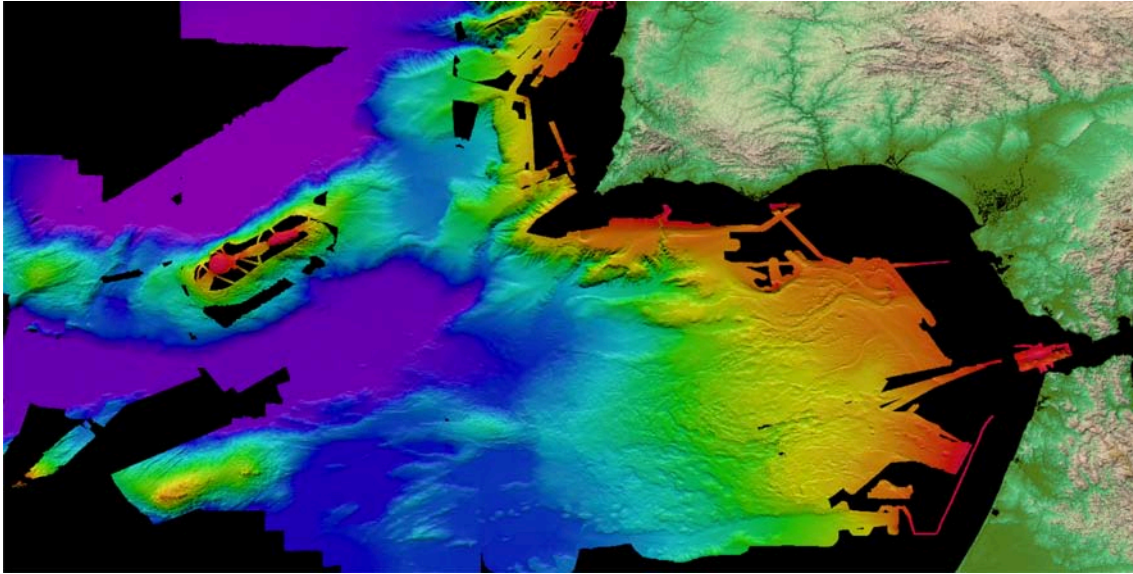


Estratigrafia i estructura de la part externa del Golf de Cadis basades en dades de sísmica de reflexió multicanal migrades en profunditat *pre-stack*



Sara Martínez Lorient

Treball de Recerca Tutelat (Setembre 2008)

Programa de Doctorat: “Exploració, Anàlisi i Modelització de Conques i Sistemes Orogènics”

Dept. de Geodinàmica i Geofísica

Universitat de Barcelona



Estratigrafia i estructura de la part externa del Golf de Cadis basades en dades de sísmica de reflexió multicanal migrades en profunditat *pre-stack*

Aquest treball ha estat dirigit per:

Dra. Eulàlia Gràcia Mont	Unitat de Tecnologia Marina – CSIC
Dr. Rafael Bartolomé de la Peña	Unitat de Tecnologia Marina – CSIC
Dr. Valentí Sallarès	Unitat de Tecnologia Marina – CSIC

Agraïments

La feina realitzada durant aquest any i mig de tesis, que ha donat lloc a aquest treball de recerca tutelat, ha estat possible gràcies al finançament dels projectes EU-NEAREST (ref. 037110), PN-EVENT (ref. CGL 2006-12861-C02-02), i EuroMargins-SWIM (01-LEG-EMA09F i REN2002-11234E-MAR). L'estada d'un mes realitzada a IFM-GEOMAR (Kiel, Alemanya), durant la qual vaig realitzar la migració en profunditat *pre-stack* dels perfils sísmics que es presenten en aquest treball amb l'ajut del Dr. Dirk Klaeschen, va ser finançada mitjançant una *Large Scale Facility* Europea (RITA-CT-2004-505322).

Vull agrair la direcció d'aquest treball, i especialment la dedicació durant aquest any i mig, als tres directors de tesis. També m'agradaria expressar el meu agraïment al companys del grup d'investigació que tants bons consells m'han donat, així com a tota la gent amb la que he compartit les diferents campanyes oceanogràfiques, de terra, l'estada a Kiel, els congressos i les reunions dels projectes en els que estic involucrada.

ÍNDIX

1. Introducció	1
1.1. Objectius	2
2. Marc geològic	4
2.1. Evolució geodinàmica	5
2.2. Morfologia i estructura del Marge SO d'Ibèria	6
2.2.1. Morfoestructura del Golf de Cadis	6
2.2.2. Principals estructures del Golf de Cadis	9
2.3. Sismicitat del Marge SO de la Península Ibèrica	16
3. Dades i metodologia	19
3.1. Adquisició de les dades: Campanya SWIM 2006	19
3.1.1. Objectius de la campanya SWIM-2006	19
3.1.2. Adquisició de dades	20
3.2. Mètodes geofísics utilitzats	21
3.2.1. Batimetria multifeix	22
3.2.2. Perfilador del subfons TOPAS	23
3.2.3. Sísmica de reflexió multicanal	24
3.3. Processat dels perfils de sísmica de reflexió multicanal (SRM)	27
3.3.1. Processat de dades de SRM: Migració en temps post-stack	27
3.3.2. Processat PSDM de dades SRM: Migració en profunditat abans de la sumació (<i>Pre-stack Depth Migration</i>)	30
3.4. Criteris per l'anàlisi i la interpretació dels perfils de SRM	35
4. Resultats	36
4.1. Unitats sismoestratigràfiques	36
4.1.1. Unitat I: Miocè a Quaternari.	38
4.1.2. Unitat II: Cretaci superior a Eocè inferior	40
4.1.3. Unitat III: Cretaci	41
4.1.4. Unitats IV-V: Cretaci inferior i Juràssic superior	42

4.1.5. Unitat VI: Triàsic a Juràssic inferior/mitjà	43
4.2. El perfil SW13: Estratigrafia i tectònica	44
4.3. El perfil SW16: Estratigrafia i tectònica	45
5. Discussió	48
5.1. Síntesi de les estructures i fases de deformació	48
5.2. Estructura superficial i profunda	49
5.2.1. La Lineació SWIM Sud	49
5.2.2. La Plana Abissal de Horseshoe. Deformació i rebliment	50
5.2.3. La Falla del Coral Patch i les estructures dels Alts del Seine	52
5.3. Potencial sismogènic/tsunamogènic de les falles actives estudiades	54
6. Conclusions	57
7. Referències bibliogràfiques	59
8. Annex I	67
Acrònims	

1. Introducció

El Marge SO de la Península Ibèrica es localitza a l'actual límit de plaques entre Euràsia i Àfrica. La convergència entre ambdues plaques és de 4.5-5 mm/a (Argus et al., 1989; Nocquet i Calais, 2004) i s'acomoda en una ampla banda on es concentra la deformació (Sartori et al., 1994) caracteritzada per una intensa activitat sísmica de moderada magnitud (Bufoin et al., 1995). Històricament s'han enregistrat a la regió els terratrèmols més destructius i de més intensitat de tota Europa occidental, moltes vegades acompanyats de tsunamis devastadors. El més destacat correspon al generat l'1 de Novembre de 1755, l'anomenat Terratrèmol de Lisboa, al qual se li assigna una magnitud 8.5 (Abe, 1989; Martins i Mendes-Victor, 1990). Va destruir Lisboa (intensitat sísmica X-XI en l'escala Mercalli) i va desencadenar un tsunami que va destrossar l'àrea costanera del SO d'Ibèria i del NE d'Àfrica, causant més de 60.000 morts només a Portugal (Baptista et al., 1998). L'any 1969, i ja amb enregistrament instrumental de la sismicitat, es va produir un terratrèmol de magnitud 8.0 amb epicentre a la Plana Abissal de Horseshoe (Fukao, 1973). Tots aquests esdeveniments sísmics demostren l'amenaça potencial de terratrèmols i tsunamis en aquesta regió.

Durant els darrers 15 anys s'han realitzat successives campanyes oceanogràfiques a la zona d'estudi basades en l'adquisició de dades acústiques, sísmiques, camps potencials i mostreig geològic (p.e. Sartori et al, 1994; Banda et al., 1995; Dañobeitia et al., 1999; Zitellini et al., 2001; Gutsher et al. 2002; Zitellini et al. 2004; Gràcia et al., 2006; Somoza et al., 2007), completant-se el mapa batimètric del Golf de Cadis (Diez et al., 2005). D'aquesta manera, s'han reconegut ruptures en superfície corresponents a plecs i encavalcaments actius de direcció NE-SO. La identificació d'unitats quaternàries deformades juntament amb l'eixam de sismicitat superficial associada a les ruptures (ex. Gràcia et al., 2003a; Bufoin et al., 2004; Stich et al., 2005), suggereixen que els encavalcaments subjacents són actius i poden incrementar la perillositat sísmica al Marge SO d'Ibèria (Fig. 1.1).

L'any 2006 es va realitzar la campanya geofísica marina SWIM-06 (*"Earthquake and Tsunami Hazards in the Southwest Iberian Margin: High-resolution imaging of active faults and paleosimic signature"*) (I.P. E. Gràcia) amb l'objectiu d'identificar i caracteritzar les estructures actives cartografiades recentment a la part externa del Golf de Cadis, falles potencialment generadores dels terratrèmols i tsunamis ocorreguts a la regió. En particular, es volien estudiar les Falles de Horseshoe i de la Cresta del Coral Patch, i les estructures de deformació de les planes abissals del Seine i de Horseshoe

utilitzant diferents mètodes geofísics marins. Era d'especial interès la identificació de les estructures responsables del terratrèmol de 1969, amb epicentre a la Plana Abissal de Horseshoe, com a *proxy* per avaluar les possibles fonts del Terratrèmol de Lisboa del 1755. També es van identificar i caracteritzar depòsits de transport de massa i esllavissades submarines associades amb les falles actives localitzades a la part externa del Golf de Cadis.

1.1. Objectius

Els objectius genèrics d'aquest treball, els quals s'emmarquen dins el projecte EU-NEAREST i del PN-EVENT, es basen en identificar, caracteritzar i quantificar les possibles fonts de terratrèmols i tsunamis a la part externa del Golf de Cadis mitjançant l'estudi detallat de certes estructures localitzades a la Plana Abissal de Horseshoe, la Plana Abissal del Seine i la Cresta del Coral Patch, integrant diversos mètodes geofísics d'alta resolució com la batimetria multifeix, el perfilador de subfons, i la sísmica de reflexió multicanal. La finalitat és contribuir a la mitigació del risc geològic i a la reducció de la vulnerabilitat del territori davant dels terratrèmols i tsunamis al Marge SO de la Península Ibèrica, zona molt poblada i propensa a sismes i tsunamis devastadors.

Els objectius específics inclouen les següents tasques:

1. Identificació i caracterització de les estructures actives presents a la zona d'estudi mitjançant la compilació de dades geofísiques marines adquirides al Golf de Cadis.
2. Processat dels perfils de reflexió multicanal adquirits durant la campanya oceanogràfica SWIM-06. Selecció i preparació dels perfils sísmics que millor il·lustren les estructures d'interès, per a realitzar posteriorment la migració en profunditat *pre-stack*. Migració en temps *pre-stack* dels dos perfils sísmics SWIM-06, mitjançant els models de velocitat obtinguts durant la migració en profunditat *pre-stack*.
3. Anàlisi sismo-estratigràfic i estructural dels dos perfils migrats en profunditat *pre-stack*. Caracterització sismogènica i tsunamogènica de les estructures actives.
4. Integració dels resultats dins el marc geològic regional.

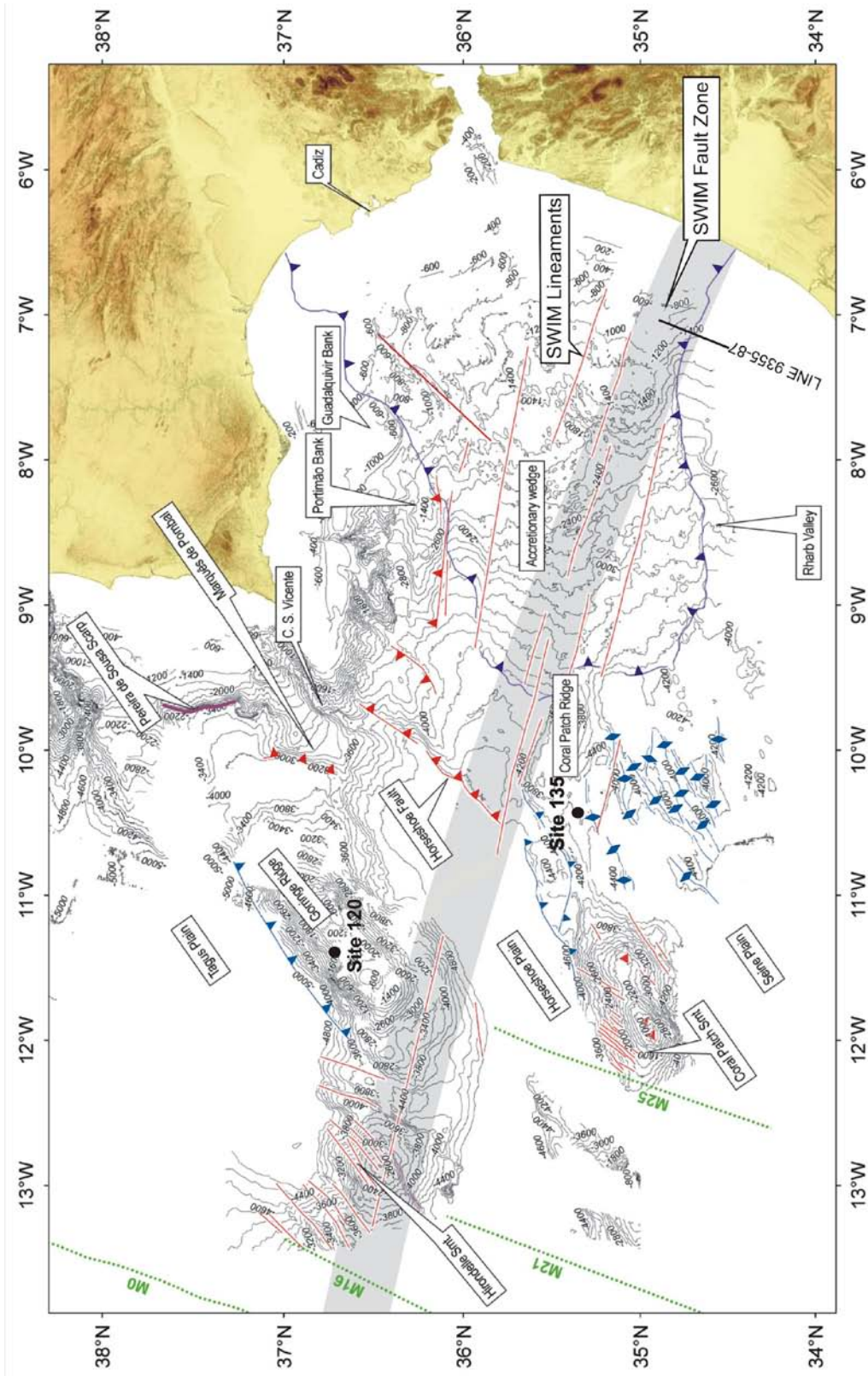


Figura 1.1. Mapa tectònic del Marge SO de la Península Ibèrica generat a partir de la compilació batimètrica SWIM (Diez et al., 2005) amb la interpretació tectònica i els noms característics de la regió. Les estructures actives estan representades en vermell, i les inactives en blau (modificat de Zitellini et al., sotmès).

2. Marc geològic

El Golf de Cadis es localitza al marge SO d'Ibèria i comprèn el límit de plaques entre Àfrica i Euràsia que connecta l'Arc de Gibraltar, a l'est, i el punt triple de les Açores, a l'oest (p.e. Olivet, 1996) (Fig. 2.1). Aquest límit anomenat com la “Zona de Fractura Açores-Gibraltar” (ZFAG), es divideix en tres segments diferenciats per la seva cinemàtica: a l'oest, el Rif de Terceira presenta característiques de divergència transtensiva dextra; al segment central, la Falla Glòria és una falla transformant dextra; i en la part més oriental, des del Banc de Gorringe fins l'Estret de Gibraltar, el límit de plaques es caracteritza per una convergència obliqua de direcció NO-SE.

En aquest segment oriental de la ZFAG, el límit de plaques no està ben definit degut a que la deformació es distribueix al llarg d'una franja d'uns 200 km d'amplada amb orientació OSO-ENE (Sartori et al., 1994), caracteritzada per una intensa activitat sísmica de magnitud moderada (Buform et al., 1995). La convergència entre les plaques Africana i Euroasiàtica en aquest segment més oriental és lenta, d'uns 4.5-5 mm/a i de direcció NO-SE (p.e. Grimson i Chen, 1986; Argus et al., 1989) (Fig. 2.1).

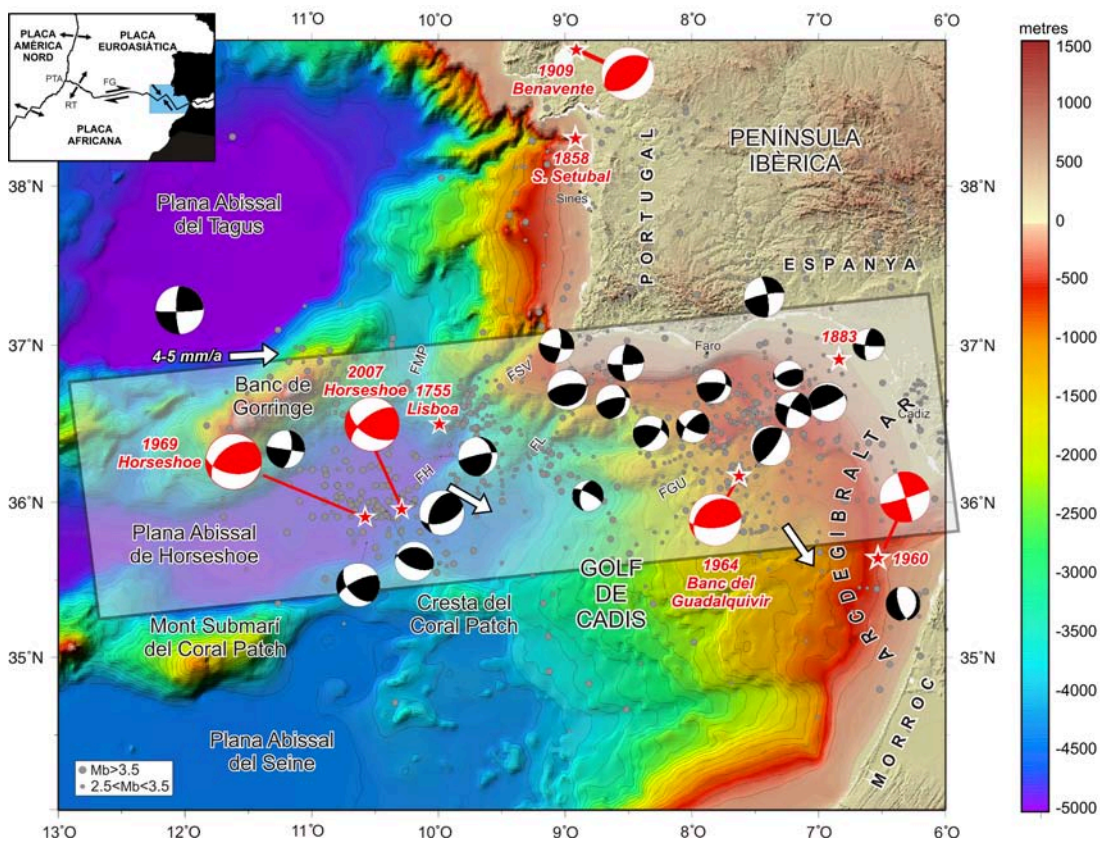


Figura 2.1. Mapa batimètric i topogràfic del Marge SO de la Península Ibèrica (espaiat de les isòbetes de 250 m). Està representada la sismicitat a partir del catàleg del “Instituto Geográfico Nacional” (IGN, 2000) pel període comprès entre el 1965 i el 2000. Els punts grisos petits representen epicentres de

terratrèmols entre $2.5 < M_b < 3.5$, i els punts grisos grans corresponen a terratrèmols de $M_b > 3.5$. Les solucions dels mecanismes focals són de Fukao et al. (1973), i Stich et al. (2005). En vermell estan representats els mecanismes focals de terratrèmols històrics i instrumentals de magnitud > 6 . Les fletxes blanques representen la direcció de la convergència de plaques del model NUVEL1 (Argus et al., 1989). FMP, Falla de Marquès de Pombal. FH, Falla de Horseshoe. FSV, Falla de São Vicente. FL, Falla de Lagos. FGU, Falla del Guadalquivir. En petit: Esquema que representa el funcionament de les plaques tectòniques al Marge SO d'Ibèria (rectangle blau), al llarg del límit Açores-Gibraltar entre les plaques Euroasiàtica i Africana. PTA, Punt Triple de les Açores. RT, Rif de Terceira. FG, Falla de Glòria.

2.1. Evolució geodinàmica

L'estructuració actual del Golf de Cadis així com la seva evolució, són el resultat de la història geodinàmica de les plaques d'Euràsia i d'Àfrica (Fig. 2.2.a). Com a conseqüència del desmembrament de la Pangea durant el Triàsic i el Juràssic, Àfrica va migrar cap a l'est respecte d'Ibèria, generant conques de rift entre els nous marges continentals; aquest estadi divergent va finalitzar a principis del Cretaci superior (p.e. Dewey et al., 1989; Srivastava et al., 1990) (Fig. 2.2).

La convergència neògena que va tenir lloc a la regió va provocar el tancament del domini oceànic del Tethys i la migració del domini cortical d'Alboran cap a l'oest (p.e. Bonnin et al., 1975; Flinch et al., 1996; Torelli et al., 1997; Maldonado et al., 1999; Somoza et al., 1999; Gràcia et al., 2003b) (Fig. 2.2). La seva col·lisió amb els paleomarges del nord d'Àfrica i del sud d'Ibèria al Miocè inferior i mitjà, va provocar el desenvolupament del cinturó de les Bètiques-Rif i la deformació de les unitats mesozoiques i paleògenes que constituïen ambdós paleomarges. Com a conseqüència, es va emplaçar una gran massa al·lòctona durant el Miocè mitjà i superior damunt les conques d'avantpaís ibèric (Conca del Guadalquivir), nordafricà (Conca de Rharb) i del Golf de Cadis (Prisma Imbricat del Golf de Cadis) (Maldonado et al., 1999; Gràcia et al., 2003b; Medialdea et al., 2004; Iribarren et al., 2007) (Fig. 2.2).

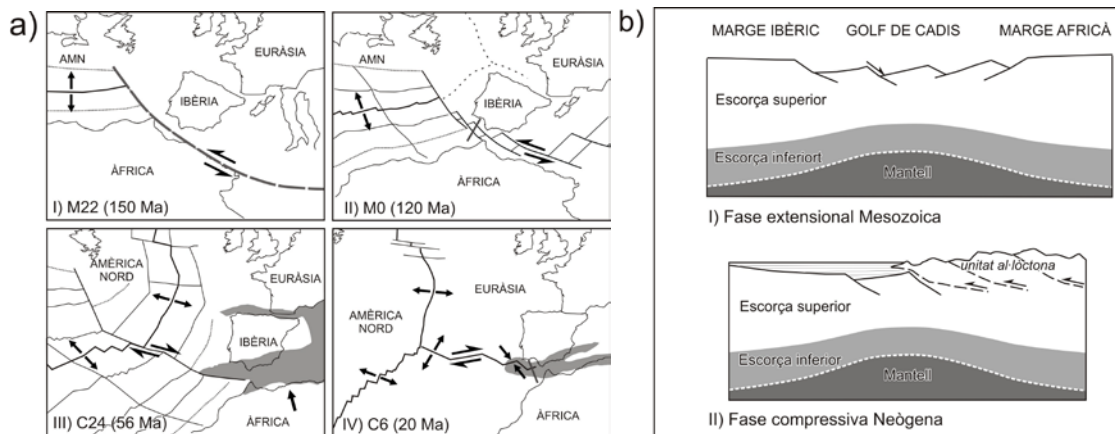


Figura 2.2. a) Esquema de l'evolució cinemàtica de les plaques Africana, Ibèrica i Euroasiàtica des de M22, M0, Cron 24 i Cron 6. L'ombregat gris denota les zones compressives principals (modificat de Olivet, 1996). **b)** Models simplificats de l'evolució del Golf de Cadis: (I) Durant l'estadi extensional mesozoic (M0, 120 Ma) es van desenvolupar falles normals i aprimament cortical; (II) Durant la principal fase compressiva neògena (C6, 20Ma), les falles van ser invertides i van ser emplaçades grans masses al·lòctones. AMN, Amèrica del Nord. (modificat de Gràcia et al., 2003b).

La direcció principal de compressió ha rotat en sentit anti-horari des de l'Oligocè superior (N-S) fins el Quaternari (NO-SE), i els últims models cinemàtics calculats amb GPS (Nocquet i Calais, 2004) descriuen un moviment ONO-ESE (4.5-5 mm/a) d'Àfrica respecte Ibèria (Argus et al., 1989; Nocquet i Calais, 2004) (Fig. 2.1). Aquesta dada és coherent amb la direcció de compressió calculada a partir de sondeigs (*bore-hole breakouts*) (Ribeiro et al., 1996; Carrilho, 2005) i dels mecanismes focals obtinguts dels terratrèmols ocorreguts a la regió (Stich et al., 2006).

2.2. Morfologia i estructura del Marge SO d'Ibèria

2.2.1. Morfoestructura del Golf de Cadis

Tortella et al. (1997) va subdividir el Marge SO d'Ibèria en dos dominis morfoestructurals (Fig. 2.3): (a) la part externa, compresa entre el Banc de Gorringe i el Canyó de São Vicente, i (b) la part interna que correspon a l'àrea del Golf de Cadis *sensu stricto*, entre el Canyó de São Vicente i l'Estret de Gibraltar. La part externa es caracteritza per una batimetria complexa i irregular, dominada per la presència de grans muntanyes submarines, planes abissals profundes i alts massius (ex. Bergeron i Bonnin, 1991; Gràcia et al., 2003a; Terrinha et al., 2003; Zitellini et al., 2004). La part interna, probablement formada per escorça continental hercínica (González et al., 1998), es caracteritza per una topografia suavitzada, la continuació a mar de les principals estructures de les Bètiques Externes (Gràcia et al., 2003b), i una anomalia de gravetat d'aire lliure positiva de direcció NE-SO (Dañoibeitia et al., 1999; Gràcia et al., 2003b).

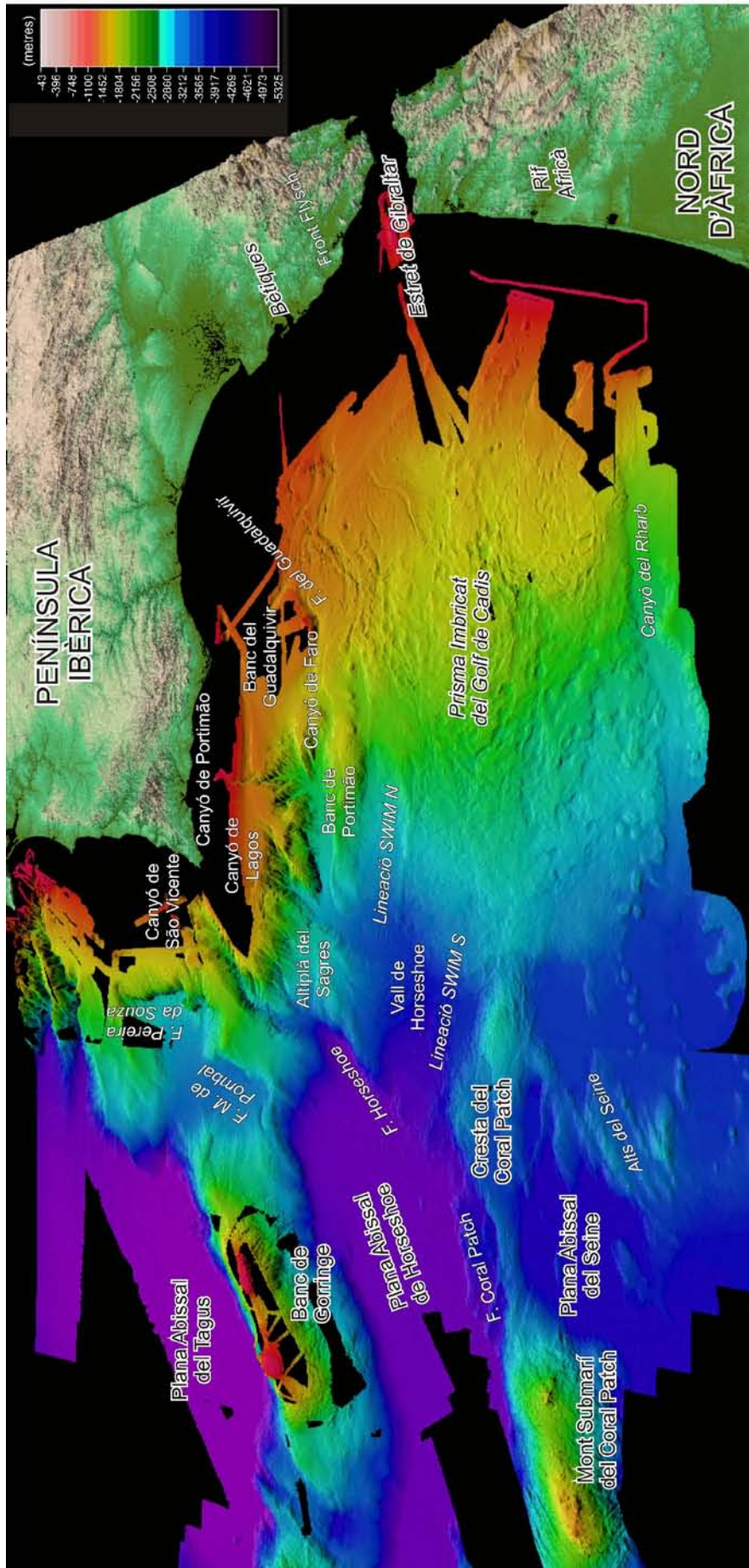


Figura 2.3. Vista 3D de la batimetria del Golf de Cadis on es poden veure els principals elements fisiogràfics. Dades: Compilació batimètrica del projecte ESF Euromargins SWIM (Diez et al., 2005; Zitellini et al., sotmes)

Les principals estructures de la part interna del Golf de Cadis, es descriuen a continuació d'est a oest (Figs. 1.1, 2.3). L'Arc de Gibraltar integra el cinturó muntanyós de les Bètiques-Rif de l'orogènia Alpina, i està format per sistemes d'encavalcaments de baix angle amb vergència al nord, al sud i a l'oest, amb un transport tectònic radial (p.e. Sanz de Galdeano, 1990). La zona propera a l'arc es caracteritza per la presència d'una ampla plataforma continental, on es va dipositar la continuació marina de les unitats de les Bètiques i el Rif que constitueixen el Prisma Imbricat del Golf de Cadis (PIGC) (p.e. Torelli et al., 1997; Maldonado et al., 1999; Gràcia et al., 2003b; Iribarren et al., 2007). A més, aquesta zona interna es caracteritza per processos diapírics de gran escala, per la presència de gas i d'hidrats de gas al subsòl (p.e. Somoza et al., 2002; Pinheiro et al., 2003), i pels nombrosos trets a la superfície del fons marí relacionats amb processos d'escapament de fluids, com els volcans de fang, i amb processos de corrents de fons controlats per l'aigua mediterrània (*MOW*, *Mediterranean Outflow Water*) que surt a través de l'Estret de Gibraltar (Ochoa i Bray, 1991), amb la conseqüent formació d'un important sistema contornític al talús (Hernandez-Molina et al., 2003). El marge continental Sud-Portuguès es caracteritza d'oest a est per la presència de canyons fortament incidits com el de São Vicente, Lagos, Portimão i Fossa d'Alvarez Cabral. Els Bancs del Guadalquivir i de Portimão corresponen a antigues estructures extensives (*horsts*) mesozoiques, els quals han estat reactivats durant la fase de compressió neògena, com els encavalcaments de direcció NE-SO de la Falla del Guadalquivir (Gràcia et al., 2003b) (Figs. 1.1, 2.3).

El tret singular de la zona externa del Golf de Cadis és la presència de tres planes abissals profundes (de nord a sud), Tagus, Horseshoe i Seine, formades per escorça oceànica, tal i com ho denoten les anomalies d'expansió oceànica del Juràssic (M22) (Pinheiro et al., 1992; Rovere et al., 2004) (Figs. 1.1, 2.3). Les planes abissals estan separades entre si per conjunts d'alts estructurals allargats de direcció NE-SO, aproximadament perpendiculars a la direcció actual de convergència entre plaques. La Plana Abissal del Tagus (PAT), de 5150 metres de profunditat, està separada de la Plana Abissal de Horseshoe (PAH) (4850 m de profunditat) pel mont submarí Hirondele, el Banc de Gorringe, la Conca de talús del Infante Don Henrique, el Bloc de Marquès de Pombal i el Canyó de São Vicente. Al sud, la PAH està separada de la Plana Abissal del Seine (PAS) pel mont submarí i la Cresta del Coral Patch, i per encavalcaments associats a aquests alts estructurals, com la Falla del Coral Patch. A la PAS, destaca la presència d'un sistema de falles i plecs amb orientació NE-SO que, juntament amb la

vall del Rharb, delimiten la part sud del PIGC (p.e. Bergeron i Bonnin, 1991; Sartori et al., 1994; Zitellini et al., sotmès) (Fig. 2.3).

2.2.2. Principals estructures del Golf de Cadis

Durant els darrers quinze anys s'han dut a terme nombroses campanyes geofísiques al Golf de Cadis en el marc de projectes europeus i nacionals com RIFANO (Sartori et al., 1994); IAM (Banda et al., 1995); BIGSETS (Zitellini et al., 2001); PARSIFAL; TASYO; HITS (Gràcia et al., 2001); SISMAR (Gutscher et al., 2002); VOLTAIRE (Zitellini et al., 2004); SWIM (Gràcia et al., 2006); MOUNDFORCE (Somoza et al., 2007). L'objectiu principal era entendre millor el complex límit existent entre la placa Euroasiàtica i l'Africana, i caracteritzar les estructures actives amb la finalitat d'identificar la font generadora del Terratrèmol de Lisboa de 1755. Fruit d'aquesta recerca s'han descobert un seguit d'estructures actives (aquelles generades per processos tectònics que produeixen la deformació de l'escorça terrestre en una escala temporal d'importància per a la societat humana; es considera falla activa quan s'ha mogut dins d'un període de temps determinat, normalment els últims 10.000 anys (Keller i Pinter, 2001)) i d'altres que es creien actives, i que finalment s'ha demostrat que no ho són.

Entre les estructures actives que s'han estudiat destaquen:

a) *La Falla de Marquès de Pombal*. Aquesta estructura va ser identificada per primera vegada durant la campanya Rifano-94, i va ser la primera proposada com a possible font generadora del Terratrèmol de Lisboa (Baptista et al., 1998; Zitellini et al., 2001, 2004). Va ser objecte d'un *survey* detallat durant la campanya BIGSETS-98. Es tracta d'una falla inversa amb direcció NNE-SSO que presenta un plec d'arrossegament monoclinal molt pronunciat al bloc superior de la falla (Fig. 2.4). Es localitza a prop de la costa de Portugal (< 100 km) i està limitada, a l'est, pel Canyó de São Vicente. És un encavalcament de 50 km de llargada i vergent a l'oest (Zitellini et al., 1999; Gràcia et al., 2003a; Terrinha et al., 2003). L'escarpament a la part nord (on assoleix una alçada màxima de 1.2 km) és més pronunciat que a la part sud. Aquesta falla té una activitat significativa, tal i com ho demostren els sediments deformats de l'Holocè identificats en dades sísmiques d'alta resolució (Fig. 2.4b). A més, a la part central de l'escarpament s'observen nombroses cicatrius i dipòsits d'esllavissades probablement associades a l'activitat de la falla (Gràcia et al., 2003a; Terrinha et al., 2003; Gràcia et al., 2005) (Fig. 2.4). Aquesta falla té una longitud insuficient per generar un terratrèmol de la magnitud

estimada pel de Lisboa ($M_w \geq 8.5$) (Mendes-Victor et al., 1999), tot i considerant la ruptura simultània de falles inverses subsidiàries actuant com una falla encavalcant (Zitellini et al., 2001). De fet, per assolir la magnitud ≥ 8.5 , l'hipotètic sistema de ruptura hauria de tenir el doble de longitud involucrant d'altres falles, com la de Horseshoe o la de Pereira da Souza, com ho proposen Gràcia et al. (2003a) i Terrinha et al. (2003), respectivament.

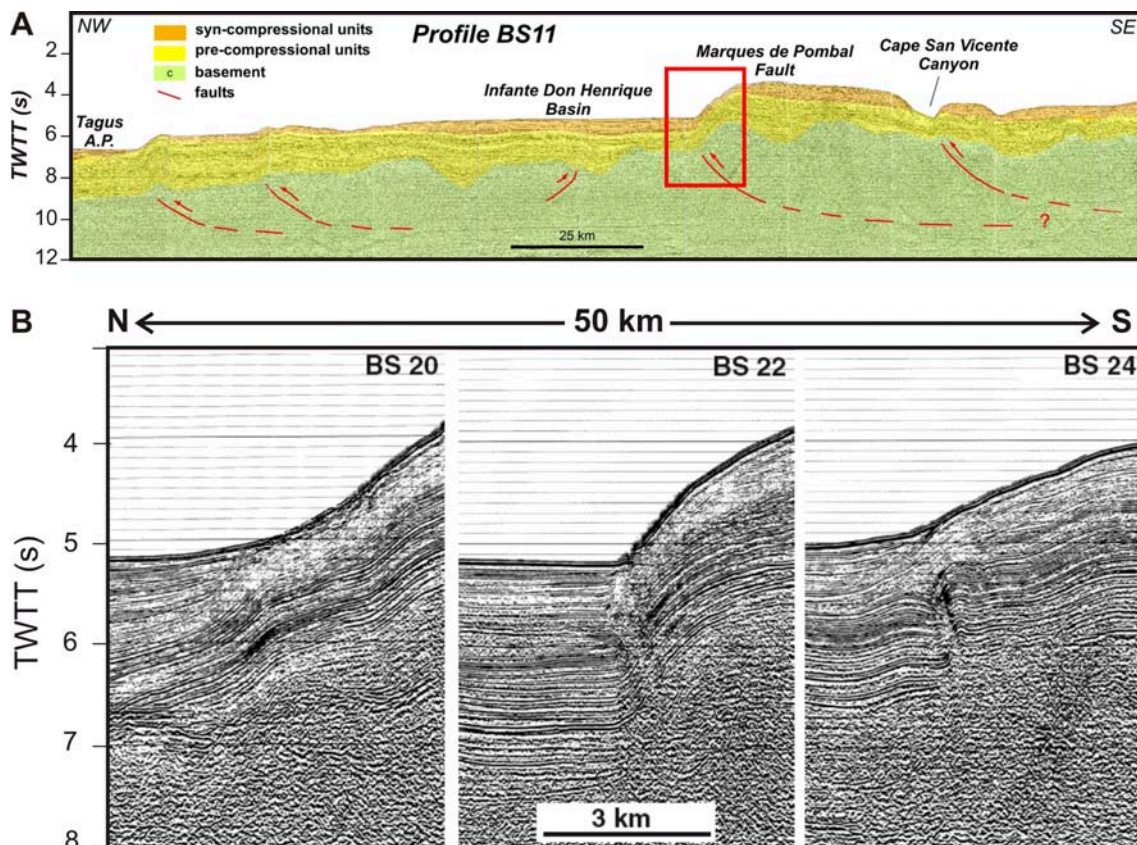


Figura 2.4. a) Perfil sísmic BS11 migrat en temps post-stack. Es pot observar que la Falla de Marquès de Pombal és un encavalcament vergent a l'oest que talla les unitats Plio-Quaternàries, i que limita, a l'est, amb el Canyó de São Vicente. b) Detalls dels perfils sísmics migrats en temps post-stack BS20, BS22 i BS24. S'observa com la Falla de Marquès de Pombal arriba fins a la superfície (modificat de Zitellini et al., 2001).

b) *La Falla de Pereira da Souza.* És una falla normal formada durant el rift mesozoic, cabussant a l'oest i amb orientació N-S, que té un escarpament aflorant d'uns 1.5 km (Terrinha et al., 2003) (Fig. 2.5). Aquesta falla està limitada per dues estructures compressives principals, els anticlinals del Príncep d'Avis al nord, i el bloc de Marquès de Pombal al sud. Aquestes estructures formen una conca als peus de la Falla de Pereira da Souza, on s'estan dipositant moviments en massa amb levees que es poden resseguir a la batimetria durant 20 km (Terrinha et al., 2003). La sedimentació massiva està

associada a l'aixecament actual del Marge Oest Portuguès, que desmembra l'escarpament de la Falla de Pereira da Souza (Figs. 1.1, 2.3).

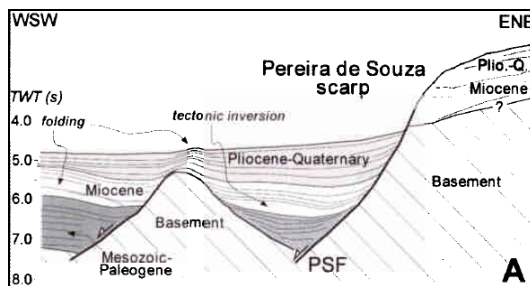


Figura 2.5. Perfil sísmic interpretat BS18. S'observa la falla normal Pereira de Souza cabussant cap a l'oest (modificat de Gràcia et al., 2003a).

c) *La Falla de Horseshoe.* És una falla inversa orientada NE-SO, perpendicular al desplaçament cinemàtic actual d'Àfrica respecte d'Ibèria, que separa la Vall de Horseshoe de la PAH (Gràcia et al., 2003a; Zitellini et al., 2004) (Figs. 1.1, 2.6). Aquesta falla desplaça verticalment la Unitat Gravitacional del Miocè superior i es propaga fins a la superfície (Gràcia et al., 2003b; Zitellini et al., 2004). L'escarpament de la Falla de Horseshoe disminueix bruscament de nord a sud, esdevenint més somer el basament acústic i més petit el salt de falla al sud de la Lineació N, que al nord d'aquesta (Terrinha et al., 2008). En aquest segment, gran part de l'escarpament està generat pel moviment d'encavalcaments de pell fina. Aquest canvi geomètric brusc de nord a sud té importants implicacions en la interpretació del comportament i de la propagació de la falla. A la Falla de Horseshoe s'hi genera una activitat sísmica notable, com el terratrèmol del 12 de Febrer del 2007 de magnitud 6.0 (Stich et al., 2007) (Fig. 2.1). A partir de les característiques d'aquest sísmic s'han deduït els paràmetres de la font del terratrèmol de 1755, els quals són compatibles amb la longitud de les falles inverses de l'àrea (com la Falla de Horseshoe), degut a la presència d'una litosfera antiga, rígida i freda (Stich et al., 2007).

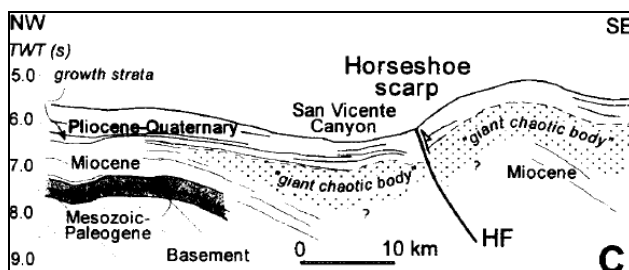


Figura 2.6. Perfil sísmic interpretat BS13. S'observa la Falla inversa de Horseshoe tallant tota la seqüència sedimentària (modificat de Gràcia et al., 2003a).

d) *La Falla del Guadalquivir*. Aquesta falla delimita al SE amb els Bancs del Guadalquivir i de Portimão. Aquests corresponen a antics *horsts* mesozoics que han estat posteriorment reactivats i invertits durant la fase compressiva neògena (Gràcia et al., 2003b). Els bancs es disposen en continuïtat lateral i ambdós estan disseccionats per un conjunt de falles extensionals amb direcció NO-SE, com es veu clarament amb una marcada anomalia gravimètrica positiva de fins a 130 mGal (Gràcia et al., 2003b), caracteritzada per un aprimament cortical (González et al., 1998). En el Banc del Guadalquivir aflora basament paleozoic corresponent a escorça continental hercínica (González et al., 1998). La història tectònica d'aquesta falla és complexa, ja que s'ha vist afectada per diferents fases tectòniques: a) falles sin-rift mesozoiques; b) reactivació compressiva neògena; i c) la neo-tectònica plio-quadernària (Gràcia et al., 2003b).

e) *Les Lineacions SWIM* (Terrinha et al., sotmès). Són falles de direcció (ONO-ESE) de component dextra, que corresponen a l'expressió batimètrica d'una zona de cisalla (Rosas et al., sotmès) (Fig. 2.3). Aquestes falles tallen totes les estructures tectòniques i les unitats sedimentàries des del basament mesozoic fins els sediments quadernaris. Les Lineacions SWIM varen ser identificades per primer cop gràcies a la compilació batimètrica realitzada durant el projecte SWIM, d'aquí el seu nom. Es diferencien dues Lineacions SWIM principals: la Nord i la Sud. La *Lineació SWIM Nord* s'estén uns 50 km des de la Vall de Horseshoe fins la meitat nord del PIGC. La *Lineació SWIM Sud* s'observa fàcilment al mapa batimètric, i té una longitud aproximada de 125 km, des de la PAH fins gairebé la plataforma continental marroquí, tallant el PIGC. Tot i que no s'identifica en batimetria, segons dades de sísmica de reflexió multicanal, la falla s'estén cap a l'oest de la PAH (Bartolomé et al., 2008). Les Lineacions SWIM tallen la Falla de Horseshoe i, per tant, hipotèticament van començar el seu moviment de direcció durant el Miocè. Els models numèrics i analògics desenvolupats per Rosas et al. (sotmès) suggereixen una edat inicial de 1.8 Ma. Segons les seves dimensions, s'ha suggerit (Bartolomé et al., 2008) que aquestes falles podrien generar terratrèmols de magnitud 7.1 (la del nord) i 7.5 (la del sud) en funció de les relacions empíriques establertes per Wells i Coppersmith (1994) i Stirling et al. (2002). Evidentment, no són candidats pel Terratrèmol de Lisboa de 1755, i com a conseqüència del seu comportament en direcció no poden generar grans tsunamis, però són una font important de sismicitat a la regió que poden acomodar part de la

convergència entre plaques. De fet, la seva tendència ONO-ESE és coherent amb el règim compressiu actual entre Euràsia i Àfrica (Bartolomé et al., 2008) (Fig. 2.1).

Entre les estructures inactives més destacades es presenten:

a) *El Banc de Gorringe*. És probablement l'estructura més rellevant de la zona. Es tracta d'un alt elongat en direcció NE-SO, aixecat uns 5 km per sobre de les planes abissals adjacents, fa 200 km de llargada i 80 km d'amplada (Tortella et al., 1997) (Fig. 2.3). Està format per dos monts submarins: el mont submarí Gettysburg a l'oest, amb una profunditat mínima de 40 m, i el mont submarí d'Ormonde a l'est, amb una profunditat mínima de 60 m (p.e. Kazmin et al., 1990). El sondeig 120 del *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) perforat al Banc de Gorringe (Ryan et al., 1973) mostra que la seva composició és bàsica i ultrabàsica, i confirma la natura oceànica de les roques en aquesta àrea. Es considera que es tracta d'un bloc aixecat d'escorça i mantell superior (Ryan et al., 1973; Purdy, 1975; Auzende et al., 1978, 1982; Féraud et al., 1986; Girardeau et al., 1998) que genera una de les anomalies de gravetat més importants del món, arribant a més de 400 mGal (Souriau, 1984; Galindo-Zaldívar et al., 2003) (Fig. 2.7).

Segons Sartori et al. (1994), el Banc de Gorringe va encavalcar la PAT com a mínim 4-5 km, i mostra un grau de deformació tectònica molt diferent al nordoest i al sudest. Les datacions K-Ar fetes en gabres del Banc de Gorringe, donen valors de 143 Ma, alhora que els materials volcànics del sostre del mont submarí Ormonde corresponen a 60-67 Ma (Féraud et al., 1986). El canvi dels sediments de facies marines profundes a facies marines someres comença fa uns 20 Ma segons el DSDP 120 (Ryan et al., 1973), marcant l'inici de l'encavalcament de direcció NE (Fig. 1.1). Es considera que aquest encavalcament va finalitzar durant el Pliocè inferior, tot i que els sediments plio-quadernaris mostren una lleugera deformació associada a l'encavalcament principal (Sartori et al., 1994). Aquesta deformació no es pot menysprear tenint en compte l'existència de sismicitat instrumental associada al Banc de Gorringe (Fig. 2. 1). De fet, aquesta estructura va ser considerada una possible font tectònica del terratrèmol de Lisboa de 1755 (Fukao, 1973), fins que les modelitzacions del temps d'arribada del tsunami portades a terme per Baptista et al. (1998) van suggerir que la font havia d'estar situada més a prop de la costa de Portugal i amb orientació Nord-Sud.

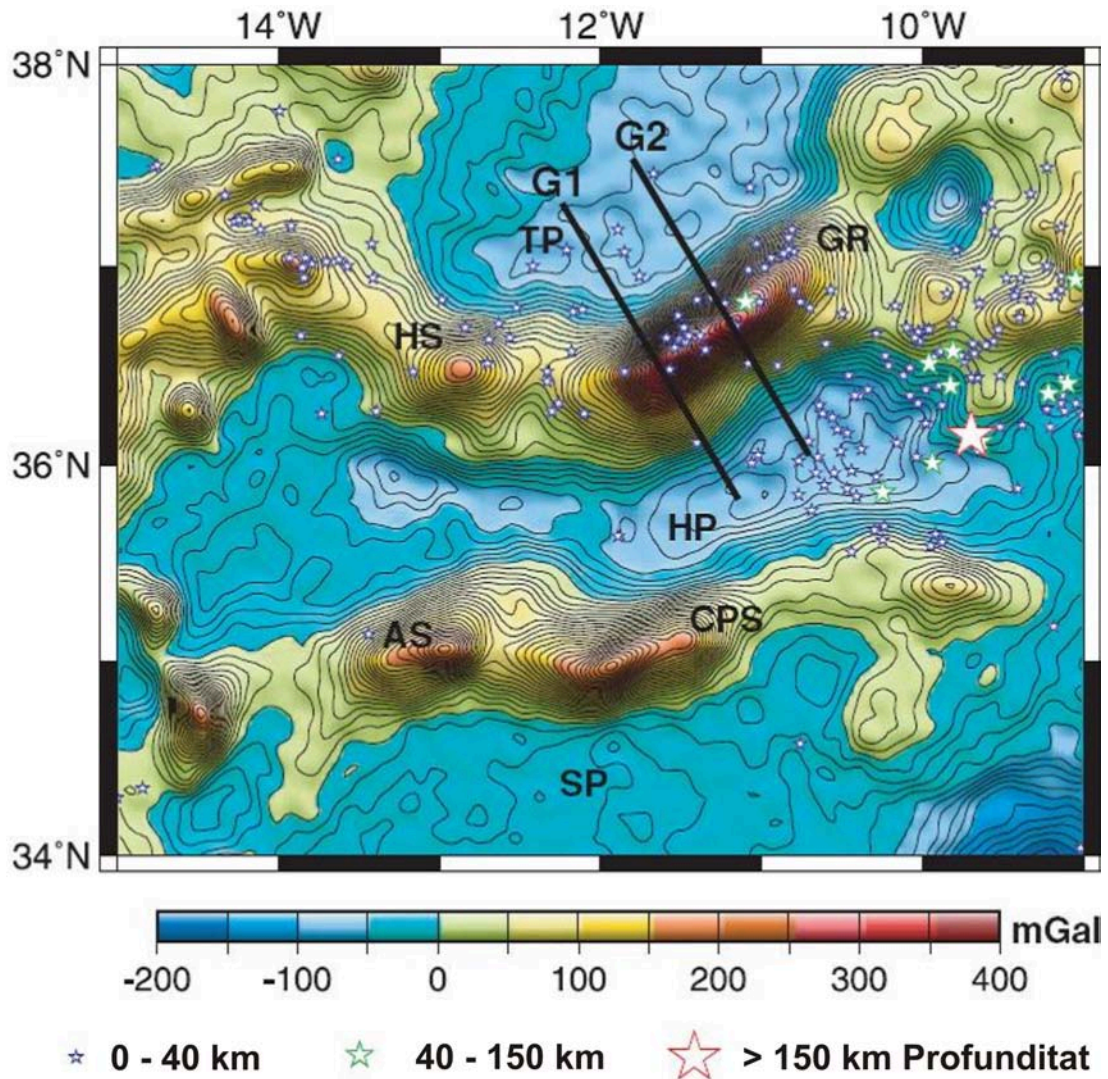


Figura 2.7. Mapa de les anomalies de gravetat d'aire lliure de la zona al voltant del Banc de Gorringe, a partir de les dades de satèl·lit GEOSAT de Sandwell i Smith (1997). Les línies representen la ubicació dels perfils del model de gravetat de Galindo-Zaldívar et al. (2003). Els estels corresponen a epicentres de terratrèmols segons la base de dades de USGS (2001). AS, Mont Submarí Ampere. CPS, Mont Submarí del Coral Patch. HP, Plana Abissal de Horseshoe. HS, Mont Submarí de Hironnelle. GR, Banc de Gorringe. SP, Plana Abissal del Seine. TP, Plana Abissal del Tagus.

b) *El Prisma Imbricat del Golf de Cadis.* Aquesta estructura ha estat reconeguda mitjançant perfils sísmics a terra, a la Conca del Guadalquivir (Berástegui et al., 1998), i a mar, al Golf de Cadis (Tortella et al., 1997; Maldonado et al., 1999; Gràcia et al., 2003b; Somoza et al., 2003; Iribarren et al., 2007) (Fig. 2.3). Segons aquests autors, sísmicament es caracteritza per fàcies caòtiques i per la presència de nombroses difraccions i reflexions hiperbòliques (Fig. 2.8a). Ocupa uns 58.000 km² d'ambdós marges atlàntics, NO Africà i SO Ibèric. La seva llargada és d'uns 300 km en direcció ENE-OSO, i d'uns 200 km d'amplada en direcció NO-SE (Fig. 2.3). Consisteix en un complex encavalcant, el qual constitueix una cobertura imbricada de sediments que disminueix d'est a oest, assolint un gruix màxim d'uns 11 km al sector occidental (p.e.

Maldonado et al., 1999; Gràcia et al., 2003b; Somoza et al., 2003; Medialdea et al., 2004; Iribarren et al., 2007; Roque, 2007). Existeix controvèrsia en relació al mecanisme d'emplaçament d'aquesta unitat, però la hipòtesi més acceptada és la que la relaciona amb el règim compressiu resultant de la col·lisió de l'orogen Bético-Rifeny. L'emplaçament va tenir lloc entre el Miocè mitjà (Languetà) a superior (Tortoniana) (Gràcia et al., 2003b) (Fig. 2.8b). A l'oest i ja durant el Miocè superior, es va produir l'emplaçament d'una gran unitat gravitacional anomenada per Torelli et al. (1997) com "Giant Chaotic Body". En aquest treball s'utilitza el terme proposat per Iribarren et al. (2007), Unitat Gravitacional de Horseshoe (UGH). El PIGC també ha estat interpretat com un complex acrecional relacionat amb la presència d'una zona de subducció al front de la migració de la microplaca d'Alboran (Maldonado et al., 1999). Gutscher et al. (2002, 2004, 2006) proposa que aquesta subducció encara és activa sota l'Arc de Gibraltar, i que podria ser la font del terratrèmol de Lisboa del 1755. No obstant, hi ha observacions importants que descarten aquesta hipòtesis, com la presència de sediments plio-quadernaris segellant aquesta estructura (Gràcia et al., 2003b; Iribarren et al., 2007; Zitellini et al., sotmès) (Fig. 2.8a) o la quasi total absència de sismicitat o de vulcanisme associat amb aquesta presumpta subducció activa (Stick et al., 2005) (Fig. 2.1).

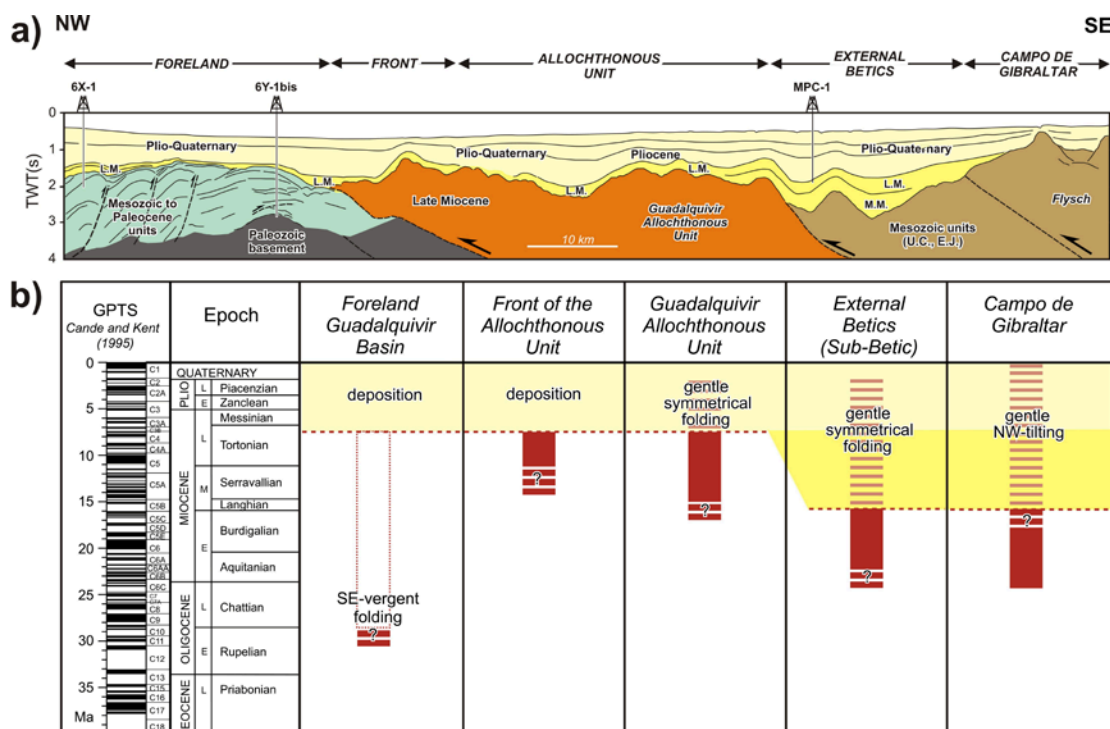


Figura 2.8. a) Perfil sísmic multicanal GC3 interpretat, amb la localització de les principals unitats estructurals identificades: Campo de Gibraltar, Bètiques Externes, Unitat Al·lòctona del Guadalquivir, el front i la conca d'avantpaís. EJ: Juràssic inferior; UC: Cretaci superior; MM: Miocè mitjà; LM: Miocè superior. TWT: temps de doble recorregut. **b)** Moment d'emplaçament de les unitats estructurals esmentades. GPTS: escala de temps de polaritat geomagnètica (modificades de Gràcia et al., 2003b).

2.3. Sismicitat al Marge SO de la Península Ibèrica

El Marge Sud de la Península Ibèrica es caracteritza per una intensa activitat sísmica de magnitud moderada (Buforn et al., 1995) (Fig. 2.9a). La sismicitat indica que mentre cap a l'oest del Banc de Gorringe el límit de plaques està localitzat en una zona estreta, cap a l'est el límit de deformació s'estén en una regió molt més ampla (Griminson i Chen, 1986). La presència del segment oriental de la ZFAG, límit convergent de les plaques Africana i Euroasiàtica, genera aquesta activitat sísmica que es distribueix al llarg d'una franja d'uns 200 km d'amplada amb orientació OSO-ENE (Sartori et al., 1994). La convergència entre ambdues plaques és lenta en aquest segment, 4.5-5 mm/a, i de direcció NO-SE (p.e. Grimson i Chen, 1986; Argus et al., 1989) (Fig. 2.1). El límit de plaques entre Ibèria i Àfrica ha estat estudiat per Buforn et al. (2004) mitjançant dades de sismicitat i de mecanismes focals. Han dividit la regió en tres àrees: A) el Golf de Cadis; B) les Bètiques, el Mar d'Alboran i el nord del Marroc; i C) Algèria (Fig. 2.9). La sismicitat mostra un comportament complex, produint-se terratrèmols superficials ($h < 30$ km) importants en les àrees A i C, i moderats en l'àrea B; donant-se activitat sísmica de profunditat moderada ($30 < h < 150$) a l'àrea B; i localitzant-se els terratrèmols profunds ($h >> 650$ km) al sud de Granada (Fig. 2.9a).

Buforn et al. (2004) van estimar la magnitud, la velocitat de desplaçament i els valors b per sismes poc profunds, mostrant característiques similars pel Golf de Cadis i Algèria, i una mica diferents per la part central (Fig. 2.9b). Els mecanismes focals de 80 terratrèmols poc profunds seleccionats ($8 \geq M_b \geq 4$) mostren solucions per encavalcaments al Golf de Cadis i Algèria amb l'eix compressiu horitzontal orientat NNO-SSE, i falles normals al Mar d'Alboran amb extensió E-O. Els mecanismes focals dels 26 terratrèmols de profunditat intermèdia seleccionats al Mar d'Alboran mostren moviment vertical, amb un pla predominant orientat E-O. Les solucions per sismes molt profunds, corresponen a falles de direcció verticals d'orientació N-S. Els moments dels tensors sísmics i els diagrames Frohlich per sismes poc profunds estudiats per Buforn et al. (2004), mostren comportament diferent en les tres àrees en que s'ha dividit la regió. El patró d'esforç de terratrèmols de profunditat intermèdia i molt profunds tenen direccions diferents: extensió vertical en direcció NO-SE per terratrèmols de profunditat intermèdia, i eixos de tensió i de pressió cabussant 45° per terratrèmols molt profunds. Segons Buforn et al. (2004) el patró d'esforç regional pot ser generat per la col·lisió entre la placa Africana i Ibèrica, amb extensió i subducció de material litosfèric al Mar

d'Alboran a profunditat intermèdia, alhora que la sismicitat molt profunda es pot correlacionar amb processos de subducció antics (Fig. 2.9).

En el Golf de Cadis s'han generat els terratrèmols més importants que han afectat a la costa occidental de l'Atlàntic des de temps històrics. Així, el terratrèmol que va destruir la ciutat de Cadis l'any 60 A.C. (Campos, 1991) i els esdeveniments sísmics del 1531, 1722 o 1755 (Fukao, 1973; Mendes-Victor et al., 1991; Simões et al., 1992), en són un bon exemple i demostren que aquesta regió està sota amenaça de terratrèmols i tsunamis (Fig. 2.1). L'1 de Novembre de 1755 es va produir el més catastròfic d'aquests esdeveniments, el Terratrèmol de Lisboa, el qual va anar acompanyat per tsunamis que van afectar les costes de Portugal, Espanya, Marroc, l'Atlàntic Nord (Gran Bretanya) i fins a les Antilles (Baptista et al., 1998, 2003). Lisboa va quedar pràcticament destruïda i, segons estimacions conservadores, va causar més de 60.000 morts (Baptista et al., 1998). La magnitud estimada per aquest terratrèmol és de 8.5 (Abe, 1989; Martins i Mendes-Victor, 1990) i la localització exacta de les estructures que van generar el terratrèmol i posteriors tsunamis són matèria de debat des de fa molts anys (p.e. Udías et al., 1976). Els estudis empírics que relacionen la llargada de la ruptura de la falla en superfície amb la magnitud del terratrèmol (Wells i Coppersmith, 1994), suggereixen una ruptura pel Terratrèmol de Lisboa de com a mínim 200 km de llargada. Basant-se en evidències geològiques, durant els darrers anys s'han proposat nombroses hipòtesis relacionades amb les possibles fonts tectòniques que haurien pogut generar aquest terratrèmol. Algunes són (Figs. 1.1, 2.3): les falles de Marquès de Pombal i de Horseshoe (Gràcia et al., 2003a; Zitellini et al., 2004), les falles de Marquès de Pombal i de Pereira da Souza (Terrinha et al., 2003), la zona de subducció del Golf de Cadis (Gutscher et al., 2002, 2004), o la combinació d'una falla submarina amb la Falla de la Vall del Tagus, a terra (Vilanova et al., 2003). Diferents models del terratrèmol relacionats amb el tsunami (Baptista et al., 1998, 2005) consideren altres hipòtesis com una ruptura en forma de L localitzada a uns 100 km al SO del Cap São Vicente, o una doble ruptura que compren el Banc del Guadalquivir i la Falla de Marquès de Pombal. Cap d'aquestes hipòtesis és coherent amb la intensitat del terratrèmol, ni els temps d'arribada del tsunami a les diferents ciutats coincideix amb el deduït mitjançant les modelitzacions. Per aquest motiu és necessari centrar els esforços en estudiar les falles que han generat grans terratrèmols al Golf de Cadis durant el període instrumental, com el terratrèmol del 1969 (Mw 8) a la PAH. Un estudi detallat d'aquestes falles podria

proporcionar informació clau i restriccions aplicables a la determinació de la font del Terratrèmol de Lisboa de 1755.

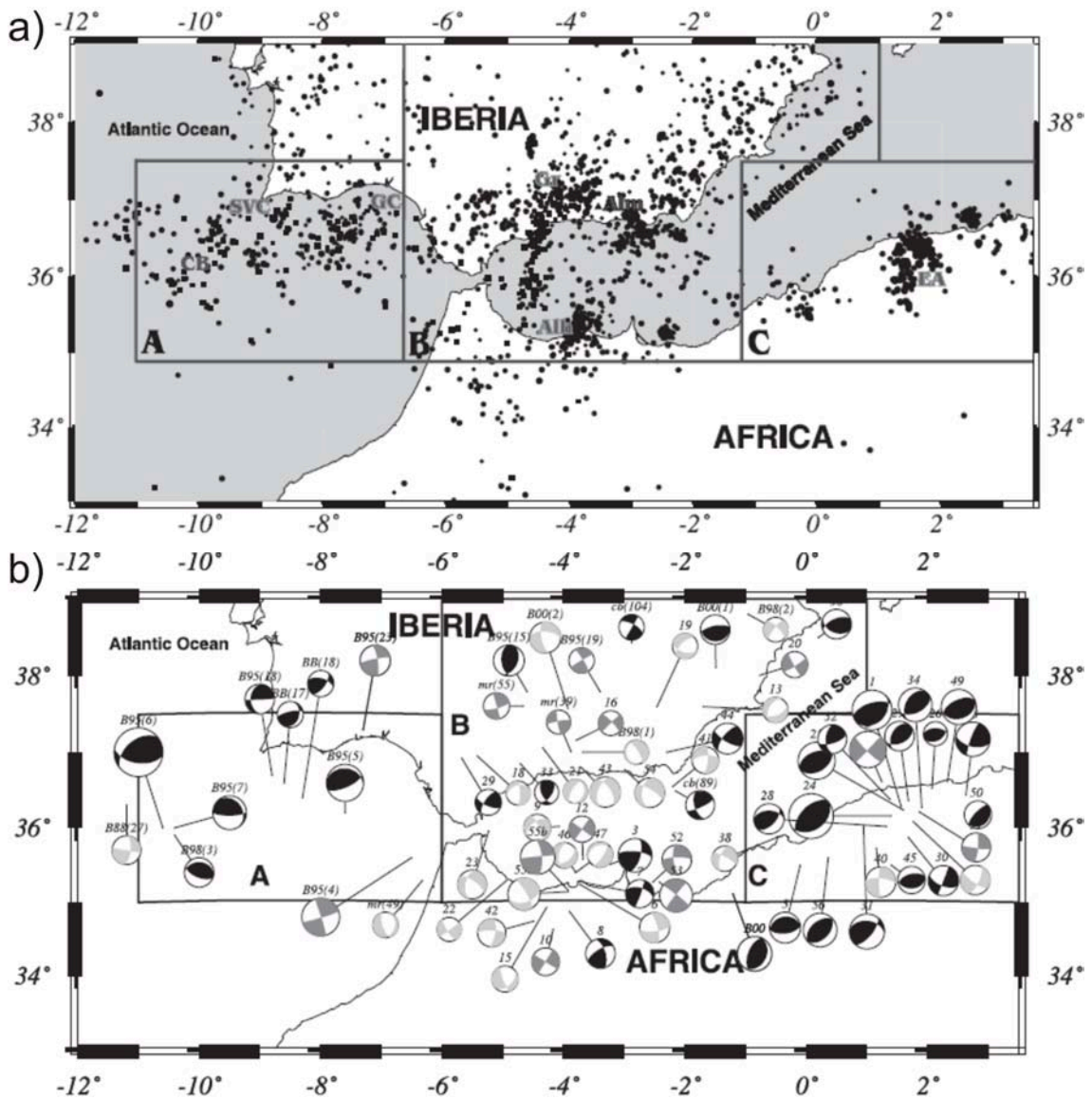


Figura 2.9. a) Distribució dels epicentres pel període comprès entre 1980 i 1999 ($M_b \geq 3.5$), a les tres àrees en les que Buforn et al. (2004) van subdividir el límit de plaques entre Àfrica i Ibèria. Dades obtingudes del "Instituto Geográfico Nacional (IGN). Els cercles corresponen a terratrèmols poc profunds ($h < 40$ km), els quadrats a terratrèmols de profunditat intermèdia ($40 < h < 150$ km) i els triangles a terratrèmols profunds ($h > 600$ km). GB: Banc de Goringe; SVC: Canyó de Sao Vicente; GC: Golf de Cadis; Gr: Granada; Alm: Almeria; ALH: Alhoceima; EA: El Asnam. **b)** Mecanismes focals pels terratrèmols poc profunds ($h < 40$ km) i $M_b \geq 5.0$ abans de 1975, i $M_b \geq 4.0$ després de 1975. En negre es representen les solucions per encavalcaments, en gris fosc les solucions per falles en direcció, i en gris les solucions per falles normals. La mida és proporcional a la magnitud (modificades de Buforn et al., 2004).

3. Dades i metodologia

La campanya d'adquisició de dades geofísiques marines SWIM-2006 es va portar a terme en el marc del projecte d'investigació de col·laboració de la Fundació Europea de la Ciència EuroMargins SWIM (“*Earthquake and Tsunami Hazards in the SouthWest Iberian Margin: High-resolution imaging of active faults and paleoseismic signature*”). Durant la campanya, realitzada a l'estiu de 2006, es van adquirir dades de batimetria multifeix, gravimetria, perfilador del fons marí i sísmica de reflexió multicanal, a la part externa del Golf de Cadis a bord del BIO Hespérides (I.P. E. Gràcia). L'objectiu principal del projecte era la caracterització de la geometria, l'estructura profunda i el moment de deformació de les falles actives localitzades en aquesta regió.

Aquesta campanya és la continuació natural d'una sèrie de projectes nacionals i europeus i de campanyes oceanogràfiques al Golf de Cadis, que durant el període 1998-2003 tenien per objectiu l'estudi del complex límit de plaques entre Àfrica i Ibèria, així com reconèixer les estructures potencialment tsunamigèniques al SO d'Ibèria (RIFANO-91; IAM-1993; EU-BIGSETS-98; PARSIFAL-00; TASYO-01; HITS-01; SISMAR-02; VOLTAIRE-02; GAP-03). En aquestes campanyes es van recollir dades de sísmica de reflexió multicanal i d'alta resolució, sonar d'escombrat lateral (*sidescan sonar*), batimetria multifeix, i testimonis (*cores*) de sediments (p.e. Sartori et al., 1994; Banda et al., 1995; Dañobeitia et al., 1999; Mendes-Victor et al., 1999; Gràcia et al., 2001; Zitellini et al., 2001; Gutscher et al., 2002; Zitellini et al., 2004).

Entre 2003-2006 es van succeir un total de 6 campanyes oceanogràfiques (PRIME-03, DELILA-04, MATESPRO-04, SWIM-04, DELSIS-05, i SWIM-05) dins el projecte ESF SWIM (2003-2006), prèvies a la campanya d'adquisició SWIM-2006, amb l'objectiu de completar el mapa batimètric del Golf de Cadis (Diez et al., 2005). Per dissenyar els perfils d'adquisició de SWIM-2006 es va utilitzar aquesta compilació de dades batimètriques, que va permetre identificar noves estructures així com millorar el coneixement (orientació, geometria i dimensions morfològiques) de les identificades prèviament.

3.1. Adquisició de les dades: Campanya SWIM-2006

3.1.1 Objectius de la campanya SWIM-2006

Els objectius específics de la campanya SWIM-2006 van ser:

1. Caracteritzar la geometria somera, el patró i l'estil de la deformació d'estructures neotectòniques com la Falla de Horseshoe i la Falla del Coral Patch, i d'altres estructures localitzades, gràcies a la compilació batimètrica del Golf de Cadis, a les planes abissals del Seine i de Horseshoe.
2. Proporcionar nous límits i restriccions a l'estructura de l'escorça profunda, caracteritzar la natura de l'escorça, i conèixer el moment de deformació dels principals events tectònics de la part externa del Golf de Cadis.
3. Caracteritzar les estructures sismogèniques responsables del terratrèmol del 1969 (Mw 8), l'epicentre del qual es localitza a la PAH, com a un element representatiu (*proxy*) per avaluar les possibles fonts del terratrèmol de Lisboa de 1755 i del posterior tsunami.
4. Explorar l'activitat de les falles de la PAH i calcular paràmetres paleosísmics com la taxa de desplaçament dins del Quaternari. Per assolir aquests objectius s'utilitzaran les noves dades sísmiques i batimètriques adquirides, i la cronologia detallada obtinguda dels cores MD-03-2703 i MD-03-2704 prèviament adquirits a bord del vaixell R/V Marion Dufresne (1995-2003).
5. Identificar i caracteritzar dipòsits de transport de massa i esllavissades submarines associats amb les falles actives de la part externa del Golf de Cadis.

3.1.2 Adquisició de dades

Durant la campanya SWIM-2006 es van adquirir 16 perfils sísmics de reflexió multicanal, conjuntament amb batimetria multifeix d'alta resolució i backscatter amb l'ecosonda Simrad EM120, perfils sísmics de subfons d'alta resolució TOPAS, i camps potencials (magnetisme i gravimetria), totalitzant més de 2700 km de dades geofísiques marines.

Els perfils geofísics adquirits es van dissenyar perpendiculars a les estructures observades en la batimetria compilada. La localització del conjunt de perfils es divideix en dos sectors (Fig. 3.1.): a) perfils perpendiculars a la Falla de Horseshoe i que s'estenen cap al Nord per l'àrea de deformació de la PAH (SW01 fins SW06, i SW15); i b) perfils perpendiculars a través de la Falla del Coral Patch i que s'estenen cap a les estructures neotectòniques de les planes abissals veïnes, Horseshoe al Nord i Seine al Sud (perfils SW09 fins SW14). Un tercer grup de perfils (SW07, SW08 i SW16), es van dissenyar com a nexes de control estratigràfic i de propietats sísmiques en tallar

perpendicularment la resta de perfils sísmics. A més, aquests perfils permeten l'extensió lateral d'algunes de les estructures observades.

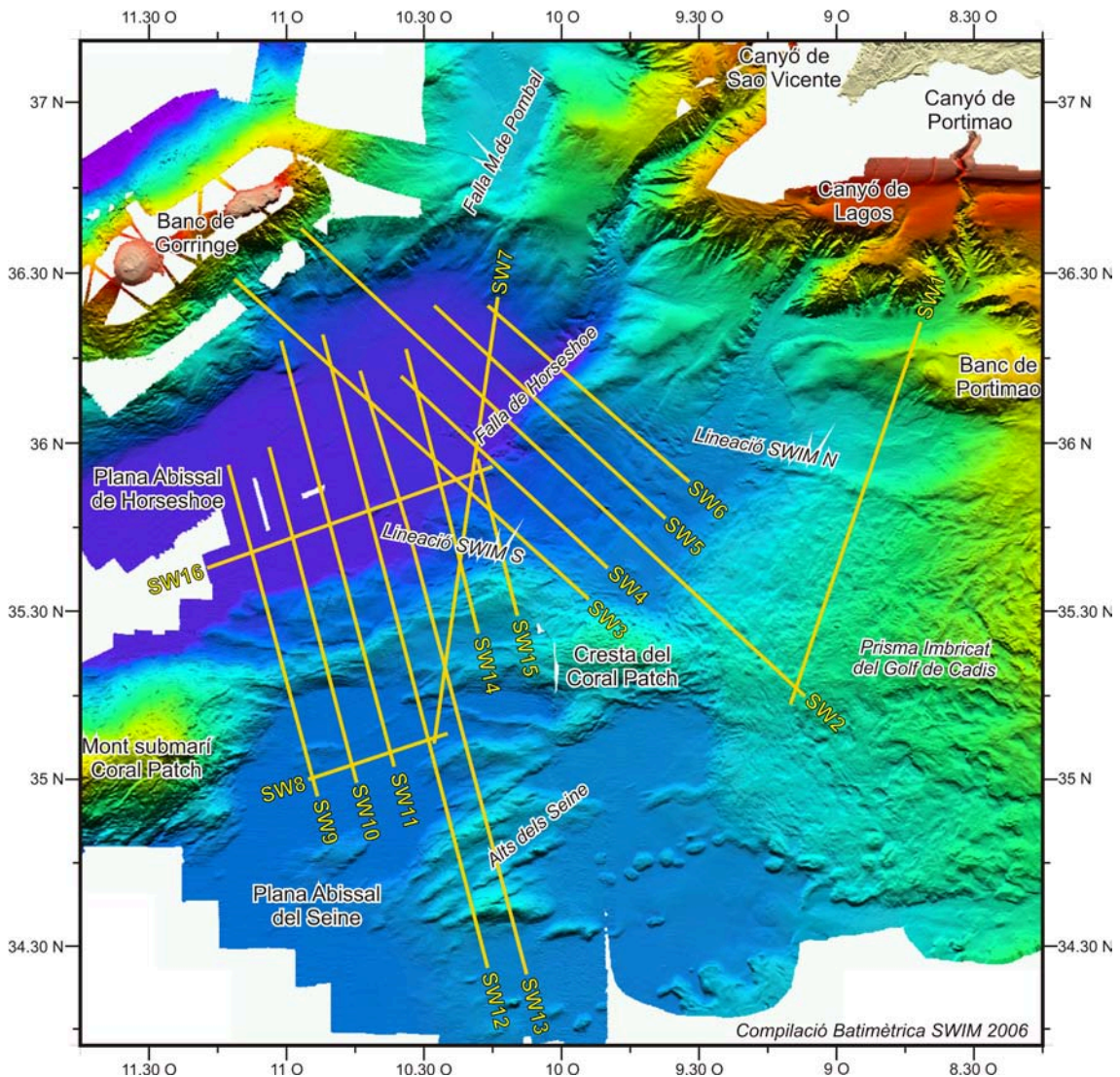


Figura 3.1. Mapa batimètric de la part externa del Golf de Cadis (Diez et al., 2005), amb la localització dels setze perfils adquirits durant la campanya SWIM-2006.

3.2. Mètodes geofísics utilitzats

El treball de recerca presentat és el resultat de l'anàlisi, processat i interpretació de dades adquirides mitjançant tres mètodes d'exploració del fons i subsòl marí: la batimetria multifeix d'alta resolució mitjançant la sonda Simrad EM 120, el perfilador de subfons TOPAS, i la sísmica de reflexió multicanal. A continuació s'expliquen els principis bàsics d'aquestes tècniques, i els paràmetres d'adquisició utilitzats durant la campanya.

3.2.1. Batimetria multifeix

Les ecosondes multifeix proporcionen un coneixement precís i complet de la profunditat i la morfologia dels fons oceànics. Les ecosondes es basen en la mesura del temps que triga una ona acústica en recórrer la distància entre el punt de partida o emissor i el fons del mar on es reflexa, i el seu retorn al punt inicial. L'emissió i recepció acústica es realitza generalment a través d'un transductor. Existeixen diferents equips que permeten realitzar aquesta tasca i que es caracteritzen per la seva freqüència d'emissió (i, per tant, resolució). En el cas de les sondes d'aigües profundes s'utilitzen freqüències entre 12 i 15.5 kHz, i de 95 kHz en sondes d'aigües someres (Bourillet et al., 1996) (Fig. 3.2). De la majoria d'ecosondes se'n pot extreure dos tipus de dades: profunditat i reflectivitat acústica (Augustin et al., 1996).

Durant la campanya SWIM-2006 es va utilitzar l'ecosonda Simrad EM12S-120, dissenyada per treballar en aigües profundes (entre 20 m i 11 km de profunditat) i amb una resolució vertical de 10 a 40 cm. La llargada del pols és de 2, 5 i 15 ms, amb una freqüència de mostreig de 2 kHz, i una freqüència d'emissió de 12 kHz. Aquesta sonda té una obertura del feix de 150° i treballa amb 191 feixos, d'obertura 1° (proa-popa) x 2° (babord-estribord), cobrint un màxim de 5.5 vegades la profunditat (la precisió és del 0.25% de la profunditat). Inclou informació a partir del sensor d'altitud Seapath200/MRU 5 i del sistema de navegació Hydaq, que permeten una compensació electrònica en temps real del moviment del vaixell i l'alçada de les ones a les dades adquirides.

El processat de les dades de batimetria multifeix es realitza mitjançant programaris informàtics (*software*) especialment dissenyats per a la cartografia submarina, com és el cas del programa CARAIBES, desenvolupat per IFREMER i disponible a la Unitat de Tecnologia Marina (UTM). Els principals passos a seguir durant el processat de les dades inclou una primera importació de les dades *raw*, la recerca de possibles errors deguts a variacions en el perfil de velocitats del so en la columna d'aigua i als moviments del vaixell, i l'anul·lació de soroll extern. Posteriorment les dades són filtrades i netejades amb mètodes estadístics, per comparació amb un model digital del terreny de referència (utilitzant un filtre de banda ampla). Una darrera neteja manual amb un editor gràfic permet obtenir més precisió en el control de les dades de profunditat. Tot seguit, s'interpolen les dades batimètriques en nodes d'un mallat espaiat regularment 30 m, amb l'objectiu d'obtenir un model digital del terreny final. Finalment, s'aplica a tot el conjunt de dades una interpolació en temps amb els perfils de velocitats del so.

Les dades de batimetria multifeix i de reflectivitat acústica permeten identificar les principals morfologies i estructures del fons marí i determinar la natura mitjançant les fàcies acústiques (Fig. 3.2).

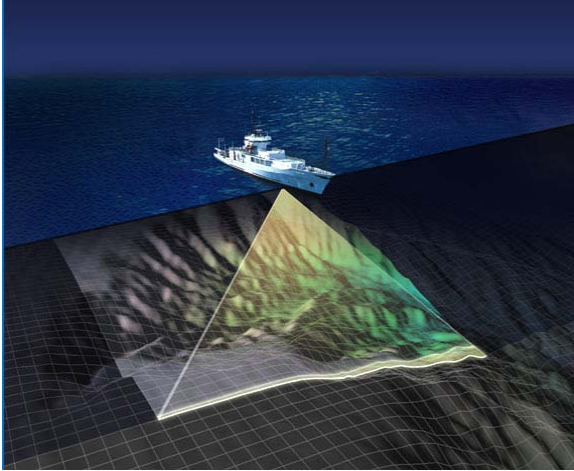


Figura 3.2. Esquema del funcionament d'una sonda multifeix. Obté dades de profunditat i reflectivitat acústica, mitjançant les quals es poden identificar les principals morfologies i estructures del fons marí.

3.2.2. Perfilador de subfons TOPAS

Els perfiladors paramètrics del subsòl són instruments dissenyats per a l'obtenció de perfils sísmics d'alta resolució del fons marí. La UTM disposa del sistema TOPAS (*TOpographic PArametric Sonar*) PS18 a bord del vaixell BIO Hespérides. Es tracta d'un perfilador d'alta resolució amb un efecte paramètric. L'efecte paramètric consisteix en la generació d'un senyal de baixa freqüència (0.5-6 kHz) a partir d'interaccions no lineals entre dos senyals de gran potència i d'alta freqüència (al voltant de 18 kHz). Les fonts paramètriques tenen l'avantatge de generar un senyal de baixa freqüència on es minimitzen els lòbuls laterals, la qual cosa redueix la possibilitat de senyals falsos deguts a rebots laterals (*side echoes*) i augmenta la resolució vertical. En el cas del sistema TOPAS PS18, la resolució vertical màxima és de 0.2 ms amb una amplada de banda de 4°-6°. Durant l'adquisició es va utilitzar un *wavelet* de pols Chirp, amb freqüències de 1.5-5 kHz. La llargada del pols va ser de 20 ms amb un percentatge de *triggering* de 1.5 s. La llargada de la traça utilitzada va ser de 300 ms, amb una freqüència de mostreig de 16000 kHz, i un filtre de banda ampla de 2 kHz. Les dades es van enregistrar en format: TOPAS *raw* per les dades brutes, i SEG-Y per les dades processades.

Les dades obtingudes mitjançant el perfilador TOPAS (Fig. 3.3) proporcionen informació estratigràfica molt detallada dels primers metres per sota del fons marí (de 80 a 100 m), tot i que només penetra en sediments no consolidats. És el sistema ideal

per estudiar en gran detall processos del fons i subfons marí, com l'arquitectura sedimentària recent i les fàcies sísmiques del registre sedimentari del Pleistocè superior-Holocè, els processos de desestabilització de talús, o la geometria subsuperficial tectònica de les estructures actives. Per tant, és un complement magnífic dels sistemes sísmics més profunds.

Els millors resultats s'obtenen a les àrees planes amb sediments d'elevada penetració, mentre que les àrees amb un pendent abrupte i aflorament de roques mostra una penetració molt baixa. Algunes vegades l'adquisició és difícil degut a la complexa topografia de la zona, amb escarpaments de més de 500 m d'alçada. En aquests casos, el senyal es perd i s'obtenen rebots laterals als peus dels escarpaments. Els perfils adquirits a la PAH, apareixen sorollosos i menys definits que els adquirits a la PAS, denotant un rebliment més bast a la primera conca generat per depòsits deguts al transport de massa (turbidites i esllavissades o *slumps*).

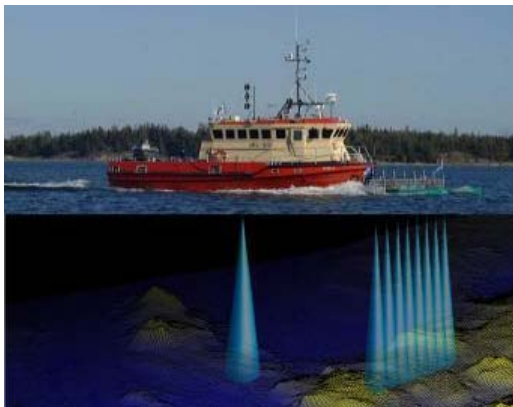


Figura 3.3. Esquema del funcionament d'un perfilador de subfons TOPAS i d'una sonda multifeix. Obté dades amb molt detall dels primers metres per sota del subfons marí, permetent estudiar l'arquitectura sedimentària del Plio-Quaternari i la geometria de les falles actives.

3.2.3. Sísmica de reflexió multicanal

La sísmica de reflexió multicanal (SRM) és un mètode d'adquisició amb el que s'obté una representació de les estructures sota el fons marí, a partir de l'anàlisi de les característiques de la propagació del so a través d'elles. Es basa en el principi de la reflexió de les ones acústiques en les superfícies que separen medis amb densitats suficientment contrastades. Com que la impedància acústica d'un medi és el producte de la seva densitat per la velocitat de propagació de les ones en el mateix, com més gran sigui el contrast d'impedància acústica entre dos medis, major serà la reflexió que es produeix a la superfície que els separa. És el mètode més habitual pel reconeixement del subsòl marí profund. L'equipament de la SRM utilitzat per realitzar l'exploració

sísmica en el mar consta d'una font d'energia d'ones acústiques i d'un equip de receptors o hidròfons (Figs. 3.4, 3.5).

La font d'energia sísmica (Fig. 3.4.a) proporciona el pols d'energia acústica que es reflexarà en els diferents medis. Durant la campanya SWIM-2006 es va utilitzar una font d'aire comprimit (canons) ja que proporciona el rang de freqüències (10-100 Hz) adequat per a estudis de la capa sedimentària i corticals. El funcionament dels canons d'aire comprimit, cadascun format per un doble tambor i pistó, consisteix en la càrrega i descàrrega del tambor inferior, degut a l'aire a molt alta pressió que s'introdueix des del superior, i a l'alliberació brusca del pistó mitjançant un pols elèctric. En funció de la capacitat de la cambra d'aire del canó que el pistó comprimirà, es generarà una determinada freqüència característica. Així, canons petits generaran freqüències altes i a l'inrevés. El pols acústic de gran energia generat pel canó a la capa d'aigua es transmet de forma omnidireccional per la columna d'aigua fins arribar al fons marí, on l'energia es reflexa i es refracta cada cop que troba una discontinuïtat d'impedància acústica.

L'equip de recepció (Fig. 3.4.b) consta d'un conjunt de dispositius que permeten la detecció d'ones elàstiques que viatgen a través de la columna d'aigua o pel fons marí, i el seu emmagatzematge digital. Els senyals procedents de les reflexions a les diferents capes geològiques o reflectors, són captats per un conjunt de sensors o hidròfons. Els hidròfons estan formats per peces de ceràmica piezoelèctrica, en les que es produeix una descàrrega elèctrica amb el canvi de pressió (transformen els senyals acústics en diferències de voltatge). Els hidròfons es disposen linealment en una mànega de plàstic de manera regular, en grups i formant un nombre determinat de canals. Aquest dispositiu rep el nom de *streamer*, i va remolcat des de la popa del vaixell. La mànega està omplerta de querosè, la densitat del qual és lleugerament inferior a la de l'aigua, garantint la flotabilitat i actuant d'aïllant elèctric de l'aigua salada. La flotabilitat també està regulada per un conjunt d'estabilitzadors o *birds*, que compensen hidrodinàmicament qualsevol desviació en la vertical del mateix i que es troben repartits al llarg de l'*streamer*.

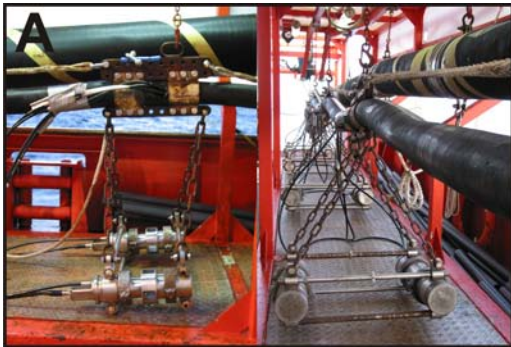
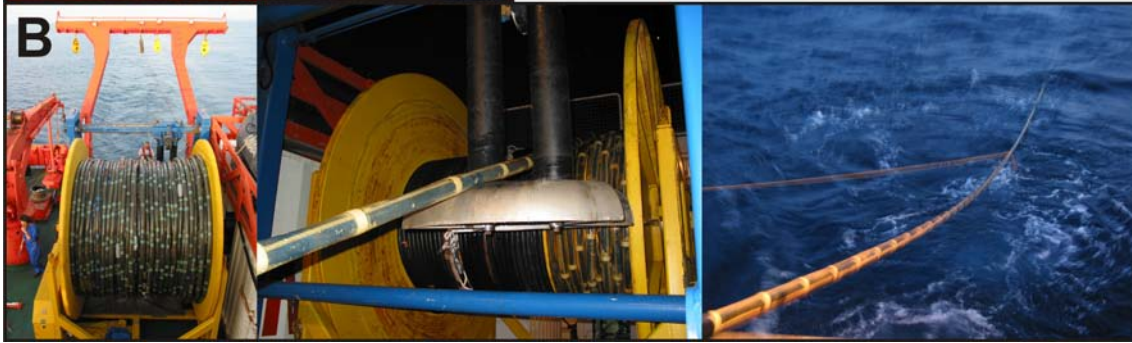


Figura 3.4. a) Font d'energia sísmica: s'observen els canons d'aire comprimit utilitzats per generar el pols acústic. b) Sistema d'adquisició: s'observa la maniobra de desplegament de l'*streamer*, el qual es porta remolcat de la popa del vaixell.



Per l'adquisició de les dades sísmiques durant la campanya SWIM-2006 es va utilitzar un conjunt de 8 canons (Fig. 3.4a) de diferents volums o capacitats d'aire, submergits a 6 m de profunditat (models 1500LL i 1900 LLX-T). La suma de les capacitats individuals dels 8 canons (de les seves cambres d'aire) va assolir 1050 c.i. L'ús de canons de diferents volums d'aire dintre de la mateixa font és una pràctica habitual i es justifica per la necessitat de mostrejar el terreny amb diferents resolucions i penetracions (per tant, freqüències d'emissió) durant l'adquisició. La font va ser dissenyada mitjançant el *software Gundalf* per afavorir les altes freqüències.

L'equip receptor de la campanya SWIM-2006 va ser un *streamer* Teledyne model 40508, que té 24 seccions actives, cadascuna de 100 m de longitud (Fig.3.4b). Cada secció activa està configurada per 4 canals amb 24 hidròfons per canal, en total 96 canals amb 25 m de separació entre cadascun. L'*streamer* es va desplegar a 7 m de profunditat, i per controlar i visualitzar la seva profunditat es van col·locar 12 *birds*. Les dades es van enregistrar en format SEG-D 48058 rev-1 amb una freqüència de mostreig de 2 ms. La llargada del registre era 11 s TWTT amb una distància entre tirs de 37.5 m, a excepció del perfil SW1, situat en una àrea somera, on es va obtenir una llargada de registre de 9 s TWTT amb un interval de tir de 25 m.

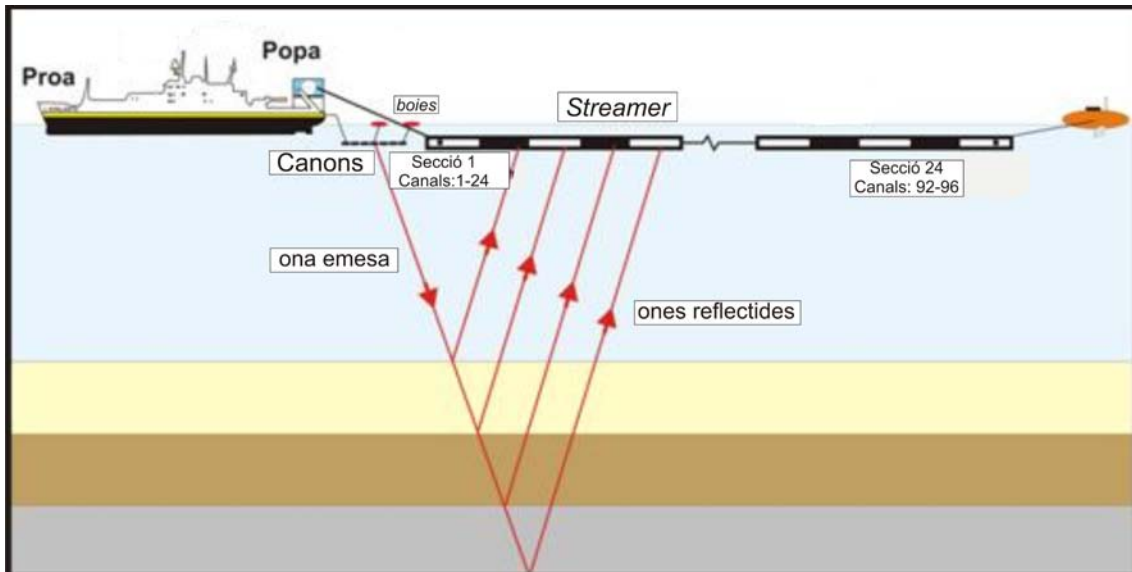


Figura 3.5. Esquema d'adquisició de dades de sísmica multicanal. S'observa la font d'energia sísmica (ristra de canons) i el sistema d'adquisició (l'streamer), així com el trajecte que realitza el pols acústic generat pel canons, reflectint a les discontinuïtats acústiques del fons marí i sent enregistrat pels hidròfons que formen l'streamer.

L'equip de processat de les dades de SRM que disposa el vaixell BIO Hespérides inclou una màquina SUN Sparc Station 10 equipada amb el software ProMax, versió 6.0, de la casa Landmark Graphics i un lector de cintes DAT de 4 mm. Durant la campanya SWIM 2006, l'equip de geofísics format per Rafael Batolomé i Eduardo Rubio embarcats al BIO Hespérides, va aplicar un processat simple de control de qualitat a les dades de SRM amb l'obtenció d'unes primeres imatges o *brut stacks*, per tal de controlar la qualitat de les dades i del sistema d'adquisició. Aquesta seqüència de processat inclou un remostrejat de les dades, l'edició dels canals i dels tirs, el picat del *top mute* al domini de tir, la recuperació de l'amplitud verdadera, l'aplicació d'un filtre FK i d'un de banda ampla, una deconvolució predictiva, les correccions geomètrica i de NMO a velocitat constant (1700 m/s), i l'obtenció d'un *brut stack* final per cadascuna de les línies adquirides, als quals se'ls hi va aplicar una migració *Stolt* a velocitat constant (1500 m/s).

3.3. Processat dels perfils de sísmica de reflexió multicanal (SRM)

3.3.1. Processat de dades de SRM: Migració en temps post-stack

En aquest apartat es presenta la seqüència de processat de les dades de SRM que va permetre millorar les imatges *brut-stack* obtingudes a bord durant l'adquisició. La seqüència (Fig 3.6) va ser dissenyada i aplicada per l'autora del treball i pel Dr. Rafael Bartolomé, co-director del treball de recerca tutelat a la UTM, en el laboratori del

mateix centre durant l'any 2007. S'ha dut a terme mitjançant el sistema de processat digital ProMAX, versió 6.0, de la companyia Landmark Graphics, en una estació de treball SUN Blade 2000 equipada amb lector DAT de 4 mm.

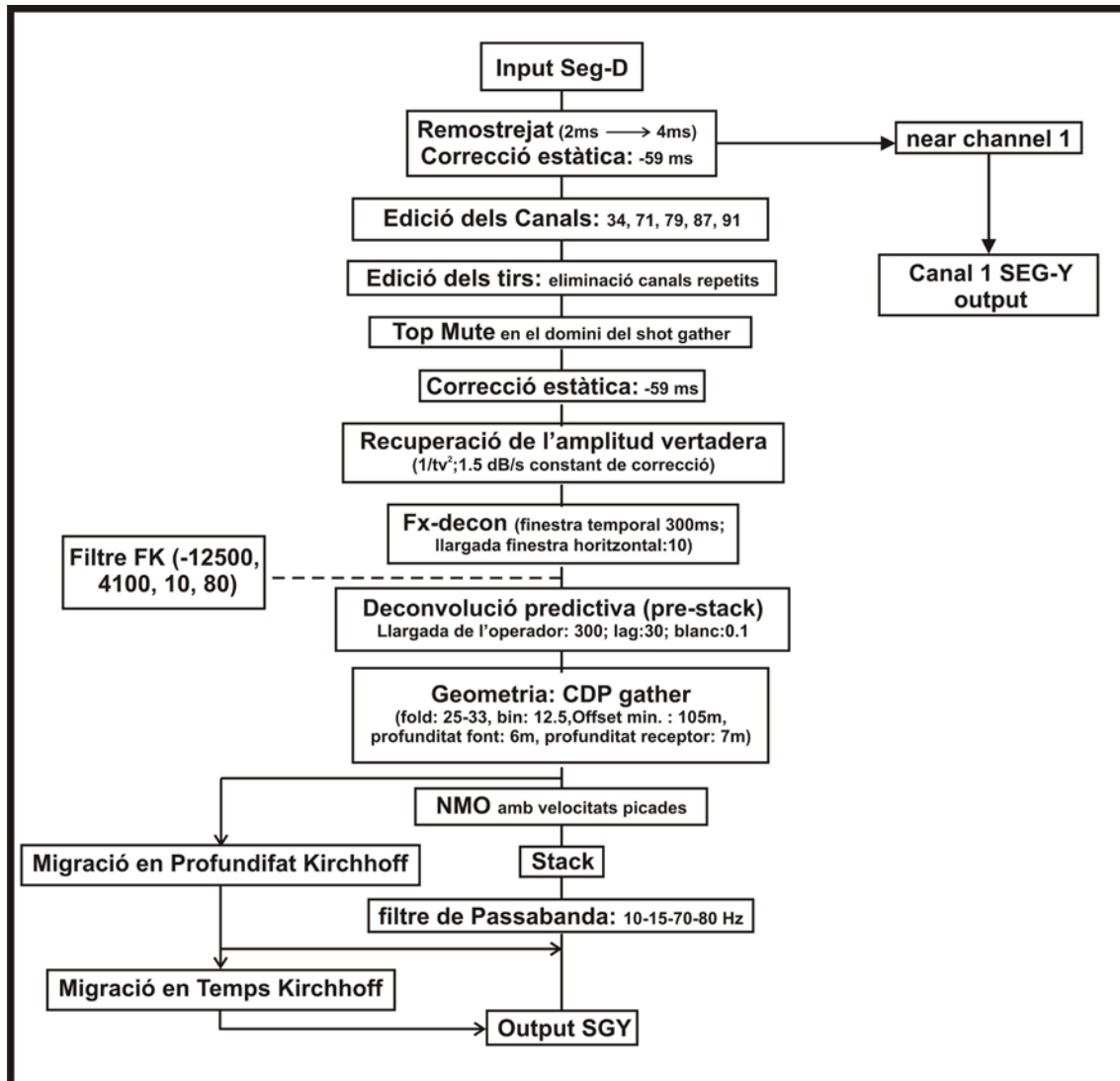


Figura 3.6. Esquema de la seqüència de processat aplicada als perfils sísmics de reflexió multicanal al laboratori de la UTM, una vegada finalitzada l'adquisició durant la campanya SWIM-2006.

La seqüència de processat (Fig. 3.6) amb la qual es van obtenir la imatge dels perfils sísmics inclou: un primer conjunt d'accions i d'algoritmes destinats a la millora de la relació senyal/soroll de les traces originals (o *shot gathers*). Es pot diferenciar: 1) remostreig de les dades de 2 a 4 ms, per aconseguir reduir a la meitat la mida del *dataset*; 2) edició dels *shot gathers* eliminant els arxius canviats i duplicats; 3) edició dels canals sorollosos i corruptes, per tal de reduir el soroll; 4) aplicació d'una correcció estàtica de 59 ms, per compensar el desfase existent entre la finestra d'enregistrament i l'interval de tir (*shot triggers*); 5) compensació de la pèrdua d'energia que experimenta

el front d'ones a mesura que es propaga per la terra com a conseqüència de l'absorció, transmissió/ reflexió i de la dispersió geomètrica. Es va aplicar un guany d'energia variable en el temps i en l'espai als trets sísmics bruts (*shot gathers*) mitjançant una estimació de les velocitats de la zona; 6) recuperació de l'amplitud verdadera (*true amplitude recovering*), incrementant l'amplitud de les arribades; 7) picat dels *top mutes* al domini de tir (*shot domain*); 8) Aplicació d'un filtre de passabanda (fase mínima entre 10/15 i 70/80 Hz) amb l'objectiu de reduir l'*aliasing* espacial i el soroll d'elevada amplitud i baixa freqüència; 9) eliminació del soroll amb pendent en els perfils que no presenten canvis de pendent importants, i aplicació d'un filtre FK (-12500 m/s i 4100 m/s entre 10 i 80 Hz). L'aplicació d'un filtre FK pot generar molts problemes si s'aplica de manera incorrecta, ja que pot eliminar senyals provinents d'events inclinats en offsets grans que comparteixen el mateix pendent en l'espai temporal que el soroll a eliminar (Fig 3.7).

El segon conjunt d'accions de la seqüència del processat prèvia a la migració, consisteix en realitzar una deconvolució abans de la sumació de traces (o *stack*), per eliminar les reverberacions i altres múltiples de període curt de les arribades. Es va utilitzar una deconvolució predictiva de fase mínima, amb llargada de l'operador de 180 ms i una predicció de 14 ms després de fer nombrosos tests. A continuació es van dissenyar filtres per l'eliminació del múltiple, especialment important en àrees amb falles i amb una columna d'aigua petita. En el cas de la zona d'estudi, l'arribada del múltiple del fons del mar es produeix al mateix temps que l'ona primària dels reflectors més profunds, però amb una inclinació diferent. Tot i que segurament s'eliminaran la majoria d'aquests múltiples fent l'*stack* amb la velocitat correcta del medi (superior a la de l'aigua), és molt important identificar les arribades primàries abans de la sumació amb l'objectiu d'eliminar els múltiples de la imatge que s'utilitzarà per picar la velocitat del medi.

Finalment es va fer una correcció geomètrica utilitzant la navegació del vaixell per estimar l'interval de dispar, resultant un número de traces per CMP entre 35 i 48 per la línia SW1 (teòric interval de dispar de 25 m), i entre 25 i 33 per la resta dels perfils (teòric interval de dispar de 37.5 m). Aquesta diferència entre l'interval teòric i real dels dispar, és deguda al fet que el sistema de dispar disponible al vaixell és dependent del temps i no de l'espai. Així, la posició d'un dispar (25 m per SW1, 37.5 m per la resta de perfils) era calculada anticipadament fent una previsió del temps que trigaria el vaixell a col·locar-se en aquesta posició, cosa que no sempre es compleix degut a canvis en la

velocitat i direcció del propi vaixell, especialment amb condicions meteorològiques adverses. Això fa que es compliqui la geometria de l'experiment introduint un interval de dispar no constant al llarg dels perfils. Tot seguit es va aplicar una correcció NMO picant velocitats a cadascun dels perfils depenent de la complexitat geològica. Es finalitza la seqüència realitzant l'*stack* de les dades i una migració en profunditat *post-stack* (Stolt) a velocitat constant (1500 m/s) (Fig. 3.6).

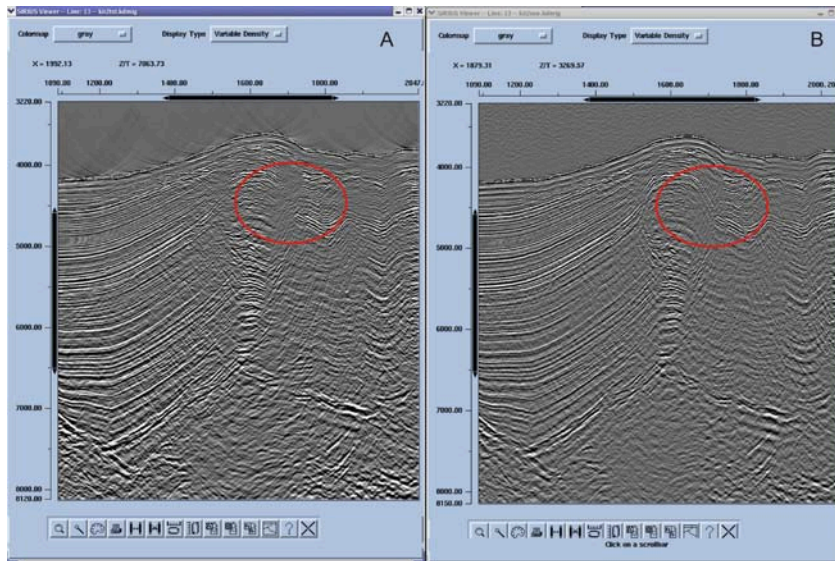


Figura 3.7. Detall de la migració en profunditat pre-stack del perfil SW13. L'aplicació errònia del filtre FK, pot eliminar senyal real (A), que si s'observa en una migració sense aquest filtre FK (B).

3.3.2. Processat PSDM de dades SRM: Migració en profunditat abans de la sumació (Pre-stack Depth Migration)

Les imatges en temps sense migrar no són reals geomètricament ja que estan distorsionades i contenen difraccions associades amb la fracturació. Així, les imatges temporals no migrades no proporcionen informació adequada sobre la profunditat real ni la geometria de les estructures. Si es vol estudiar en detall les estructures actives identificades a la part externa del Golf de Cadis, quantificar el desplaçament recent que han sofert, realitzar interpretacions neotectòniques en detall, calcular paràmetres sísmics, i poder utilitzar l'estructura com a input per la modelització de tsunamis, és imprescindible realitzar la migració (ja sigui en temps, en profunditat, abans o després de l'*stack*) per tal d'obtenir la geometria corregida dels reflectors (profunditat i inclinació).

Per altra banda, un problema que sempre afecta als geòlegs i als geofísics alhora de realitzar la interpretació dels perfils, és el fet de que les dades sísmiques estan representades en temps en comptes de profunditat. L'exageració vertical canvia amb la

profunditat (perquè la velocitat normalment augmenta amb la profunditat), distorsionant la perspectiva i canviant la inclinació aparent dels plans de falla. Per tant, en funció de l'estudi a realitzar es requerirà que les imatges estiguin en profunditat i no en temps.

Es poden descriure les variacions geomètriques d'un reflector durant el procés de migració, per comparació d'aquest reflector en una secció geològica i la corresponent secció sísmica en temps (Fig. 3.8). Realitzant aquesta comparació és evident que:

-L'angle d'inclinació del reflector en la secció geològica és major que en la secció en temps; per tant, la migració verticalitza els reflectors.

-La llargada dels reflectors és inferior en la secció geològica que en la secció en temps; per tant, la migració escurça els reflectors.

-La migració mou els reflectors en la direcció vertical contrària a la inclinació.

Es poden realitzar diferents tipus de migració:

a) Migracions en temps i en profunditat. La migració en temps és apropiada sempre i quan les variacions laterals de la velocitat siguin lleus o moderades. Quan els gradients de velocitat lateral són importants, les migracions en temps no generen una imatge real. En aquest cas, és necessari utilitzar la migració en profunditat, el output de la qual és una secció en profunditat.

b) Migracions després de l'stack (post-stack) i abans de l'stack (pre-stack). La migració *post-stack* utilitza la teoria aplicable a les dades registrades amb la mateixa font i receptor (offset zero), la qual assumeix que la secció *stack* és equivalent a una secció en offset zero. Durant l'*stack*, es col·lapsa l'eix offset (horitzontal) per sumació de les dades en un pla temporal a offset zero, assumint el moveout hiperbòlic (Yilmaz, 1987). Degut a la presència de variacions laterals importants de la velocitat, l'assumpció hiperbòlica pot no ser apropiada per alguns reflectors en alguns *CMP gathers*. La hipòtesi de que una secció estacada convencional és equivalent a una secció d'offset zero tampoc es compleix en presència de múltiples forts i inclinacions conflictives amb diferents velocitats d'*stack*. Si la hipòtesis no és vàlida, no es pot utilitzar la migració *post-stack*. Aquest és el cas de les reflexions que es produeixen al mateix temps amb diferents velocitats d'*stack*; quan un reflector horitzontal és intersectat per un reflector inclinat, només es pot escollir una velocitat d'*stack* a favor d'un dels dos events, llavors el procés d'*stack* degrada la qualitat de la imatge. Per tant, davant de conflictes d'inclinació, un *stack* curt és equivalent a una secció en fase zero i s'ha d'utilitzar una

migració en profunditat *pre-stack* (PSDM). La PSDM té en compte la trajectòria dels raigs i per tant, corregeix les distorsions provocades per les variacions laterals en la velocitat de les estructures, proporcionant la imatge en profunditat correcte d'estructures complexes, incloent les falles. L'objectiu de la migració és realitzar la secció sumada (*stack*) de manera que s'assembli el màxim possible a un tall geològic al llarg de la línia sísmica. La migració mou la inclinació dels reflectors cap a la seva posició real i col·lapsa les difraccions, d'aquesta manera es poden delimitar trets en detall de la subsuperfície, com plans de falla. De fet, no és necessari tenir estructures complexes per obtenir avantatges de la migració: les distorsions ocasionals de la continuïtat de la reflexió, les quals generen difraccions degudes al creixement de les falles que són subtils en la secció *stack*, es tornen visibles o més rellevants en les seccions migrades. La claredat de la secció migrada és preferible no només per raons geomètriques, sinó també per interpretar la imatge.

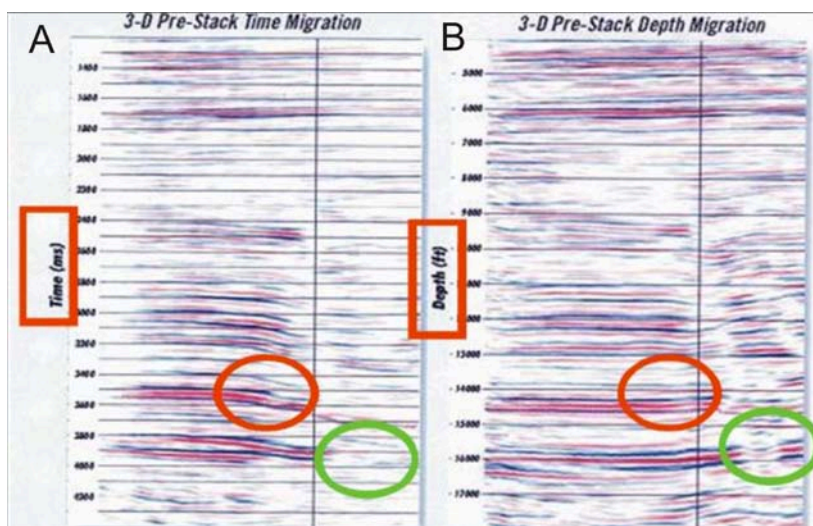


Figura 3.8. En la migració en temps *pre-stack* (a), els reflectors sísmics en el bloc de falla apareixen inclinats cap avall (cercle vermell). En la migració en profunditat *pre-stack* (b), els mateixos reflectors estan situats correctament. A més, els reflectors en la part baixa de la falla (cercle verd) estan millor definits en la imatge en profunditat, gràcies a la correcta modelització realitzada amb un bon model de velocitats.

La migració no desplaça events horitzontals; mou events inclinats en la direcció contrària al cabussament (*updip*) i col·lapsa les difraccions, permetent així la delimitació de falles. Tenint en compte que l'objectiu principal de l'adquisició de perfils sísmics al Golf de Cadis és l'estudi d'estructures actives i falles, la migració dels perfils sísmics és necessària. Una migració correcta requereix un model de velocitats acurat, però obtenir aquest model apropiat és una tasca molt difícil. De fet, la falta d'un model de velocitat correcte normalment és el factor més important que impedeix aplicar la migració PSDM per moure els events inclinats a la posició correcta.

Per realitzar la PSDM dels perfils que es presenten en aquest treball, s'ha utilitzat un algoritme de migració Kirchhoff. Es basa en l'equació del recorregut d'offset no-zero per un punt dispersat. En comptes de sumar les hipèrboles de difracció al llarg de l'offset zero (com en el cas de la migració *post-stack* realitzada com a primer processat per l'autora del treball), es sumen les amplituds al llarg de les trajectòries del temps de recorregut de les difraccions d'offset no-zero (Yilmaz, 1987). En el cas de l'offset zero, el camp de velocitat marca la curvatura del patró d'aquest sumatori. Cada offset comú es migra de manera independent i el resultat es superimposa (*stack*) per generar la secció migrada. La migració *pre-stack* genera una secció millor perquè totes les inclinacions estan presents a la secció. Tot i que es pot resoldre el problema de les inclinacions amb la migració abans de l'*stack*, hi ha altres problemes associats amb aquesta aproximació: és molt costós en termes de complexitat i temps de càlcul, i és molt sensible a errors generats en la determinació del camp de velocitats. Aquests errors són més greus en inclinacions esglaonades, que és precisament quan la migració *pre-stack* és més útil, fent que de vegades la secció migrada sigui difícil d'interpretar degut a una pobre migració derivada d'una velocitat errònia.

Exemples d'àrees de complexitat geològica són els cossos salins, zones someres plenes de gas, blocs fallats, fons marins irregulars amb forts pendents. En aquests casos es requereix l'aplicació de la PSDM. Com s'ha explicat a l'apartat anterior, la fisiografia del Golf de Cadis es caracteritza per la presència de moltes irregularitats al fons marí generades per encavalcaments actius, falles normals i de direcció, que fan imprescindible la PSDM dels perfils sísmics per tal de realitzar una interpretació detallada tant de la geometria de les estructures com de la cobertura sedimentària. El fet d'obtenir la geometria i les dimensions de les diferents estructures, permet quantificar la deformació que generen aquestes i realitzar estudis neotectònics.

Definir detalladament el model de velocitats és, doncs, el factor clau en la PSDM: la qualitat de l'imatge final està relacionada amb la construcció del model de velocitat. El mètode utilitzat durant l'estada d'un mes realitzada per l'autora del treball a IFM-Geomar (Kiel, Alemanya) per construir el model de velocitat, es coneix com "*depth-focussing error analysis*" de les dades sísmiques. Es va utilitzar el *software* comercial SIRIUS, de l'empresa GX Technologies. Aquest *software* inclou PSDM amb una anàlisi centrada en la profunditat que es basa en càlculs de diferències finites i en algoritmes del recorregut del raig (McBarnet, 2000). El model de velocitat es construeix capa a

capa iterativament. Partint del fet que les velocitats normalment augmenten amb la profunditat, els errors en la migració acostumen a ser majors en els events més profunds que en els superficials, doncs els errors es propaguen cap a la capa inferior. Per altra banda, la inclinació dels events requereix d'unes velocitats de migració més precises, ja que el desplaçament és proporcional a la inclinació.

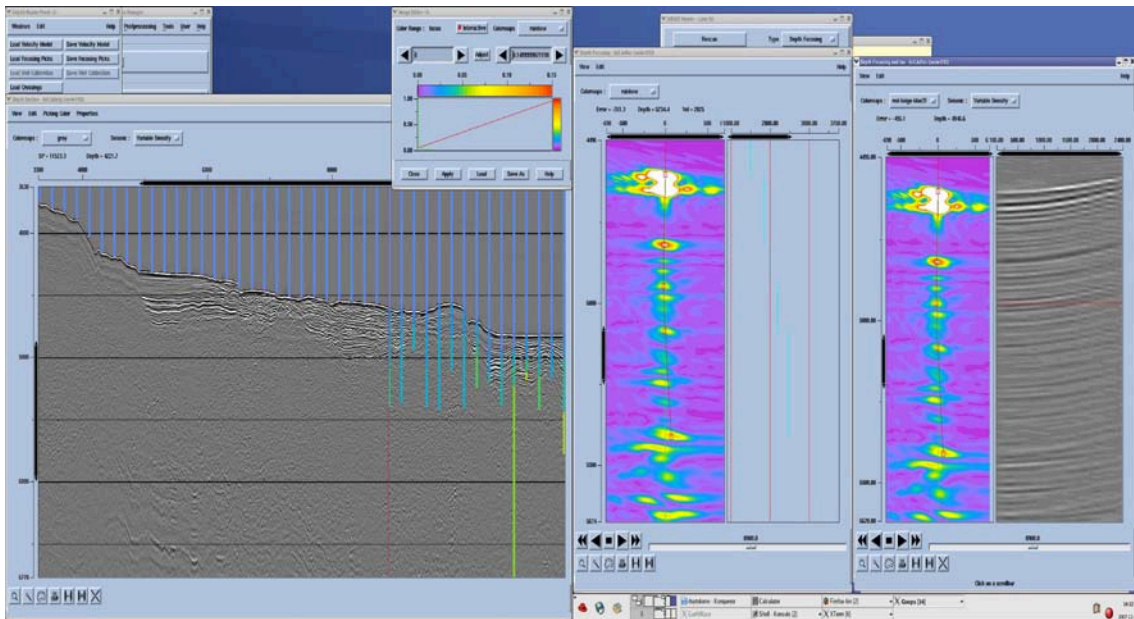


Figura 3.9. Panells utilitzats per picar les velocitats en la tercera iteració. En el panell de l'esquerra, s'observa la migració en profunditat pre-stack obtinguda en la iteració prèvia i en un nou horitzó les velocitats comencen a ser picades. En el panell central, s'observa l'anàlisi de velocitat mostrant la concentració d'energia en un gràfic de semblança vs el valor de la velocitat d'interval picada en les línies verticals negres. En el panell de la dreta, s'observa el mateix anàlisi de la velocitat que en el panell central però amb els CMP gathers sobrecorreguts (forma de smile): és necessari reduir la velocitat.

El procés iteratiu de la construcció del model de velocitats comença amb un primer pas per reemplaçar el temps doble de recorregut del fons marí a la profunditat, utilitzant la velocitat de l'aigua. En la següent iteració, interpretant la secció, es defineix un nou horitzó (normalment el reflector més evident i més continu) on es realitzarà un nou anàlisi de la velocitat de migració en unes posicions de CMP específiques (normalment intervals espacials constants per obtenir un fitxer de velocitats homogeni). Aquests anàlisis consisteixen en fer diverses temptatives de migració amb diferents velocitats i col·locar-les una al costat de l'altre, generant un gràfic on es representa la semblança vs la profunditat. En la pràctica, es pica la velocitat de màxima semblança (on l'energia es concentra) en el gràfic de la velocitat vs profunditat. Per millorar la qualitat del pics de velocitat, es transformen els anàlisis de velocitat en un número de

CMP gathers veïns, normalment sumats amb l'ajut del *software* (Fig. 3.9), per confirmar la continuïtat lateral dels reflectors.

D'aquesta manera, es pot realitzar una nova iteració de la migració amb el nou model de velocitats que migrarà correctament fins l'horitzó picat. La nova imatge migrada és l'entrada per la nova iteració del següent horitzó, on es realitzarà un nou anàlisi per trobar la seva velocitat. En cada iteració s'augmenta el detall de la imatge, obtenint les velocitats d'interval i la clarificació de les estructures. Aquesta modelització iterativa està molt lligada a la interpretació geològica (horitzons). Així, les variacions laterals de velocitats són definides a mesura que es va processant i interpretant la imatge, i les estructures en profunditat es revelen per si mateixes. A mesura que l'estructura final/ model de velocitats es confirmen, els errors relacionats amb la profunditat estaran més propers al zero per totes les profunditats. Tant els models de velocitats finals utilitzats per fer la migració en profunditat dels perfils SW13 i SW16, com els perfils migrats en si mateixos, es presenten en l'apartat 4 de resultats d'aquest treball.

3.4. Criteris per l'anàlisi i la interpretació dels perfils de sísmica multicanal

Tant els *stacks* finals com les migracions en profunditat *pre-stack*, van ser exportades en format SEG-Y amb les coordenades dels CDPs en projecció UTM, per tal d'importar-les al *software Kingdom Suite* i representar la interpretació estratigràfica i estructural realitzada.

La interpretació es va iniciar identificant les diferents fàcies sísmiques presents als perfils sísmics, entenent com fàcies sísmiques al conjunt de propietats observables en un perfil sísmic per un estrat o conjunt d'estrats. Aquestes propietats són: configuració, amplitud, freqüència, continuïtat, i velocitat de l'interval. Les fàcies sísmiques estan controlades per les litofàcies dels materials, per les geometries de les superfícies d'estratificació, la potència dels estrats i per la litologia (Vera Torres, 1994). S'han identificat als perfils estudiats fins a cinc fàcies sísmiques (Fig. 3.10): a) fàcies estratificada paral·lela; b) fàcies estratificada plegada; c) fàcies estratificada truncada; d) fàcies caòtica; e) fàcies hiperbòlica; i f) fàcies transparent.

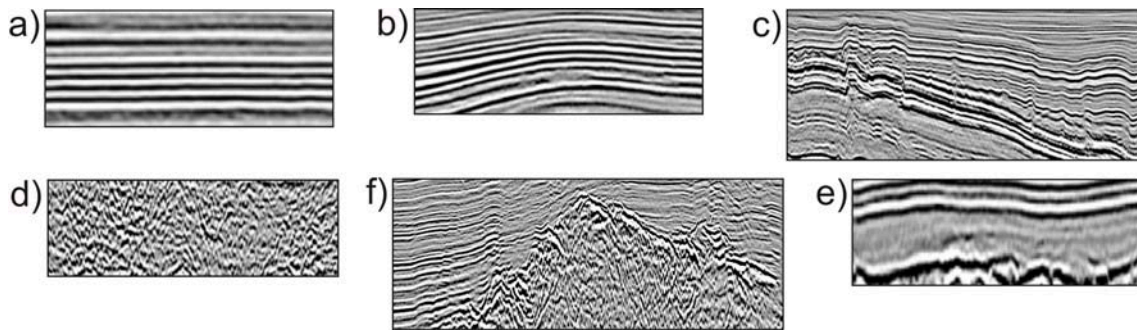


Figura 3.10. *Fàcies sísmiques que s'observen als perfils de sísmica multicanal: a) fàcies estratificada paral·lela; b) fàcies estratificada plegada; c) fàcies estratificada truncada; d) fàcies caòtica; e) fàcies hiperbòlica; i f) fàcies transparent.*

Tot seguit es van identificar un conjunt de discontinuïtats majors a escala regional, que representen el límits de les unitats sísmiques definides al basament acústic i a la cobertura sedimentària, i es van correlacionar al llarg de tots els perfils. El sondeig DSDP 135 (Hayes et al., 1972) realitzat a la zona d'estudi, va permetre assignar edats i litologies a les diferents unitats sismoestratigràfiques definides.

4. Resultats

En aquest apartat es presenten els perfils SW13 i SW16 (veure localització a Fig. 3.1) interpretats estratigràficament i estructuralment, als quals se'ls hi ha aplicat el flux de processat i la migració en profunditat *pre-stack* exposats en el capítol anterior. L'elevada qualitat dels perfils de sísmica de reflexió multicanal obtinguts durant la campanya SWIM 2006 ha permès realitzar un estudi exhaustiu sismoestratigràfic a tota la regió d'estudi, explicat a l'apartat 4.1 d'aquest capítol i plasmat en la interpretació dels dos perfils que es presenten en aquest treball. La interpretació detallada de les estructures observades en els perfils sísmics SW13 i SW16 s'explica en els apartats 4.2 i 4.3, respectivament.

4.1. Unitats sismoestratigràfiques

L'anàlisi estratigràfic dels perfils sísmics s'ha realitzat d'acord amb la metodologia de l'estratigrafia sísmica (Payton, 1977). D'aquesta manera, s'han reconegut un seguit de discontinuïtats principals a escala regional, correlacionades al llarg de tots els perfils, i que constitueixen els límits de les unitats sísmiques definides a la cobertura sedimentària mesozoica i cenozoica i al basament acústic.

L'estudi dels materials que formen la cobertura sedimentària i el basament de la zona d'estudi s'ha fet tenint en compte el context geològic i els diferents episodis que han marcat l'evolució geodinàmica del Marge SO d'Ibèria. L'anàlisi sismoestratigràfic dels perfils sísmics ha permès la diferenciació de sis unitats limitades per discontinuïtats majors al sector més occidental del Golf de Cadis, tant a les planes abissals com als alts que les separen (Fig. 4.1). La designació d'edats i litologies a aquestes unitats s'ha realitzat mitjançant la correlació amb el DSDP 135 (Hayes et al., 1972), perforat a la Cresta del Coral Patch (CCP) i per on passa el perfil SW13, i amb les unitats descrites i els perfils interpretats per diferents autors a la part externa del Golf de Cadis (p.e. Sartori et al., 1994; Torelli et al., 1997; Tortella et al., 1997; Hayward et al., 1999; Maldonado et al., 1999; Medialdea et al., 2004). Les unitats mesozoiques-cenozoiques han estat numerades de sostre a base en orde ascendent (I a VI).

L'anàlisi cronostatigràfic s'ha realitzat fonamentalment per establir l'edat de formació i desenvolupament de les diferents estructures de deformació identificades a la zona d'estudi, i emmarcar-les en el context regional.

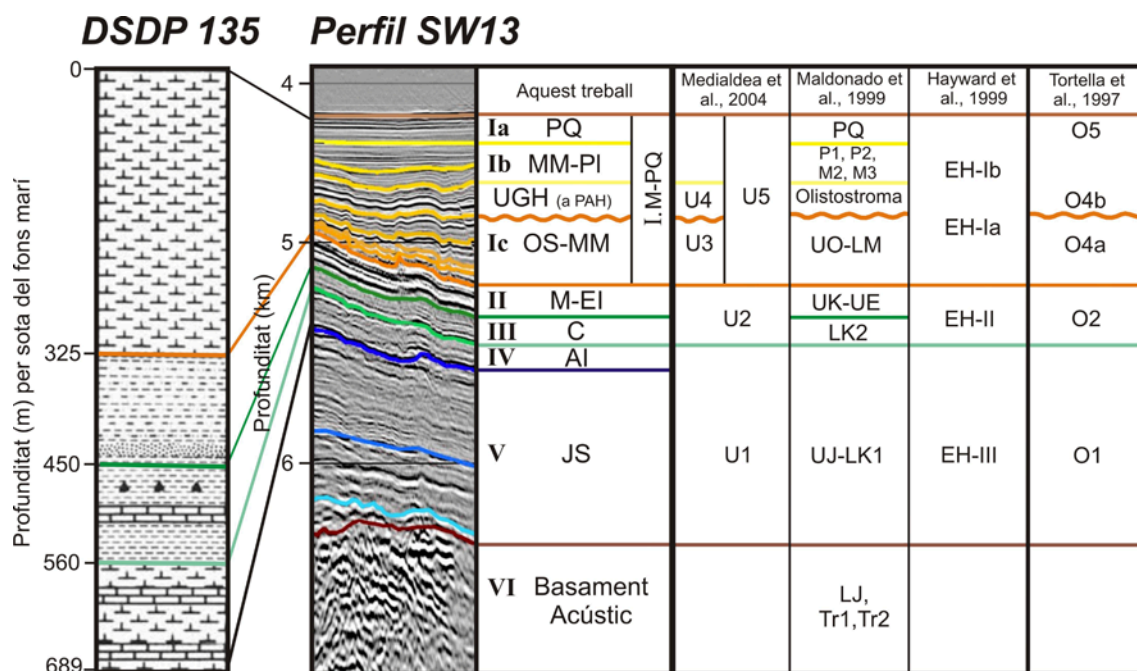


Figura 4.1. Esquema de les sis unitats sismoestratigràfiques diferenciades a la zona d'estudi i correlació amb les unitats descrites pels diferents autors (Tortella et al., 1997; Hayward et al., 1999; Maldonado et al., 1999; Medialdea et al., 2004). La datació s'ha realitzat mitjançant el sondeig DSDP 135 (Hayes et al., 1972) perforat a la Cresta del Coral Patch i tallat pel perfil SW13. I.M-PQ: Miocè-Quaternari; Ia.PQ: Plio-Quaternari; Ib.MM-PI: Miocè mitjà-Pliocè; UGH: Unitat Gravitacional de Horseshoe (del Tortonà superior i només present a la Plana Abissal de Horseshoe); Ic.OS-MM: Oligocè superior-Miocè mitjà; II.M-EI: Maastrichtià-Eocè inferior; III.C: Cretaci; IV. AI: Aptià inferior; V.JS: Juràssic superior; VI.Basament Acústic del Triàsic i Juràssic.

4.1.1. Unitat I: Miocè a Quaternari.

Dins d'aquesta unitat s'han diferenciats 3 subunitats (Ia, Ib, i Ic) que es poden datar mitjançant el treball realitzat prèviament per diferents autors (Tortella et al., 1997; Maldonado et al., 1999) i el sondeig DSDP 135 (per la unitat Ia). A més, en els perfils sísmics s'han reconegut 4 discontinuïtats estratigràfiques en la regió d'estudi corresponents a diferents episodis de l'estadi compressiu (Fig. 4.1); però a les quals no els hi podem assignar una edat per falta de correlació directa amb els sondeigs existents a la part oriental del Golf de Cadis. S'ha de destacar la presència de la Unitat Gravitacional de Horseshoe (UGH) d'edat Tortoniana (Miocè superior), marcador regional que reomple la PAH (Tortella et al., 1997; Maldonado et al., 1999; Medialdea et al., 2004; Iribarren et al., 2007).

A grans trets, aquestes unitats es caracteritzen per reflexions semi-contínues a contínues i d'amplitud mitja, tot i que en alguns sectors apareixen quasi transparents. Apareixen localment afectades per falles, resultat de l'acomodació d'episodis de deformació recents, així com per plecs de diferent longitud d'ona. En àrees de grans pendents, són freqüents les esllavissades. Aquesta unitat es correspon amb les

denominades O4 i O5 per Tortella et al. (1997), EH-I per Hayward et al. (1999) i U5 per Medialdea et al. (2004). Es poden diferenciar les següents subunitats:

- *I.a. Plio-Quaternari*. Aquesta subunitat està més ben representada a les planes abissals que a les zones elevades. Presenta reflectors de baixa amplitud o transparents i discontinus a la part baixa, i amb una mica més d'amplitud i interdigitats a la part alta. El seu límit inferior és una superfície subhoritzontal que emmascara moltes de les geometries de les unitats infrajacentes i de la UGH. La seva potència oscil·la entre 100 m als alts i 300 m a les zones profundes. Està formada per argiles i sorres que corresponen a dipòsits hemipelàgics, sorres turbidítics i dipòsits de flux de corrent (Hayes et al., 1972). Les variacions en les fàcies i en la potència, estan controlades per l'estructura del marge, la font de sediments i les fluctuacions del nivell del mar eustàtic durant el Plio-Quaternari. Aquesta subunitat es correspon amb les denominades PQ per Maldonado et al. (1999).

- *I.b. Miocè mitjà-Pliocè*. El caràcter sísmic d'aquesta subunitat és variable, des de reflectors de baixa amplitud i semi-continus a la CCP i a la PAS, a reflectors d'amplitud mitja i força més continus a la PAH. En aquest darrer sector, la base de la subunitat és un reflector molt marcat que representa el sostre de la UGH, fet que condiciona la geometria tant irregular que s'observa. Aquesta subunitat es caracteritza per una potència força constant d'uns 200 m a la zona de la CCP i als Alts del Seine, augmentant cap a les zones profundes (planes abissals del Seine i de Horseshoe), on pot arribar a assolir fins 550 m de potència. Està formada per argiles i interstratificacions de sorres cristal·lines de gra molt fi que passen a argiles sorrenques a la part alta de la subunitat, representant una cobertura hemipelàgica de la conca amb alguns estrats turbidítics sorrencs (Hayes et al., 1972). Aquesta subunitat es correspon amb les denominades M2, M3, P1, P2 per Maldonado et al. (1999).

- *Unitat Gravitacional de Horseshoe (UGH)*. Aquesta subunitat s'identifica sísmicament pels reflectors caòtics d'alta amplitud amb nombroses difraccions i reflexions hiperbòliques (p.e. Torelli et al., 1997; Iribarren et al., 2007). Aquest caràcter caòtic va disminuint d'est a oest, cap al front de la subunitat, on es poden arribar a distingir reflectors subparal·lels. Se li atribueix una edat d'emplaçament del Tortonian superior (Torelli et al., 1997; Iribarren et al., 2007). La UGH està limitada al Nord pel Banc de Goringe i al Sud pel Coral Patch, on

desapareix per tasconament lateral. El límit oriental es troba lleugerament per sota del PIGC. Alguns reflectors interns sub-horitzontals dins la UGH, indiquen que aquesta subunitat es va formar en diversos episodis (Camurri, 2004). La falta d'interdigitació entre els extrems d'aquesta subunitat i els sediments, explicaria que aquests episodis van ocórrer en un període de temps molt curt, o que les successives caigudes de sediments van ocupar àrees cada vegada més reduïdes dins la unitat gravitacional (Iribarren et al., 2007). Aquesta subunitat es correspon amb les denominades O4b per Tortella et al. (1997), Olistostroma per Maldonado et al. (1999), i U4 per Medialdea et al. (2004).

- *I.c. Oligocè superior-Miocè mitjà*. Aquesta subunitat mostra reflectors paral·lels i continus, que es disposen cap a conca en *downlap* sobre la unitat infrajacent. Segons el DSDP 135 que va perforar la subunitat a una profunditat de 325 m, està formada per argiles margoses i sorres (Hayes et al., 1972). La subunitat de l'Oligocè superior-Miocè mitjà no s'identifica en tot el Golf de Cadis, però sí a la zona del Coral Patch i a les planes abissals del Seine i de Horseshoe. En aquesta última, es situa per sota de la UGH. La seva potència, per tant, és molt variable ja que en alguns sectors pot arribar a ser inexistent i en altres assolir centenars de metres. El límit inferior és un reflector molt potent d'elevada amplitud, interpretat com una disconformitat erosional, la qual s'estén cap a la ruptura del paleopendent. El límit superior també és un reflector d'elevada amplitud que correspon a una discontinuïtat regional (Maldonado et al., 1999). Aquesta discordança s'observa bé en la zona nord del Golf de Cadis, separant els dipòsits del Miocè mitjà de la unitat de la plataforma carbonatada d'edat oligocena. La discordança actua com a paleotalús per la generació del sistema turbidíctic del Miocè superior, alhora que cap a conca s'enfonsa per sota dels dipòsits de l'olistostroma del Miocè mitjà. L'edat d'aquesta subunitat ha estat atribuïda de forma temptativa a l'Oligocè superior-Miocè mitjà en relació a la seva posició estratigràfica. A la plataforma continental i al talús superior es correlaciona amb la unitat UO-LM descrita per Maldonado et al. (1999), i amb la unitat U3 descrita per Medialdea et al. (2004).

4.1.2. Unitat II: Cretaci superior a Eocè inferior

Aquesta unitat presenta reflectors ondulats i discontinus d'amplitud mitja-baixa a la base, que passen a ser més continus i de major amplitud al sostre. El sostre està

marcat per un reflector continu d'elevada amplitud i apareix recobert a la zona d'estudi per la unitat I (materials d'edat Oligocè superior-Quaternari) o per la UGH (del Tortonià). En el segon cas, el sostre correspon a una discordança erosiva molt irregular, que s'estén cap a la ruptura del paleopendent i que va ser generada per processos d'excavació i erosió durant el procés d'emplaçament d'aquesta unitat. Enregistra l'episodi extensional final del Cretaci superior-Terciari inferior del marge passiu. Els dipòsits omplen els semi-grabens i onlapen els alts estructurals dels marges. Aquesta unitat va ser dipositada en ambient profund i apareix constituïda per sediments terrígens (argiles i llims) i per calcàries i margues a la base d'edat Maastrichtiana (Cretaci superior), segons el sondeig DSDP 135 que la va perforar a 450 m de profunditat (Hayes et al., 1972). La potencia és molt variable, des de desenes de metres a la CCP, augmentant cap a les planes abissals fins aproximadament 1 km. Aquesta unitat es troba afectada per plecs en les zones profundes, adaptant-se a la morfologia del basament.

La sedimentació d'aquests materials és coetània amb l'obertura de l'Atlàntic Nord i la discordança que es troba al sostre de la unitat es relaciona amb l'inici de l'etapa de convergència entre Ibèria i Àfrica (Medialdea et al., 2004). Hayes et al. (1972) suggereix que aquesta discordança representa un hiata a escala regional en l'àrea de la CCP, que vindria donat per un canvi en l'aport sedimentari a la conca. Aquest passaria de ser predominantment terrigen a pelàgic, com a conseqüència d'un episodi d'elevació tectònica dels alts estructurals d'aquesta zona que van actuar com una barrera sedimentària (Medialdea et al., 2004).

La unitat es correspon amb la denominada O2 de Tortella et al. (1997), EH-II de Hayward et al. (1999), UK-UE de Maldonado et al. (1999) i U2 de Medialdea et al. (2004).

4.1.3. Unitat III: Cretaci

El caràcter sísmic d'aquesta unitat és molt divers, en funció de la seva posició lateral i vertical en la seqüència estratigràfica dins els semi-grabens. La part inferior està marcada per un reflector d'elevada amplitud que representa una gran discordança formada durant l'Aptià, moment de l'obertura de l'Atlàntic Nord. A la part central dels semi-grabens, els reflectors mostren una configuració amb fàcies transparent agradacionals i divergents, passant lateralment a conjunts de reflectors progradants que cabussen cap a la conca a les àrees de mur. Aquesta geometria indica ventalls amb parets inclinades retrogradacionals (*growthstrata*).

Aquesta unitat presenta grans canvis de potència, de 150 m a la CCP, fins a 500 m a la PAH. Segons el sondeig DSDP 135 que va perforar la unitat a una profunditat de 560 m, està formada per pissarres verdes i negres, amb intercalacions de capes de calcària, llim i chert (Hayes et al., 1972). La litologia i el caràcter sísmic indiquen fàcies de talús interestratificades amb ventalls de mur, passant verticalment a depòsits agradacionals onlapant el talús i a dipòsits de conca (Maldonado et al., 1999).

Aquesta unitat d'edat entre Aptià inferior a Maastrichtià, es correlaciona amb la denominada O2 per Tortella et al. (1997), EH-II de Hayward et al. (1999), la LK2 per Maldonado et al. (1999), i la U2 de Medialdea et al. (2004).

4.1.4. Unitats IV-V: Cretaci inferior i Juràssic superior

Aquestes unitats omplen les depressions de les estructures semi-grabens infrajaccents. Els depòsits en contacte amb els escarpaments fallats dels semi-grabens generen reflectors caòtics, i presenten un caràcter progradacional cap a conca. S'observen reflectors agradacionals al peu de la paret dels semi-grabens i es desenvolupen configuracions en *onlap* i progradacionals al llarg de les parets amb pendent. La part central dels semi-grabens es caracteritzen per les fàcies sísmiques divergents i agradacionals, amb reflectors de gran amplitud, paral·lels i molt continus. Aquesta geometria indica que es van desenvolupar durant l'etapa de *rifting* de l'Atlàntic Nord. Un reflector d'elevada amplitud separa ambdues unitats, i una marcada discordança fàcilment identificada en tota la zona d'estudi les separa de les unitats suprajaccents. La potència de la unitat IV (Aptià inferior) és força constant (200 metres), alhora que la del Juràssic superior (V) varia entre 1.5-2 km a la CCP i com a mínim té 1 km a la PAH.

Segons el sondeig DSDP 135 que les va perforar a la profunditat 689 metres, aquestes unitats estan formades per margues i calcàries d'edat Juràssic superior-Aptià inferior (Hayes et al., 1972). A la unitat V (del Juràssic superior) s'han observat tres discontinuïtats estratigràfiques a la zona de la CCP i de la PAS, que corresponen a diferents estadis de l'episodi extensiu. El sostre de la unitat de l'Aptià inferior a les planes abissals i a la CCP, marca el pas de fàcies calcàries a fàcies argiloses del Cretaci superior-Terciari inferior, fet que indica un aprofundiment de la conca oceànica (Hayes et al., 1972).

Ambdues unitats juntes es corresponen amb la denominada unitat O1 de Tortella et al. (1997), EH-III de Hayward et al. (1999), UJ-LK1 de Maldonado et al. (1999), i U1 de Medialdea et al. (2004).

4.1.5. Unitat VI: Triàsic a Juràssic inferior/mitjà

Aquesta unitat correspon al basament acústic, el qual està format per roques evaporítiques i carbonatades d'edat Triàsica i Juràssica. Es distingeix amb claredat als alts estructurals com a la CCP i a la PAS, però no ha pogut ser reconeguda a la PAH per estar situat per sota del límit de penetració dels perfils sísmics o per l'efecte provocat per la UGH, que atenua la penetració del senyal.

El caràcter sísmic del basament mostra reflectors de gran amplitud i escassa continuïtat lateral, que es van tornant més dèbils i caòtics en profunditat. En els alts estructurals, com la CCP, l'irregular sostre del basament mostra un reflector discontinu i d'amplitud molt elevada, sovint de caràcter hiperbòlic o caòtic. Aquestes ondulacions es relacionen amb encavalcaments que tallen el basament i pleguen la cobertora sedimentària. El sostre de la unitat es situa a una profunditat molt variable, aprofundint-se cap a les planes abissals. A la CCP s'identifica entre els 5.2 km i els 6.5 km, mentre que a la PAS es situa entre els 6.7 km i 8.3 km. A la PAH, el basament no s'observa amb claredat en els 10 km de penetració que tenen els perfils SW13 i SW16.

El sondeig DSDP 135, no va arribar a perforar el basament, però sí als materials de l'Aptià inferior sobre un basament que s'ha interpretat com oceànic (Hayward et al., 1999) i que per altres sondeigs de la regió se sap que és d'edat triàsica i juràssica. La unitat evaporítica triàsica (Keuper) del basament, identificada a la plataforma i al talús continental per Maldonado et al. (1999), representa el nivell de desenganxament dels encavalcaments subbètics, a més de contribuir al desenvolupament de diapirs margo-salins (Maldonado et al., 1999; Gràcia et al., 2003b).

Aquesta unitat es correspon a les denominades TR1, TR2 i LJ per Maldonado et al. (1999).

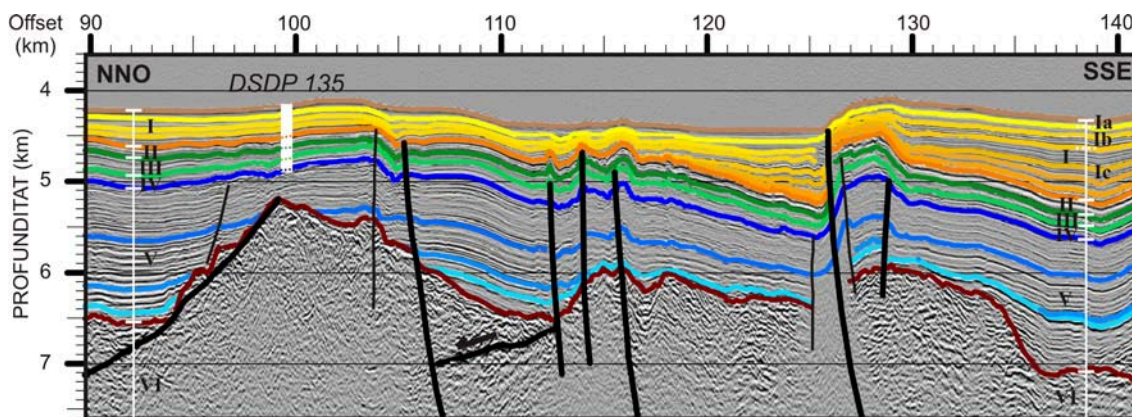


Figura 4.2. Detall del perfil SW13 on s'observen les diferents unitats i subunitats identificades en la regió, i la localització exacta del sondeig DSDP 135 que ha permès establir l'edat de les unitats (Hayes et al., 1972). També s'aprecia l'estructuració del basament en semi-grabens i falles post-mesozoiques afectant la cobertura sedimentària des del basament fins la unitat II. Veure llegenda de les unitats a la figura 4.1. Exageració vertical (EV)= 4.4.

4.2. El perfil SW13: Estratigrafia i tectònica

En aquest apartat es presenten l'*stack* del perfil SW13 (Fig. 4.3.a), realitzat per Rafael Bartolomé a bord del BIO Hespérides durant la campanya SWIM 2006 (I.P. E. Gràcia); el perfil de velocitats (Fig. 4.3.b) obtingut durant l'estada a IFM-GEOMAR (Kiel, Alemanya), necessari per aconseguir la migració en profunditat *pre-stack*; i el perfil SW13 migrat en profunditat *pre-stack* (Fig. 4.3.c), interpretat estratigràficament i estructuralment.

El perfil SW13 (Figs. 3.1, 4.3) correspon a un perfil regional de 200 km de longitud i una orientació NNO-SSE, que talla la CCP, des de la PAH fins la PAS. El basament acústic s'identifica amb claredat a la zona de la CCP i de la PAS, estructurat en semi-grabens i tallat per encavalcaments que pleguen tota la cobertura sedimentària. En aquest sector del perfil, les unitats II, III, IV i V omplen les depressions generades pels blocs basculats del basament acústic, adaptant-se a la seva superfície irregular, i apareixent fallades i/o plegades pels encavalcaments identificats a la unitat infrajacent. Al sector de la PAH, aquestes unitats s'aprofundeixen per sota de la UGH, i totes apareixen tallades i desplaçades verticalment per la Lineació SWIM Sud i per falles subverticals. La Falla del Coral Patch apareix com un llarg encavalcament vergent al NO, de baix angle i cec, doncs no aflora en superfície. La UGH apareix tasconada contra el front de la CCP, augmentant la seva potència cap al sector nord del perfil. En la unitat I, que comprèn de l'Oligocè superior fins el Quaternari, dipositada sobre el sostre irregular de la UGH, s'identifiquen falles amb activitat recent que han provocat el desplaçament vertical del fons marí. A la zona de la CCP i de la PAS, la unitat I apareix

localment afectada per falles i plecs, i es disposa en *onlap* sobre les unitats infrajacentes, disminuint notablement la seva potència des del sector sud del perfil fins el front de la CCP, cap al nord. El caràcter transparent que s'observa a les zones amb canvi brusca de pendent, es relaciona amb els moviments en massa que allà s'hi han produït. Els fons marí a la CCP i als Alts del Seine apareix irregular formant crestes i depressions, generats per encavalcaments que afecten des del basament a tota la cobertura sedimentària.

4.3. El perfil SW16: Estratigrafia i tectònica

En continuació amb l'apartat anterior, en aquest es presenta l'*stack* del perfil SW16 (Fig. 4.4.a) realitzat per Rafael Bartolomé durant la campanya SWIM-2006; el perfil de velocitats (Fig. 4.4.b) obtingut durant l'estada a IFM-GEOMAR (Kiel, Alemanya); i el perfil SW16 interpretat estratigràficament i estructuralment (Fig. 4.4.c).

El perfil SW16 (Figs. 3.1, 4.4) s'estén al llarg de la PAH amb una orientació OSO-ENE i una longitud de 100 km. En aquest perfil no es pot identificar el basament acústic com a conseqüència de la presència de la UGH, amb un gruix màxim de 1.5 km i constituïda per materials poc consolidats, que atenua el senyal i fa que les unitats subjacents II, III, IV, i V es vegin amb més dificultat. Aquestes unitats apareixen tallades per falles, unes de caràcter invers i d'altres molt verticals, probablement direccionals, que provoquen desplaçament vertical de la cobertura sedimentària. S'observa amb nitidesa els límits superior i inferior de la UGH, així com les seves característiques internes. Als perfils sísmics de molt alta resolució TOPAS, la unitat I apareix deformada per falles i plecs. S'identifica l'estructura en flor de la Lineació SWIM Sud, tallada obliquament pel perfil SW16, afectant tota la seqüència sedimentària, provocant un desplaçament vertical de fins a 400 m, i la generació d'un monoclinal de 8 km d'amplada al fons marí. El perfil talla perpendicularment el segment més meridional de la Falla de Horseshoe, on s'observa una disminució brusca del seu relleu i del salt vertical, i on el basament esdevé més somer, respecte al sector nord d'aquest encavalcament.

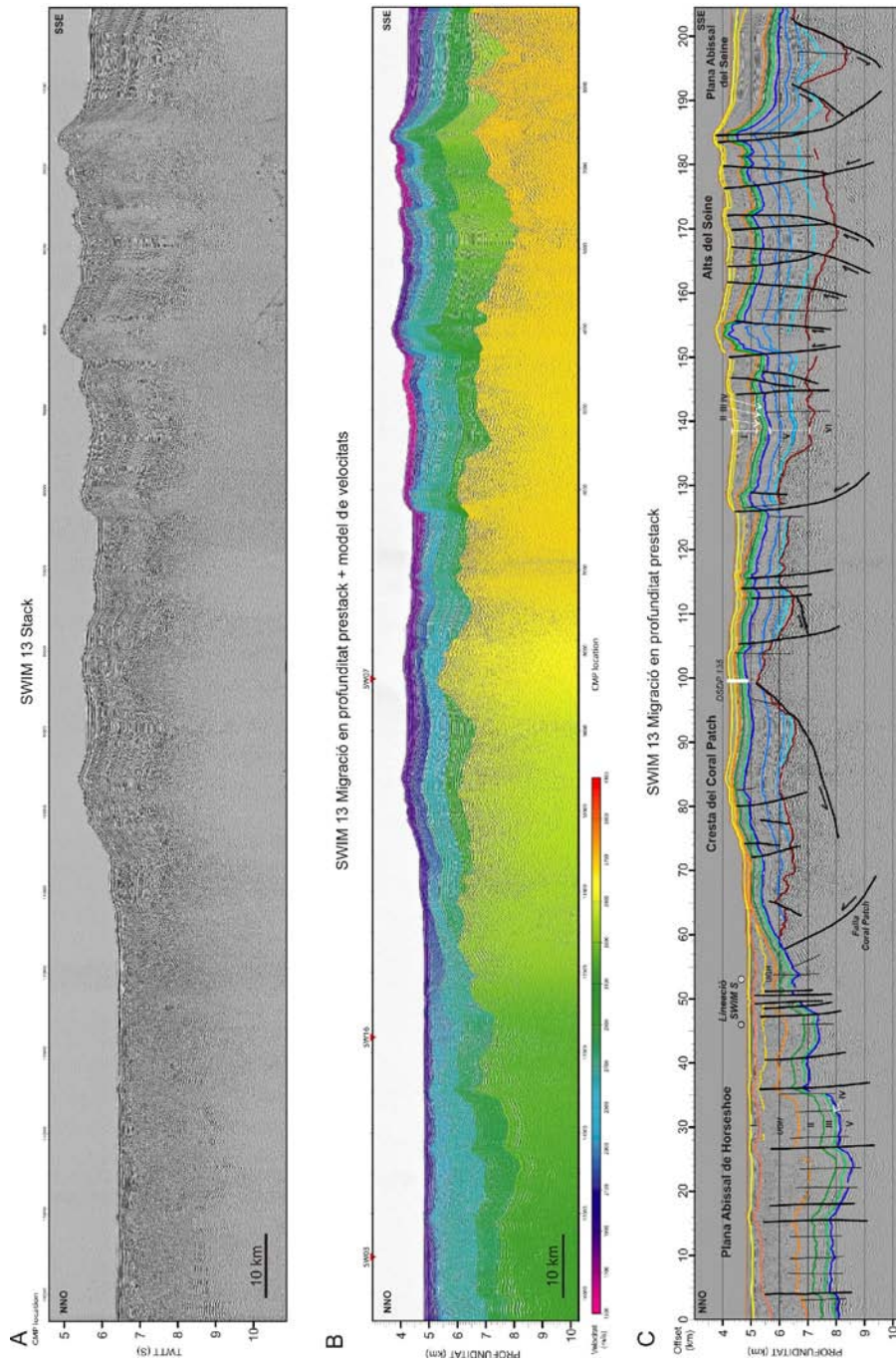


Figura 4.3. Perfil de sísmica de reflexió multicanal SWIM 13. Veure localització a Figura 3.1. A) Stack realitzat a bord del B.O Hesperides per Rafel Bartolomé durant la campanya oceanogràfica SWIM 2006. B) Perfil de velocitats obtingut durant l'estada a l'PM-GEOMAR (Kiel, Alemanya) mitjançant el mètode d'anàlisi d'error centrat en la profunditat dels perfils sísmics, utilitzat per realitzar la migració en profunditat pre-stack. C) Imatge interpretada del perfil SWIM 13 migraat en profunditat pre-stack. Veure llegenda de les unitats a la figura 4.1. EY-5.

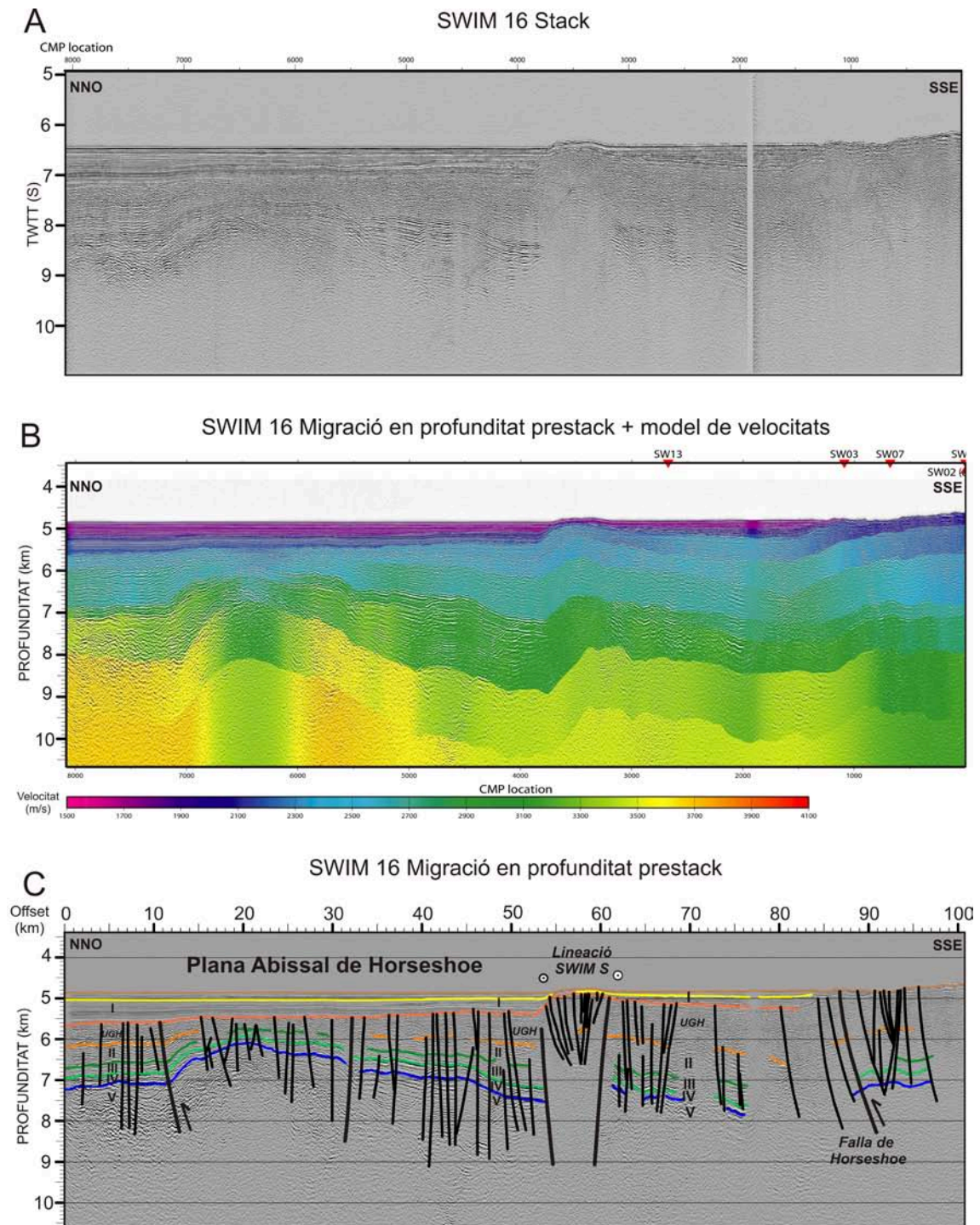


Figura. 4.4. Perfil de sísmica de reflexió multicanal SW16. Veure localització a Figura 3.1. A) Stack realitzat a bord del B/O Hespèrides per Rafael Bartolomé durant la campanya oceanogràfica SWIM 2006. B) Perfil de velocitats obtingut durant l'estada a IFM-GEOMAR (Kiel, Alemanya) mitjançant el mètode d'anàlisi d'error centrat en la profunditat dels perfils sísmics, utilitzat per realitzar la migració en profunditat pre-stack. C) Imatge interpretada del perfil SW16 migrat en profunditat pre-stack. Veure llegenda de les unitats a la figura 4.1. EV= 5.

5. Discussió

5.1. Síntesi de les estructures i fases de deformació

Fruit del minuciós estudi realitzat de tots els perfils de sísmica de reflexió multicanal i dels perfils de subfons TOPAS adquirits durant la campanya SWIM 2006, s'han obtingut nous resultats referents a l'activitat actual de les falles identificades a la part externa del Golf de Cadis, i per tant, en aquest capítol es proposen modificacions a la interpretació del mapa estructural de la zona d'estudi (Zitellini et al., *sotmès*) (Fig. 5.1). Les principals novetats aportades per aquest treball són la identificació d'activitat recent dels encavalcaments que generen els Alts del Seine i de la Falla del Coral Patch, així com d'estructures actives a la PAH i a la PAS, que deformen els sediments Plio-Quaternaris generant irregularitats a la superfície marina, o la identificació de moviment vertical en les Lineacions SWIM, falles de direcció amb component dextra (Figs. 4.3, 4.4).

Gràcies a la bona qualitat dels perfils sísmics s'ha pogut establir una seqüència de fases de deformació del basament acústic i de la cobertura sedimentària (Fig. 4.2):

1) Dipòsits pre-rift. Formats per evaporites i carbonats d'edat Triàsica i Juràsica (unitat VI). L'estructuració en semi-grabens adquirida durant l'etapa mesozoica d'expansió del fons marí, demostra que aquests materials s'havien sedimentat prèviament a l'estadi expansiu.

2) Dipòsits sin-rift. Formats principalment per sediments terrígens d'edat compresa entre el Juràssic superior i l'Eocè inferior (unitats V, IV, III, II). Aquests materials reomplen les depressions generades pels blocs basculats de la unitat infrajacent i s'adapten a la geometria del basament. Les unitats inferiors generen configuracions en *onlap* al llarg de les parets amb pendent, alhora que es generen configuracions agradacionals a la part central dels semi-grabens, denotant que la sedimentació es va produir sincrònicament a l'etapa de rift.

3) Dipòsits sin-compressionals. Formats per hemipelagites, contornites i capes de turbidites sedimentades des de l'Oligocè superior fins l'actualitat (unitat I). L'existència d'un hiata sedimentari entre l'Eocè inferior i l'Oligocè superior, sumat al fet de que el límit inferior és una discordança erosiva regional que marca l'inici de l'estadi compressiu, i que aquesta unitat es disposa en *downlap* sobre la unitat infrajacent, reflexa que la sedimentació d'aquests dipòsits s'està produint sota un règim compressiu que ha provocat l'aixecament regional i l'augment de l'índex d'erosió, generant un hiata sedimentari format pels materials post-rift.

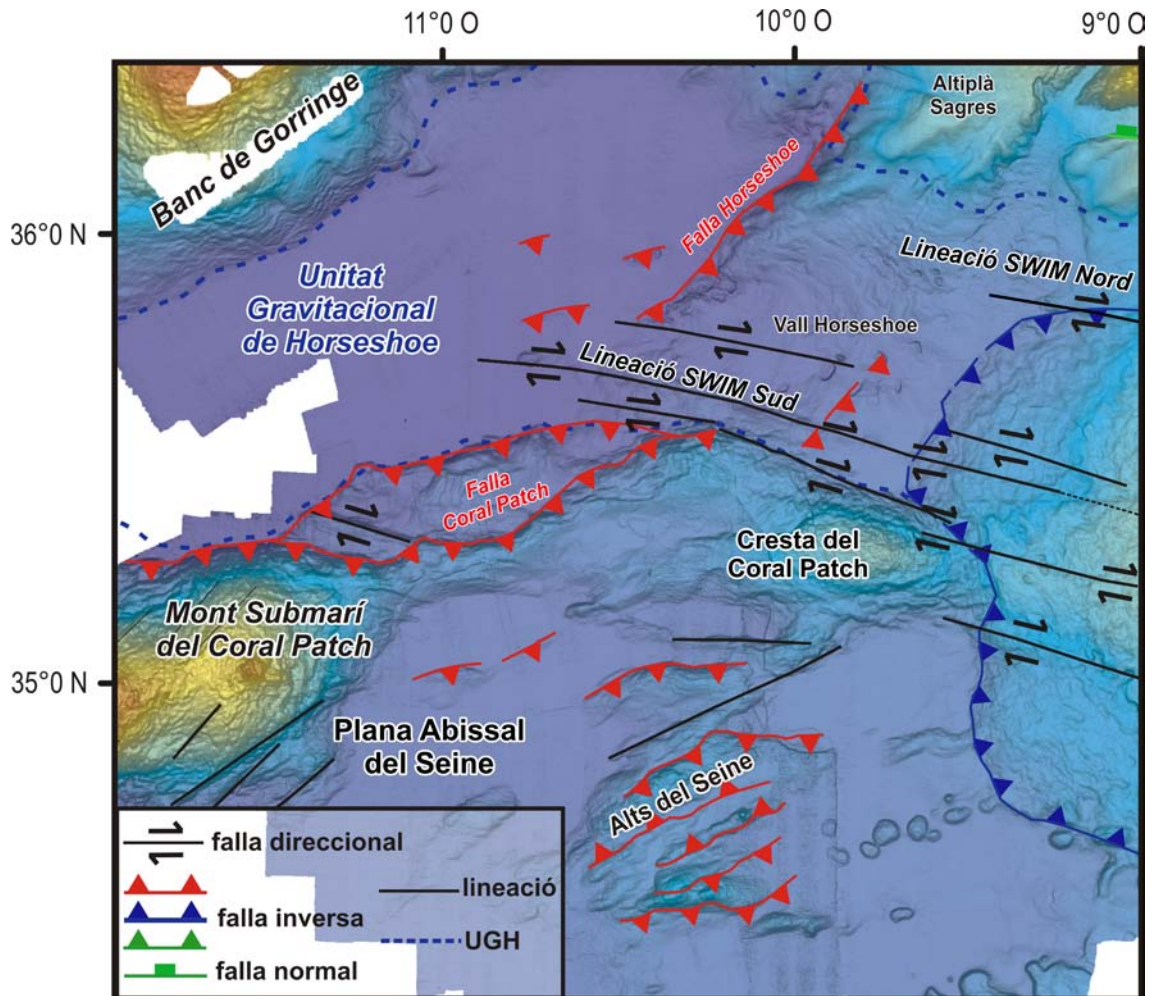


Figura 5.1. Mapa estructural de la part externa del Golf de Cadis, modificat del generat en el marc del projecte EU-NEAREST (Zitellini et al., *sotmès*). Les estructures actives estan representades en vermell i les inactives, reactivades al Neogen en verd i les de neoformació durant el Neogen en blau. UGH, Unitat Gravitacional de Horseshoe.

5.2. Estructura superficial i profunda

La migració en profunditat *pre-stack* realitzada als perfils seleccionats (SW13 i SW16) de la campanya SWIM 2006, ha permès obtenir la geometria real en profunditat de totes les estructures que afecten als primers 10 km de la regió d'estudi. A continuació es descriuen, caracteritzen i quantifiquen les estructures més rellevants de la part externa del Golf de Cadis.

5.2.1. La Lineació SWIM Sud

L'orientació perpendicular dels perfils SW13 i SW16 (Fig. 3.1), permet obtenir una perspectiva completa de les estructures identificades a l'àrea. Per exemple, la Lineació SWIM Sud, corresponent a l'expressió batimètrica (Fig. 5.2) d'una zona de cisalla d'orientació ONO-ESE (Bartolomé et al., 2008; Terrinha et al., *sotmès*), és

tallada per ambdós perfils (Figs. 4.3, 4.4). La Lineació SWIM Sud és una falla activa direccional de 4 km d'amplada amb cert component vertical, que talla tota la seqüència sedimentària des de la superfície marina fins 8 km de profunditat, amb un salt vertical de fins a 350 metres en la unitat V (del Juràssic superior), que representa un índex de desplaçament vertical màxim de $2.4 \cdot 10^{-3}$ mm/a. La Lineació SWIM Sud presenta estructures en flor positives i negatives al seu llarg, característiques de les estructures en direcció (Figs. 4.3, 4.4). Aquesta lineació s'identifica a la batimetria des de la PAH fins al sector oriental del PIGC, arribant a assolir com a mínim 125 km de longitud. Els mecanismes focals i les relacions entre escarpaments desplaçats en superfície han determinat que es tracta d'una estructura dextra.

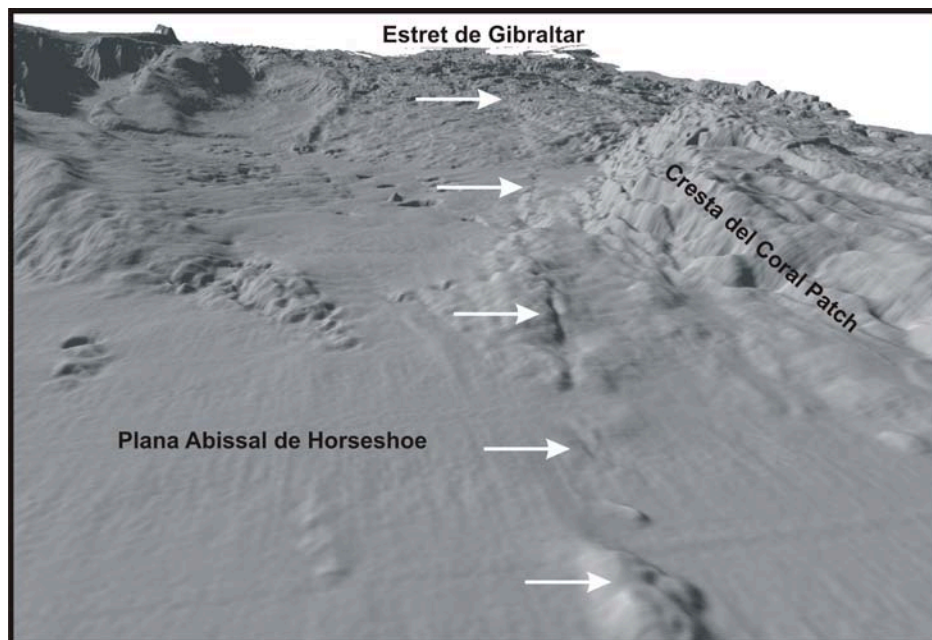


Figura 5.2. Vista 3D de la Lineació SWIM Sud des de la Plana Abissal de Horseshoe fins el Prisma Imbricat del Golf de Cadis (modificat de Zitellini et al., sotmès).

5.2.2. La Plana Abissal de Horseshoe. Deformació i rebliment

La PAH no és completament plana, tal i com es pot apreciar a la imatge del perfil TOPAS SW13 (Fig. 5.3). S'han identificat un seguit de ressalts generats per estructures d'encavalcaments i plects monoclinals. Aquestes estructures actives fan 4 km d'amplada i tallen tota la seqüència sedimentària fins arribar al fons marí, generant desnivells topogràfics de 10 a 20 metres. Es pot calcular la taxa de moviment vertical d'aquestes estructures gràcies a la datació de l'event E13 (Fig. 5.3). Si aquest event s'ha desplaçat 10.7 metres en 13500 anys, aquesta estructura té una taxa de desplaçament vertical de 0.79 mm/a. Tenint en compte que la velocitat de convergència entre Ibèria i Àfrica és

actualment de 4.5 mm/a (Grimison i Chen, 1986; Argus et al., 1989), la taxa de moviment vertical deduïda comporta que aquestes estructures acomoden un 17.6% de la convergència total entre ambdues plaques. El valor de la taxa de desplaçament vertical obtingut és molt elevat, i potser respon a l'adaptació dels sediments a un relleu preexistent.

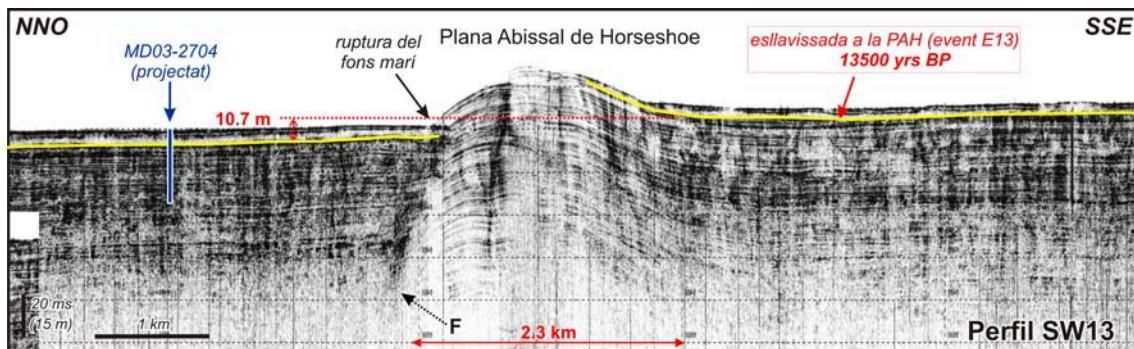


Figura 5.3. Perfil TOPAS SW13. La identificació d'un seguit d'estructures a la Plana Abissal de Horseshoe, demostra l'activitat recent de les falles que s'hi troben. Són estructures formades per encavalcaments i plects, d'uns 2 km d'amplada, que tallen tota la seqüència sedimentària i generen un desnivell topogràfic de 10 a 20. $EV=0.4$.

La UGH, d'edat miocena superior i amb una potència mitja de 1.5 km, està tallada per ambdós perfils on s'observa que reomple una gran part de la PAH (Figs. 4.3, 4.4). S'identifica amb claredat el seu caràcter intern de fàcies sísmiques caòtiques així com l'aprofundiment de les unitats mesozoiques subjacents fins els 6.5 km. El perfil SW16 talla la PAH amb una orientació OSO-ENE, permetent visualitzar els límits inferior i superior de la UGH (Fig. 5.4) i la relació amb la seqüència sedimentària. El desplaçament vertical generat per la Lineació SWIM Sud en la unitat del Juràssic superior és de 350 m. A més, el perfil SW13 permet observar el límit lateral entre aquesta unitat i la CCP, així com la geometria en tascó resultant (Fig. 5.5).

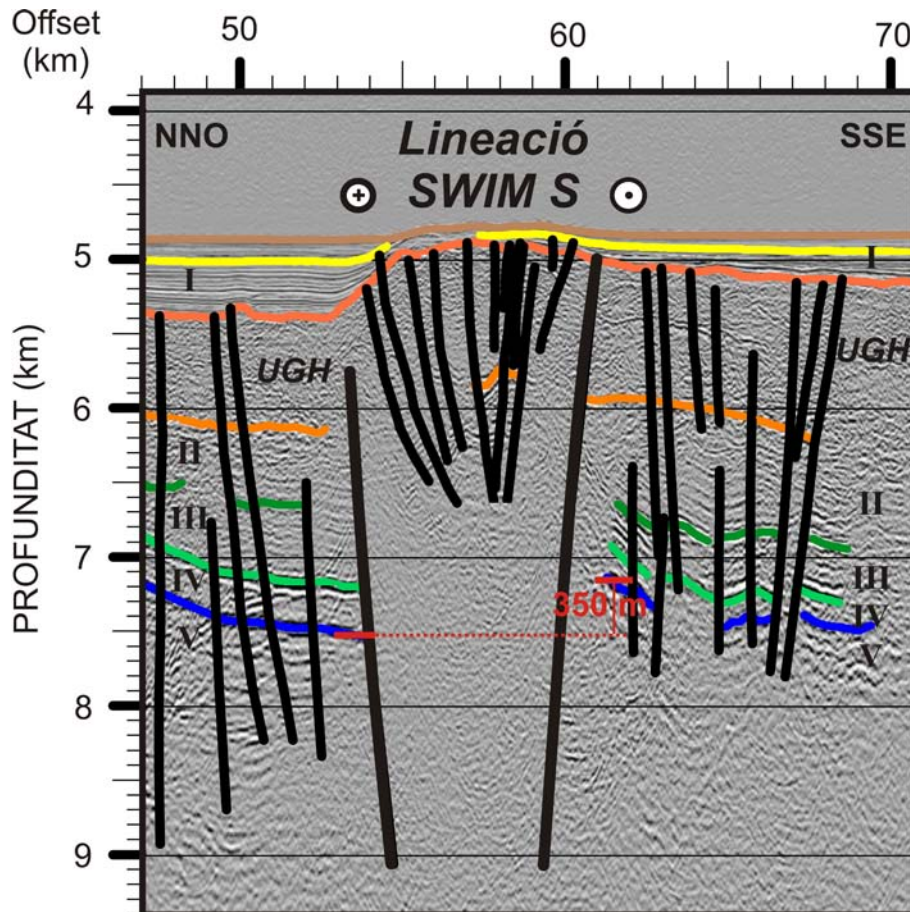


Figura 5.4. Detall del perfil SW16 al sector de la Lineació SWIM Sud. Es pot apreciar la geometria en flor d'aquesta estructura, com afecta a tota la seqüència estratigràfica, des de la unitat del Juràssic superior fins el fons marí. S'observa el component vertical de la lineació, que desplaçat 350 metres a la unitat V. S'identifiquen amb claredat els límits superior i inferior de la UGH, les característiques internes d'aquesta unitat, i l'aprofundiment de les unitats mesozoiques per sota de la UGH. Veure llegenda de les unitats a la Figura 4.1. EV=4.7.

5.2.3. La Falla del Coral Patch i les estructures dels Alts del Seine

El perfil SW13 talla perpendicularment la Falla del Coral Patch. Gràcies a la migració en profunditat *pre-stack* s'observa la geometria real en profunditat d'aquesta estructura, que correspon a un encavalcament amb activitat recent, vergent al NO, de baix angle i cec, doncs arriba fins el 6.2 km de profunditat (Figs. 4.3, 5.5). Al mapa batimètric de la part externa del Golf de Cadis (Diez et al., 2005) es pot resseguir l'escarpament (d'uns 700 m a la part central de la falla) que genera la Falla del Coral Patch durant 177 km. Aquesta estructura presenta dues orientacions principals (Fig. 5.1): E-O durant 32 km a la part més occidental, i NE-SO al llarg de 145 km a la part més oriental.

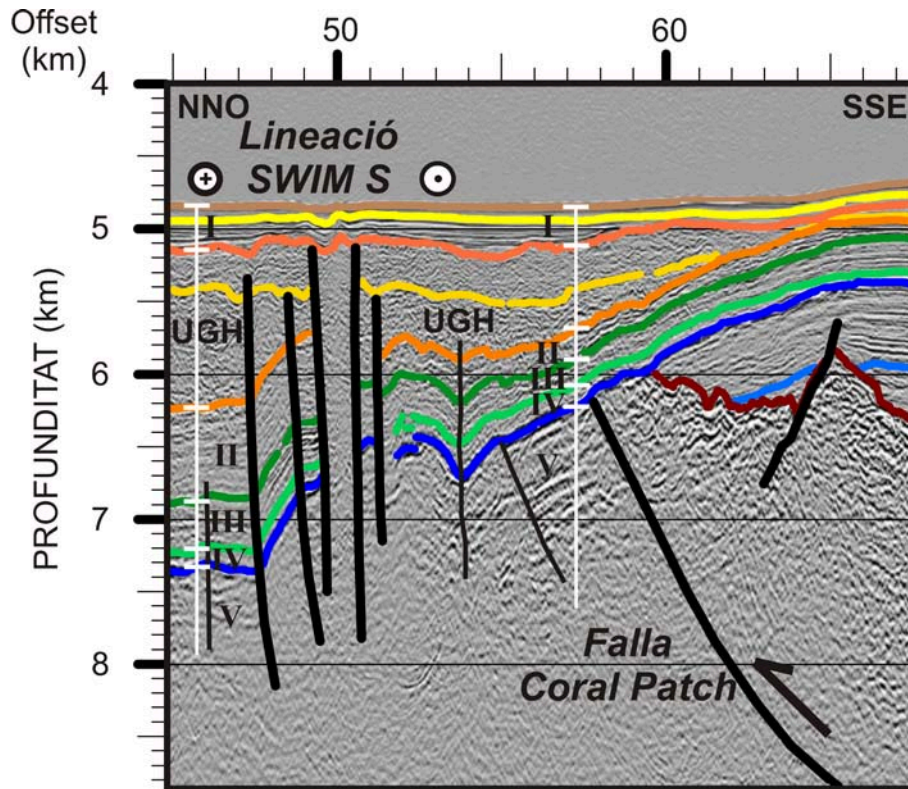


Figura 5.5. Detall del perfil SW13 al sector de la Lineació SWIM Sud. S'observa l'aprofundiment de les unitats mesozoiques per sota de la Unitat Gravitàtica de Horseshoe i com aquesta es tascona contra la Cresta del Coral Patch, generant la geometria en tascó. La Falla del Coral Patch apareix com un gran encavalcament cec. Veure llegenda de les unitats a la Figura 4.1. EV= 4.3.

El perfil SW13 talla amb orientació NNO-SSE els Alts del Seine. Aquesta estructura està formada per set relleus positius i depressions, generades per plegaments i encavalcaments conjugats d'orientació ENE-OSO i vergència cap al NO i el SE (Fig. 4.3). A la figura 5.6 s'observen quatre d'aquests relleus positius, dos amb encavalcaments vergents cap al SE (relleus A i B), i dos amb encavalcaments vergents cap al NO (relleus C i D). El relleu A té una longitud de ruptura en superfície de 55 km i genera un desnivell topogràfic de 50 m. Les longituds de les ruptures en superfície dels encavalcaments que generen els relleus B i C són molt semblants (35 i 36 km, respectivament), i el desnivell topogràfic varia de 110 m, pel relleu B, i 150 m, pel relleu C. L'encavalcament que genera el relleu D té una longitud de ruptura en superfície de 50 km i provoca un desnivell topogràfic de 250 m. Aquests encavalcaments generen un desplaçament vertical important de la cobertura sedimentària, que disminueix notablement a la part somera del perfil. A la figura 5.6 s'observa com l'encavalcament que genera el relleu C desplaça la unitat V (del Juràssic superior) 520 m, mentre que només ho fa 300 m a la subunitat I.b (del Miocè mitjà-

Pleistocè). Per tant, la taxa de desplaçament vertical màxim per aquest encavalcament seria de $3.6 \cdot 10^{-3}$ mm/a per la unitat V.

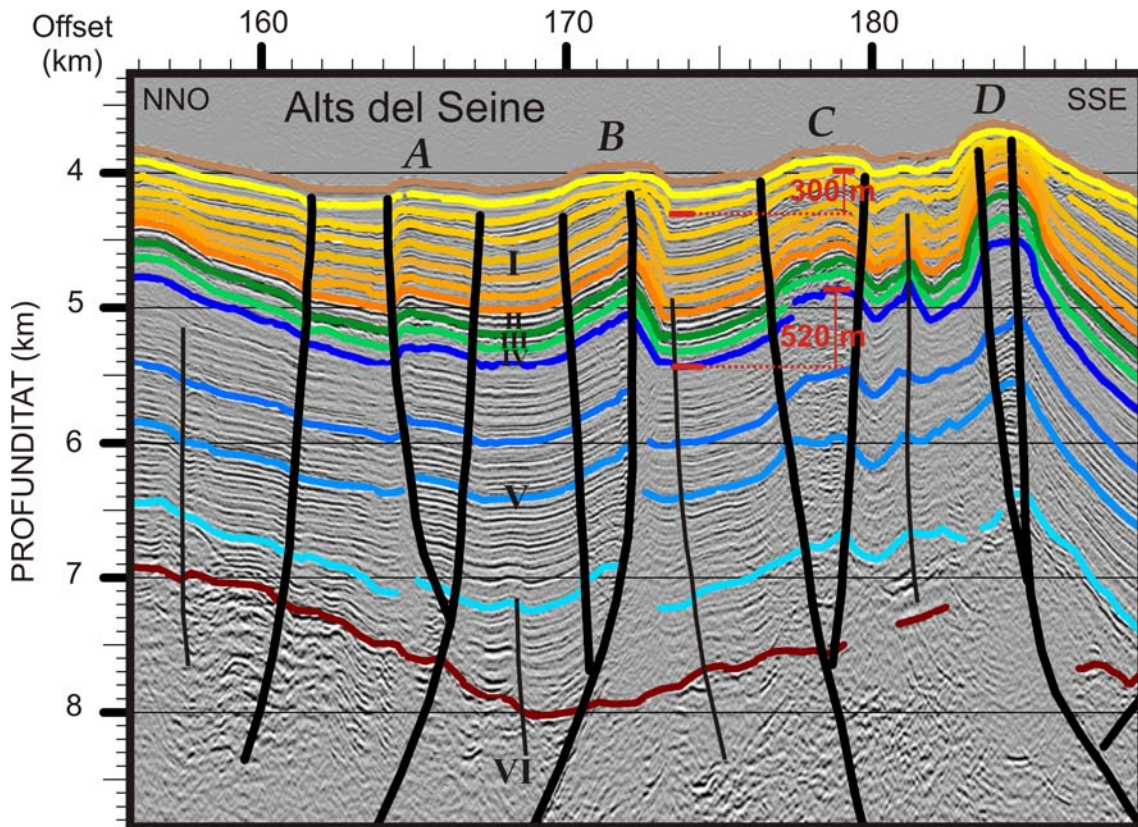


Figura 5.6. Detall del perfil SW13 al sector dels Alts del Seine. S'observa la potent cobertura sedimentària (4 km) força deformada a causa dels anticlinals i sinclinals actius amb encavalcaments basals vergents cap al NO i el SE. EV=4.45.

5.3. Potencial sismogènic/tsunamogènic de les falles actives estudiades

Tot i que la Lineació SWIM Sud és una font important de sismicitat a la regió (Fig. 5.7) que pot acomodar part de la convergència entre plaques, és difícil que generi tsunamis degut a les seves característiques de falla en direcció. Segons les seves dimensions (125 km de longitud de ruptura en superfície) s'ha suggerit que aquesta falla podria generar terratrèmols de magnitud 7.51 (Bartolomé et al., 2008) (Fig. 5.8), basant-se en les relacions empíriques establertes per Wells i Coppersmith (1994) i Stirling et al. (2002).

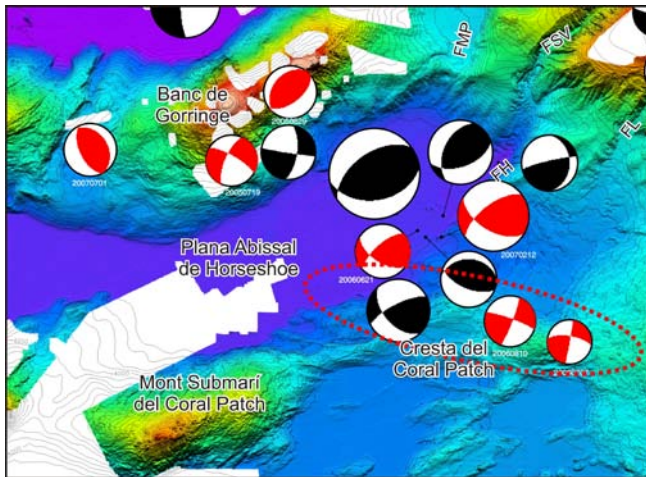


Figura 5.7. Mapa batimètric de la part externa del Golf de Cadis (Diez et al., 2005) amb els mecanismes focals sobre la Lineació SWIM Sud (vermells: Stick et al. (2007); negres: GRL, 2005), que posen de manifest que es tracta d'una estructura direccional i l'activitat sísmica de la regió.

Tenint en compte que la Falla del Coral Patch té una llargada en superfície de 177 km, segons les relacions establertes per Wells i Coppersmith (1994), podria generar terratrèmols de magnitud 7.68 (Fig. 5.8). Com es tracta d'un encavalcament amb activitat recent, i per tant és una estructura on hi predomina el moviment vertical, se la pot considerar com una potencial font generadora de tsunamis.

Els encavalcaments que generen els relleus A, B, C, i D dels Alts del Seine tenen una longitud de ruptura en superfície de 55, 35, 36 i 50 km, respectivament. Per tant, segons Wells i Coppersmith (1994), aquestes estructures podrien generar terratrèmols de 7.09, 6.87, 6.88, i 7.05, respectivament (Fig. 5.8).

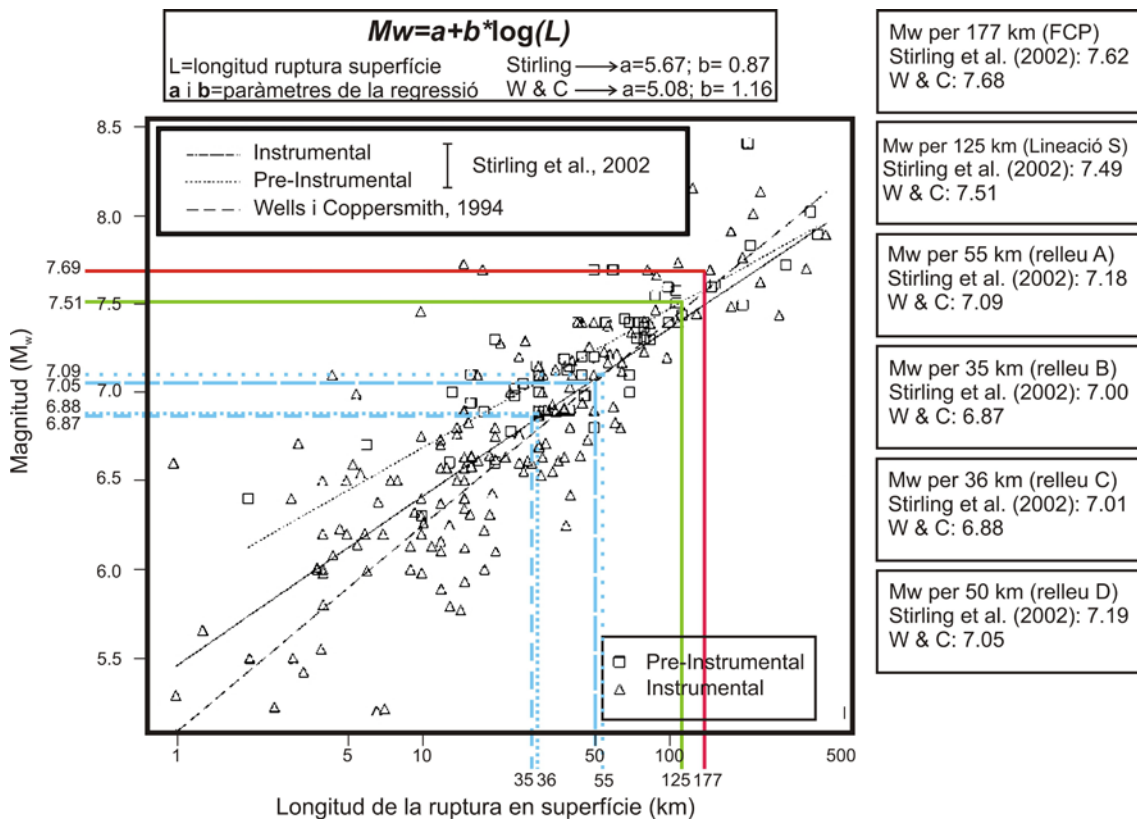


Figura 5.8. Relació empírica entre la magnitud dels terratrèmols i la longitud de la ruptura en superfície (Wells i Coppersmith, 1994; Stirling et al., 2002). S'han representat els resultats obtinguts per les longituds de les ruptures en superfície de les següents estructures: la Falla del Coral Patch (FCP) de 177 km, la Lineació SWIM Sud de 125 km, i els quatre relleus (A, B, C, i D) dels Alts del Sena amb 55, 35, 36, i 50 km, respectivament (modificar de Stirling et al., 2002).

Segons Hatcher (1995), en una zona de cisalla amb orientació NE-SO i amb els eixos compressius orientats NO-SE, les estructures resultants haurien de ser (Fig. 5.9a): encavalcaments orientats NE-SO, falles de direcció orientades NNE-SSO, i falles normals orientades NO-SE. És important remarcar que en el Marge SO de la Península Ibèrica, una zona de cisalla orientada NE-SO i amb els eixos compressius orientats NO-SE, es troba exactament la configuració estructural esperada segons l'escenari descrit (Bartolomé et al., 2008) (Fig. 5.9b).

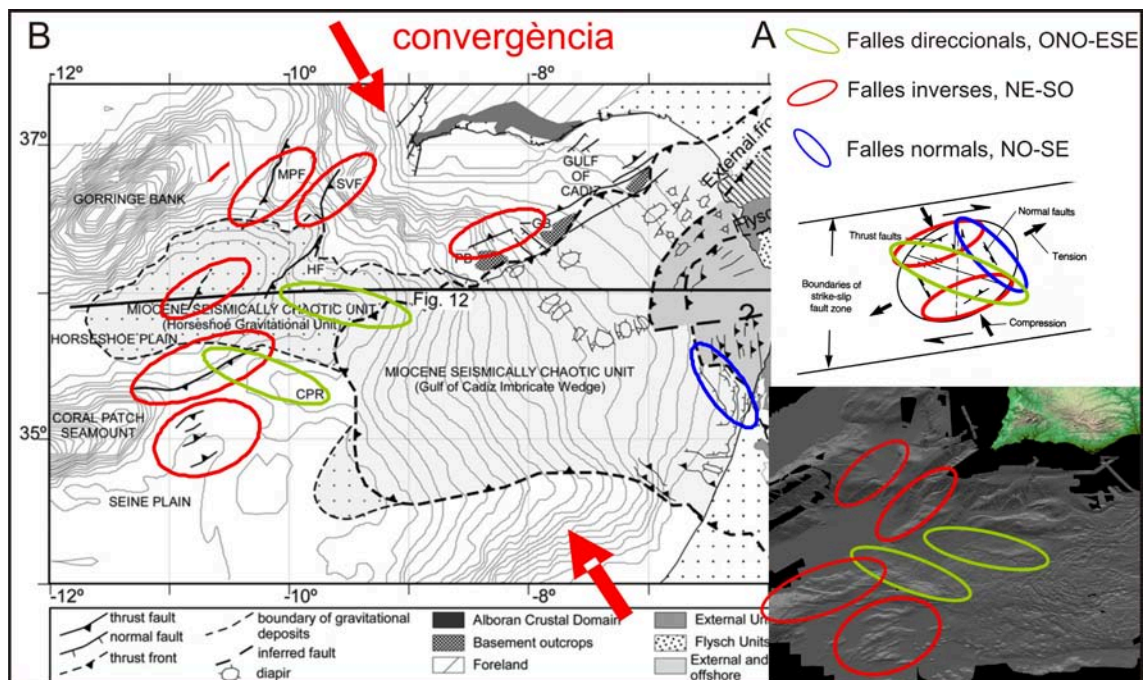


Figura 5.9 a) Configuració estructural esperada en una zona de cisalla (p.e. Hatcher, 1995). b) Configuració estructural present al Marge SO de la Península Ibèrica (modificat de Bartolomé et al. 2008).

6. Conclusions

1) L'estudi detallat dels perfils de sísmica de reflexió multicanal SW13 i SW16 ha permès caracteritzar la seqüència de deformació a la part externa del Golf de Cadis. Ha estat possible distingir entre a) depòsits pre-rift Triàsics i Juràsics (unitat VI) compostos d'evaporites i carbonats (basament acústic); b) depòsits sin-rift formats per les unitats V-II (des del Juràssic superior fins l'Eocè inferior) i principalment compostes per sediments terrígens; i c) dipòsits sin-compressionals del Miocè al Quaternari (unitat I), dividits en les subunitats de l'Oligocè superior-Miocè mitjà (I.c), Miocè mitjà-Pliocè (I.b), i Pleistocè-Quaternari (I.a), formats per hemipelagites, contornites i capes de turbidites, i que també comprèn la Unitat Gravitacional de Horseshoe (UGH) del Tortonià, marcador regional que reomple la PAH.

2) Durant l'etapa sin-extensional s'han identificat diferents discordances estratigràfiques que van enregistrar l'obertura progressiva de la conca oceànica i l'aprofundiment d'aquesta. Posteriorment a l'etapa extensional, s'ha identificat a tot el Marge SO d'Ibèria un hiat sedimentari des de l'Eocè inferior fins l'Oligocè superior, moment en que comença l'etapa compressiva i que coincideix amb un canvi d'aport sedimentari que passa de ser principalment terrigen a pelàgic. Aquest canvi de règim tectònic explica l'existència de l'hiat sedimentari, ja que al començar l'episodi compressiu es produí una elevació tectònica a la regió augmentant l'índex d'erosió, el qual esborraria el registre post-extensional de la seqüència sedimentària. Durant l'etapa compressiva, també s'han identificat diverses discordances estratigràfiques que respondrien a diferents fases de compressió i a la rotació en sentit antihorari de la direcció principal de l'eix compressiu, que passà de ser N-S a l'Oligocè superior, a NO-SE durant el Quaternari. En l'actualitat, els darrers models cinemàtics calculats amb GPS, que enregistren la deformació, descriuen un moviment ONO-ESE.

3) Els perfils sísmics revelen fallament actiu a les planes abissals de Horseshoe i del Seine, principalment encavalcaments i falles de direcció que tallen tota la seqüència sedimentària fins el fons marí, desplaçant-lo verticalment fins a 30 metres. La unitat Plio-Quaternària apareix clarament deformada als perfils d'alta resolució TOPAS, fet que evidencia l'activitat de les estructures. A més, els perfils SWIM han permès millorar el coneixement que hi havia fins el moment de la UGH. S'han pogut estudiar en detall les seves característiques internes, els seus límits superior i inferior, el contacte d'aquesta unitat amb els alts estructurals que l'envolten, la seva geometria i extensió al

llarg de la PAH, així com caracteritzar en detall per primera vegada la seqüència sedimentària per sota d'ella.

4) Finalment, és important remarcar que la migració *pre-stack* en profunditat dels perfils sísmics és necessària per tal d'obtenir la geometria corregida dels reflectors. Aquest procés és essencial per conèixer la geometria real de les estructures i realitzar qualsevol interpretació neotectònica en detall i per calcular paràmetres sísmics de les falles, d'importància fonamental per avaluar el risc sísmic al Marge Ibèric. Així, per exemple, s'ha obtingut la geometria real de falles amb important activitat sísmica a la part externa del Golf de Cadis com són la Falla de Horseshoe, la Falla del Coral Patch, la Lineació SWIM Sud, o els encavalcaments que generen els Alts del Seine. En l'actualitat s'està estudiant el potencial d'aquestes estructures per generar grans sismes (de magnitud ≥ 8) i subsegüents tsunamis, que haurien afectat o podrien afectar en un futur la zona costanera del Marge SO d'Ibèria i Nord d'Àfrica.

7. Referències bibliogràfiques

- Abe, K., 1989. Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data. *J. Geophys. Res.*, 84, 1561-1568.
- 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.
- Augustin, J.M., Le Suavé, R., Lurton, X., Voisset, M., Dugelay, S., i Satra, C., 1996. Contribution of the multibeam acoustic imagery to the exploration of the sea-bottom. *Mar. Geophys. Res.*, 18: 459-486.
- Auzende, J.M., Olivet, J., Charvet, J., Le Lann, A., Le Pichon, X., Monteiro, J., Nicolas, A., i Ribeiro, A., 1978. Sampling and observation of oceanic mantle and crust on Gorringe Bank. *Nature*, 273: 45-48.
- Auzende, J.M. et al. (group CYAGOR II), 1982. The Gorringe Bank: First Results of Submersible Expedition CYAGOR II. *Terra Cognita*, 2, 123-130.
- Banda, E., Torné, M., i Iberian Atlantic Margins Group, 1995. Iberian Atlantic Margins investigates deep structure of ocean margins. *EOS Trans. AGU*, 76(3): 25 i 28-29.
- Baptista, M.A., Heitor, S., Miranda, J.M., Miranda, P.M.A., Mendes Victor, L., 1998a. The 1755 Lisbon; evaluation of the tsunami parameters. *J. Geodyn.* 25: 143-157.
- Baptista, M.A., Miranda, P.M.A., Miranda, J.M., Mendes Victor, L., 1998b. Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *J. Geodyn.*, 25, 159-174.
- Baptista, M.A., Miranda, P.M.A., Chierici, F., Zitellini, N., 2003. New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. *Nat. Hazards Earth Sci. Syst.*, 3: 333-340.
- Baptista, M.A., i Miranda J.M., 2005. Evaluation of the 1755 earthquake source using tsunami modelling. *250th Anniversary of the 1755 Lisbon Earthquake*, Lisbon (Portugal), 1-4 November. 574-577.
- Bartolome, R., Gràcia, E., Stich, D., Klaeschen, D., Martínez, S., Terrinha, P., Dañobeitia, J.J., Zitellini, N., SWIM Working Group, 2008. Seismic evidence of active strikeslip faulting in the Horseshoe Abyssal Plain (SW Iberian Margin). *European Geosciences Union (EGU)-08*, Vienna (Austria), 13-18 April.
- 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. *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, *Geol. Soc.*, Spec. Publ., 134, 49-68.
- Bergeron, A., i J. Bonnin, 1991. The deep structure of Gorringe Bank (NE Atlantic) and its surrounding area. *Geophys. J. Int.*, 105, 491-502.

- Bonin, J., Olivet, J.L., i Auzende, J.M., 1975. Structure en nappe à l'ouest de Gibraltar. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 280: 559-562.
- Bourillet, J.F., Edy, C., Rambert, F., Satra, C., i Laubrieu, B., 1996. Swath mapping system processing: Bathymetry and cartography. *Mar. Geophys. Res.*, 18:487-506.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C., i Udías, A., 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248: 247-261.
- Bufo, 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.
- Campos M.L., 1991. Tsunami hazard on the Spanish coasts on the Iberian Peninsula. *Science of Tsunami Hazards*, vol.9, n.1, 83-90.
- Camurri, F., 2004. Struttura ed evoluzione cenozoica del margine atlantico del Marocco settentrionale e sua interazione con le porzioni esterne de l'Arco di Gibilterra. *Università di Parma*, Parma, 150 pp.
- Carrilho, F., 2005. Estudo da sismicidade da zona sudoeste de Portugal Continental. Master Thesis. *Universidade de Lisboa*. 160 pp.
- Dañobeitia, J.J., Bartolomé, R., Checa, A., Maldonado, A., i 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.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., i Knott, S.D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. *Alpine Tectonics*, Spec. Publ. *Geol. Soc. London*, 45: 265-283.
- Diez, S., Gràcia, E., Gutscher, M.A., Matias, L., Mulder, T., Terrinha, P., Somoza, L., Zitellini, N., De Alteriis, G., Henriot, J.P., Dañobeitia, J.J., 2005. Bathymetric map of the Gulf of Cadiz, NE Atlantic Ocean: The SWIM multibeam compilation. *250th Anniversary of the 1755 Lisbon Earthquake*, Lisbon (Portugal), 1-4 November.
- Féraud, G., York, D., Mevel, C., Cornen, G., Hall, C.M., Auzende, J.M., 1986. Additional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the basement and the alkaline volcanism of Gorringer Bank (Atlantic Ocean). *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 79: 255- 269.
- Flinch, J.F., Bally, A.W., i Wu, S., 1996. Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, 24 (1): 67 – 70.
- Fukao, Y., 1973. Thrust faulting at a lithospheric plate boundary: the Portugal earthquake of 1969. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18: 205–216.
- Galindo-Zaldívar, J., Maldonado, A., Schreider, A.A., 2003. Gorringer Ridge gravity and magnetic anomalies are compatible with thrusting at a crustal scale. *Geophys. J. Int.*, 153(3): 586-594.

- Girardeau, J., Cornen, G., Beslier, M.O., Le Gall, B., Monnier, C., Agrinier, P., Dubuisson, G., Pinheiro, L., Ribeiro, A., i Whitechurch, H., 1998. Extensional tectonics in the Goringe Bank rocks, Eastern Atlantic Ocean: evidence of an oceanic ultra-slow mantellic accreting center. *Terra Nova.*, 10: 330–336.
- González, A., Córdoba, D., Vegas, R., i Matias, L.M., 1998. Seismic crustal structure in the southwest of the Iberian Peninsula and the Gulf of Cadiz. *Tectonophysics*, 296: 317-331.
- Gracia, E., Dañobeitia, J.J., i HITS cruise party, 2001. High-Resolution Imaging of Tsunamigenic Structures in the SW Iberian Margin (Eurasia-Africa Convergence): Implications for Seismic Hazard Assessment. *EOS Trans. AGU*, 82 (47), Fall Meeting Suppl., San Francisco, p. S51B-0610.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J.J., Vergés, J., i PARSIFAL team, 2003a. Mapping active faults offshore Portugal (36°N-38°N): Implications for seismic hazard assessment in the SW Iberian Margin. *Geology*, 31: 83–86.
- Gràcia, E., Doñabeitia, J., Vergés, J., Bartolomé, R., i Córdoba, D., 2003b. 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): 1033-1058.
- Gràcia, E., Vizcaino, A., Pallàs, R., García, J., Asioli, A., Diez, S., Escutia, C., Lebreiro, S., Willmott, V., Casas, D., Dañobeitia, J.J., 2005. How often events such as the 1755 Lisbon Earthquake occur? Holocene marine paleoseismic record revealed by deep water turbidites and debris flow deposits from the SW Iberian Margin. *250th Anniversary of the 1755 Lisbon Earthquake*, Lisbon (Portugal), 1-4 November.
- Gràcia, E., i SWIM team, 2006. Cruise Report SWIM-2006. Barcelona, Unitat de Tecnologia Marina, CSIC: 45 p.
- 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.
- Gutscher, M.A., 2004. What caused the great Lisbon earthquake?. *Science*, 304 (27 August 2004): 1247-1248.
- Gutscher, M.A., Baptista, M.A., Miranda, J.M., 2006. The Gibraltar Arc seismogenic zone (part2): Constrains on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modelling and seismic intensity. *Tectonophysics*, 426: 153-166.
- Hatcher, R.D. Jr., 1995. Structural geology: Principles, concepts and problems. *Prentice Hall*, Englewood Cliffs (New Jersey), 528 p.

- Hayes, D.E., Pimm, A.C. et al., 1972. Site 135. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington, D.C., vol. 14, 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 Gorringer Bank region, eastern North Atlantic. *Geophys. J. Int.*, 138: 831–850.
- Hernández-Molina, J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., 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(1): 19-22.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN), 2001. Catálogo Sísmico Nacional hasta el 2001. Madrid, Spain <http://www.geo.ign.es/servidor/sismo/cnis/>
- Iribarren, L., Vergés, J., Camurri, F., Fulla, J., Fernández, M., 2007. The structure of the Atlantic-Mediterranean transition zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia–Africa plate boundary). *Mar. Geol.*, 243 (1-): 97-119.
- Kazmin, V.G., Marova, N.A., Alekhina, G.N., Tichonova, N.F., 1990. Neogene–Quaternary deformation of the oceanic lithosphere in the vicinity of Gorringer bank, Atlantic. *Izvestiya AN SSSR, seriya geologicheskaya*, 12: 48–56.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002. *Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape. Second edition*. Prentice Hall, Upper Saddle River (New Jersey), 338 p.
- 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.
- Martins, I., i Mendes-Victor, L.A., 1990. Contribuição para o estudo da sismicidade de Portugal continental. Univ. de Lisboa, Instituto Geofísico do Infante D. Luís, publication 18, p.67.
- McBarnet, A., 2000. How GXT caught the pre-stack depth imaging wave. *First Break*. 18 (3): 109–111.
- 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.
- Mendes Victor, L., Baptista, M.A., Simões, J., 1991. Destructive Earthquakes and Tsunami Warning Systems. *Terra Nova*, vol 3.2, pp 119-121.
- Mendes-Victor, L., Baptista, M.A., Miranda, J.M., Miranda, P.M.A., 1999. Can hydrodynamic modelling of tsunami contribute to seismic risk assessment? *Phys. Chem. Earth* 24, 139–144.

- 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.
- 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): 465-503.
- Olivet, J. L., 1996. La Cinématique de la Plaque Ibérique. *Bulletin Centres Recherches Explor.- Prod. Elf Aquitaine* 20(1): 131-195.
- Payton, C.E., 1977. Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir*, 26: 516 p.
- Pinheiro, L.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., Ivanov, M.K., Sautkin, A., Akhmanov, G., Magalhães, V.H., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J., Hamouni, N., Cunha, M.R., 2003. Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Mar. Geol.*, 195:131-151.
- Purdy, G.M., 1975. The eastern end of the Azores- Gibraltar plate boundary. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 43: 973-1000.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R., i Matias, L., 1996. Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15(2): 641 – 659.
- Roque, C., 2007. *Tectonostratigrafia do Cenozóico das margens continentais sud e sudoeste portuguesas: um modelo de correlação sismostratigráfica*. PhD thesis, Univ. Lisbon. 310 p.
- Rosas, F., Duarte, J., Terrinha, P., Valadares, V., Matias, L. i Gutscher, M.A., sotmès. Major bathymetric lineaments and soft sediment deformation in NW Gulf of Cadiz (Africa-Iberia plate boundary): new insights from high resolution multibeam bathymetry data and analogue modelling experiments. *Marine Geology*.
- 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.
- Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al., 1973. Goringe Bank-Site 120. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington, D.C., vol. 13, 19-41.
- Sandwell, D. T., i W. H. F. Smith, 1997. Gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102, 10.039 – 10.054.

- Sanz de Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, 172: 107 – 119.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D., i 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.
- Simões, J., Afilhado, A., i Mendes-Victor, L., 1992. Assessing the Tsunami Risk, Using Instrumental and Historical Records. *Science of Tsunami Hazards*, vol 10, n.1. 3-7.
- 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., Gardner, J.M., Díaz-del-Río, 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 ultrahigh resolution seismic data. *Mar. Geol.*, 195(1-4): 153-176.
- Somoza, L., Anahnah, F., Bohoyo, F., González, J., Hernández, J., Iliev, I., León, R., Llave, E., Maduro, C., Martínez, S., Pérez, L.F., Vázquez, T., 2007. MOUNDFORCE, Informe científico-técnico. pp 156.
- Souriau, A., 1948. Geoid anomalies over Gorringer Ridge, North Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68: 101-114.
- Srivastava, S. P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Iberian plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344: 756-759.
- Stich, D., Mancilla, F., Morales, J., 2005. Crust mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW Iberia). *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13306.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426: 295-317.
- Stich, D., Mancilla, F., Pondrelli, S., Morales, J., 2007. Source analysis of the February 12th 2007, Mw 6.0. Horseshoe earthquake: Implications for the 1755 Lisbon earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L11208.
- Stirling, M., Rhoades, D., i Berryman, K., 2002. Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92 (2): 812-830.

- Terrinha, P., Pinheiro, L.M., Henriët, J.P., Matias, L., Ivanov, M.K., Monteiro, J.H., Akhmetzhanov, A., Volkonskaya, A., Cunha, T., Shaskin, P. i Rovere, M., 2003. Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Mar. Geol.*, 195(1-4): 55-73.
- Terrinha, P., Valadares, V., Duarte, J., Roque, C., Duarte, H., Vicente, J., Rosas, F., i Matias, L. 2008. Nearest Project, Deliverable D1: Review of tectonic Sources, pp. 73.
- Terrinha, P., Matias, L., Vicente, J.C., Duarte, J., Luís, J., Pinheiro, L., Lourenço, N., Diez, S., Rosas, F.M., Magalhães, V., Valadares, V., Zitellini, N., Mendes-Víctor, L., MATESPRO Team, sotmès. Morphotectonics and Strain Partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Marine Geology*.
- 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.
- Tortella, D., Torné, M., Pérez-Estaún, A., 1997. Geodynamic evolution of the eastern segment of the Azores-Gibraltar zone: the Goringe Bank and the Gulf of Cadiz region. *Mar. Geophys. Res.*, 19: 211-230.
- Udías, A., López-Arroyo, A., Mezcuá, J., 1976. Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31: 259-289.
- Vera Torres, J.A., 1994. *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Ed. Rueda, Madrid, Espanya. 806 pp.
- Vilanova, S.P., Nunes, C.F., Foncesca, J.F.B.D., 2003. Lisbon 1755: a case of triggered onshore rupture? *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93: 2056–2068.
- Wells, D., i Coppersmith, K., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 84, 974–1002.
- Yilmaz, O., 1987. *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, Oklahoma. 526 pp.
- Zitellini, N., Chierici, F., Sartori, R. i Torelli, L., 1999. The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Annali di Geofisica*, 42(1).
- Zitellini, N., Mendes, L.A., Córdoba, D., Dañobeitia, J.J., Nicolich, R., Pellis, G., Ribeiro, G., Sartori, R., Torelli, L., et al., 2001. Source of 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 82 (26): 285–291.
- 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. doi:10.1007/s00024-003-2463-4.

7. Referències bibliogràfiques

Zitellini, N., Gràcia, E., Gutscher, M.A., Matias, L., Masson, D., Mulder, T., Terrinha, P., Somoza, L., DeAlteriis, G., Henriot, J.P., Dañobeitia, J.J., Ramella, R., Abreu, M.A., i Diez, S., sotmès. The quest for the Iberia-Africa Plate boundary west of Gibraltar. *Science*.

8. Annex I

Llista d'acrònims:

CCP: Cresta del Coral Patch.

DSDP: *Deep Sea Drilling Project*.

IGN: *Instituto Geográfico Nacional*.

PAH: Plana Abissal de Horseshoe.

PAS: Plana Abissal del Seine.

PAT: Plana Abissal del Tagus.

PIGC: Prisma Imbricat del Golf de Cadis.

SRM: Sísmica de Reflexió Multicanal.

UGH: Unitat Gravitacional de Horseshoe.

UTM: Unitat de Tecnologia Marina.

ZFAG: Zona de Fractura Açores-Gibraltar.