además del adelgazamiento hacia el este, existe también un adelgazamiento desde Punta Paloma hacia el sur, en el Estrecho de Gibraltar y hacia el Mar de Alborán.

Al oeste de la zona de estudio, el perfil IAM 3, que se extiende desde cabo San Vicente hacia el SW hasta la llanura de La Herradura (Figs. II.22 y II.25), muestra un adelgazamiento suave y progresivo de la corteza de unos 15 km a lo largo de 90 km desde la costa (30 km) hacia la cuenca oceánica (González, 1996; González et al., 1996). A pesar de tratarse de un sector del margen bastante próximo (unos 80 km de distancia), debe destacarse, que este adelgazamiento está determinado fundamentalmente por la corteza inferior.

Finalmente, en el margen atlántico occidental de Portugal, la corteza se adelgaza desde unos 31 km hasta unos 12 km de espesor en las llanuras abisales (Llanura del Tajo y Llanura de Iberia), a lo largo de una distancia de unos 125 km (Whitmarsh et al, 1993; Pinheiro et al, 1992; Torné et al., 1995).

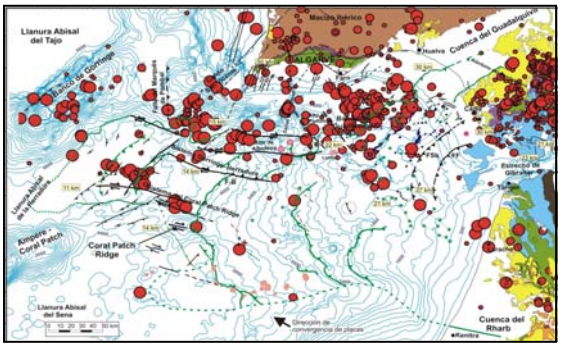
Por tanto, podemos concluir que la corteza del margen sudportugués presenta algunas diferencias respecto a otras áreas del Golfo de Cádiz, que pueden sintetizarse en los siguientes puntos:

- El adelgazamiento de la corteza en el margen sudportugués se produce según una dirección N-S a lo largo de distancias menores a las determinadas en otras zonas del Golfo de Cádiz.

- Este adelgazamiento se acentúa especialmente bajo los altos del basamento (Banco del Guadalquivir, Alto de Portimao y Alto de Albufeira). En este sentido cabe resaltar la dirección NE-SW, paralela a estos altos, que adoptan las isobatas de la base de la corteza en la Fig. VI.34. La dirección de las isobatas es además paralela a la anomalía gravimétrica (Fig. VI.30).

- La atenuación de la corteza en el margen sudportugués está producida por el adelgazamiento de la corteza superior a diferencia de lo que ocurre al sur del cabo San Vicente (Perfil IAM-3, González et al., 1996), donde está determinada por la corteza inferior.

CAPÍTULO VII: DOMINIOS TECTÓNICOS



VII. DOMINIOS TECTÓNICOS EN EL GOLFO DE CÁDIZ

La evolución geodinámica del Golfo de Cádiz ha estado regida, en el Mesozoico, por la apertura del Océano Atlántico y posteriormente por el episodio compresivo que se desarrolla a partir del Cretácico superior, en conexión con el movimiento relativo de Iberia (Eurasia) y África. Esta compleja evolución ha quedado registrada en la arquitectura y en la estructura tectónica actual del Golfo de Cádiz, que ha sido descrita en los capítulos anteriores.

El análisis conjunto de la fisiografía, la arquitectura sedimentaria del margen, la tectónica, el desarrollo de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, junto con la estructura de la corteza, nos ha llevado a diferenciar cuatro dominios tectónicos en la región del Golfo de Cádiz. En este capítulo se realiza una síntesis de los principales rasgos de cada uno. Finalmente, y dada la existencia de una importante neotectónica, se ha realizado un análisis sismotectónico.

VII.1. DOMINIOS TECTÓNICOS DIFERENCIADOS. CARACTERÍSTICAS.

Los dominios tectónicos diferenciados son: el Dominio septentrional, el Dominio oriental, el Dominio central y el Dominio occidental, que representan respectivamente el Margen Sudportugués, el Margen Bético-Rifeño, la Transición al Dominio Oceánico y el Dominio Oceánico que comprende las llanuras abisales y montes submarinos respectivamente (Fig. VII.1). El Margen Sudportugués constituye el borde septentrional del resto de los dominios, definiendo así el carácter asimétrico del margen. Los tres

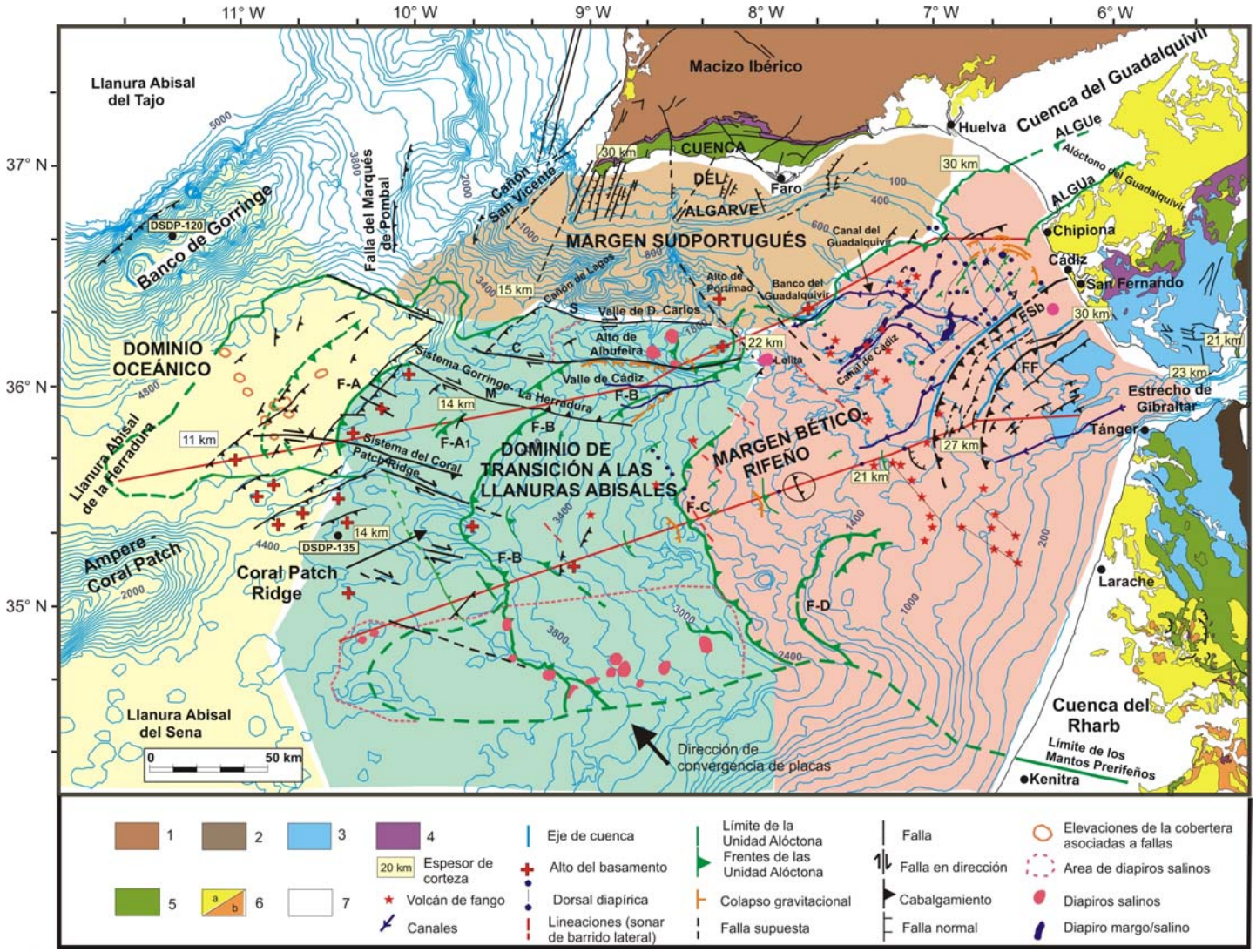


Fig. VII.1. Mapa en el que se han marcado los Dominios Tectónicos diferenciados. F-A, F-A1, F-B, F-C, FD: Frentes de las Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz; FF: Frente del Flysch; FSb: Frente Subbético; GUALe: Límite del Alóctono del Guadalquivir (enterrado); GUALa: Límite del Alóctono del Guadalquivir (aflorante). Sistema de Gorringe-La Herradura: S, Falla Septentrional; C, Falla Central; M, Falla Meridional. 1. Zona Sudportuguesa (Paleozoico); 2. Complejos del Dominio de Alborán (Zonas Internas); 3. Unidades del Flysch; 4. Triásico (Zonas Externas); 5. Jurásico-Cretácico (Zonas Externas); 6a. Mioceno; 6b. Mantos Prerifeños;7. Plioceno-Cuaternario.

dominios restantes coinciden aproximadamente con las zonas diferenciadas dentro de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz.

Con el fin de la caracterizar la estructura del Golfo de Cádiz, se han elaborado dos cortes regionales construidos fundamentalmente sobre la interpretación de las líneas TASYO-12 y TASYO-1 (Fig. VII.2). Para obtener una imagen completa del margen, desde la costa hasta las llanuras abisales, ambos perfiles sísmicos multicanal han sido unidos a las líneas HE-91-10 y HE-91-12 e IAM GC-2 y IAM T-3, obtenidas en otras campañas. Estos perfiles han sido además complementados con los modelos de la estructura de la corteza inferior y profundidad de la Moho transformados a tiempo doble, obtenidos a partir de perfiles de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo por González-Fernández et al. (2001). Además para la profundidad de la Moho se han considerado, datos de otros autores (Sartori et al., 1994). Debe de tenerse en cuenta que la transformación de profundidad a tiempo doble, puede dar una imagen algo distorsionada de la estructura de la corteza.

VII.1.1. Dominio septentrional: el Margen Sudportugués

Este dominio corresponde a la prolongación en el margen (plataforma continental y talud superior y medio) de la Cuenca del Algarve de dirección E-W; incluye además una serie de elevaciones del basamento (Alto de Portimao, Alto de Albufeira y Banco de Guadalquivir), que se extienden sobre el talud medio, sobre las que centraremos la descripción, dado el ámbito de estudio de esta Memoria. Limita al sur con el Margen Bético-Rifeño y con el Dominio de Transición al Dominio Oceánico (Fig. VII.1).

En la plataforma y talud superior del margen del Algarve, las curvas batimétricas adoptan una dirección E-W (Fig. VII.1), mientras que el talud medio aparece segmentado en un sector oriental, cuyas directrices NE-SW, están determinadas por el Banco del Guadalquivir y el Alto de Portimao, y un sector occidental con una tendencia WNW-ESE, donde se concentran los únicos cañones submarinos del margen: cañones de Portimao, Lagos y San Vicente. El trazado de los dos primeros está interrumpido por un tercer umbral: el Alto de Albufeira.

Los tres altos estructurales ejercen una importante influencia en la morfoestructura y en la arquitectura sedimentaria del margen, ya que obstaculizan el aporte sedimentario desde la Cuenca del Algarve hacia el talud inferior meridional, al mismo tiempo que lo favorecen hacia el oeste. Por otro lado, su escarpe meridional limita el avance de las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz hacia el norte. En el sector oriental, el Banco del Guadalquivir constituye también un obstáculo para la corriente de salida de agua mediterránea (MOW) que circula desde el Estrecho a lo largo del talud, de forma que la base de su talud meridional aparece excavado por el Canal del Guadalquivir.

En el sector occidental, el Alto de Albufeira ejerce una considerable influencia sobre las direcciones de los cañones y valles (Fig. VII.1). Así por ejemplo, el eje del Cañón de Portimao sufre un cambio en la dirección de su eje hacia su base, que sigue una dirección prácticamente E-W hasta enlazar con el cañón de Lagos, desembocando finalmente en la base del talud inferior, cerca de la Llanura de la Herradura. Este Alto aparece además limitado al norte y al sur por dos valles paralelos: el Valle de D. Carlos y el Valle de Cádiz, de dirección prácticamente E-W.

El Cañón de San Vicente y el Cañón de Lagos mantienen su trazado NE-SW en el talud medio, mientras que en el talud inferior y hasta su terminación en el borde nororiental de esta llanura, pasan a adoptar una dirección NNE-SSW.

Considerando en conjunto ambos sectores del margen, se infiere que el trazado de los cañones, la morfoestructura y segmentación actual obedece a la superposición de estructuras de tendencia N-S, E-W, ENE-WSW, y NW-SE, en parte heredadas, y reactivadas en relación con la formación y evolución posterior de la Cuenca del Algarve, y de estructuras activas bajo el régimen compresivo dirigido hacia el NW, que tiene lugar entre el Mioceno superior y la actualidad. Entre estas estructuras estarían el Sistema de Gorringe-La Herradura y el Banco del Guadalquivir, que marcan el límite meridional del Margen Sudportugués.

El Banco de Guadalquivir constituye el único afloramiento del basamento, donde los materiales dragados indican su pertenencia a la Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico. Hacia el W el recubrimiento sedimentario aumenta, lo que sugiere un hundimiento del basamento hacia el oeste. El Alto de Portimao aparece cubierto por sedimentos neógeno-cuaternarios, al igual que la cima del Alto de Albufeira. Sin embargo sobre la

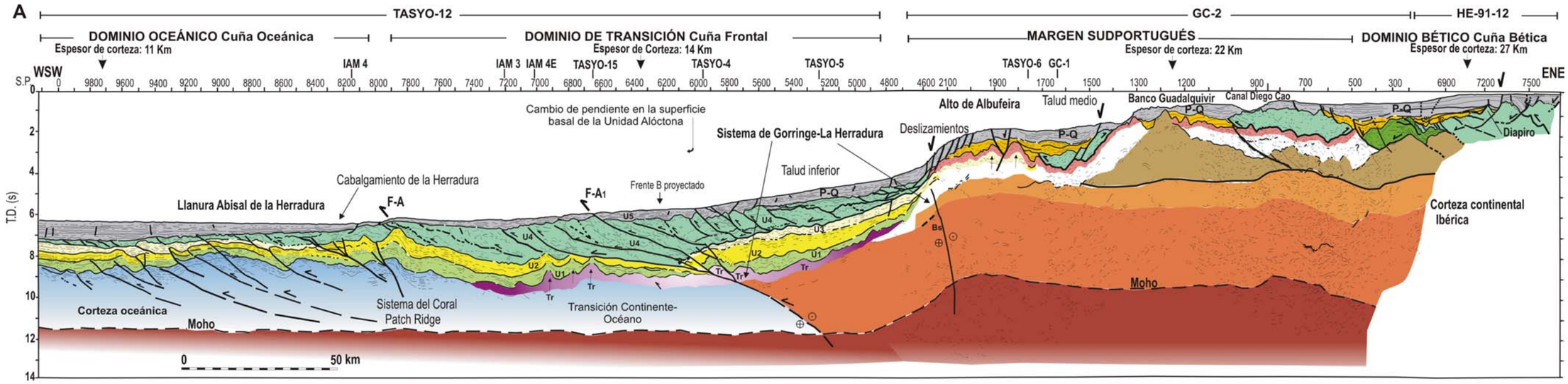


Fig. VII.2. A: Cortes realizados mediante la unión de los perfiles sísmicos multicanal TASYO-12, IAM GC-2 y HE-91-12 (A) y TASYO-1, IAM T-3 y HE-91-10 (B). La estructura de la corteza correspondiente a los perfiles GC-2 e IAM T-3 está basada en la conversión de los modelos de profundidad a tiempo doble realizada por González-Fernández et al. (2000). Explicación en el texto. Situación en Fig. VII.1.

prolongación oriental de este último alto, el registro sedimentario comprende materiales que van desde el Triásico hasta el Cuaternario. Entre estos materiales se encuentra algunas la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz.

La cobertera sedimentaria sobre la cima y laderas de estos altos se encuentra muy deformada; los sedimentos aparecen basculados, plegados, afectados por deslizamientos y fallas normales que llegan a cortar la superficie del fondo (Fig. VII.2A). Además parte del Sistema de Gorringe-La Herradura se desarrolla sobre el Alto de Albufeira, donde tienen lugar importantes procesos halocinéticos, en los que están involucradas las evaporitas triásicas autóctonas del margen. Todos estos datos indican una elevación de los tres altos del basamento en tiempos recientes, aunque al menos el Banco de Guadalquivir y el Alto de Portimao, ya debieron de funcionar como tales anteriormente, ya que bloquean el avance de las Unidades Alóctonas.

En los modelos de corteza obtenidos en este dominio destaca (Fig. VI.33): el carácter continental de la corteza, la forma de cuña que adopta la capa correspondiente al basamento (corteza superior), que se adelgaza hasta prácticamente desaparecer al sur del Alto de Albufeira y Banco de Guadalquivir (Fig. VII.2A), y la disminución de espesor que experimenta la corteza en distancias relativamente cortas (Fig. VI.34).

La corteza continental, de aproximadamente 32 km de espesor en la Zona Sudportuguesa, cerca de la Cuenca del Algarve, se adelgaza hasta unos 21 km al sur del Alto de Portimao y Banco del Guadalquivir (Fig. VI.37). Esta atenuación se produce principalmente bajo estos altos y está determinada por el adelgazamiento de la corteza superior, sugiriendo así una elevación notable y subsecuente erosión en esta zona, acompañada de un adelgazamiento de la corteza superior. Todos estos rasgos aparecen reflejados en la sección de la Figura VII.2A, que atraviesa el Banco del Guadalquivir y el Alto de Albufeira, y apuntan a que los altos del basamento definen el límite meridional actual de la Zona Surportuguesa.

VII.1.2. Dominio oriental: el Margen Bético-Rifeño

Constituye la prolongación en el margen de la Cordillera Bético-Rifeña y las cuencas de antepaís. Se extiende hasta aproximadamente el meridiano 8° 50’ W, entre la

Cuenca del Guadalquivir en la Península Ibérica y la Cuenca del Rharb en Marruecos, al norte y sur del Arco de Gibraltar. Su límite occidental define en consecuencia la extensión sobre el margen continental del frente externo orogénico (Figs. VII.1 y VII.2B).

Las curvas batimétricas adoptan en la plataforma y talud superior una disposición paralela a la línea de costa, con una ligera inflexión hacia el este entre la Península y África, producida por el canal de salida del Estrecho de Gibraltar (Fig. VII.1). Esta geometría cambia radicalmente en el talud medio e inferior entre 1000 y 4000 metros de profundidad, donde presentan una geometría convexa condicionada por la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. En detalle, esta geometría presenta notables variaciones en el talud medio (hasta 1200-1400 m de profundidad), apreciándose significativas diferencias entre el sector septentrional (margen ibérico) y meridional (margen africano). Mientras que en el segundo, las curvas batimétricas son bastante regulares, en el primero son muy sinuosas y presentan numerosas inflexiones. Esta irregularidad obedece en gran parte al desarrollo de diapiros, que dan lugar a elevaciones redondeadas o elongadas, y a los volcanes de fango con una tendencia preferente NE-SO. El modelado en detalle de las curvas responde además a otras estructuras, tales como deslizamientos, depresiones de colapso y minicuencas. Todos estos elementos, junto con las elevaciones del basamento del margen sudportugués, condicionan el trazado de los canales por los que circula la corriente de salida de agua mediterránea.

En este dominio, a diferencia de lo que ocurre en el talud medio del Dominio del Margen Sudportugués, el gran espesor de la cobertera sedimentaria determina que la morfoestructura del basamento quede enmascarada (Fig. VII.2B). Las direcciones tectónicas predominantes son NE-SW y NW-SE y están condicionadas por las estructuras béticas (Subbético y Complejo del Flysch) y el progresivo desarrollo de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. El Dominio se caracteriza por una serie de cabalgamientos constituidos de E a W por las Unidades del Flysch y del Subbético (equivalentes a los denominados Complejos Subbéticos Caóticos en el continente) que constituyen el núcleo interno (Fig. VII.2A y B), rodeado por las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz (equivalentes al Complejo Olistostrómico Subbético o Complejo Olistostrómico de la Cuenca del Guadalquivir). El techo de las Unidades del Flysch y del Subbético se hunde mar adentro hasta el Frente Subbético (Figs. VII.1 y Fig. VII.2A). Sobre estas unidades se desarrolla una cuenca arqueada que rodea el Frente Subbético con dos depocentros marcados (Fig. VII.2B). En esta cuenca, que se ha denominado

Cuenca de Cádiz (Fig. VII.2B), el relleno sedimentario de edad Mioceno medio (Langhiense)-Cuaternario, es de aproximadamente 2 s T.D. en el sector septentrional, y de unos 1.5 s T.D. siguiendo el Arco hacia el sur, a la altura del Estrecho de Gibraltar. La formación de esta cuenca se produce probablemente por la inversión de los frentes cabalgantes del Flysch y Frente Subbético, causada por la migración hacia el oeste y subsecuente colapso gravitacional de la Unidad Alóctona.

Por delante del Frente Subbético (FSb en Fig. VII.1 y VII.2A), el basamento se hunde hacia el oeste, bajo una cobertera sedimentaria que alcanza unos 2.5-3 s T.D. de espesor. Gran parte del relleno de la cuenca está constituido por la Unidad Alóctona, estructurada en una serie de láminas cabalgantes, que avanzan mar adentro sobre una superficie basal inclinada hacia el oeste (Fig. VII.2B). El emplazamiento de la Unidad Alóctona se produce en el Mioceno superior, aunque comienza en el Mioceno medio, formando parte de la cuña orogénica pre-messiniense relacionada con la colisión oblicua de la Zonas Internas Béticas con el paleomargen sudibérico (Fig. VII.2A). Su emplazamiento parece hacerse más moderno hacia su frente externo. En la plataforma y talud superior frente a Cádiz, se desarrolla un sistema de fallas lístricas de edad Plioceno-Cuaternario enraizadas en la Unidad Alóctona, responsables del colapso gravitacional de este cuerpo.

En este dominio destaca el desarrollo que alcanzan los fenómenos diapíricos y los volcanes de fango en relación con las Unidades Alóctonas. Los diapiros y volcanes forman alineaciones NE-SW en el sector septentrional; los primeros están compuestos fundamentalmente por margas miocenas y sales triásicas extruidas de las Zonas Externas Béticas. Además, en el Complejo Subbético se generan así mismo diapiros salinos. En el sector meridional, los volcanes de fango aparecen sin embargo alineados según una dirección NW-SE, paralela a la de convergencia.

En cuanto a la estructura de la corteza (Fig. VII.2B), debe destacarse la existencia de un reflector intracrustal muy marcado que ha podido ser trazado en el perfil IAM T-3, que parece corresponder, según los modelos de González-Fernández et al. (2001) a la base de la corteza superior. Este reflector se encuentra a 5 s T.D. (aproximadamente 5 km de profundidad) bajo la Cuenca de Cádiz (Fig. VII2B), hundiéndose hacia el WSW hasta unos 10 s T.D. (9-10 km de profundidad) a lo largo de 80 km de distancia. Este reflector separaría así una corteza superior e inferior, con diferentes signaturas sísmicas. Partiendo de la base de la corteza superior se han interpretado grupos de reflectores

inclinados hacia el ENE, que sugieren la existencia de rampas de cabalgamientos, que ascenderían desde este reflector intracrustal, que representaría la transición frágil-dúctil.

La corteza, según los datos actualmente existentes, parece ser de tipo continental y su espesor disminuye desde unos 30 km en la costa a unos 21 km en la parte central de este dominio (Fig. VI.37). El área del Estrecho de Gibraltar, a pesar de su proximidad, presenta sin embargo, una corteza mucho más delgada, de unos 23 en la costa (Medialdea et al., 1986).

VII.1.3. Dominio central: la Transición al Dominio Oceánico

Este dominio se extiende entre el talud inferior y las llanuras abisales, sobre el área comprendida entre los meridianos 8° 30' W y 10° 20' W y a profundidades de 2400-4800 m. Se encuentra limitado al norte por las elevaciones del margen sudportugués (Alto de Albufeira) y al sur por el Coral Patch Ridge. La transición a las cuencas oceánicas está determinada por un cambio en el sector central de este dominio de la fisiografía, la morfoestructura, la pendiente del basamento, el espesor de la cobertera sedimentaria y las directrices estructurales que pasan de NE-SW a NW-SE y WNW-ESE (Fig. VII.1).

El cambio en la fisiografía tiene lugar a partir de la isobata de 4000-4200 m de profundidad, definida por el Frente B de la Unidad Alóctona (F-B en Fig. VII.1), y está controlado por el desarrollo de una zona hundida entre dos elevaciones: el Alto de Albufeira y el Coral Patch Ridge, ambos bordeados por importantes fallas de dirección (Fig. VII.1). Entre estos dos altos la geometría de las curvas batimétricas pasa de convexa a cóncava, coincidiendo con un cambio de pendiente en el basamento y en la superficie basal de la Unidad Alóctona. En esta área desembocan los cañones de Lagos y Portimao sobre una superficie del fondo inclinada hacia el suroeste, producida por el Cabalgamiento de la Herradura, que da lugar a un escarpe cuya altura disminuye en esta misma dirección. De esta forma los sedimentos transportados desde aguas más someras a través de estos cañones, son canalizados al llegar a esta zona hacia el segmento meridional del Escarpe de La Herradura. La actividad reciente del Cabalgamiento de la Herradura impide el desarrollo del ascenso continental, como ocurre en otros márgenes, de forma que la transferencia de sedimentos se produce directamente desde el talud a la

Llanura Abisal de la Herradura. De todo lo anteriormente expuesto se deduce que en la base del talud inferior, la fisiografía está determinada por directrices estructurales ENE-WSW y NE-SW asociadas al episodio compresivo terciario, y relacionadas con fallas y cabalgamientos con actividad actual.

La morfoestructura del margen a lo largo de este dominio está definida por un cambio en la pendiente del techo del basamento, que se invierte a la altura del meridiano 8° 40' W, pasando a estar ligeramente inclinada hacia el este (Fig. VII.2A y B). Sobre el basamento, se ha identificado una serie de unidades sísmicas compuestas de materiales de edad Triásico-Cuaternario.

La Unidad Alóctona, representada por la Cuña Frontal, alcanza su máximo espesor coincidiendo con el cambio de inflexión en la pendiente del techo del basamento, paralelo a su superficie basal (Fig. VII.2A y B). Al mismo tiempo, se distribuye sobre un área progresivamente más reducida. Los materiales que constituyen esta unidad, corresponden a sedimentos del Mioceno que conforman el propio relleno de la cuenca, aunque también se han incorporado sedimentos procedentes de la desmantelación de los altos del basamento, debido a inestabilidades producidas por la actividad tectónica. Según la imagen proporcionada por los perfiles sísmicos y la interpretación realizada, es muy probable que la Unidad Alóctona incluya además evaporitas triásicas autóctonas, aunque en una proporción mucho menor que en el Dominio Bético.

El dominio se caracteriza por el desarrollo de numerosas fallas de dirección WNW-ESE a NW-SE, así como cabalgamientos de bajo ángulo NE-SW. Los accidentes tectónicos mayores son el Sistema de Gorringe-La Herradura (Figs. VII.1 y VII.2A), formado por un sistema de fallas en dirección, con una componente compresiva importante, y el Sistema del Coral Patch Ridge. El primero conecta por un lado, las estructuras N-S del margen occidental portugués con las del Golfo de Cádiz y por otro, el Banco de Gorringe con el margen sudportugués. El avance de la Unidad Alóctona está canalizado por las elevaciones del basamento: al norte por el Alto de Albufeira y al sur por el Coral Patch Ridge.

En el borde septentrional de este dominio, sobre el Alto de Albufeira se produce la extrusión de numerosos diapiros constituidos por evaporitas autóctonas (Fig. VII.2A), en relación con la actividad del Sistema de Gorringe-La Herradura. Igualmente, sobre el

margen marroquí se encuentran diversos diapiros salinos, cuya orientación sugiere que probablemente se asocien a estructuras del mismo tipo. En la zona central cabe resaltar el escaso o prácticamente nulo desarrollo de diapiros margo-salinos asociados a la Unidad Alóctona, así como el menor número de volcanes de fango formados.

La estructura de la corteza en este sector ha sido analizada mediante el perfil de sísmica de refracción IAM-3, interpretado por González et al. (1996), que indica un adelgazamiento de la corteza a lo largo de 80 km desde unos 30 km en el Cabo de San Vicente a 14-15 km en la base del talud medio, siguiendo una dirección N225°. Este espesor se mantendría constante al sur del Sistema de Gorringe-La Herradura (Fig. VI.37), y por tanto, si descontamos la lámina de agua, el espesor sería de unos 9.5 km, típico de una corteza oceánica, a pesar de que las velocidades son más propias de una corteza continental (González et al., 1996). Si tenemos en cuenta además que se han reconocido evaporitas autóctonas sobre el basamento (Figs. IV. 2 y V.18), se deduce que la corteza a partir de una profundidad de unos 3800-4000, correspondería a la transición entre la corteza continental y oceánica (OCT), es decir la zona comprendida entre la corteza continental adelgazada y la corteza oceánica con anomalías magnéticas. En este sentido Pautot et al. (1970) proponen que se trataría de evaporitas depositadas sobre la primera corteza oceánica formada.

VII.1.4. Dominio occidental: el Dominio Oceánico

Esta región comprende la Llanura Abisal de la Herradura y sector nororiental de la Llanura del Sena, junto con los montes submarinos de Gorringe y Ampere-Coral Patch que las delimitan.

En el dominio oceánico, la disposición de las curvas batimétricas marca una dirección NE-SW, definida por dos grandes altos: el Banco de Gorringe y los montes de Ampere–Coral Patch, entre los cuales se encuentra la zona oriental de la Llanura de la Herradura (Fig. VII.1). La Llanura Abisal de la Herradura está bordeada por el Banco de Gorringe, cuyo cabalgamiento principal vergente al NW está marcado por un flanco más abrupto (Ryan et al., 1973; Le Gall et al., 1997; Terrinha, 1998). Esta asimetría se repite en el monte Ampere-Coral Patch, al sur del cual, la Llanura Abisal del Sena (4400 m), se extiende a profundidades menores que las de la Herradura (4500 m).

En ambas llanuras la columna sedimentaria, cuyo espesor se reduce, se compone de sedimentos del Jurásico superior al Cuaternario con dos importantes discordancias a escala regional de edad Aptiense y Eoceno (Figs. VII.2A y B). La Unidad Alóctona forma una cuña en la Llanura de la Herradura de unos 400-500 ms T.D. sobre una superficie basal subhorizantal, que se extiende entre el Banco de Gorringe y el monte Coral Patch hasta el meridiano 11° 40' (Fig. VII.1).

En la zona oriental de la Llanura de la Herradura predominan las fallas direccionales y los cabalgamientos, cuya actividad parece reciente. Estas estructuras deforman la Cuña Oceánica, de carácter parautóctono, y los sedimentos plioceno-cuaternarios (Fig. VII.2A). Sólo en casos muy determinados llegan a producir pequeños relieves sobre el fondo de esta llanura, de superficie muy plana.

En la Llanura de la Herradura y al sur del Coral Patch Ridge, las estructuras cartografiadas mantienen por tanto, las directrices dominantes en el Dominio de Transición: WNW-ESE a NW-SE asociadas a las fallas de dirección y NE-SW relacionadas con los cabalgamientos. Estas tendencias se superponen a la dirección NE-SW, más antigua y definida por la orientación de la Llanura Abisal de la Herradura, el Banco de Gorringe y los montes submarinos de Ampere-Coral Patch.

La corteza de tipo oceánico muestra un espesor de unos 11 km bajo el nivel del mar (Purdy, 1975), típico de una corteza oceánica sobre un manto superior caracterizado por velocidades bajas (7.3-7.6 km/s). Al sur del Coral Patch Ridge, en la Llanura del Sena, Roeser et al. (2002), y Rovere et al. (2004), basándose en el análisis de las anomalías magnéticas y de perfiles sísmicos, han determinado la existencia de corteza oceánica al oeste del perfil TASYO-1 (Fig. V.1).

Para concluir, se puede decir que la división en cuatro dominios responde a zonas con procesos y un estilo de deformación distintos, que se desarrollan y se relacionan con distintos tipos de corteza: continental, oceánica y de transición continente-océano, pertenecientes a dos placas: África y Eurasia. La actividad neotectónica se concentra en antiguas zonas de debilidad correspondientes a fallas heredadas, de forma que, actualmente la deformación producida por la convergencia africana es acomodada en

gran parte en el borde meridional del margen sudportugués, en el Coral Patch Ridge, y borde oriental de la Llanura Abisal de la Herradura.

VII.2. ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO

Actualmente el Golfo de Cádiz acomoda el régimen compresivo existente entre Eurasia y África, lo que da lugar a una sismicidad importante. El análisis sismotectónico ha llevado a atribuir a este segmento del límite de placas un carácter difuso, caracterizado por terremotos de tipo somero e intermedio distribuidos de forma dispersa a lo largo de una zona de unos 200 km de anchura, entre los márgenes sudibérico y norteafricano y el Banco de Gorringe y la Llanura Abisal del Sena (Grimison y Chen, 1986; Sartori et al., 1994; Vázquez y Vegas, 2000, Vázquez, 2001; Negredo et al., 2002).

Para el análisis sismotectónico se ha utilizado dos bases de datos: la del Instituto Geográfico Nacional entre los años 1990-1997 y la del *National Eartquakes Information Center del U.S. Geological Survey* (NEIC) entre 1990 y 2001. En la Fig. VII.3 se ha superpuesto el mapa de distribución de terremotos sobre el Mapa Tectónico. La base de datos utilizada es la del Instituto Geográfico Nacional, dada su mayor calidad. Se han diferenciado tres grupos de eventos en función de la profundidad, siguiendo la división establecida por Vázquez (2001): entre 0-20, entre 20-40 km y entre 40-120 km (magnitud $\geqslant 2$), dado que hasta el momento, no se ha producido ningún terremoto a profundidades mayores. Se pretende así, correlacionar las áreas de mayor concentración de actividad sísmica con las estructuras tectónicas definidas, dado que muchas de éstas, como se ha mostrado en los perfiles sísmicos, son actualmente activas.

En el margen sudportugués, los datos con los que se cuenta revelan que en esta zona es donde se localiza la mayor nube de terremotos de profundidad comprendida entre 20 y 100 km, aunque también son numerosos los de carácter somero (Fig. VII.3). Un análisis más detallado, muestra que se agrupan especialmente en el Banco del Guadalquivir, en la terminación oriental del Sistema de Gorringe-La Herradura, y en el área de enlace con los principales accidentes tectónicos de la fachada atlántica occidental de Portugal. La agrupación de epicentros, parece definir dos tendencias: WNW-ESE, entre el Banco de Gorringe y Faro, y NE-SW, entre Faro y Huelva. Ambas directrices están separadas por una alineación de eventos de directriz NW-SE, que se

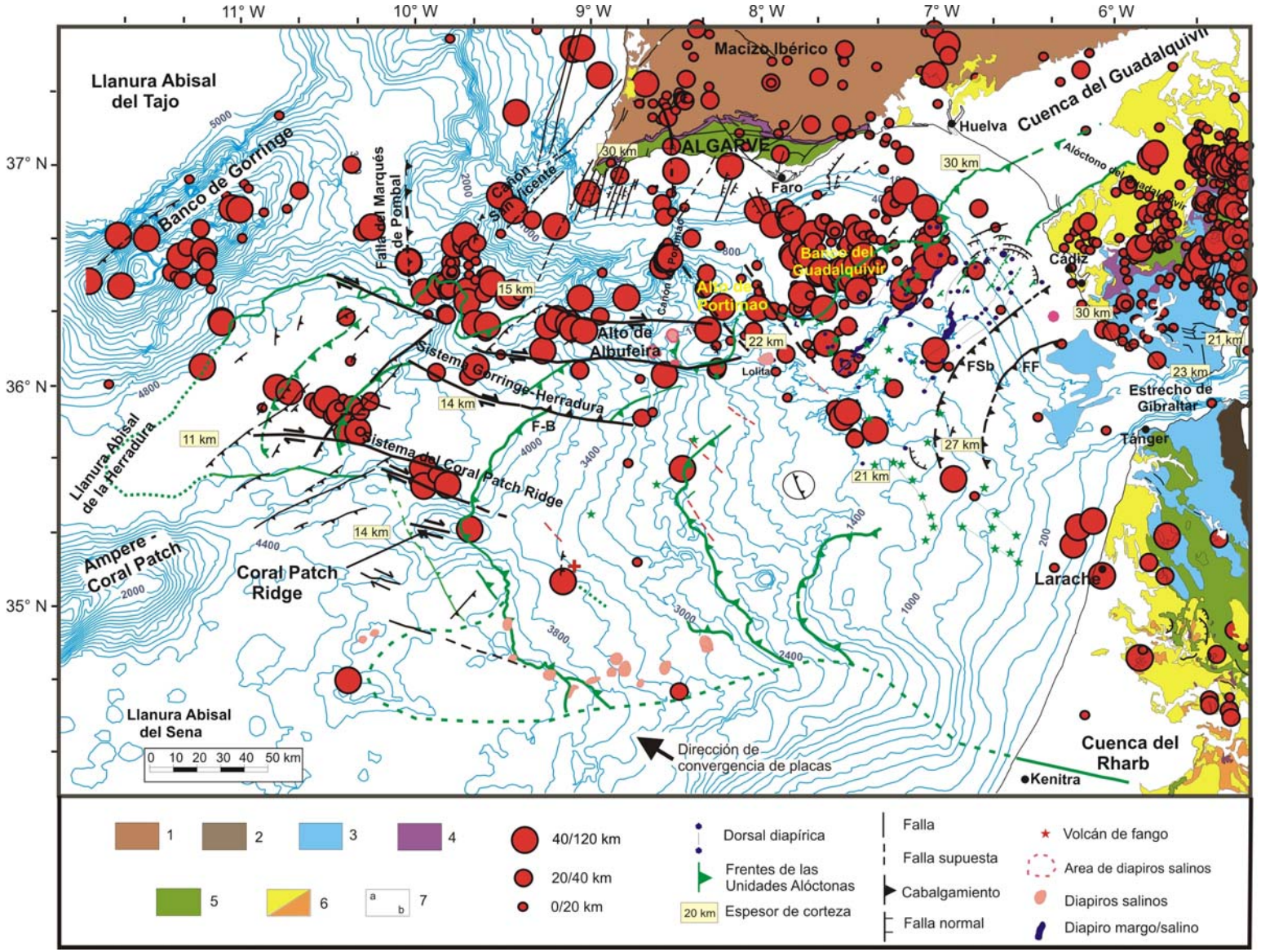


Fig. VII.3. Mapa tectónico y distribución de terremotos (base de datos del IGN, (magnitud ⩾2)). FF: Frente del Flysch; FSb: Frente Subbético. 1. Zona Sudportuguesa (Paleozoico); 2. Complejos del Dominio de Alborán (Zonas Internas); 3. Unidades del Flysch; 4. Triásico (Zonas Externas); 5. Jurásico-Cretácico (Zonas Externas); 6a. Mioceno; 6b. Mantos Prerifeños; 7. Plioceno-Cuaternario.

extiende entre Portimao y Larache, definida por Vázquez (2001). Las dos direcciones citadas, WNW-ESE y NE-SW, se relacionan claramente con el Sistema de Gorringe-La Herradura (entre los meridianos 8° y 10° W) y con el Banco del Guadalquivir-Alto de Portimao (entre los meridianos 7° y 8° W) respectivamente. Esto implicaría la existencia de una importante discontinuidad cortical, siguiendo el límite meridional de las elevaciones del basamento varisco.

En lo que se refiere a la alineación definida entre Portimao y Larache, se podría interpretar como una dirección de transferencia que conectaría el sector occidental (Sistema de Gorringe-La Herradura) y oriental (Banco de Guadalquivir-Alto de Portimao) del margen (Fig. VII.3). Debe mencionarse que sobre el fondo marino se han reconocido frecuentes lineaciones con la misma dirección en el mosaico de sonar, así como el desarrollo de volcanes de fango en el margen marroquí siguiendo igualmente esta dirección NW-SE (Fig. VII.1). Finalmente cabe mencionar además que, se ha interpretado una estructura sobre la Sección B de la Fig. VII.2 (marcada con un círculo sobre la sección en la Fig. VII.1 y VII.3), cuya imagen es parecida a la falla meridional del Sistema de Gorringe-La Herradura (Fig. VII.2.A). Esta estructura podría relacionarse con la alineación Portimao-Larache, ya que aunque su situación en el mapa aparece desplazada hacia el W respecto a esta alineación, debe tenerse en cuenta que su cartografía corresponde a su corte con el basamento, mientras que a mayor profundidad se localizaría próxima a esta alineación.

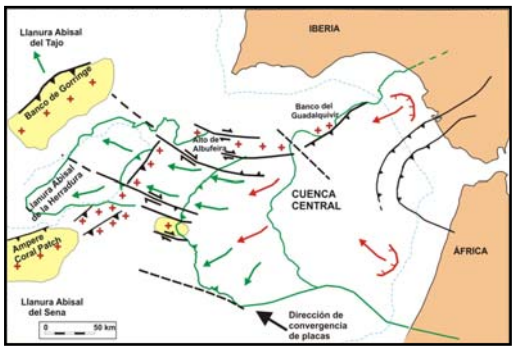
Al sur del Sistema de Gorringe-La Herradura, los terremotos, tanto profundos (40-120 km) como someros (0-20 km), se localizan sobre la traza de los dos cabalgamientos que delimitan el borde oriental de la Llanura abisal de la Herradura y sobre el Sistema del Coral Patch Ridge (Fig. VII.3). Resulta contradictorio, que, se sitúen sobre el extremo suroccidental del Cabalgamiento de la Herradura, donde su escarpe es menor, si bien la proximidad del Sistema del Coral Patch Ridge justificaría su posición. El Cabalgamiento de la Herradura se localiza próximo al límite corteza continental-oceánica y es por tanto normal, que los esfuerzos compresivos se hayan resuelto en una zona de debilidad como es el tránsito entre los dos tipos de corteza.

Finalmente, cabe resaltar la correlación que se puede establecer entre los epicentros y otras estructuras menores, como son una serie de terremotos al sur del Banco del Guadalquivir, sobre las dorsales diapíricas y volcanes de fango, que se

disponen con la misma dirección de estas estructuras, y algunos epicentros localizados en la zona de diapiros salinos del margen de Marruecos.

En síntesis, del análisis de la Fig.VII.3 se infiere que, una gran parte de los sismos se concentran en el Banco del Guadalquivir, Sistema de Gorringe-La Herradura, Sistema del Coral Patch Ridge y Banco de Gorringe, que constituirían las principales estructuras sismogenéticas del margen. Esta correlación confirma por tanto, los resultados del análisis tectónico y su identificación como áreas principales de acumulación de los esfuerzos compresivos en la actualidad. También confirmaría la interpretación propuesta en capítulos anteriores, de que se trata de estructuras enraizadas a gran profundidad.

VIII. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE CÁDIZ EN EL CONTEXTO DEL LÍMITE DE PLACAS EURASIA-ÁFRICA Y DE LA FORMACIÓN DEL ORÓGENO BÉTICO-RIFEÑO. DISCUSIÓN.



VIII. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE CÁDIZ EN EL CONTEXTO DEL LÍMITE DE PLACAS EURASIA-ÁFRICA Y DE LA FORMACIÓN DEL ORÓGENO BÉTICO-RIFEÑO. DISCUSIÓN.

El Golfo de Cádiz registra los diferentes episodios geodinámicos relacionados con el movimiento relativo de las placas euroasiática y africana a lo largo de la Zona de Fractura de Azores-Gibraltar. En este capítulo, se analiza y discute la evolución tectónica del Golfo de Cádiz en los dos periodos en los que el límite de placas Eurasia-África se situó en esta región: en el Mesozoico y desde el Eoceno superior hasta la actualidad. Ambos periodos corresponden a las principales etapas de estructuración del margen. La evolución tectónica del Golfo de Cádiz está estrechamente relacionada en el Mesozoico con la apertura del Golfo de Cádiz y la formación del margen sudportugués, y en el Cenozoico con el desarrollo del orógeno Bético-Rifeño y la actividad neotectónica que tuvo lugar bajo el régimen convergente entre las placas de Eurasia y África.

VIII.1. EVOLUCIÓN DEL GOLFO DE CADIZ EN EL MESOZOICO

La evolución del margen continental del SW de la Península Ibérica está condicionada por el movimiento relativo entre África y Eurasia. Este movimiento comienza en el Triásico mediante los procesos de *rifting* precursores de la apertura del Atlántico Central, entre África y América del Norte; y continua durante el Jurásico y el Cretácico inferior con la deriva de África hacia el este respecto a América-Eurasia, como consecuencia de la apertura oceánica en el Atlántico Central, conectado mediante un sistema transcurrente con el dominio del Tethys alpino, situado más al este. Este movimiento termina en el Cretácico inferior (Albiense-Aptiense), debido a la apertura del

Atlántico Norte, al norte del límite de placas entre África y América-Eurasia y al cese de creación de corteza oceánica en el Tethys alpino (Klitgord y Schouten, 1986; Olivet, 1996; Ziegler, 1989; Vegas y Banda, 1982; Schettino y Scotese, 2002). A partir de la separación de la Península Ibérica de Terranova, y de la creación del área oceánica entre los Grandes Bancos y la margen lusitana, el límite de placas entre África y Eurasia se traslada al norte de la Península, quedando el antiguo límite África-Iberia sin actividad substancial (Figs. II.27 y II.29).

La apertura del Atlántico Central durante el Jurásico superior-Cretácico inferior (Mougenot et al., 1979; Klitgord y Schouten, 1986; Zühlke et al., 2004) y el episodio de *rifting* continental entre Iberia y Norteamérica, dieron lugar al desarrollo de una falla transformante que limitaba por el norte la cuenca oceánica formada. En este contexto, el Golfo de Cádiz se situaba en una posición crucial (Fig. II.28), ya que de acuerdo con las reconstrucciones cinemáticas de placas, esta falla transformante se extendería aproximadamente a lo largo del margen meridional de Terranova (Zona de Fractura de Terranova) y entre Iberia y el norte de África (Olivet et al., 1984; Malod y Mauffret, 1990).

Todo ello nos ha conducido a analizar, en un primer apartado de este capítulo, la estructura y evolución inicial de la región del Golfo de Cádiz durante el Mesozoico en el contexto de un margen transformante. Por ello, y tras considerar los principales rasgos que caracterizan este tipo de márgenes, se ha realizado un análisis comparativo con algunos de los principales márgenes transformantes conocidos, que nos permitirá abordar y discutir la evolución del Golfo de Cádiz durante el Mesozoico.

VIII.1.1. Análisis del Golfo de Cádiz en el contexto de un margen transformante

Los márgenes continentales transformantes resultan del movimiento de placas paralelo al límite de dos continentes que se están fraccionando (Reid, 1989; Basile et al, 1998; Edwards et al., 1997; Mascle y Basile, 1998; Bird, 2001). El conocimiento de estos márgenes se ha basado en el estudio de algunos ejemplos como el de Costa del Marfil-Ghana y el margen suroccidental de Terranova, el Exmouth Plateau en el margen continental noroccidental de Australia, el margen septentrional de las Islas Malvinas, el margen occidental de Senja, al norte de Escandinavia, etc. Si comparamos los rasgos más significativos de distintos ejemplos de márgenes transformantes con el margen

meridional portugués, quedan patentes muchas similitudes, aunque cada margen presente una serie de rasgos adicionales propios y distintos grados de complejidad, relacionados con su contexto geodinámico e historia evolutiva. Entre estas similitudes podríamos destacar: la existencia de una plataforma continental poco desarrollada, el desarrollo de cuencas de *rift* en el lado continental del margen con estructuras formadas por fallas normales y de dirección, y la formación de elevaciones marginales (*marginal ridges*), que delimitan estas cuencas a lo largo de la transición entre la corteza continental adelgazada y la corteza oceánica. No obstante, existen márgenes transformantes en los que no se ha desarrollado este tipo de elevaciones.

En cuanto a la estructura de la corteza también existen rasgos comunes: en los márgenes transformantes el adelgazamiento de la corteza continental aparece asociado a un talud abrupto al pie de la elevación marginal y está precedido de un adelgazamiento previo de la corteza continental de unos 10-15 km (Todd y Keen, 1989; Lorenzo y Vera, 1992; Benkhelil et al., 1998; Lorenzo y Wessel., 1997; Reid y Jackson; 1997; Sage et al., 1997a; Sage et al., 1997b; Vågnes, 1997). Esta atenuación de la corteza está producida en algunos casos por la corteza superior y en otros por la inferior.

Entre los distintos márgenes transformantes citados, el de Ghana-Costa del Marfil, situado en el Golfo de Guinea, es considerado como el margen mejor documentado, dado el gran número de trabajos llevados a cabo, entre los que cabe destacar los Sites 959-961 realizados en el marco del Ocean Drilling Program (Mascle et al., 1998). Por ello, realizaremos en primer lugar un estudio comparativo entre este margen y el margen sudibérico, aunque puntualmente haremos también referencia a otros márgenes transformantes, y posteriormente, con el margen de Terranova, por tratarse del margen homólogo de Iberia durante la apertura del Atlántico Central (Fig. II.28).

VIII.1.1.1. El margen suroccidental ibérico y el margen de Ghana-Costa del Marfil

El margen transformante de Ghana-Costa del Marfil, representa la continuación de la Zona de Fractura Romanche, cuyo segmento activo desplaza la dorsal medioatlántica (Fig. VIII.1). De la comparación entre el margen transformante de Ghana-Costa del Marfil y el margen del sur de Portugal, en la zona de Faro, resultan una serie de rasgos comunes, aunque también algunas diferencias, que pasamos a describir:

- Muestran una plataforma reducida y desarrollo de cuencas de *rift* en el lado continental del margen (plataforma y talud). Estas cuencas están representadas en el margen de Costa del Marfil-Ghana, por la denominada Cuenca Deep Ivorian rellena por unos 5 km de sedimentos (Fig. VIII.1), y en el Golfo de Cádiz por la Cuenca del Algarve, donde se ha determinado una cobertera sedimentaria de unos 3-4 km de espesor (Fig. VI.1).

- Morfológicamente, se caracterizan por la presencia de una amplia plataforma marginal que forma una cuña triangular (Benkhelil et al., 1998; Hernández-Molina et al., 2003). Esta plataforma aparece delimitada en su borde externo por un talud muy abrupto que marca un gran desnivel. Mientras que en el margen de Ghana este talud da paso a la llanura abisal, en el margen sudportugués se encuentra el talud inferior (Figs. VI.1 y VIII.1).

- Presentan una elevación marginal, que limita la cuenca extensional adyacente y la plataforma marginal. El *ridge* marginal de Costa del Marfil-Ghana, presenta una longitud de unos 130 km y una anchura de 25 km (Fig. VIII.3). En el margen sudportugués, este alto marginal estaría representada por la serie de elevaciones del basamento que limitan la cuenca del Algarve por el sur: Banco del Guadalquivir y Alto de Portimao. Sus dimensiones son de unos 80 km de longitud y unos 5 km de anchura a la altura del Banco del Guadalquivir (Figs. VI.1 y VI.2).

Si abordamos en detalle el análisis de estos altos, existen algunas diferencias, aunque no pueden considerarse significativas, ya que derivan de las características propias de cada margen. El alto marginal de Costa del Marfil-Ghana se eleva sobre la llanura abisal unos 2.5 km (Benkhelil et al., 1998), mientras que en la región del Banco del Guadalquivir, vemos que el escarpe es mucho menos abrupto, con un desnivel de unos 0.8-0.9 km (Fig. VI. 2). Esta diferencia puede explicarse por su evolución, ya que en el talud inferior del Golfo de Cádiz, encontramos hasta 2.5 km de espesor de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, emplazada con posterioridad al desarrollo del margen transformante. No obstante, existen ejemplos de desniveles menores que el encontrado en Ghana, como por ejemplo ocurre en las Malvinas, donde es de unos 2 km (Lorenzo y Wessel, 1997).

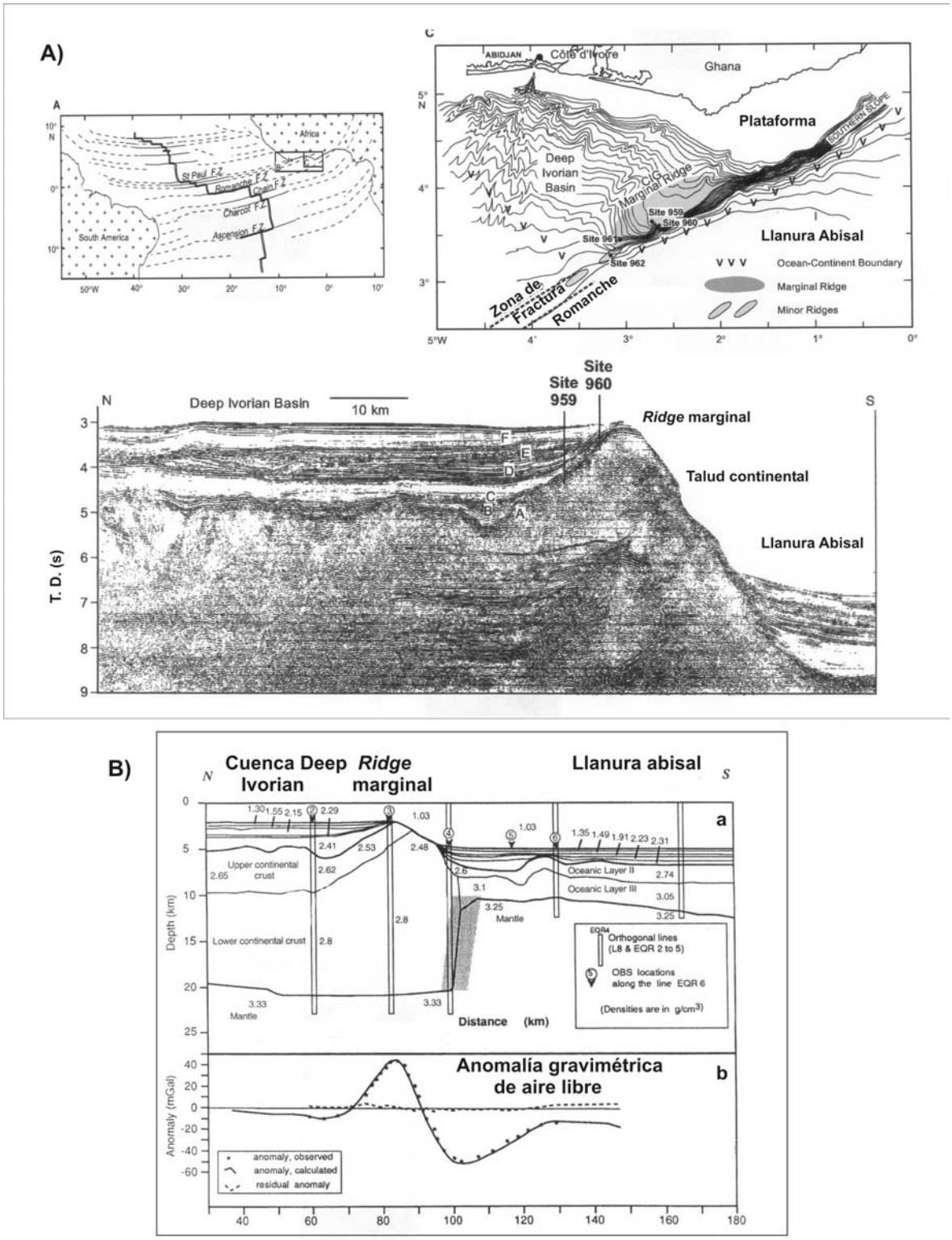


Fig. VIII.1. A) Mapas de situación del margen transformante de Costa del Marfil-Ghana y perfil sísmico multicanal a través del margen en el que se observa la Cuenca Deep Ivorian, limitada por el *ridge* marginal y la llanura abisal (Basile et al., 1997). Destaca el gran parecido entre este perfil sísmico y el que se muestra en la Fig. VI. 2C, correspondiente al Banco del Guadalquivir. B) Modelo de corteza según una línea perpendicular a la elevación marginal y modelo gravimétrico. Modificado de Sage et al., 1997a).

- La presencia de las elevaciones del basamento mencionadas obstaculiza el aporte de sedimentos desde la cuenca a la llanura abisal o al talud en el margen de Costa del Marfil-Ghana y Golfo de Cádiz respectivamente.

- El alto marginal está formado por corteza continental adelgazada de unos 21 km de espesor bajo el *ridge* de Costa del Marfil-Ghana (Sage et al., 1997 b), y de 19-20 km en el margen sudportugués (Fig. VI.32). Estos valores son análogos a los encontrados en otros márgenes como el de Senja, Malvinas, Exmouth etc. (Vågnes ,1997; Lorenzo y Wessel., 1997; Edwards et al., 1997).

- En ambos márgenes el adelgazamiento de la corteza está producido por la disminución de espesor de la corteza superior.

- La estructura de la corteza bajo la elevación marginal es igual a la existente en las cuencas adyacentes: Cuenca Deep Ivorian (Sage et al., 1997 b) y Cuenca del Algarve (Figs. VIII.1 y VI.32).

- Se observan anomalías de gravedad importantes y de gran amplitud a lo largo del alto marginal. La anomalía gravimétrica de aire libre en el margen de Costa del Marfil-Ghana es de unos 80 mGals y en el Golfo de Cádiz, alcanza los 120 mGals. La tendencia de estas anomalías es igual a la del alto marginal: NE-SW (Figs. VI. 30 y VIII.1).

En síntesis, podemos decir que del análisis comparativo de los rasgos morfológicos y tectónicos en el margen del Costa del Marfil-Ghana y el margen sudportugués, se deduce que las elevaciones del talud medio (Banco del Guadalquivir y Alto de Portimao) podrían ser considerados en principio como elevaciones marginales, situadas en el lado continental de la zona de fractura, que delimitaría la Cuenca del Algarve y separaría las placas euroasiática y africana desde el Jurásico inferior al Cretácico inferior.

En cuanto a la zona de transición corteza continental-oceánica, hay que señalar que en el caso del margen continental de Costa del Marfil-Ghana, este adelgazamiento es muy brusco (Fig. VIII.1). La transición entre la corteza continental y la corteza oceánica se produce en una distancia de menos de 5 km (Sage et al., 1997b), pasando la Moho de 21 km bajo el alto marginal a 10 km en la corteza oceánica (Sage et al., 1997a).

VIII.1.1.2. El margen suroccidental ibérico y el margen suroccidental de Terranova

El margen suroccidental de Terranova requiere una especial atención por constituir el margen homólogo de la Península Ibérica según las reconstrucciones de placas (Figs. II.28 y VIII.2), en las que la transformante del SW de Terranova se situaría a la altura del Golfo de Cádiz (Dewey et al., 1989). El margen transformante se formó durante la apertura mesozoica del Atlántico entre las placas africana y norteamericana (Reid, 1988; Srivastava et al., 1990a). El *rifting* continental se inicia durante el Mesozoico inferior (Jurásico inferior) y culmina con la separación de ambas placas a lo largo del margen de Scotia (situado al sur de Terranova), con el consecuente movimiento transformante a lo largo del margen suroccidental de los Grandes Bancos (Reid y Jackson, 1997).

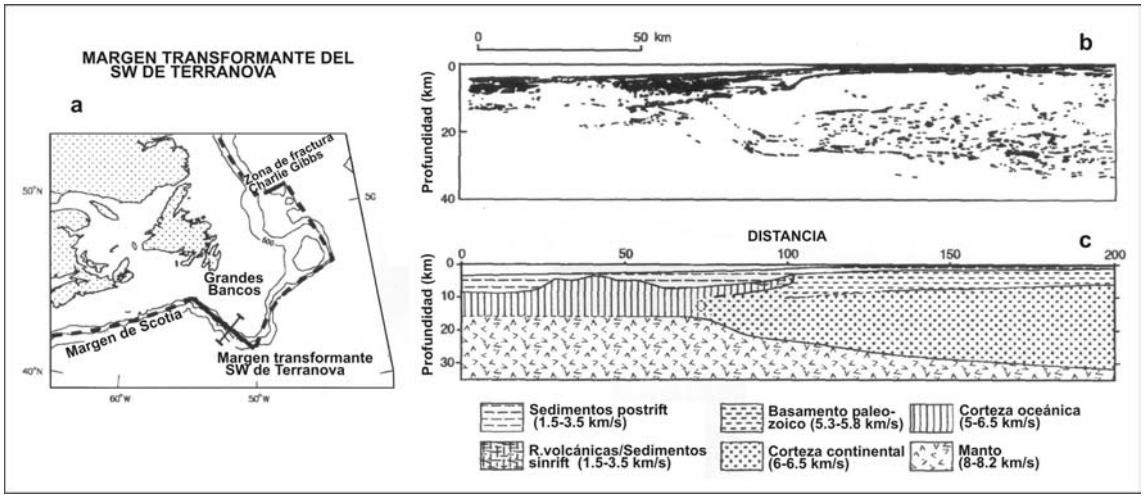


Fig. VIII.2. Margen transformante del SW de Terranova. a) Mapa de situación, en el que aparecen marcados con raya discontinua los márgenes de *rift* y con raya continúa el margen transformante; b) Perfil sísmico de reflexión; c) Modelo de estructura de velocidades de la corteza a través del margen transformante. Modificado de Reid y Jackson (1997).

Se pueden establecer notables diferencias entre la estructura de la corteza de este margen y el margen sudibérico. La corteza se adelgaza inicialmente de forma progresiva de 30 a 20 km bajo el margen a lo largo 100 km de distancia, y luego abruptamente, pasando de unos 20 km a 6 km en la transición a corteza oceánica (Fig. VIII.2C). El borde de la zona transformante está definido por la terminación abrupta del basamento continental (Todd et al., 1988; Reid y Jackson, 1997).

Por otro lado, en el margen meridional de Terranova no existe aparentemente un *ridge* marginal, aunque en el borde SE de los Grandes Bancos, en el ascenso continental,

se observa una elevación del basamento que llega aflorar, y que da lugar a la desviación de las corrientes de fondo del Labrador (Auzende et al., 1970). Más aún, a diferencia de lo que ocurre en la región del Banco del Guadalquivir, el espesor del basamento (con velocidades de 5.5-5.7 km/s) aumenta hacia el margen continental, al mismo tiempo que la corteza disminuye de espesor (Todd et al., 1988). Por tanto el adelgazamiento de la corteza continental se produce en la corteza inferior y no en la superior por elevación y erosión del basamento (Reid, 1989; Reid y Jackson, 1997).

Del análisis comparativo de la región del Banco del Guadalquivir con el margen de Terranova y de Ghana, se puede concluir que a pesar de la existencia de numerosas similitudes, especialmente con el segundo, también se infieren considerables diferencias relativas al carácter y la estructura de la corteza. Como hemos mencionado, los márgenes transformantes suelen presentar un adelgazamiento de la corteza continental de unos 10-15 km en distancias de unos 50-80 km, seguido de una transición brusca a la corteza oceánica (Bird, 2001). Esta atenuación inicial de la corteza se ajusta a lo observado en la región del Banco del Guadalquivir, pero el problema surge en el paso a la corteza oceánica. En el margen sudportugués, puesto que la información derivada de los perfiles de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo, solo alcanza hasta el borde meridional de las elevaciones del basamento (Banco de Guadalquivir, Alto de Albufeira y Portimao), no es posible realizar un estudio comparativo más allá de esta zona. Sin embargo, los resultados expuestos en esta Memoria, junto con los estudios de sísmica de refracción realizados en el sector oriental del Golfo de Cádiz (González et al., 1998), parecen indicar la presencia de una corteza continental adelgazada de unos 19-20 km de espesor en la parte central del Golfo de Cádiz al sur de las elevaciones del margen sudportugués, que daría paso hacia el oeste a la zona de transición continente-océano (Fig. II.34). Más aún, si intentamos explicar estas elevaciones del basamento aplicando algunos de los mecanismos propuestos para explicar la génesis de estos altos en el contexto de una margen transformante (Gad y Scrutton, 1997; Lamarche et al., 1997; Lorenzo y Wessel, 1997; Vågnes, 1997), los resultados parecen reforzar la inexistencia de corteza oceánica.

Así, en nuestro caso no existe ningún indicio en los modelos de velocidad-profundidad en la región del Banco del Guadalquivir de ninguna modificación en la corteza producida por fenómenos magmáticos (intrusiones magmáticas o procesos de *underplating*) relacionados con la presencia de una dorsal oceánica adyacente, que

podría inducir una elevación isostática producida por cambios de densidad. Estas zonas muestran normalmente velocidades de 7.2-7.4 km/s (Pinheiro et al., 1992), velocidades que no se alcanzan en ningún caso en la corteza inferior de los modelos calculados.

La aplicación del modelo mecánico de Reid (1989), tal y como se ha propuesto para el margen SW de Terranova (Reid y Jackson, 1997), parece reforzar una vez más la inexistencia de corteza oceánica ya que este modelo predice un adelgazamiento de la corteza inferior, al contrario de lo que ocurre en la región del Banco del Guadalquivir. El flujo inducido por la falla transformante en la corteza inferior y el manto en el contacto entre la corteza oceánica y continental, causaría un adelgazamiento de la corteza inferior seguido de una subsidencia tectónica que compensaría la elevación inducida térmicamente.

Por tanto, y a pesar del gran número de similitudes, la gran diferencia entre el margen sudportugués y otros márgenes transformantes radica en la aparente inexistencia de una corteza oceánica al sur de las elevaciones del basamento.

VIII.1.2. Evolución mesozoica del Golfo de Cádiz

Dentro del contexto geodinámico de un margen transformante y teniendo en cuenta el análisis comparativo realizado, cualquier hipótesis de evolución que se proponga para el margen sudportugués y más en concreto, para la región del Banco del Guadalquivir debe contemplar una serie de datos objetivos:

- Existencia de una elevación del basamento en el talud medio, constituido por materiales pertenecientes a la Zona Sudportuguesa.

- En las cumbres de estas elevaciones, el basamento aflora o aparece enterrado únicamente bajo materiales plioceno-cuaternarios, lo que sugiere que se comportaron como altos estructurales desde épocas tempranas de la evolución del margen, y que han podido sufrir una importante erosión.

- Los rasgos morfoestructurales de esta zona del talud están determinados por las elevaciones del basamento.

- Los altos del basamento limitan la Cuenca del Algarve por el sur, condicionando la distribución y extensión del relleno triásico-cuaternario de la Cuenca del Algarve, que yace sobre un basamento formado por materiales de la Zona Sudportuguesa.

- El registro estratigráfico de la cuenca del Algarve se extiende desde el Triásico superior al Cuaternario con un hiato principal que va desde el Cenomaniense (Cretácico superior) al Mioceno. Otros hiatos menores también se encuentran en el Jurásico inferior, medio y superior y Mioceno medio.

- La corteza continental sufre un adelgazamiento a lo largo del margen, especialmente concentrado bajo las elevaciones del basamento. El adelgazamiento de la corteza se produce fundamentalmente en la corteza superior, en contraposición a otras zonas del margen próximas (talud del cabo de San Vicente, Fig. II.24), donde se produce en la corteza inferior.

- En la parte central del Golfo de Cádiz, no existe aparentemente una corteza oceánica, sino una corteza continental adelgazada (unos 20 km de espesor), y a continuación una amplia zona de transición corteza continental-oceánica (OCT) que se extiende hacia el oeste hasta la Llanura Abisal de la Herradura (Fig. VI.34).

- A diferencia de los márgenes transformantes de Ghana y Terranova que ocupan actualmente una situación intraplaca, el margen sudportugués se encuentra en la actualidad próximo al límite de placas Eurasia-África, constituyendo en la actualidad una de las zonas de mayor actividad sísmica del Golfo de Cádiz (Fig. VII.3).

- El mapa de distribución de terremotos muestra una gran concentración de eventos sísmicos en el borde meridional del margen sudportugués que parecen seguir una dirección NE-SW en el sector oriental y WNW-ESE en el occidental (Fig. VII.3), y que marcaría una importante discontinuidad cortical, relacionada con importantes fallas en dirección (Sistema de Gorringe-La Herradura) y cabalgamientos activos.

Si aplicamos el esquema evolutivo típico de un margen transformante al margen sudportugués (Vegas et al., 2004), la corteza del Banco del Guadalquivir que constituiría

la elevación marginal, habría estado situada en ambientes tectónicos diferentes (Fig. VIII.3). En una primera etapa (Triásico-Jurásico medio), la región del Banco del Guadalquivir pasaría sucesivamente de un estadio inicial ligado a una zona de cizalla intracontinental sinistrorsa (Fig. VIII.3A) a una situación de zona transformante continente-continente (Fig. VIII.3B), dentro de un régimen tectónico transtensional inducido por la deriva diferencial de Eurasia y África en el Jurásico medio-superior (Dewey et al., 1989). La etapa siguiente (Cretácico inferior) se desarrollaría según este esquema en una zona transformante continente-océano (Fig. VIII.3C). El paso a esta última situación tectónica se corresponde con el comienzo de la apertura del Atlántico Central, y daría lugar a la formación de elevaciones marginales en el talud medio, como consecuencia de la migración de la dorsal a lo largo del margen. A partir de la separación entre América del Norte e Iberia en el Albiense-Aptiense, la margen donde se situaría el Banco del Guadalquivir pasaría a ser una margen transformante inactiva, al cesar el movimiento transcurrente entre África e Iberia (Fig. VIII.3D).

Sin embargo, la aplicación de este esquema evolutivo típico de márgenes transformantes, presenta ciertas peculiaridades en el caso del margen septentrional del Golfo de Cádiz, si tenemos en cuenta los datos objetivos existentes. Entre estos, el principal obstáculo radica en la aparente inexistencia de corteza oceánica en la parte central del Golfo de Cádiz que podría explicarse de varias formas: a) el margen transformante no ha sufrido las tres etapas típicas definidas en la evolución de estos márgenes, es decir no llegó a formarse corteza oceánica; b) el margen siguió el modelo de evolución típica, pero la dorsal no llegó a migrar a lo largo de todo el margen, lo que explicaría la falta de corteza oceánica al sur de la región del Banco del Guadalquivir; c) la corteza oceánica ha sido consumida (¿subducción?).

Los datos conocidos actualmente, aunque insuficientes, al no contar con información de la estructura cortical en la parte central del Golfo, parecen apuntar a la segunda hipótesis (b). Al contrario de lo que ocurrió en el margen de la placa americana (margen continental suroccidental de los Grandes Bancos) o en el margen de Ghana, el margen sudportugués presentaría una evolución en la que la conversión a margen transformante inactiva no se produjo una vez que se completó el paso de la dorsal a lo largo de todo el margen, sino que esta etapa se vio interrumpida por la apertura del Atlántico septentrional al norte de la falla transformante y el cambio de posición del límite África-Eurasia. Esto significaría que la dorsal no ha pasado por todos los puntos del

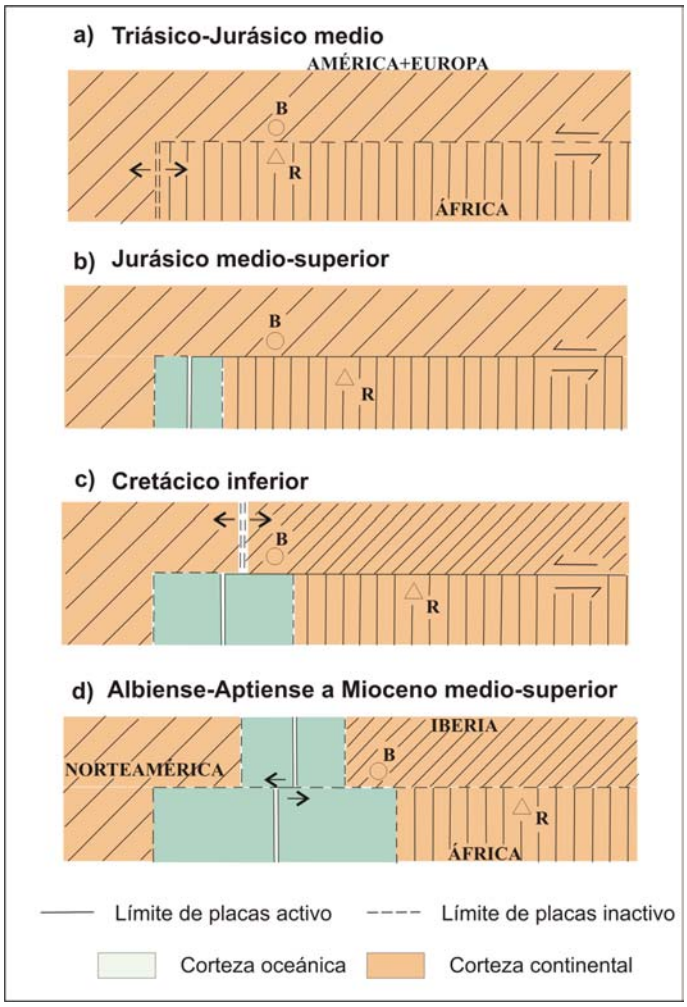


Fig. VIII.3. Esquema de evolución de un margen transformante aplicado a la evolución tectónica del margen del SW de la Península Ibérica durante el Mesozoico. El círculo B representa el Banco del Guadalquivir; el triángulo R equivale a un punto homólogo. A) Etapa de zona de cizalla intracontinental, B) Etapa de falla transformante intracontinental, con la apertura del Atlántico Central; C) Etapa de margen transformante activa; D) Etapa de margen transformante inactiva, desde la apertura del Atlántico entre Terranova y la Península Ibérica hasta el reinicio del movimiento relativo África-Iberia en esta región (Albiense-Aptiense a Mioceno medio-superior). Basado en el esquema evolutivo de márgenes transformantes de Reid (1989). Modificado de Vegas et al. (2004).

margen, y que el movimiento transcurrente se mantendría en la totalidad del margen durante un periodo de tiempo mayor, desde el Triásico Superior hasta el Cretácico Inferior. Es decir, la dorsal no llegó a pasar por el Banco del Guadalquivir, pero sí por áreas próximas situadas al este. Por tanto, reconsiderando el modelo evolutivo de margen transformante que se presenta en la Fig. VIII.3 y teniendo en cuenta el carácter de la corteza en el Golfo de Cádiz, la posición que hemos supuesto que podría haber ocupado teóricamente el Banco del Guadalquivir, correspondería aproximadamente al talud situado al sur de cabo de San Vicente (punto B, Fig. VIII.3). La región del Banco del Guadalquivir delinearía la zona de fractura hacia el este.

En esta propuesta sólo nos resta por explicar la elevación de la región del Banco del Guadalquivir y su estructura cortical dentro de este contexto evolutivo. A diferencia de la zona de cabo San Vicente, el adelgazamiento de la corteza continental en la región del Banco del Guadalquivir se produce en la corteza superior, lo que nos induce a pensar en una elevación del basamento y erosión asociada. Un aspecto a tener en cuenta es que, los datos de partida presentados al comienzo de este apartado, parecen indicar que la región del Banco del Guadalquivir no ha sufrido un único episodio de elevación, si no que este proceso parece haberse prolongado hasta tiempos recientes. Por consiguiente, es posible que la elevación de esta región esté determinada por distintas causas a lo largo de las diferentes etapas de la evolución del margen. Así, en el Mesozoico esta elevación podría explicarse mediante dos mecanismos: térmico y tectónico.

El hecho de que los altos del basamento (Banco del Guadalquivir y Alto de Portimao) condicionen la distribución y extensión del relleno mesozoico de la Cuenca del Algarve, nos indica que estos altos ya debieron ocupar una posición elevada antes de su depósito. Es decir estos altos se formarían inicialmente como un *horst* del basamento en las fases iniciales de *rifting* a partir del Triásico. Este supuesto es aplicable al Banco del Guadalquivir y al Alto de Portimao, pero no al Alto de Albufeira, cuya elevación debió de ser posterior, ya que gran parte de este alto el basamento aparece recubierto por evaporitas triásicas y otros sedimentos mesozoicos. Como resultado de este proceso de *rifting* es posible considerar que, la extensión y adelgazamiento de la corteza, produciría un ascenso de las isotermas, lo que favorecería una elevación de origen térmico.

En la primera etapa de ruptura continental (Triásico-Jurásico inferior), como hemos mencionado, la región del Banco del Guadalquivir evolucionaría de una zona de cizalla intracontinental sinistrorsa generada como consecuencia de la deriva hacia el este de África respecto a Eurasia a una situación de zona transformante continente-continente en el Jurásico medio-superior (Dewey et al., 1989). En este contexto, se propone que los altos del basamento estarían delineando esta zona transcurrente. En esta etapa también podrían invocarse mecanismos térmicos que reforzarían una elevación del Banco del Guadalquivir, ya que se podría producir un aumento de temperatura debido a la fricción entre los dos bloques litosféricos continentales a lo largo de la zona de cizalla durante un tiempo prolongado. Los modelos térmicos de Todd y Keen (1989) muestran que la elevación asociada a esta perturbación, sería sólo de unos 70 m, alcanzaría una profundidad limitada (unos 20 km) y una distancia de unos 30 km según una dirección

perpendicular a la falla. No obstante, si tenemos en cuenta el prolongado periodo de actividad de esta falla, quizás la elevación pudo ser mayor. Los episodios de elevación debieron quedar reflejados por el desarrollo de discordancias en el registro sedimentario. De hecho, se han citado en la Cuenca del Algarve la existencia de hiatos en el Jurásico inferior, medio y superior (Terrinha, 1998).

Esta propuesta de evolución permitiría explicar los siguientes puntos:

- La distribución de la corteza continental, la zona de transición continente-océano (OCT) y la corteza oceánica (Fig. VI. 34).

- La existencia de una corteza continental adelgazada al sur del Banco del Guadalquivir.

- El adelgazamiento de la corteza determinado por la corteza superior en la región del Banco del Guadalquivir y por la corteza inferior en el talud de cabo San Vicente.

- El desarrollo de un corredor de fallas en dirección NW-SE y WNW-ESE y cabalgamientos activos sobre una discontinuidad cortical heredada, correspondiente al límite de placas mesozoico (Fig. V.1).

VIII.2. EVOLUCION DEL GOLFO DE CÁDIZ EN EL CENOZOICO

La Zona de Fractura de Azores-Gibraltar vuelve a funcionar como límite de placas en el Eoceno (cron 18-13, Roest y Srivastava, 1991). Tras el bloqueo de movimiento en el margen pirineo-cantábrico en el Oligoceno, se produce un traslado de la deformación principal hacia el sur de Iberia (Fig. II.29). A partir del inicio de la etapa de convergencia principal entre las placas de África y Eurasia en el cron 13 (Eoceno-superior-Oligoceno inferior), la evolución del Golfo de Cádiz pasa a estar determinada por una convergencia N-S entre las placas euroasiática y africana, seguida de una lenta convergencia dirigida hacia el NW a partir del cron 6, Mioceno superior (Dewey et al., 1989; Srivastava et al., 1990a; Srivastava et al., 1990b; Roest y Srivastava, 1992; Rosenbaum et al., 2002). Por tanto, podríamos diferenciar dos etapas: la primera de edad comprendida entre el Eoceno

superior y Mioceno superior, y la segunda entre el Mioceno superior y el Cuaternario, cuyo límite viene marcado por el cambio en la dirección de convergencia.

VIII.2.1. Eoceno superior-Mioceno superior

Durante esta etapa, la evolución tectónica del Golfo de Cádiz estuvo determinada por la formación de la Cadena Bético-Rifeña, el emplazamiento de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz en el sector oriental del Golfo de Cádiz (Cuña Bética), y por una elevación de los altos del basamento en el sector occidental (Fig. VIII.4).

La primera fase compresiva que afectó al margen meridional ibérico (Zonas Externas Béticas) tuvo lugar en el Eoceno, aunque la fase principal transcurre entre el Mioceno medio (Langhiense superior-Serravalliense) y el Tortoniense (Maldonado et al., 1999). La deriva hacia el W y posterior colisión del Dominio de Alborán contra los márgenes sudibérico y norteafricano en el Mioceno inferior-medio, causó la formación de las Cordilleras Béticas y Rifeñas. Conforme el Dominio de Alborán migraba hacia el oeste entre el Mioceno inferior y el Tortoniense inferior se forma la Cuenca de Alborán por mecanismos extensionales, en la trasera del frente colisional bético (Balanyá y García-Dueñas, 1988; García Dueñas et al., 1992).

Las principales estructuras de deformación de las Zonas Externas Béticas se formaron entre el Burdigaliense superior y el Tortoniense inferior (Berástegui et al., 1998). El acortamiento producido durante el Mioceno medio-superior en las Zonas Externas se ha relacionado con la existencia de una zona de subducción limitada continental todavía activa de la corteza ibérica hacia el S-SE bajo la Cordillera Bética y el Mar de Alborán que alcanzaría unos 150 km de profundidad (Morales et al., 1999). La colisión produjo el cierre del surco de los Flysch y su emplazamiento sobre el margen sudibérico y las Zonas Internas, alcanzando el Golfo de Cádiz, donde aflora en las proximidades del Estrecho de Gibraltar. La cobertera sedimentaria del paleomargen fue despegada de su basamento y estructurada en un cinturón de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el exterior de la cadena de colisión. El proceso de colisión daría lugar además al emplazamiento radial de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz (Cuña Bética) y sus equivalentes en la Cuenca del Guadalquivir y Cuenca del Rharb en el Mioceno superior (Flinch et al., 1996; Berástegui et al., 1998;). La Cuña Bética representa por tanto, la extensión sobre el

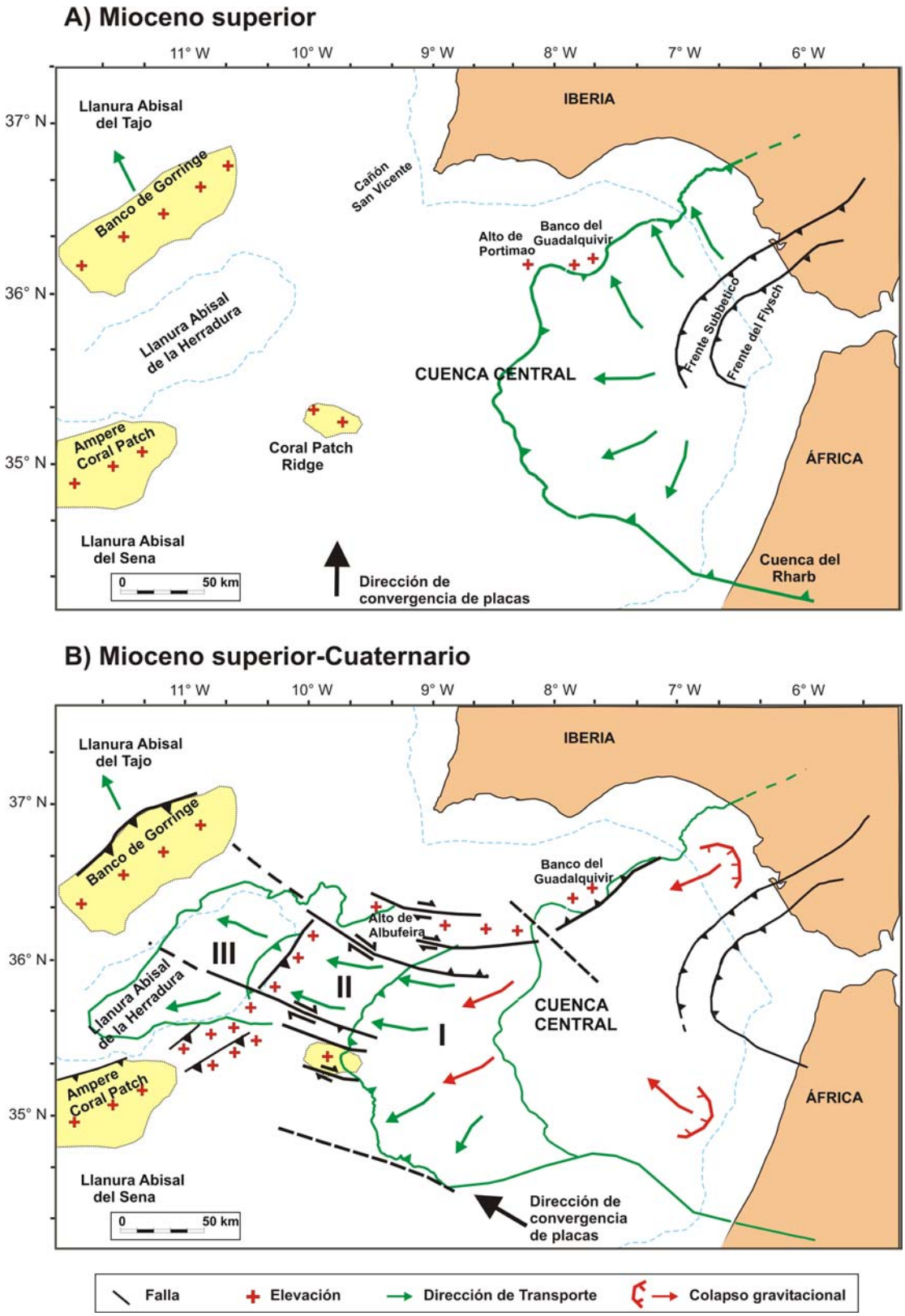


Fig. VIII.4. Evolución tectónica. A) Mioceno superior; B) Mioceno superior-actualidad. Los números romanos indican la secuencia de avance.

margen de las Zonas Externas Bético-Rifeñas (Fig. VIII.4A). El emplazamiento inicialmente tectónico de la Unidad Alóctona formando parte de esta cuña orogénica pre-messiniense, fue acompañado de un transporte gravitacional hacia la Cuenca Central del Golfo de Cádiz, favorecido por las evaporitas triásicas y margas miocenas y una superficie basal inclinada hacia el W.

En el sector occidental del Golfo de Cádiz (talud inferior y llanuras abisales), y a pesar de que los procesos tectónicos del Eoceno superior-Mioceno superior, aparecen en gran parte enmascarados por la intensa actividad tectónica que se desarrolla con posterioridad, se ha podido detectar una elevación de los promontorios oceánicos y otros altos del basamento. Tras un régimen tectónico tranquilo, que debió mantenerse durante el depósito de la unidad del Cretácico superior-Eoceno inferior (U2), como atestigua el espesor constante que muestra esta unidad en aguas profundas, y la configuración de los reflectores, paralelos y continuos, el inicio de esta etapa principal de convergencia está registrado por una amplia discordancia, tanto en la región del Golfo de Cádiz (sondeo DSDP 135, Hayes et al., 1972), como en áreas adyacentes, como por ejemplo la Llanura Abisal del Tajo (Mauffret et al., 1989b) o la Cuenca del Algarve (Mougenot, 1989). Durante el régimen compresivo existente desde el Eoceno superior, algunos altos del basamento como el Banco de Gorringe, los montes de Ampere-Coral Patch y el Coral Patch Ridge en el Dominio oceánico, debieron sufrir una elevación. Resulta difícil determinar con precisión la edad con los datos actualmente existentes, pero debió tener lugar con posterioridad al Eoceno superior y antes del Mioceno superior.

En la ladera septentrional del Banco de Gorringe, que ya constituía un alto, se han descrito dos cuerpos olistostrómicos independientes y superpuestos, consecuencia de la elevación de esta estructura asociada a un cabalgamiento vergente al NW, de probable edad Mioceno medio-superior y Plioceno (Mauffret et al., 1989a; Torelli et al., 1997). En el área del Coral Patch Ridge, sobre la base de los resultados recogidos en el sondeo DSDP-135, se ha propuesto que la elevación comenzó posiblemente a finales del Paleógeno (Hayes et al., 1972; Sartori et al., 1994), teniendo en cuenta la discordancia de edad Eoceno inferior-Oligoceno superior registrada en este sondeo, y el cambio en el aporte sedimentario a la cuenca, que pasaría de terrígeno a pelágico, como consecuencia de la elevación tectónica de los altos estructurales de esta zona, que actuaron de barrera. Hayward et al. (1999) proponen incluso un episodio de elevación más temprano en el Cretácico superior. Nada nuevo podemos aportar a la propuesta de

estos autores, aunque sí añadir que el avance y la distribución de la Unidad Alóctona están restringidas por este alto, confirmando por tanto, que ya se encontraba elevado antes de su emplazamiento en el Mioceno superior.

VIII.2.2. Mioceno superior-Cuaternario

La rotación de la dirección de convergencia en el Mioceno superior hacia el NW, determina importantes cambios en la evolución tectónica del Golfo de Cádiz. De hecho, la fisiografía y morfoestructura actual de esta región se configura fundamentalmente durante esta etapa. La dirección de convergencia NW, favorecería la reactivación de antiguas fallas, de forma que en la corteza continental, se produce una acentuación de los relieves positivos y la deformación de la cobertera, mientras que en la transición corteza continental-oceánica (OCT) y en el límite corteza continental-oceánica, se generan importantes cabalgamientos y fallas en dirección perpendiculares y oblicuas a la dirección de convergencia, así como importantes procesos diapíricos en el margen sudportugués y marroquí (Fig. VIII.4B). En la Cuenca de Alborán, esta etapa está igualmente caracterizada por el desarrollo de fallas transcurrentes WNW-ESE y la inversión de la cuenca (Vegas, 1992; Vázquez, 2001).

Los datos aportados por el análisis tectónico de los perfiles sísmicos y las alineaciones de terremotos en el margen sudportugués (Fig. VII.3), apoyan la existencia de una importante discontinuidad a escala cortical, siguiendo el límite meridional de las elevaciones del basamento del talud medio (Banco del Guadalquivir, Alto de Portimao y Alto de Albufeira).

En lo que respecta a la situación tectónica del Banco del Guadalquivir se han vertido opiniones muy distintas. Para Gràcia et al. (2003a), el Banco del Guadalquivir estaría limitado al NW por fallas normales y al SE por una importante falla normal de gran ángulo en superficie, que desplaza el bloque de techo algunos centenares de metros, y que se relacionaría con áreas de debilidad heredadas de la fase mesozoica de *rifting*. Zitellini et al. (2004) proponen que en el Neógeno, subsidió más de 1 km durante la formación de la cuenca miocena del Algarve. Terrinha (1998) propone sin embargo, que durante los episodios compresivos miocenos, este alto sería parcialmente reactivado como un cabalgamiento dirigido hacia el S. En este sentido, Vázquez et al. (2003) y

Maestro et al. (2003a) sugieren un episodio de elevación del Banco del Guadalquivir en el Cuaternario, que estos últimos autores relacionan con una migración de los depocentros de la Cuenca de Bartolemeu Dias hacia el norte.

Los datos objetivos recogidos en esta Tesis Doctoral muestran que el Banco del Guadalquivir ha sufrido una elevación reciente, según indica la deformación de los sedimentos mioceno-cuaternarios en los perfiles sísmicos, la edad Tortoniense superior-Messiniense determinada para la costra calcárea del *hardground* que recubre el Banco y la intensa actividad sísmica que parece concentrarse actualmente en esta zona. Es posible que el mecanismo de elevación consista en un cabalgamiento vergente hacia el SW, como se ha propuesto, que explicaría así la migración de los depocentros hacia el norte en la Cuenca de Bartolemeu Dias, por el basculamiento en esta dirección de la superficie de techo del basamento. No obstante, esta propuesta debe considerarse como una hipótesis, puesto que no se ha encontrado ninguna falla de cabalgamiento en los perfiles sísmicos de reflexión. Por tanto, a lo largo del tiempo y desde su formación inicial, la elevación del Banco del Guadalquivir se ha ido acentuando de forma progresiva, ya que ha continuado hasta el presente. Los sucesivos episodios de elevación del Banco y la erosión asociada se verían reforzados además por compensación isostática. Debe considerarse, que el escarpe meridional del Banco del Guadalquivir se acentuaría no sólo por los episodios de elevación. En la parte central de la cuenca, la sobrecarga debida al emplazamiento de las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz sobre una corteza adelgazada favorecería la subsidencia, aumentando el desnivel del escarpe.

Siguiendo la discontinuidad hacia el oeste, en el Alto de Albufeira (sector occidental), la deformación se resuelve a favor de fallas en dirección WNW-ESE (Sistema de Gorringe-La Herradura), que provocarían la elevación de este alto bajo un régimen transpresivo. El cambio en la dirección de este alto estructural respecto al área del Banco del Guadalquivir y Alto de Portimao, probablemente se ha resuelto mediante fallas de transferencia aproximadamente NW-SE que delimitarían el flanco occidental de Alto de Portimao y Banco del Guadalquivir.

El desarrollo de fallas transcurrentes se mantiene hacia el sur. El régimen de esfuerzos produjo la formación de importantes cabalgamientos y fallas en dirección en la Llanura Abisal de la Herradura, en el sector nororiental de la Llanura del Sena, y delimitando el Alto de Albufeira y la elevación del Coral Patch Ridge, que sufre así una

nueva fase de elevación, que se mantiene hasta la Actualidad, según atestigua la deformación de los sedimentos superficiales, que alcanza el fondo marino.

Los accidentes mayores corresponden al Sistema de Gorringe-La Herradura y Sistema del Coral Patch Ridge. Ambos sistemas forman un corredor sobre una zona de debilidad litosférica que acomodaría la deformación mediante fallas en dirección dextrorsas con una componente compresional y cabalgamientos, al mismo tiempo que transfieren la deformación desde el Banco del Guadalquivir hacia el Banco de Gorringe. Estos resultados parecen acordes con los estudios del movimiento relativo entre la placa africana (Nubia) y euroasiática realizados recientemente mediante GPS, que indican un movimiento en dirección dextrorso de unos 3±1 mm por año (McClusky et al., 2003). En el talud, los sistemas de fallas provocan la elevación del Alto de Albufeira al norte y del Coral Patch Ridge al sur, separados por una zona hundida. Se ha interpretado que el Sistema de Gorringe-La Herradura junto con el Sistema del Coral Patch Ridge definen en conjunto una banda de debilidad litosférica reactivada durante la compresión miocena, relacionada con el límite de placas Eurasia-África en el periodo comprendido entre la apertura del Atlántico Central y Septentrional. Por tanto estos sistemas de fallas delimitarían dos bloques litosféricos pertenecientes a distintas placas, Eurasia al norte y África al sur.

La actividad de estas fallas en dirección y cabalgamientos no sólo ha determinado en gran manera la morfoestructura actual del margen, sino que además facilitaron el emplazamiento de la Unidad Alóctona a lo largo del talud, hasta alcanzar las llanuras abisales. El emplazamiento de la Cuña Frontal en el talud inferior y de la Cuña Oceánica en la Llanura Abisal de la Herradura tendría lugar en relación con la actividad tectónica generada por el cambio en la dirección de compresión hacia el NW. Los sistemas de fallas en dirección de Gorringe-La Herradura, Sistema del Coral y los cabalgamientos facilitaron el escape de la Cuña Frontal hacia la llanura abisal a través del estrecho paso delimitado por el Alto de Albufeira y el Coral Patch Ridge (Fig. VIII.4B). Finalmente se produjo el transporte tectónico hacia las llanuras abisales. Esta traslación hacia el W provocaría una caída gravitacional del segmento oriental de la Cuña Frontal hacia el W (Fig. VIII.4B) y el colapso gravitacional en áreas próximas a la costa en el Plioceno-Cuaternario. Cabe recordar que este último episodio coincide con las mayores tasas de subsidencia registradas en la parte oriental del Golfo de Cádiz (Maldonado et al., 1999).

Posteriormente tiene lugar la reactivación y deformación de la cuña en áreas próximas a fallas activas, por deslizamientos y por procesos halocinéticos.

En este contexto, tanto las evaporitas autóctonas como alóctonas triásicas y jurásicas constituyen un factor determinante en el emplazamiento de la Unidad Alóctona y los procesos de deformación que sufre el margen. Todos los trabajos realizados hasta el momento en el Golfo de Cádiz atribuyen a estos materiales y al diapirismo un papel preponderante en el emplazamiento y desarrollo de la Cuña Bética. Las sales alóctonas contribuyeron a aumentar su plasticidad, y funcionaron como superficie de despegue junto con las margas miocenas, al mismo tiempo que favorecieron la génesis de deslizamientos y grandes colapsos gravitacionales (Somoza et al., 1999, Maestro et al., 2003b; Fernández-Puga, 2004). En este trabajo se ha determinado, que en el talud inferior son las evaporitas autóctonas las que asumen este papel, aunque con ciertas diferencias. A lo largo de la Cuña Frontal, las sales autóctonas, depositadas en la transición continente-océano, en las etapas iniciales de apertura del Golfo de Cádiz, facilitaron el movimiento de las fallas profundas en dirección y el escape de la cobertera sedimentaria. Su deformación se relaciona con la actividad de fallas en dirección, lo que dio lugar a los grandes domos salinos que jalonan al norte y al sur la Cuña Frontal, y que llegan a atravesar la Unidad Alóctona localmente.

En síntesis y para concluir, el carácter distribuido de la deformación y el patrón de sismicidad difuso que se atribuye al Golfo de Cádiz (Grimison y Chen, 1986; Sartori et al., 1994; Vázquez y Vegas, 2000), obedece a la reactivación bajo un régimen de convergencia favorable de antiguas zonas de debilidad en el Mioceno superior-Cuaternario, relacionadas con el límite de placas de Eurasia-África. La convergencia se acomoda actualmente sobre una zona que se extiende a lo largo del talud entre las elevaciones del margen sudportugués y la Llanura del Sena y en la Llanura de la Herradura. En esta deformación difusa, desarrollada sobre un límite de placas mal definido con una larga y compleja historia (Vegas, 2001), se encontraría involucrada tanto la corteza continental y oceánica, como la zona de transición entre ambas. Dentro de esta zona, las principales estructuras donde se acumulan los esfuerzos en la actualidad corresponden al Sistema de Gorringe-La Herradura, el Sistema del Coral y el Banco del Guadalquivir, que constituyen las principales estructuras sismogenéticas.

VIII.2.3. Modelos de evolución tectónica. Discusión

La evolución tectónica del Golfo de Cádiz ha sido adscrita hasta el momento básicamente a dos escenarios: subducción activa o inactiva hacia el este de corteza adelgazada bajo el Dominio de Alborán (Royden, 1993; Lonergan y White; 1997; Maldonado et al., 1999; Gutscher et al., 2002) y deformación compresiva distribuida, causada por la lenta convergencia de África-Iberia a través de una amplia área, con un límite de placas mal definido (Vegas, 1992; Sartori et al., 1994). Ambos regímenes tectónicos (subducción y deformación compresiva distribuida) han sido relacionados dentro del mismo marco tectónico por Vázquez y Vegas (2000), que proponen diferentes estilos en la acomodación de la deformación entre el Mar de Alborán y el Arco de la Herradura, de forma que en el primero la convergencia al NW se resolvería mediante subducción limitada, de parte de la litosfera continental ibérica bajo Alborán y en el Golfo de Cádiz, mediante infracabalgamientos de Iberia bajo África en profundidad y una deformación distribuida en superficie (Fig. VIII.5)

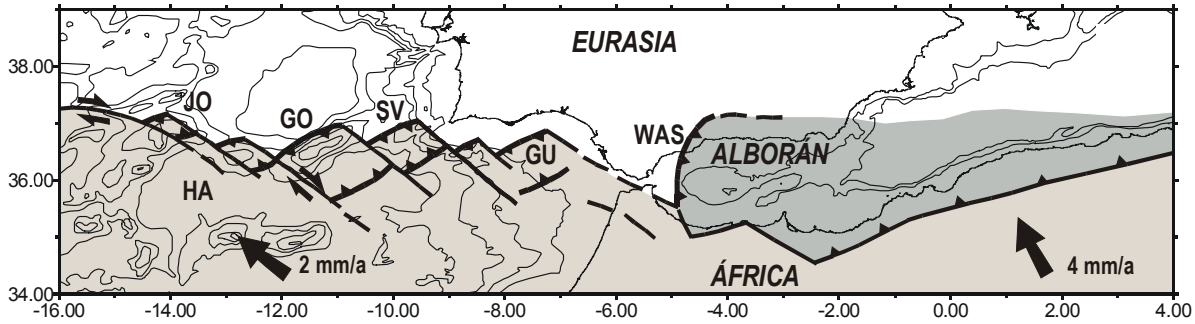


Fig. VIII.5. Situación del límite de placas África-Eurasia (Iberia). GO: Banco de Gorringe; GU: Banco del Guadalquivir; HA: Arco de la Herradura; JO: Monte submarino de Josephine; SV: Promontorio del Cabo de San Vicente; WAS: Zona de subducción de Alborán Occidental. Las flechas en negro indican la dirección y la tasa de convergencia África-Eurasia (Tomado de Vázquez y Vegas, 2000).

Maldonado et al. (1999) especulan sobre la posibilidad de una subducción, actualmente inactiva, de corteza oceánica del Tethys al este del Estrecho de Gibraltar y el consiguiente desarrollo de una cuña de acrección hacia el oeste en el Golfo de Cádiz, acompañado de una delaminación de un fragmento de esta placa, que causaría así el colapso extensional en la Cuenca de Alborán (Fig. VIII.6). Según estos autores la traslación de la cuña hacia el oeste se habría producido posteriormente por mecanismos gravitacionales.

Esta hipótesis ha sido posteriormente retomada por Gutscher et al. (2002), aunque con algunas diferencias, ya que relacionan la formación de la Cuenca de Alborán con un retroceso de la placa que subduce (Fig. VIII.7). En este sentido proponen que parte de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz (incluiría lo que se ha denominado en este trabajo Cuña Bética pre-messiniense y parte de la Cuña Frontal hasta el Frente B (Fig. V.1), representaría un prisma de acrección actualmente activo. Estos autores apoyan su propuesta sobre la base de los siguientes puntos: la inclinación hacia el este de la superficie basal del prisma en el talud inferior; la existencia de numerosos volcanes de fango, frecuentes en prismas de acrección y la presencia de un fragmento de placa inclinado hacia el este que se extiende hasta unos 600 km de profundidad, determinado mediante tomografía sísmica, y que coincidiría con la localización de algún terremoto profundo. Basándose además en datos paleomagnéticos, proponen que la rotación en sentido de las agujas del reloj en las Béticas y antihoraria en el Rif, sería consistente con la rotación a lo largo de los bordes de un arco en retroceso.

Independientemente de la existencia o no de una subducción activa o inactiva, que se discutirá más adelante, ambos modelos no parecen explicar la estructura tectónica determinada en este trabajo en el talud inferior y llanuras abisales, especialmente el modelo de Gutscher et al (2002). Respecto al modelo de Maldonado et al. (1999), la diferencia radicaría en que el escape de la Unidad Alóctona hacia el oeste en el talud inferior estaría determinado por las fallas en dirección. Además el desarrollo de la deformación a través del corredor de fallas compuesto por el Sistema de Gorringe-La Herradura y el Sistema del Coral Patch Ridge, produciría una trasferencia de la deformación hacia el W y NW, de forma que el cabalgamiento principal en el Banco de Gorringe sería vergente hacia el norte, en concordancia con los resultados presentados por Galindo-Zaldívar et al. (2003), y no hacia el sur. No obstante debe tenerse en cuenta, que la mayor parte de los datos con los que se cuenta actualmente en el Golfo de Cádiz han sido adquiridos con posterioridad a la propuesta de este modelo.

La aceptación de la propuesta de Gutscher et al. (2002) de una subducción actual de corteza oceánica del Tethys requiere una mayor fundamentación y definición, ya que hasta el momento algunos de los datos sobre los que se apoya resultan muy discutibles, además de quedar algunos aspectos sin resolver, que no han sido abordadas hasta el momento por estos autores. Entre estos, podríamos citar el mecanismo de emplazamiento de la Unidad Alóctona en las llanuras abisales, la actividad tectónica

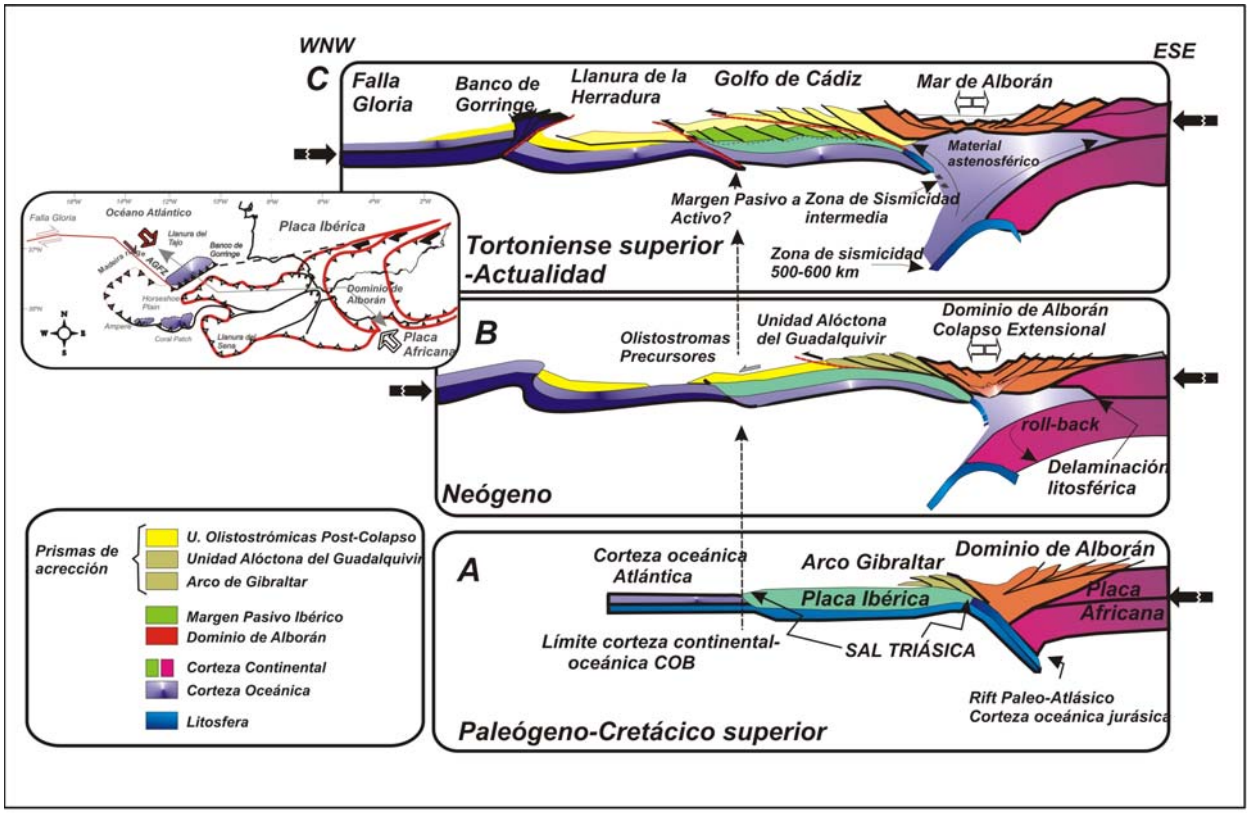


Fig. VIII.6. Modelo de evolución geodinámica del Golfo de Cádiz y Mar de Alborán desde el Mioceno inferior hasta la actualidad propuesto por Maldonado et al. (1999). A) Deriva hacia el W y colisión del Dominio de Alborán en el Oligoceno medio-Burdigaliense inferior; subducción relicta o activa de la placa euroasiática heredada del Cretácico y principios del Cenozoico. B) Delaminación litosférica de la placa africana como consecuencia del emplazamiento del Dominio de Alborán, que indujo un colapso extensional con posterioridad al Burdigaliense; entre el Langhiense y finales del Tortoniense la cuña de acreción migró hacia el oeste. C) La deriva del Dominio de Alborán cesó a finales del Messiniense; la expulsión lateral de los materiales es consecuencia de la convergencia al NW desde el Mioceno superior hasta el presente. Se produce el hundimiento de un fragmento de litosfera bajo Alborán. Tomado de Maldonado et al., 1999)

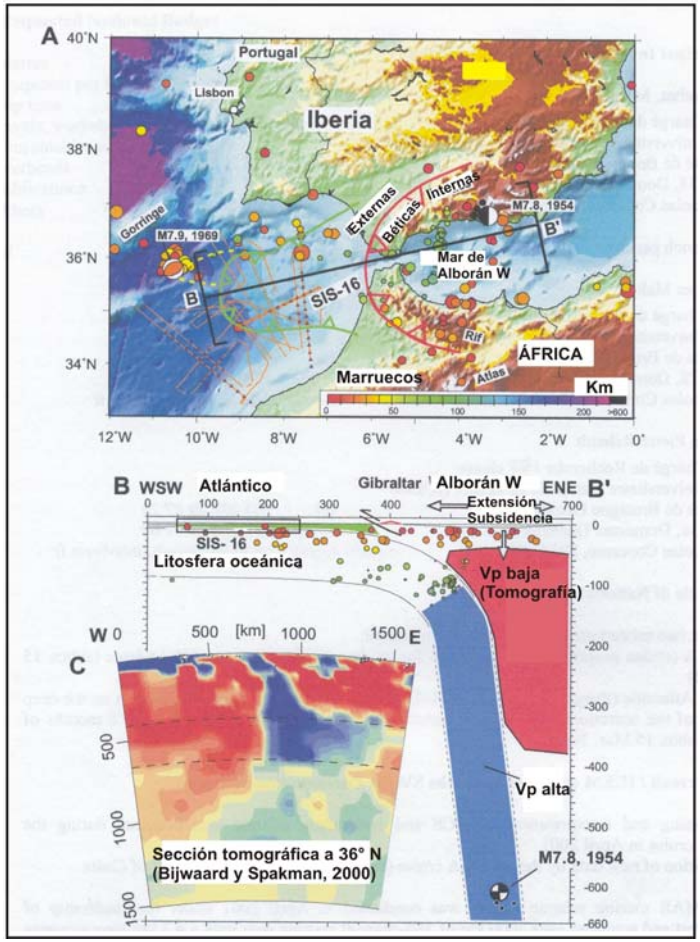


Fig. VIII.7. Modelo de subducción actual acompañado de *roll-back* propuesto por Gutscher et al. (2002).

actual centrada en el margen sudportugués, la distribución y el tipo de sismicidad somera e intermedia existente en el Golfo de Cádiz o los modelos existentes de la estructura de la corteza en el área próxima al Estrecho de Gibraltar. Hay que señalar que no existe ninguna prueba acerca de la existencia de corteza oceánica en el área del Estrecho de Gibraltar.

Por otro lado, si consideramos los trabajos publicados por otros autores, algunos de estos argumentos deberían ser reconsiderados. Así por ejemplo, los datos aportados por Calvert et al. (2000), indican que el fragmento de placa situado al este de Gibraltar no es continuo hasta los 600 km, sino que estaría fragmentado en dos segmentos, lo que sugeriría que la subducción no es probablemente activa. En este sentido, estos datos parecen apoyar el modelo de Maldonado et al. (1999). Igualmente Platt et al. (2003) proponen que la rotación de las Béticas y el Rif se habría producido por el colapso extensional de Alborán y fallas en dirección. El modelo requiere también una mejor definición en lo que se refiere a la localización de la zona de subducción respecto el terremoto profundo producido bajo Granada (Fig. VI.7). No obstante, algunos de los argumentos que se han propuesto para apoyar esta hipótesis resultan aceptables, como por ejemplo la geometría y estructura de la cuña, parecida a un prisma de acreción, la inclinación hacia el este de la superficie basal de la Unidad Alóctona en el talud inferior o la existencia de numerosos volcanes de fango.

Para concluir, la reactivación de antiguas zonas de debilidad determinadas por la compleja historia evolutiva del Golfo de Cádiz en el marco del límite de placas de Eurasia-África y la apertura del océano Atlántico, ha dado lugar a que la deformación se encuentre actualmente distribuida sobre una amplia zona que se extiende a lo largo del talud inferior entre las elevaciones del margen sudportugués y la Llanura Abisal del Sena y en la parte oriental de la Llanura Abisal de la Herradura, tal y como confirma la distribución de eventos sísmicos en el margen. El desarrollo de un sistema de fallas en dirección en el talud y llanuras abisales (Sistema de Gorringe-La Herradura y Sistema del Coral Patch Ridge) y cabalgamientos en el borde oriental de la llanura de la Herradura, y la transferencia de la deformación desde el sector oriental del Golfo de Cádiz hacia las llanuras abisales y montes submarinos no parecen compatibles con el modelo de subducción actual al este del Estrecho de Gibraltar (Gutscher et al., 2002). De hecho, los estudios realizados mediante GPS predicen que la velocidad de la placa africana

respecto a Europa a lo largo del límite de placas es de unos 4.4 mm/año hacia el oeste (Nocquet y Calais, 2004).

Esta discusión es un reflejo del aporte continuo de nuevos datos que se está produciendo en la actualidad en el Golfo de Cádiz por parte de diferentes grupos de investigación. Es de esperar que los futuros proyectos o actualmente en curso aporten nueva luz a algunos aspectos que deberían determinarse con mayor precisión o que son desconocidos.

IX. CONCLUSIONES

IX. CONCLUSIONES

La interpretación conjunta de los perfiles de sísmica multicanal y los perfiles de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo, junto con otros datos complementarios, ha permitido determinar en esta Tesis Doctoral una nueva imagen de la estructura de la corteza en el Golfo de Cádiz, así como la evolución tectónica de la región. Las conclusiones obtenidas pueden sintetizarse en los siguientes puntos:

-La estructura actual del Golfo de Cádiz obedece en gran parte al régimen compresivo que se desarrolla a partir Eoceno superior, y especialmente durante el periodo Mioceno superior-Cuaternario, a lo largo del cual se produce una migración progresiva de la deformación desde el sector oriental del Golfo de Cádiz hacia el talud inferior y las cuencas oceánicas.

- Las estructuras mioceno-cuaternarias del margen continental se superponen a las estructuras previas desarrolladas en el Mesozoico en relación con la apertura del Atlántico y el límite de placas Eurasia (Iberia)-África. En este último periodo, la evolución del Golfo de Cádiz se produce en el contexto de la zona de fractura que delimitaba por el norte la cuenca oceánica formada durante la apertura del Atlántico Central. Esta zona se situaría al sur de las elevaciones del basamento del talud medio del margen sudportugués (Alto de Portimao y Banco del Guadalquivir)

- La migración de la deformación hacia el oeste se traduce a lo largo del margen en el emplazamiento progresivo de la Unidad Alóctona de Cádiz y en el desarrollo de sistemas de fallas en dirección y de cabalgamientos en el talud inferior y en las llanuras abisales, las cuales facilitaron su avance posterior.

- El emplazamiento de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz tiene lugar mediante un transporte tectónico y gravitacional, favorecido por procesos diapíricos. El grado de aloctonía de esta unidad disminuye desde la costa hacia las llanuras abisales, al mismo tiempo que varía su composición. Su emplazamiento se inicia durante el Mioceno medio, aunque transcurre fundamentalmente en el Mioceno superior. En el Plioceno-Cuaternario, la Unidad sufre procesos de reactivación y deformación.

- La importancia de la Unidad Alóctona de Cádiz radica en el volumen y la extensión alcanzada, y en su contribución a la transferencia de un gran volumen de materiales a lo largo del talud hacia las llanuras abisales, sin olvidar que constituye un importante almacén de gas.

- El régimen de convergencia dirigido hacia el NW determina la génesis de sistemas de fallas en dirección (Sistema de Gorringe-la Herradura y Sistema del Coral Patch Ridge) oblicuos a la dirección de esfuerzos y cabalgamientos perpendiculares a esta dirección en el talud y llanuras abisales. La mayor parte de estas estructuras permanecen aún activas en la actualidad.

- El Sistema de Gorringe-La Herradura conecta por un lado importantes estructuras de directriz NE-SW, como son el Banco de Gorringe, con las elevaciones del margen sudportugués (Banco del Guadalquivir y Alto de Portimao), y por otro, estructuras del margen occidental portugués, como es el cabalgamiento NNE-SSW de Marqués de Pombal y el cabalgamiento NE-SW de la Herradura.

- El reconocimiento de las evaporitas autóctonas en el talud, sobre el basamento, ha permitido establecer el importante papel que han jugado favoreciendo el movimiento de las fallas en dirección en el talud. En relación con el movimiento de estas fallas, se producen importantes fenómenos halocinéticos en el Alto de Albufeira y en el margen marroquí.

- Frente a otros márgenes continentales, en los que es frecuente que las principales estructuras tectónicas no tengan reflejo en la batimetría al estar enmascaradas por el relleno sedimentario, en el Golfo de Cádiz, la importancia de la actividad neotectónica hace que un número importante de éstas tenga representación en la fisiografía actual del

margen. Los principales rasgos morfoestructurales del Golfo de Cádiz, definen una geometría escalonada definida de oeste a este por una serie de direcciones dominantes: NE-SW en el sector occidental, WNW-ESE y NW-SE en la zona central y nuevamente NE-SW en la oriental.

- A grandes rasgos, la estructura del margen continental del Golfo de Cádiz muestra una marcada asimetría definida por el desarrollo de la denominada Cuenca Central, limitada sólo en su borde septentrional, por una serie de elevaciones del basamento (Banco del Guadalquivir, Alto de Portimao y Alto de Albufeira) en el talud medio del margen sudportugués.

- El carácter asimétrico de la estructura del Golfo de Cádiz es un rasgo mesozoico heredado condicionado por el trazado de la zona de fractura durante la apertura del Océano Atlántico.

- El estudio de la estructura de la corteza en el margen sudportugués ha permitido determinar su carácter continental y la uniformidad en la estructura de velocidades desde el continente hasta el talud medio.

- El adelgazamiento de unos 12 km que muestra la corteza en el margen sudportugués está determinado fundamentalmente por la corteza superior (basamento varisco) y se localiza fundamentalmente bajo las elevaciones del talud medio.

- La atenuación de la corteza en el margen sudportugués se contrapone a lo observado en otras zonas atlánticas (frente a cabo San Vicente), donde el adelgazamiento de la corteza tiene lugar fundamentalmente en la corteza inferior y a lo largo de mayores distancias. Por tanto, obedece a distintos mecanismos.

- El adelgazamiento de la corteza continental en el margen sudportugués está producido por una elevación notable y subsecuente erosión de los altos del basamento, acompañado de un adelgazamiento de la corteza superior. Al sur de San Vicente, la atenuación estaría determinada por el paso a una corteza oceánica.

- Actualmente la deformación se resuelve a lo largo de las elevaciones del basamento del margen sudportugués y los sistemas de fallas en dirección, que actúan transfiriendo la

deformación hacia el Banco de Gorringe. Las principales estructuras sismogenéticas son las fallas en dirección (Sistema de Gorringe-La Herradura y del Coral Patch Ridge) y el Banco del Guadalquivir.

En síntesis, el desarrollo de este trabajo nos ha permitido explicar el carácter difuso de la sismicidad y definir las estructuras que acomodan la deformación. Estas estructuras determinan la localización del antiguo límite de placas mesozoico. La actividad tectónica actual se centra sobre un corredor de fallas que debió constituir el antiguo límite de placas entre Iberia y África durante el Jurásico superior-Cretácico inferior. Este límite ha sido reactivado bajo una dirección de convergencia favorable y determina la transferencia de la deformación desde el sector oriental del Golfo de Cádiz hacia las llanuras abisales y montes submarinos. Este trabajo también contribuye en parte al estudio de los márgenes transformantes, al constituir el Golfo de Cádiz un caso particular de margen transformante, debido a la interrupción de su proceso evolutivo en el Mesozoico.

La presente Tesis Doctoral aporta nuevos datos relativos a la estructura y evolución del Golfo de Cádiz, pero al mismo tiempo abre nuevas incógnitas que deberán ser resueltas en futuros trabajos. En primer lugar, hay que destacar la necesidad de completar el estudio del sector correspondiente al Coral Patch Ridge y el margen marroquí, cuyo conocimiento puede aportar una visión más completa de la evolución del margen. Esta labor debería ser llevada a cabo mediante la obtención de nuevos perfiles sísmicos de multicanal y la interpretación conjunta de todos los perfiles sísmicos actualmente adquiridos por los diferentes grupos de investigación que actualmente están trabajando en el Golfo de Cádiz.

También es importante resaltar la necesidad de completar el estudio de la litosfera con trabajos que aporten nueva luz a algunos aspectos que son desconocidos. Dadas las implicaciones en la reconstrucción de la evolución geodinámica, resulta fundamental un conocimiento de la estructura de la corteza en la zona central del Golfo de Cádiz y en la zona de transición continente-océano mediante sísmica de refracción-reflexión de gran ángulo.

Además sería de gran interés, la realización de algunos estudios en detalle, como por ejemplo el análisis de las discordancias existentes en el registro sedimentario adyacente al flanco septentrional del Banco del Guadalquivir y Alto de Portimao y el estudio de los episodios térmicos registrados en este sector del talud mediante las técnicas apropiadas.

Finalmente, además de estos trabajos que implican mayoritariamente la utilización de técnicas de prospección sísmica, no debe olvidarse que una de las principales lagunas en el Golfo de Cádiz es la escasez de datos de sondeos y muestras en el talud inferior, que mejorarían la datación de los periodos de actividad de las principales fallas. En este sentido cabe señalar que actualmente se están elaborando varias propuestas para la realización de sondeos profundos en el marco del nuevo programa Integrated Ocean Drilling Program (IODP).

REFERENCIAS

REFERENCIAS

Ábalos, B., Carreras, J, Druguet, E., Escuder, J., Gómez, T., Lorenzo, S., Quesada, C., Rodríguez, L.R., Gil-Ibarguchi, J.I. 2002. Variscan and Pre-Variscan Tectonics. En: W. Gibbons. y M.T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London ,155-183.

Agudo, L.M. 2004. *Estudio sísmico de Isla Decepción (Antártida)*. Trabajo de Investigación de Tercer Ciclo. Universidad Complutense, Madrid, 122 p.

Alonso-Zarza, A.M., Armenteros, I., Braga, J.C., Muñoz, A., Pujalte, V., Ramos, E. et al. 2002. Tertiary. En: W. Gibbons y M.T. Moreno, (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, 293-334 .

Andrieux, J., Fontbote, J.M., Mattauer, M. 1971. Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sc.Lett.*, 12: 191-198.

Ansorge, J., Banda, E., López-Lago, A., Mezcua, J., Mueller, S., Olivera, C., Suriñach, E., Udías, A. 1977. Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas. *Bol. Geol. y Min*., 88(6): 60-74.

Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., Stein S. 1989. Closure of the Africa- Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res*., 94: 5585-5602.

Auzende, J-M., Olivet, J-L., Bonnin, J. 1970. La marge du Grand Banc et la fracture de Terre-Neuve. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 271: 1063-1066.

Balanyá, J.C. 1991. *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 210 p.

Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *C. R. Acad. París*, 304 (2): 929-932.

Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. 1988. El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de las Béticas y el Rif. *II Congreso Geológico de España*, Granada, Simposios, 35-44.

Baldy, P. 1977. *Géologie du Plateau Continental Portugais (au sud du cap de Sines*). Ph.D. Thesis, Univ. Pierre et Marie Curie, París 6, 113 p.

Baldy, P., Boillot, G., Dupeuble, P., Malod, J., Moita, I., Mougenot, D. 1977. Carte géologique du plateau continental sud-portugais et sud-espagnol (Golfe de Cadix). *Bull. Soc. géol. France*, XIX (4):703-724.

Banda, E., Torné, M., Iberian Atlantic Margins Group. 1995. Iberian Atlantic Margins investigates deep structure of ocean margins. *EOS Trans. AGU*, 76(3): 25 y 28-29.

Baptista, M.A., Mirand, J.M., Chierici, F., Zitellini, N. 2003. New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 333-340.

Baraza, J., Ercilla, G. 1996. Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cadiz continetal slope (SW Spain). Mar. Petr. Geol., 13(2): 253-261.

Baraza, J., Nelson, C.H. 1992. Clasificación y dinámica de formas de fondo en el Golfo de Cádiz: Implicaciones de la corriente profunda mediterránea en los procesos sedimentarios durante el Plio-Cuaternario. *III Congreso Geológico de España,* 2: 477-486.

Baraza, J., Ercilla, G., Nelson, C.H. 1999. Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Mar. Geol*., 155: 191-215.

Barnolas, A., Díaz del Río, V., Somoza, L., Maestro, A., Vázquez, J.T., Hernández-Molina, F.J., Fernández-Puga, M.C., Llave, E., Lobo, F., Alveirinho, J.M. 2000. El cañón de Portimao y su relación con los depósitos contorníticos del margen del Algarve (Portugal). *Geo-temas,* 1(4): 101-104.

Basile, C., Mascle, J., Benkhelil, J., Bouillin, J.P. 1998. Geodynamic evolution of the Côte

d'Ivoire-Ghana transform margin: an overview of Leg 159 results. En: J. Mascle, G.P. Lohmann y M. Moullade (Eds.). *Proc. ODP, Sci. Results, 159*: College Station, Tx (Ocean Drilling Program), 101-110.

Benkhelil, J., Mascle, J., Huguen, C. 1998. Deformation patterns and tectonic regimes of the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin as deduced from Leg 159 results. En: J. Mascle, G.P. Lohmann y M. Moullade (Eds.). *Proc. ODP, Sci. Results, 159*: College Station, Tx (Ocean Drilling Program), 13-23.

Berástegui, X., Banks, C., Puig, C., Taberner,C., Waltham, D., Fernández, M., 1998. Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. En: A. Mascle, C. Puigdefábregas, H:P. Luterbacher y M. Fernández (Eds.), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, Geol. Soc. Spec. Publ. 134, 49-68.

Biju-Duval, B. Letouzey, J., Montadert, L. 1978. Structure and evolution of the Mediterranean Basins. *Init. Rep. DSDP*, 42 (1): 951-984.

Bird, D. 2001. Shear margins: Continent-ocean transform and fracture zone boundaries. *The Leading Edge*, 20 (2), 154-159.

Blankenship, C. 1992. Structure and palaeogeography of the External Betic Cordillera, southern Spain. *Mar. Pet. Geol.*, 9: 256-264.

Boillot, G. Mougenot, D., Girardeau, J., Winterer, E.L. 1989. Rifting processes of the West Galicia Margin, Spain. En: A.J. Tankard y H.R. Balwill (Eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. AAPG Mem., 46: 355-363

Boloix, M., Hatzfeld, D. 1977. Preliminary results of the 1974 seismic refraction experiment in the Alboran Sea. *Publication Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences*, A-4 (115): 365-368.

Bonnin, J., Olivet, J.L., Auzende, J.M. 1975. Structure en nappe à l'Ouest de Gibraltar. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 280: 559-562.

Borges, J.F., Fitas, A.J.S., Bexeghoud, M., Teves-Costa, P. 2001. Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, 337: 373-387.

Buforn, E., Udías, A., and Colombás, M.A., 1988. Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores- Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics,* 152: 89-118.

Buforn, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A. 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248: 247-261.

Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., Pro, C. 2004. Seismic sources of the Iberia-African Plate boundary and their tectonic implications. *Pure appl. geophys*., 161: 623-646.

Caetano, H. 1983. *Structure crustale de la Zona Sud Portugaise et de la zone Ossa-Morena d'aprés les études de sismologie experimentale*. Tesis de Tercer Ciclo. Universidad de París. 144 p.

Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N. 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran Region of the Western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *J. Geophys. Res*., 105: 10871-10898.

Camacho, M.A., Alonso Chaves, F.M. 1997. Sismicidad en el limite de placas entre Eurasia y África al SW de Iberia, desde 1984 a 1994. *Geogaceta*, 21: 51-54.

Caralp, M.H. 1988. Late Glacial to Recent Deep-sea Benthic Foraminifera from the Northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and Western Mediterranean (Alboran Sea): Paleoceanographic Results. *Mar. Micropaleontol.,* 13: 265-289.

Carbó,A., Maestro, A., Somoza, L., Prucha, M.A., Catalán, M., Vázquez, J.T. y Medialdea, T. 2000. Obtención y análisis de las anomalías gravimétricas en la zona del Banco de Guadalquivir y de la Unidad Olistostrómica (Golfo de Cádiz). *3° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, Faro, *Vol. Resúmenes*, 395-396.

Carbonell, R., Simancas, F., Juhlin, C., Ayarza, P., González-Lodeiro, F., Pérez-

Estaún y Plata, J. 2001. IBERSEIS: A Seismic reflection image of the Variscan Orogen, SW Iberia. *Eos. Trans*. *AGU*, *(82)* 47, Fall Meet.Suppl., Abs. S42e-*09.*

Casas, A., Cortés, A.L., Liesa, C., Soria, A.R., Terrinha, P., Kullberg, J.C., da Rocha, R. 1998. Estudio comparado de la evolución e inversión de distintas cuencas mesozoicas de la Placa Ibérica. *Geogaceta*, 24: 67-70.

Catalán, M., Maestro, A., Somoza, L., Martín, J., Vázquez, J.T., Medialdea, T. 2000. Geomagnetic anomaly analisis of the Guadalquivir Bank and Olistostromic unit in the Gulf of Cadiz. *3° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, Faro, *Vol. Resúmenes* 393-394.

Catalán, M., Carbó A., Muñoz A., Medialdea T., Vazquez J.T., Vegas R., Somoza L., Maestro A. 2001. The Ocean-Continent boundary off the southwestern continental margin of Iberia: The analysis of some magnetic and gravity anomalies at the Gulf of Cádiz. En: Extended Abstracts Book of the *Workshop on the Geodynamics of the Western part of Eurasia-Africa plate boundary (Azores-Tunisia)*, San Fernando, *BOLETIN ROA* No. 3/2001, 1 p.

Catalán, M., Medialdea, T., Vázquez, J.T., Carbó, A., Muñoz, A., Somoza, L., Vegas, R., Maestro, A. 2003. The Ocean-Continent transition determination in the Gulf of Cadiz (SW Iberia). *Geophys. Research Abstracts*, Vol. 5, 05630.

CYAGOR Group. 1982. The Gorringe Bank. First results of submersible expedition CYAGOR II, Terra Cognita, 2: 123-130.

Dañobeitia, J.J., Bartolomé, R., Checa, A., Maldonado, A., Slootweg, A.P. 1999. An interpretation of a prominent magnetic anomaly near the boundary between the Eurasian and African plates (Gulf of Cadiz, SW margin of Iberia). *Mar. Geol.*, 155:45-62.

Dercourt, J.L., Zonenshain, P., Ricou, L.E. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123:241-315.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., y Knott, S.D. 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. En: M.P. Coward, D. Dietrich, R.G. Park (Eds.), *Alpine Tectonics*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 45: 265-283.

Dias, R.P., Cabral, J. 1997. Plio-Quaternary crustal vertical movements in southern Portugal-Algarve. *Cuaternario Ibérico*, 61-68.

Dias, R.P., Cabral, J. 2000. Neotectonic deformation in the Algarve region. *3° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, Faro, 189-190.

Díaz, J.I., Farrán, M., Maldonado, A. 1985. Surficial sediment distribution patterns in the Gulf of Cadiz controlled by the geomorphic features and physical oceanographic parameters. *6th European Regional Meeting of Sedimentology*, I.A.S., Lérida, 129-132.

Díaz del Río, V., Vázquez, J.T., Barnolas, A., Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., M. García, Alveirinho Dias, J.M., Fernández-Puga, M.C., Llave, E., Maestro, A., Lobo, F.J., Medialdea, T., León, R., Lobato, A. y García, A.C. 2000a. El sistema de valles submarinos del Golfo de Cádiz: Tipología Morfogenética. *3º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico. Vol. Resúmenes:* 375-376.

Díaz-del-Río, V., Vázquez, J.T., Barnolas, A., Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., García, M., Alveirinho Dias, J.M., Fernández-Puga, M.C, Llave, E., R., Maestro, A., Lobo, F.J., Medialdea, T., León, R., Lobato, A., García, A.C. 2000b. Consecuencias geomorfológicas del emplazamiento del conjunto diapírico y del Banco del Guadalquivir (Golfo de Cádiz, SW de la Península Ibérica). *3º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico, Faro, Vol. Resúmenes:* 379-380.

Díaz del Río, V., Vázquez, J.T., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Barnolas, A., García, M., Garcia, A.C., Alveirinho Dias, J.M., Llave, E., Fernández-Puga, M.C., Lobo, F.J. 2000c. Características Morfoestructurales de la Fosa de Diego Cao: Talud Continental del Golfo de Cádiz (SW de la Península Ibérica). *Geotemas,* V *Congreso Geológico de España*, 123-126.

Díaz del Río, V., Vázquez, J.T., Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., Barnolas, A., Alveirinho Dias, J.M., Llave, E., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Lobo, F.J., Ojeda, F. 2000d. Contexto morfoestructural del Banco del Guadalquivir (Golfo de Cádiz, SW

Margen Ibérico). *2° Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Lagos, 673-674.

Díaz-del-Río, V., Somoza, L., Martínez-Frías, J., Mata, M.P., Delgado, A., Hernández-Molina, F.J., Lunar, R., Martín-Rubí, J.A., Maestro, A., Fernández-Puga, M.C., León, R., Llave, E., Medialdea, T., Vázquez, J.T. 2003. Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cádiz. *Mar. Geol*. 195: 177-200.

Didon, J. 1969. *Etude géologique du Campo de Gibraltar*. These d'Etat. Paris, 539 p.

Didon, J., Durand-Delga, M, Fontboté, J.M., García Dueñas, V., Maldonado, A., Olivier, Ph., Vera, J.A. 1982. *Geología del Estrecho de Gibraltar.* Soc. Esp. Est. para la Comunicación Fija a través del Estrecho de Gibraltar, Madrid, 69 p.

Discovery 215 Working Group, 1998. Deep structure in the vicinity of the ocean-continent transition zone under the Southern Iberian Abyssal Plain. *Geology*, 26:743-746.

Dix, C.H. 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20(1): 68-86.

Edwards, R.A., Whitmarsh, R.B. y Scrutton, R.A. 1997. Synthesis of the crustal structure of the transform continental margin off Ghana, northern Gulf of Guinea. *Geo-Marine Lett*., 17: 12-20.

Faugeres, J.C., Gonthier, E. y Stow, D.A.V. 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology,* 12: 296-300.

Feraud, G., York, D., Mevel, C., Cornen, G., Hall, C.M., Auzende, J.M. 1986. Additional ^{40}Ar-^{39}Ar dating of the basement and the alkaline volcanism of Gorringe Bank (Atlantic Ocean), *Earth. Planet. Sci. Lett*., 79: 255-269.

Fernández, M., Berástegui, X., Puig, C., García-Castellanos, D., Jurado, M.J., Torné, M.J., Banks, C. 1998. Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. In: A. Mascle; C. Puigdefábregas, H.P. Luterbacher. y Fernández, M. (Eds.) *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geol. Soc. Sp. Pub., 134, 29-48

Fernández-Puga, M.C. 2004. *Diapirismo y estructuras de expulsión de gases hidrocarburos en el talud continental del Golfo de Cádiz*. Tesis Doctoral. Universidad de Cádiz. 336 p.

Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lowrie, A. y Grupo TASYO. 2000. Estructuras asociadas a migración de sales en el Golfo de Cádiz. *3° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico,* Faro, *Vol. Resúmenes*, 391-392.

Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., Somoza, L., Medialdea, T., Maestro, A., Fernández-Salas, L.M., Díaz del Río, V. 2003. Estructuras compresivas en el talud del Golfo de Cádiz y su relación con morfologías asociadas a la expulsión de fluidos. *4° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*. Thalassas, 19(2b): 231-232.

Fernández Puga, M.C., Vázquez, J.T., Somoza, L., Medialdea, T., Díaz del Río, V., Pinheiro, L.M. 2004. Caracterización y clasificación de estructuras diapíricas en el talud medio del Golfo de Cádiz. VI Congreso Geológico de España, Zaragoza, *Geo-Temas*, 6(5): 171-174

Fernández-Salas, L.M., Somoza, L., Díaz del Río, V., Vázquez, J.T., Terrinha, P., Medialdea, T., Maestro, A., León, R., Fernández-Puga, M.C., Llave, E. García, M., Alveirinho, J. 2003. Rasgos morfoestructurales de los conos de fango en las dorsales diapíricas del Golfo de Cádiz. *4° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico.* Thalassas, 19(2b): 233-234.

Flinch, J.F., Vail, P.R. 1998. Plio-Pleistocene sequence stratigraphy and tectonics of the Gibraltar Arc. En: P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, J. Thierry, P.R. Vail (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Spec. Publ. 60, 199-208.

Flinch, J.F., Bally, A.W., Wu, S. 1996. Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, 24 (1): 67-70

Fontboté, J.M., Vera, J.A. 1986. Las Cordilleras Béticas. En: *Homenaje a J.M.*

Ríos. Geología de España. IGME. Madrid, 2: 205-218.

Fullea, J., Fernández, M., Zeyen, H., Ayala, C. 2004. Determinación de la estructura cortical y litosférica mediante inversión de la elevación y la ondulación del geoide en la transición Atlántico-Mediterráneo. VI Congreso Geológico de España. *Geo-temas*, 6(3): 237-240.

Gadd, S.A., Scrutton, R.A. (1997). An integrated thermomechanical model for transform margin evolution. *Geo-Marine Lett*., 17: 21-30.

Galindo-Zaldívar, J., Maldonado, A., Schreider, A.A. 2003. Gorringe Ridge gravity and magnetic anomalies are compatible with thrusting at a crustal scale. *Geophys. J. Int*. 153(3), 586-594.

García, M. 2002. *Caracterización morfológica del sistema de canales y valles submarinos del talud medio del Golfo de Cádiz (SO de la Península Ibérica. Implicaciones oceanográficas.* Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias del Mar, Univ. De Cádiz, 114 p.

García-Castellanos, D., Fernández, M., Torné, M. 2002. Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics* 21(3), 1018, doi: 10.1029/2001TC001339.

García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M. 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics and their tectonic implications. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 88-95.

García Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A. 1980. Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb*., 59: 155-168.

García Mojonero, C., Martínez del Olmo, W. 2001. One sea level fall and four different gas plays: the Gulf of Cadiz Basin, SW Spain. En: R. H. Fillon, N.C. Rosen (Eds.), Program and Abstracts, *GCSSEMP Foundation 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference*, 357-367.

Gardner, J.M. 2001. Mud volcanoes revealed and sampled on the western Morrocan continental margin. *Geophys. Res. Lett*., 28: 339-342.

Gardner, J.M., Vogt, P.R., Somoza, L., 2001. The possible affect of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on gas hydrate dissociation in the Gulf of Cádiz. *EOS Trans. AGU*, 82 (47), Fall. Meet. Suppl. Abstracts OS12B-0418.

Girardeau, J., Cornen, G., Beslier, M.-O., Le Gall, B., Monnier, C., Agrinier, P., Dubuisson, G., Pinheiro, L., Ribeiro, A. y Whitechurch, H. et al. 1998. Extensional tectonics in the Gorringe Bank rocks, Eastern Atlantic ocean: evidence of an oceanic ultra-slow mantellic accreting centre. *Terra Nova,* 10: 330-336.

González, A. 1996. *Análisis de señales símicas. Estudio de la estructura de la litosfera en el margen suroccidental ibérico*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid. 306 p.

González, A., Córdoba, D., Matias, L.M., Vegas, R. y Téllez, J. 1993. A reanalysis of P-wave velocity models in the Southwestern Iberian Peninsula-Gulf of Cadiz motivated by the ILIHA-DSS experiments. En: J. Mezcua y E. Carreño (Eds.), *ILIHA Workshop*, Monografía n° 10, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, p. 215-227.

González, A., Torné, M., Córdoba, D.; Vidal, N., Matias, L.M., Díaz, J. 1996. Crustal thinning in the Southwestern Iberia Margin. *Geophys. Res. Lett.*, 23 (18): 2477-2480.

González, A., Córdoba, D.,Vegas, R., Matias, L.M. 1998. Seismic crustal structure in the southwest of the Iberian Peninsula and the Gulf of Cadiz. *Tectonophysics*, 296: 317-331.

González-Fernández, A., Córdoba, D., Matias, L.M., Torné, M. 2001. Seismic crustal structure in the Gulf of Cadiz (SW Iberian Peninsula). *Mar. Geophys. Res*., 22: 207-223.

Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., Bartolomé, R. 2003a. Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics,* 22 (4), 1033, doi: 10.1029/2001TC901045.

Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., PARSIFAL Team, 2003b. Mapping active faults offshore Portugal (36° N-38° N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology*, 31 (1): 83-86.

Grimison, N.L., Chen, W.P. 1986. The Azores-Gibraltar plate boundary:focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implication , *J. Geophys. Res*., 91: 2029-2047.

Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W. 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30 (12):1071-1074.

Habgood, E.L., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Akhmetzhanov, A., Weaver, P.P.E., Gardner, J., Mulder, T. 2003. Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cádiz, NE Atlantic. *Sedimentology*, 50: 483-510.

Hatzfeld, D. y Boloix, M. 1978. Resultados preliminares de los perfiles sísmicos profundos del Mar de Alborán. *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Granada*, 1976, p. 19-23.

Hayes, D.E., Pimm, A.C. et al., 1972. *Site 135. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 14, Washington (U.S. Government printing Office), 15-48.

Hayward, N., Watts, A.B., Westbrook, G.K., Collier, J.S. 1999. A seismic reflection and GLORIA study of compressional deformation in the Gorringe Bank region, eastern North Atlantic. *Geophys. J. Int*., 138: 831-850.

Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F., Fernández-Puga, M.C., Llave, E., Díaz del Río, V. 2002. Quaternary stratigraphic patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: Their relationship with global climate and paleoceanographic changes. *Quaternary International*, 92: 5-23

Hernández-Molina, J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, M., Barnolas, A., García, M., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Vázquez, J.T., Lobo, F., Alveirinho Dias, J., Rodero, J., Gardner, J. 2003. Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cadiz Contourite Depositional Systems. *Geology*, 31: 19-22.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D., García, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Medialdea, T., Díaz del Río, V., Mulder, T. y Gardner, J. 2004. El modelo deposicional contornítico del talud medio del Golfo de Cádiz en el contexto morfosedimentario y estratigráfico del margen continental. VI Congreso Geológico de España, *Geo-temas*, 6(5): 175-178.

IGME. 1987. *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Instituto Geológico y Minero de España. 465 p.

IGME.1994. *Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1: 1.000.000*, Instituto Geológico y Minero de España- Instituto Geológico y Minero de Portugal.

ILIHA DSS Group.1993a. A deep seismic sounding investigation of lithosphere heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221: 35-51.

ILIHA DSS Group.1993b. A deep seismic sounding investigation of lithosphere heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. En: Mezcua, J. y E. Carreño (Eds.), *Iberian Lithosphere Heterogeneity and Anisotropy*, Monografía n° 10, Instituto Geográfico Nacional, 105-127.

Ivanov, M., Pinheiro, L.M., Stadnitskaia, A. y Blinova, V. 2001. Hydrocarbon seeps on the deep Portuguese margin. *European Union of Geociences Meeting, EUG XI*. Strasbourg, France.

Jiménez-Munt, I., Negredo, A.M. 2003. Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary: from the Mid-Atlantic Ridge to Algeria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205: 257-271.

Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Torné, M., Bird, P. 2001. The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region: results from a thin-sheet model. *Earth. Planet. Sci. Lett*., 192: 175-189.

Kenyon, N.H., Belderson, R.H. 1973. Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedim. Geol.*, 9: 77-99.

Klitgord, K.D. y Schouten, H. 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. En: P.R. Vogt y B.E. Tucholke (Eds.). *The Geology of North America, Vol. M, The Western North Atlantic Region*, Geological Society of America, 351-378.

Kopf, A. and Cruise Participants. 2004. *Report and preliminary results of SONNE Cruise SO175, Miami-Bremerhaven, 12.11-30.12.2003.* Berichte, fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, No 228, 218 p.

Kullberg, J.C., Pais, J., Manupella, G. 1992. Aspectos gerais da tectónica alpina no Algarve. *Ciências da Terra (UNL),* 11: 293-302.

Lajat, D., Biju-Duval, B., Gonnard, R., Letouzey, J., Winnock, E. 1975. Prolongement dans l`Atlantique de la partie externe de l`Arc bético-rifain. *Bull.Soc. géol. France* 17(4): 481-485.

Lamarche, G., Basile, C., Mascle, J., Sage, F. 1997. The Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: sedimentary and tectonic structure from multichannel seismic data. *Geo-Mar. Lett*., 17: 62-69.

Le Gall, B., Piqué, A., Réhault, J.P., Specht, M., Malod, J. 1997. Structure et mise en place d'une ride océanique dans un contexte de limite de plaques convergentes: le banc de Gorringe (SW Ibérie*). C.R. Acad. Sci. Paris*, 325: 853-860.

León, R., Somoza, L., Ivanov, M.K., Díaz-del-Río, V., Lobato, A., Hernández-Molina, F.J., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Medialdea, T., Alveirinho, J., Vázquez, J.T., 2001. Seabed morphology and gas venting in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Imagery of multibeam data and ultra-high resolution data. *Intergovernmental Oceanographic Commission, Workshop Report* 175, 43-45.

León, R., Somoza, L., Gardner, J.M., Fernández-Puga, M.C., Díaz-del-Río, V., 2003. Modelling gas-hydrate reserves along continental margins using oceanographic GIS (SIGEMAR). 4° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico, Thalassas, 19(2b): 240-241.

León, R., Somoza, L., Gardner, J.M., Díaz-del-Río, V., Medialdea, T., Fernández-Salas, L.M. 2004. Prospección y evaluación de reservas de hidratos de gas natural en el Golfo de Cádiz mediante análisis SIG. VI Congreso Geológico de España, *Geo-Temas*, 6(5): 179-182.

Lobo, F. 2000. *Estratigrafía de alta resolución y cambios del nivel del mar durante el Cuaternario del margen continental del Golfo de Cádiz (S de Iberia) y del Roussillon (S de Francia).* Estudio comparativo. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 617 p.

Lobo, F., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V., Alveirinho Dias, J.M. 2002. Stratigraphic evidence of an upper Pleistocene TST to HST complex on the Gulf of Cadiz continental shelf (south-west Iberian Peninsula). *Geo-Mar. Lett*., 22(2): 95-107.

Lonergan, L. y White, N. 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3): 504-522.

Lopes, F.C., Le Gall, B. y Pique, A. 1999. Tectónica cenozoica nos sectores central e oriental da Plataforma Continental Algarvia. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 86: 121-142.

Lopes, F.C., Proença Cunha, P. 2000. Sismoestratigrafia do Cenozoico na plataforma continental Algarvia: interpretação do controle tectónico da sedimentação. *1° Congresso sobre o Cenozoico de Portugal*, Caparica, 221-234.

Lorenzo, J.M., Vera, E.E. 1992. Termal uplift and erosion across the continent-ocean transform boundary of the southern Exmouth Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett*., 108: 79-92.

Lorenzo, J.M., Wessel, P. 1997. Flexure across a continent-ocean fracture zone: the northern Falkalnd-Malvinas Plateau, South Atlantic. *Geo-Mar. Lett*., 17: 110-118.

Lowrie, A., Hamiter, R., Moffett, S., Somoza, L., Maestro, A, Lerche, I. 1999. Potential Pressure Compartments Sub-Salt in the Gulf of Mexico and Beneath Massive Debris Flows in the Gulf of Cadiz. *19th Annual Bob.*

F. Perkins Conference Abstracts, Advanced Reservoir Characterization for the 21st Century, GCSSEPM Foundation. Houston, Texas, USA, 271-280.

Ludwig, W.J., Nafe, J.E., y Drake, C.L. 1971. Seismic refraction. En: A.E. Maxwell (Ed), *The Sea, vol. 4, Part 1, New concepts of sea floor evolution*, Wiley-Interscience, Nueva York, 53-84.

Llave, E. 2003. *Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depósitos contorníticos del Golfo de Cádiz: Implicaciones Paleoceanográficas.* Tesis Doctoral. Universidad de Cádiz. 343 p.

Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V., Maestro, A. y Alveirinho Dias, J.M. 2001. Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Mar. Geophys. Res.*, 22: 487-508.

Maestro, A., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Vázquez, J.T., Martín-Alfajeme, S., Alveirinho Dias, J.M., Barnolas, A., Vegas, R. 1998. Neotectónica transpresiva en la plataforma continental suribérica atlántica. *Geogaceta*, 24:203-206.

Maestro, A., Llave, E., Terrina, P., Medialdea, T., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., Díaz-del-Río, V. 2003a. Evolución tectónica durante el Cuaternario de la Cuenca de Bartolomeu Dias. 4° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico, *Thalassas*, 19 (2): 67-68.

Maestro, A., Somoza, L., Medialdea, T., Talbot, C.J., Lowrie, A., Vázquez, J.T., Díaz-del-Río, V., 2003b. Large-scale slope failure involving Triassic and Middle Miocene salt and shale in the Gulf of Cadiz (Atlantic Iberian Margin). *Terra Nova* 15: 380-391.

Maldonado, A., Somoza, L., Pallarés, L. 1999. The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Mar. Geol*, 155: 9-43.

Maldonado, A., Rodero, J., Pallarés, L., Pérez-Fernández, L., Somoza, L., Medialdea, T., Hernández-Molina, J., Lobo, F.J., Maestro, A. 2003. *Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes a escala 1:200.000. Memoria y Hoja nº 86-86S-87S (Cádiz)*. A. Barnolas y T.Medialdea (Eds.), Instituto Geológico y Minero de España: 91 p.

Malod, J.A. 1982. *Comparaison de l'evolution des marges continentales au nord et au sud de la Peninsule Iberique*. These d'Etat. Universite Pierre et Marie Curie. Paris. 235 p.

Malod, J.A., Mougenot , D. 1979. L'histoire géologique néogène du golfe de Cádiz. *Bull. Soc. géol. France*, 21 (5): 603-611.

Malod, J. A., Mauffret , A. 1990. Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics* 184: 261-278.

Martín Dávila, J. 1999. *Estructura y dinámica del Golfo de Cádiz determinadas a partir de métodos geofísicos*. Tesis Doctoral. Bol. ROA, 3:1-299.

Martín Algarra, A. 1987. *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Sector Occidental)*. Tesis. Universidad de Granada, 1171 p.

Mascle, J., Basile, C. 1998. Marges continentales transformantes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326: 827-838.

Mascle, J., Lohmann, G.P., Moullade, M. (Eds.). 1998. Proc. ODP, Sci. Results, 159. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 645 p.

Mata, M.P., López-Aguayo, F., Somoza, L., Díaz del Río, V., Alveirinho Dias, J. 2002. Phosphatic and ferromanganese crusts in the Guadalquivir Bank (Gulf of Cadiz, SW Iberian continental margin): a "hardground" related to Mediterranean outflow variability?. *TTR 11 Post-Cruise Meeting and International Conference, Abstracts*, Aveiro, 59-60.

Mata, P., Taberner, C., Somoza, L., Díaz del Río, V., Pérez Outeiral, F., Martín Puertas, C. 2004. Mineralogía y textura de carbonatos microbianos ligados a emanaciones de metano en el Golfo de Cádiz: datos comparativos de Fila de Hormigas, Cornide, Hespérides e Ibérico. VI Congreso Geológico de España, *Geo-temas*, 6(5): 195-198.

Matias, L.M. 1996. *A Sismologia experimental na modelaÇao da estrutura da*

crusta em Portugal continental, Tesis Doctoral, Univ. Lisboa (Portugal), 398 p.

Mauffret, A., Mougenot, D., Miles, P.R., Malod, J.A. 1989a. Cenozoic deformation and Mesozoic abandoned spreading centre in the Tagus Abyssal Plain (west of Portugal): results of a multichannel seimic survey. *Can. J. Earth Sci.,* 26: 1101-1123.

Mauffret, A., Mougenot, D., Miles, P.R., Malod, J.A. 1989b. Results from multichannel reflection profiling of the Tagus Abyssal Plain (Portugal) -Comparison with the Canadian margin. En: A.J. Tankard & H.R. Balkwill *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. A.A.P.G., Memoir 46, 379-393

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A. 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int*., 155: 126-138.
Mckenzie, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet Sci. Lett.*, 40: 25-32.

McKenzie, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet Sci. Lett., 40: 25-32.

Medialdea, T. 1983. *La estructura de la corteza en el extremo occidental de la Cordillera Bética a partir de perfiles sísmicos de refracción. Su interpretación geodinámica*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense, Madrid. 120 p.

Medialdea, T., Suriñach, E., Vegas, R., Banda, E., y Ansorge, J. 1986. Crustal structure under the western end of the Betic Cordillera (Spain). *Ann. Geophys*., 4(B4): 457-464.

Medialdea, T., Córdoba, D.; Vegas, R., Dañobeitia, J.J. 2004a. Estructura de la corteza en el área del Banco del Guadalquivir (Golfo de Cádiz). *4ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Resúmenes, 333-334

Medialdea, T., Córdoba, D.; Vegas, R., Dañobeitia, J.J. 2004b. Adelgazamiento de la corteza en el margen septentrional del Golfo de Cádiz. VI Congreso Geológico de España, *Geo-Temas,* 6(5): 199-201.

Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J.T., Maldonado, A., Díaz-del-Río, V., Maestro, A., Córdoba, D., Fernández-Puga, M.C. 2004c. Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Mar. Geol.*, 209 (1-4): 173-198.

Meliers, F. 1974. *Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golf de Cadix (Espagne).* Thesis, Univ. Paris, 235 p.

Mendes-Victor, L., Ribeiro, A., Córdoba, D., Persoglia, S., Pellis, G., Sarori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Dañobeitia, J.J. 1999. BIGSETS: Big sources of earthquakes and tsunami in SW Iberia. *Eos Trans AGU*, 80 (46), Fall Meeting Supply, F932.

Metzger, D., Campagnoli, J. 2003. Marine Trackline Geophysics Data on DVD, Version 4.1.18, National Geophysical Data Center.

Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldivar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F., González-Lodeiro, F. 1999. Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alboran Sea. *Geology*, 27 (8): 735-738.

Moreira, V.S., Mueller, S., Mendes, A.S., Prodehl, C. 1977. Crustal structure of Southern Portugal. *Publ. Inst. Geiphys. Pol. Acad. Sc.*, A-4 (115): 413-426.

Morel, J.L., Meghraoui, M. 1996. Gorringe-Alboran Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology*, 24 (8): 755-758.

Mougenot, D. 1989. *Geologia da margem portuguesa*. Instituto Hidrográfico. Documentos Técnicos, 32, 259 p.

Mougenot, D., Monteiro, J.H., Dupeuble, P.A., Malod, J.A. 1979. La marge continentale suportugaise: evolution sructurale et sédimentaire. *Ciências da Terra (UNL)*, 5: 223-246

Mueller, S., Prodehl, C., Mendes, A.S., Moreira, V.S. 1973. Crustal structure in the Southwestern part of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 20: 307-318.

Munhá, J. 1990. Metamorphic evolution of the South Portuguese/Pulo de Lobo Zone. En*:* R.D. Dallmeyer y E. Martínez Garcia (Eds.)*, Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 361-368

Negredo, A.M., Bird, P., Sanz de Galdeano, C., Buforn, E. 2002. Neotectonic modeling of the Ibero-Maghrebian region. *J. Geophys. Res*., 107 (B11), 2292, doi: 1029/2001JB000743.

Nelson, C. H., Baraza, J., Maldonado, A. 1993. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedim. Geol.*, 82: 103-131.

Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A., Rodero, J., Escutia, C., Barber, J.H. 1999. Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Mar. Geol.*, 155: 99-129.

Nocquet, J-M., Calais, E. 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure appl. geophys.*, 161: 661-681.

Ochoa, J., Bray, N.A. 1991. Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res.*, 38 (1): S465-S503.

Oliveira, J.T. 1990. Stratigrapy and sinsedimentary tectonism (South Portuguese Zone) En*:* R.D. Dallmeyer y E. Martinez Garcia (Eds.)*, Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 334-347

Olivet, J. L. 1996. La Cinématique de la Plaque Ibérique. *Bulletin Centres Recherches Explor.-Prod. Elf Aquitaine* 20(1): 131-195.

Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. y Auzende, J.M. 1984. Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. C.N.E.X.O., París, *Rapp. Sci. Tech*., 54: 108 p.

Onézime, J. Charvet J., Faure, M., Chauvet, A., Panis, D. 2002. Structural evolution of the southernmost segment of the West European Variscides: the South Portuguese Zone (SW Iberia). *J. Struct. Geology*, 24: 451-468

Paulssen, H. 1990. The Iberian Peninsula and the ILIHA Project. *Terra Nova*, 2: 426-435.

Pautot, G., Auzende, J.M., Le Pichon, X. 1970. Continous deep sea salt layer along north Atlantic margins related to early phase of rifting. *Nature*, 227: 351-354.

Payton, C.E. (Ed.). 1977. *Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration.* Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 26: 516 p.

Perconig, E. 1960-62. Sur la constitution géologique de l' Andalousie Occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne meridionale). En: *Livre Mémoire du Professeur Paul Fallot. Mémoires hors-Série de la Societé géologique de France*, 229-256.

Perconig, E. 1971. Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la Meseta*. I Con. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econ*., E-1-29:309-319.

Perconig, E., Martínez Díaz, C. 1977. Perspectivas petrolíferas de Andalucía occidental. *Bol. Geol. y Min*., 88 (5): 417-433.

Pérez-López, A., Sanz de Galdeano, C. 1994. Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona subbética (Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2): 141-153.

Pickup S.L.B., Whitmarsh R.B., Fowler C.M.R., Reston T.J. 1996. Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile. *Geology*, 12: 1079-1082.

Pinheiro, I.M., Whitmarsh, R.B., Miles, P.R., 1992. The ocean continent boundary of the western continental margin of Iberia: II, crustal structure in the Tagus abyssal plain. *Geophys. J. Int.*, 109, 106-124.

Pinheiro L. M., Ivanov, M. K., Sautkin, A., Akhmanov, G., Magalhães, V.H, Volkonskaya, A., Monteiro J. H. , Somoza L, Gardner J. , Hamouni N., Cunha, M.R. 2003a. Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Mar. Geol.,* 195:131-151.

Pinheiro, L. M., Magalhães, V. M., Somoza, L., Díaz-Del-Río, V., Gardner, J., Ivanov, M. K. 2003b. Gas hydrates, mud volcanoes and

carbonate chimneys in the Gulf of Cadiz. *Geophys. Res. Abs.,* 5, 13693.

Platt, J.P., Alleron, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S., Rimi, A. 2003. The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*,22(3),1017,doi:10.1029/2001TC001321.

Prodehl, C., Moreira, V.S., Mueller, S. y Mendes, A.S. 1975. Deep-seismic soundings experiments in central and southern Portugal. En: *General Assembly of the European Seismological Commission*, 261-266.

Purdy, G..M., 1975. The eastern end of the Azores- Gibraltar plate boundary, *Geophys. J. R. astr . Soc.*, 43: 973-1000.

Quesada, C. 1998. A reappraisal of the structure of the Spanish segmnet of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 33: 31-44.

Quesada, C., Fonseca, P., Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A. 1994. The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Min*., 105: 3-49.

Reid, I. 1988. Crustal structure beneath the southern Grand Banks: seismic-refraction results and their implications. *Can. J. Earth. Sc*i., 25:760-772.

Reid, I.D. 1989. Effects of lithospheric flow on the formation and evolution of a transform margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 95: 38-52

Reid, I.D., Jackson, H.R. 1997. A review of three transform margins off eastern Canada. *Geo-Mar. Lett*., 17: 87-93

Reid, J.L. 1979. On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea Res.,* 26A: 1199-1223.

Riaza, C., Martínez del Olmo, W. 1996. Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cadiz Tertiary basin. En: *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* . P.F. Friend y C.J. Dabrio (Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 330-338.

Ribeiro, A., Oliveira, J.T., Silva, J.B. 1983. La estructura de la Zona Sur Portuguesa. En: *Geología de España.* Inst. Geol. Min. de España, 1: 504-511.

Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmayer, R.D. 1990a . Geodynamic evolution of the Iberian Massif. En: R.D. Dallmayer y E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 399-409.

Ribeiro, A.; Kullberg, J.C., Manuppella, G. y Phipps, S. 1990b. A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.

Roberts, D.G. 1970. The Rif-Betic orogen in the Gulf of Cadiz. *Mar. Geol*., 9: M31-M37.

Rodero, J. 1999. *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. 343 p.

Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. 1992. Onshore Neogene stratigraphy in the North of the Alboran Sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic implications. *Geo-Mar. Lett*., 12: 123-128.

Roeser H.A., Steiner C., Schreckenberger B., Block, M., 2002. Structural development of the Jurassic Magnetic Quiet Zone off Morocco and identification of the Middle Jurassic magnetic lineations. *Jour. Geophys. Res*., 107(B10), 2207, doi: 10.1029/2000JB000094.

Roest, W.R. y Srivastava, S.P. 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, 19: 613-616.

Roest, W.R., Danobeitia, J., Verhoef, J., Collette, B.J. 1992. Magnetic anomalies in the Canary Basin and Mesozoic evolution of the Central North Atlantic. *Mar. Geophys. Res*., 14: 1-24.

Roldán García, F.J., García Cortes, A. 1988. Implicaciones de materiales triásicos en la

Depresión del Guadalquivir (provincias de Córdoba y Jaen). *II Congreso Geológico de España*, Granada, 1: 189-192.

Rosenbaum, G. Lister, G.S., Duboz, C. 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359 (1-2): 117-129.

Rovere, M., Ranero, C.R., Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N. 2004. Seismic images and magnetic signature of the Late Jurassic to Early Cretaceous Africa-Eurasia plate boundary off SW Iberia. *Geophys. J. Int*., 158: 554-568.

Royden, L.H. 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formes during continental collision. *Tectonics*, 12(3): 629-638.

Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al. 1973. Gorringe Bank-Site 120. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 13,* Part 1, Washington (U.S. Government printing Office),19-41.

Sage, F., Pontoise, B., Mascle, J., Basile, C. 1997a. Structure of oceanic crust adjacent to a transform margin segment: the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin. *Geo-Marine Lett*., 17:31-39.

Sage, F., Pontoise, B., Mascle, J., Basile, C., Arnould, L. 1997b. Crustal structure and ocean-continent transition at marginal ridge: the Côte d'Ivoire-Ghana marginal ridge. *Geo-Mar. Lett*., 17: 40-48.

Sandwell, D.T., Smith, W.H.F. 1997. Gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res*., 102:10039-10054.

Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D., Lodolo, E. 1994. Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22: 555-558.

Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X, Roulet, M.J. 1986. Kinematic Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.

Schermerhorn, L.J.G. (1971): An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min*., 82: 239-268.

Schettino, A. y Scotese, C. 2002. Global kinematics constraints to the tectonic history of the Mediterranean region and surrounding areas during the Jurassic and the Cretaceous. En: Rosenbaum, G. y Lister, G.S. Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of Virtual Explorer*, 8, 149-168.

Service Géologique du Maroc, 1985. *Carte Géologique de Maroc. Echelle 1:1.000.000*. Notes et Mémoires 260. Ministère de l´Énergie et des Mines. Editions du Service Géologique du Maroc.

Serviços Geológicos de Portugal. 1992. *Carta Geológica de Portugal a escala 1:500.000*. Serviços Geológicos de Portugal.

Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F. 1979. Site 398: Evolution of the West Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. *Initial Reports Of The Deep Sea Drilling Project*. J. C. Sibuet, W. B. F. Ryan et al. Washington, U.S. Government Printing Office. 47: 461-775.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A., Civis, J. 1996. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* . P.F. Friend y C.J. Dabrio (Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 339-345.

Silva, J.B., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A. 1990. Structural outline (South Portuguese Zone). En: R.D. Dallmeyer y E. Martinez Garcia (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology* of Iberia. Springer-Verlag, Berlin, 348-362.

Simancas, J.F. 2004. Zona Sudportuguesa. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 199-222.

Simancas J.F, Carbonell R., González Lodeiro F., Pérez Estaún A., Juhlin C., Ayarza P., Kashubin A., Azor A., Martínez Poyatos D., Almodóvar G.R., Pascual E., Sáez R., Expósito L. 2003. Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection

profile (IBERSEIS), *Tectonics*, 22 (6), doi: 1062, 10.1029/2002TC001479.

Smith, W.H.F., Sandwell, D.T. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1957-1962.

Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., De Andrés, J.R., Rey, J. 1997. Continental shelf architecture and sea-level cycles: Late Quaternary high resolution stratigraphy of the Gulf of Cádiz, Spain. *Geo-Mar. Lett.*, 17: 133-139.

Somoza, L. Maestro, A., Lowrie, A. 1999. Allochthonous blocks as hydrocarbon traps in the Gulf of Cadiz. *Offshore Technology Conference*, OTC 10889: 571-577.

Somoza, L., Díaz del Río, V., Hernández-Molina, F.J., León, R., Lobato, A., Alveirinho-Dias, J.M., Rodero, J., TASYO team, 2000. New discovery of a mud-volcanoe field related to gas venting in the Gulf of Cádiz. Imagery of multibeam data and ultra-high resolution seismic. *3° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, Faro, 397-398.

Somoza, L., Ivanov, M.K., Pinheiro, L., Maestro, A., Lowrie, A., Vázquez, J.T., Gardner, J., Medialdea, T., Fernández-Puga, M.C. 2001a. Structural and tectonic control of fluid seeps and mud volcanoes in the Gulf of Cadiz. En: Akhmanov, G. y Suzyumov, A. (Eds.), *Geological processes on deep-water European margins, IOC Workshop Report*, 175: 41-42.

Somoza, L., Battista, B.M., Gardner, J., Lowrie, A. 2001b. Gulf of Cadiz (western Spain): characterized by a Complex Petroleum System. *Proceedings 21st Annual Research Conference, GCSSEPM Foundation*, 741-754.

Somoza, L., Gardner, J.M., Díaz-del-Rio, V., Vázquez, T., Pinheiro, L., Hernández-Molina, F. J., TASYO /ANASTASYA shipboard scientific parties. 2002. Numerous methane gas related seafloor structures identified in the Gulf of Cádiz. *Eos Trans. AGU,* 83 (47): 541-549.

Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T., Fernández-Salas L.M. 2003. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Mar. Geol.,* 195: 153-176.

Srivastava, S.P., Verhoef, J.1992. Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the North Atlantic: A preliminary plate kinematic solution. En: J. Parnell (Ed.) *Basins on the Atlantic Seaboard: Petroleum Geology, Sedimentology and Basin Evolution*. Geol. Soc, Sp. Pub. 62, 397-420.

Srivastava, S.P., Roest W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., Macnab, R. 1990a. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailes aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics,* 184: 229-260.

Srivastava, S. P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., Macnab, R. 1990b. Iberian plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344: 756-759.

Srivastava S.P., Sibuet J.C., Cande S., Roest W.R. and Reid I.D. 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 182, 61-76.

Stampfli, G.M. y Borel, G.D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196: 17-33.

Stow, D. A.V., Faugères, J.C. y Gonthier, E. 1986. Facies distribution y textural variations in Faro Drift contourites: velocity fluctuation y drift growth. *Mar. Geol.*, 72: 71-100.

Suarez-Alba, J., Martínez del Olmo, W., Serrano-Oñate, A., Leret-Verdú, G. 1989. Estructura del sistema turbidítico del Formación Arenas del Guadalquivir. Neógeno del valle del Guadalquivir. En: *Libro Homenaje R. Soler*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, Madrid, 123-132.

Suriñach, E., Vegas, R. 1993. Estructura general de la corteza en una transversal del Mar de Alborán a partir de datos de sísmica de refracción-reflexión de gran ángulo.

Interpretación geodinámica. *Geogaceta*, 14: 126-128.

Terrinha, P.A. 1998. *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. Tesis Doctoral, Imperial College, Universidad de Londres, 425 p.

Terrinha, P.A., Cabral, J., Dias, R.P., Ribeiro, A. 2000a. Estrutura e evolução tectónica Meso-Cenozóica da Bacia Algarvia, Margem Sul Portuguesa. Correlação da estrutura onshore e offshore. *3° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, Faro, 185.

Terrinha, P.A., Ribeiro, C., Kullberg, J.C., Lopes, C., Rocha, R., Ribeiro, A. 2000b. Fases compressivas de curta duração durante a fase extensiva Mesozóica da Bacia Algarvia: A causa da interrupção da comunicação marinha ao longo da Ponta de Península Ibérica no Jurássico. *3° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, Faro, 187-188.

Terrinha, P.A., Ribeiro, C., Kullberg, J.C., Lopes, C., Rocha, R., Ribeiro, A. 2002. Compressive episodes and faunal isolation during rifting, Southwest Iberia. *Jour. Geol*. 110: 101-113.

Terrinha, P.A., Pinheiro, L., Henriet, J.-P., Matias, L., Ivanov, M.K., Monteiro, J.H., Azhmetzhanov, A., Volkonskaya, A., Cunha, T., Shaskin, P., Rovere, M. 2003. Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary process and slope instability on the southwest Portuguese margin. *Mar. Geol.* 195: 55-73.

Thiebot, E. y Gutscher, M.A. 2004. The Gbraltar Arc Seismogenic zone (Part 1): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by seismic data, gravity and thermal modelling. *Tectonophysics*. En prensa

Todd, B.J., Reid, I., Keen, C.E. 1988. Crustal structure across the Southwest Newfoundland Transform Margin. *Can.J. Earth Sci.*, 25: 744-759.

Todd, B.J, Keen, C.E. 1989. Temperature effects and their geological consequences at transform margins. *Can. J. Earth. Sci*., 26: 2591-2603.

Torelli, L., Sartori, R., Zitellini, N. 1997. The giant chaotic body in the Atlantic ocean off Gibraltar: new results from a deep seismic reflection survey. *Mar. Pet. Geol*. 14: 125-138.

Torné, M., Banda, E. 1992. Crustal thinning fro the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett*., 12: 76-81.

Torné, M., Fernández, M., Carbonell, R., Banda, E. 1995. Lithosphere transition from continental to oceanic in the West Iberia Atlantic Margin. En: E. Banda, M. Torne y M.Talwani, (Eds.), *Rifted Ocean Continent Boundaries*, NATO-ASI Series, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 247-263.

Tortella, D., Torné, M., Pérez-Estaún, A. 1997. Geodynamic evolution of the eastern segment of the Azores-Gibraltar zone: the Gorringe Bank and the Gulf of Cadiz region. *Mar. Geophys. Res*., 19: 211-230.

Udías, A. 1978. Perfiles sísmicos en España, 1974-1977. Estructura de la corteza. *Urania*, 289-290: 77-92.

Udías, A., López-Arroyo, A., Mezcua, J. 1976. Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31: 259-289.

Vågnes, E. 1997. Uplift at thermo-mechanically coupled ocean-continent transforms: Modelled at the Senja Fracture zone, southwestern Barents Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 17: 100-109

Vázquez, J.T. 2001. *Estructura del margen septentrional del Mar de Alborán*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid. 422 p.

Vázquez, J.T., Vegas, R. 2000. Estilos diferentes de deformación en el limite de placas entre Africa y Eurasia, desde el Arco de la Herradura al Mar de Alborán. *2° Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 19: 147-148.

Vázquez, J.T., Díaz del Río, V., Maestro, A., Barnolas, A., Fernández-Puga, M.C., Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., Alveirinho Dias, J.M. 2000a. Características del cañón submarino de Portimao (SW Margen Ibérico). *2° Asamblea Hispano*

Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Lagos, 675-676.

Vázquez, J.T, Medialdea, T., Maestro A., Somoza L., Díaz del Río, V., Vegas, R., Catalán, M., Fernández Puga, M.C. 2000b. Tectónica compresiva en el Golfo de Cádiz. *3° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, Lagos, *Vol. Resúmenes*, 389-390.

Vázquez, J.T, Somoza L., Medialdea T., Maestro A., Maldonado A., Vegas R. 2001. Olistostrome tectonic fronts under the Eurasia-Africa Convergence in the Gulf of Cadiz. *Workshop on the Geodynamics of the Western part of Eurasia-Africa Plate Boundary (Azores-Tunisia)*, San Fernando (Cadiz), Spain, *Bol. ROA*, No. 3/2001: 132-133.

Vázquez, J.T, Medialdea, T., Fernández-Puga, M.C., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Maestro A., Somoza L., Vegas, R., Díaz del Río, V., Terrinha, P. 2003. Terminación de las Unidades Alóctonas de Cádiz sobre el Banco del Guadalquivir. Deformaciones asociadas. 4° Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico. *Thalassas*, 19 (2): 77-78.

Vázquez, J.T, Medialdea, T., Hernández-Molina, F.J., Somoza L., Díaz del Río, V., Vegas, R., León, R., Bárcenas, P., Maestro A., Fernández-Puga, M.C. 2004. Morfología y tectónica del talud inferior del Golfo de Cádiz. VI Congreso Geológico de España, *Geo-temas*, 6(5): 210-214

Vegas, R. 1991. Present-dat geodynamics of the Ibero-Maghrebian Region. En: J. Mezcua y A. Udías (Eds.), *Seismicity, Seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian Región*. Monografías. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 193-203.

Vegas, R. 1992. Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre África y la Península Ibérica. *Física de la Tierra,* 4: 41-56.

Vegas, R. 2001. The nature of the convergent plate boundary west of the Straits of Gibraltar. Workshop on the Geodynamics of the Western part of Eurasia-Africa Plate Boundary (Azores-Tunisia), San Fernando (Cadiz), Spain, *Bol. ROA*, No. 3/2001: 2 p.

Vegas, R. y Banda, E. 1982. Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Science*, 2: 320-343.

Vegas, R., Vázquez, J.T., Medialdea, T., Suriñach, E. 1995. Seismic and tectonic interpretation of the ESCI-Béticas and ESCI-Alborán deep seismic reflection profiles: structure of the crust and geodynamic implications. *Rev. Soc. Geol. España*, 8(4): 449-460.

Vegas, R., Medialdea, T., Muñoz, M., Díaz-del-Río, V., Somoza, L. 2004. Nature and tectonic setting of the Guadalquivir Bank (Gulf of Cádiz, SW Iberian Peninsula). *Rev. Soc. Geol. España*, 17 (1-2): 43-54.

Vera, J.A. 1986. Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. En: *Homenaje a J.M. Ríos. Geología de España*. IGME. Madrid, 2: 218-251.

Vera, J.A. 2000. El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de los conocimientos. *Rev. Soc. Geol. España*, 13(2):345-373.

Vera, J.A. (Ed.). 2004. Cordillera Bética y Baleares. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 344-464.

Verhoef, J., Collette, B.J., Danobeitia, J.J., Roeser, H.A., Roest, W.R. 1991. Magnetic anomalies off West-Africa (28-38 degrees N). *Mar. Geophys. Res.*, 13: 81-103.

Whitmarsh, R.B, Miles, P.R., Mauffret, A. 1990. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia-I. Crustal structure at 40° 30' N. *Geophys. J. Int.*, 103:509-531

Whitmarsh, R.B., Pinheiro, L. M., Miles, P.R., Recq, M., Sibuet, J.C. 1993. Thin crust at the western Iberia ocean-continent transition and ophiolites. *Tectonics*, 12:1230-1239.

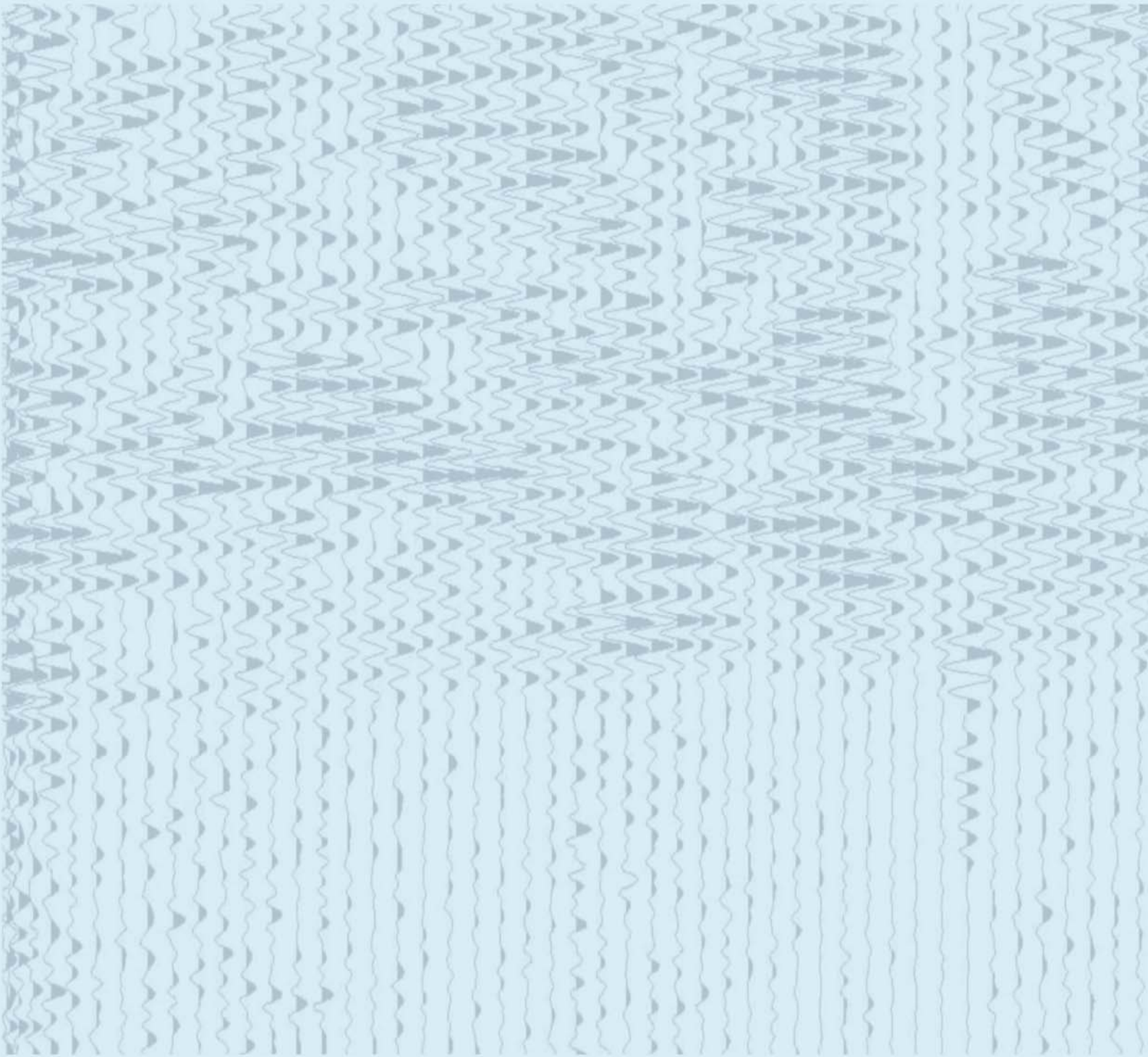
Whitmarsh R.B., Miles P.R. 1995. Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40º30' N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, 100 (B3): 3789-3806.

Zelt, C.A., Smith, R.B. 1992. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.*, 108:16-31.

Zelt, C.A., Zelt, B.C. 1998. Study of out-of-plane effects in the inversion of refraction/wide-angle reflection traveltimes. *Tectonophysics*, 286: 209-221.

Ziegler, P.A. 1989. Evolution of the North-Atlantic- An overview. En: A.J. Tankard, H.R. Balwill (Eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. AAPG Mem., 46: 111-129.

Zitellini, N., Mendes, L.A., Córdoba, D., Dañobeitia, J., Nicolich, R., Pellis, G., Ribeiro, A., Sartori, R., Torelli, L., Bartolomé, R., Bortoluzzi, G., Calafato, A., Carrilho, F., Casoni, L., Chierici, F., Corela, C., Correggiari, A., Della Vedova, B., Gràcia, E., Jornet, P., Landuzzi, M., Ligi, M., Magagnoli, A., Marozzi, G., Matias, L., Penitenti, D., Rodríguez, P., Rovere, M., Terrinha, P. Vigliotti, L., Zahinos-Ruiz, A., 2001. Source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated. *Eos Trans., AGU,* 82(26):285-290-291.

Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L., BIGSETS Team, 2004. Neogene through Quaternary tectonic reactivation of SW Iberian passive margin. *Pure appl. geophys*. 161(3): 565-587.

Zühlke, R., Bouaouda, M-S., Ouajhain, B., Bechstädt, T., Leinfelder, L. 2004. Quantitative Meso-/Cenozoic development of the eastern Central Atlantic continental shelf, western High Atlas, Morocco. *Mar. Pet. Geol*., 21: 225-276.