

Aplicacions del CPTU en Geociències Marines: estudi de casos de la Mediterrània

Sara Lafuerza Colas

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



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

Aplicacions del CPTU en Geociències Marines: estudi de casos de la Mediterrània

Memòria de Tesi Doctoral realitzada per
Sara Lafuerza

Sota la direcció del
Dr. Miquel Canals i Artigas

Barcelona, Novembre del 2009

La doctoranda,

El director,

Sara Lafuerza

Miquel Canals

CAPÍTOL 2

CONTEXT REGIONAL

2.1. Fisiografia general de la Mediterrània

La Mediterrània és una mar semitancada de 2,5 Mkm² de superfície (Fig. 2.1). La seva fondària mitjana és 1500 m i la màxima és 5267 m a la Fossa Hel·lènica (14 a la Fig. 2.1). Està connectat amb l'Oceà Atlàntic pel seu extrem sud-occidental a través de l'Estret de Gibraltar, de 14 km d'ample i 400 m de fondària a l'alt de Camarinal, que el creua de banda a banda. Per l'extrem nord-oriental està connectada amb la Mar Negra a través de l'Estret de Dardanel, on la fondària es redueix fins als 70 m, mentre que per l'extrem sud-oriental ho està amb la Mar Roja d'ençà de l'obertura del Canal de Suez l'any 1869 (www.suezcanal.gov.eg).

La conca Mediterrània està separada en dues grans conques per l'Estret de Sicília: l'Occidental i l'Oriental (Fig. 2.1). Ambdues conques estan formades per diferents subconques amb evolucions geodinàmiques diferenciades, tot i que els efectes de l'orogènia alpina són força extesos. A la Conca Occidental destaquen el Golf de Lleó i la Mar Lìgur. En una latitud més baixa, la Conca Catalano-Balear (o Solc de València), que està separada de la Conca Algero-Balear per les illes Balears, i la Mar Tirrena, separada de l'anterior per les illes de Còrsega i Sardenya. La franja més meridional de la Mediterrània Occidental l'ocupen la Mar d'Alboran, a l'extrem sud-occidental, a través de la qual s'estableix la connexió amb l'Oceà Atlàntic, i la Conca Algero-Balear (Fig. 2.1).

La Conca Mediterrània Oriental està constituïda per la Mar Adriàtica i la Mar Jònica a l'oest, la Mar Llevantina al sector més oriental i la Mar Egea al centre-nord. La Mar Egea està connectada amb la Mar Jònica i la Conca Llevantina a través dels estrets que separen les illes que formen l'Arc Hel·lènic. La Dorsal Mediterrània (*Mediterranean Ridge*), entre Creta i el Golf de Sirte, separa la Conca Llevantina de la Mar Jònica (Fig. 2.1).

2.2. Masses d'aigua i circulació

La Mar Mediterrània és una conca micro-mareal de concentració on s'evapora més aigua de la que hi entra per pluges i aportacions fluvials. Aquest desequilibri es compensa per l'entrada d'aigües superficials atlàntiques per l'Estret de Gibraltar i un flux profund d'eixida d'aigües mediterrànies més denses, fet que dona lloc a una circulació típicament anti-estuarina.

Aquestes masses d'aigua segueixen un patró general de circulació ciclònica lligat a l'efecte de Coriolis, el qual les força a seguir les isòbates al llarg del talús continental (Millot, 1999). La circulació superficial a la Mediterrània es caracteritza per l'entrada d'un doll d'Aigua Atlàntica superficial (*Atlantic Water, AW*) menys salina (<36.5 psu) per l'Estret de Gibraltar. A mesura que va desplaçant-se cap a l'est, l'AW veu modificades les seves propietats termo-halines i esdevé més salina degut a l'evaporació i a la barreja amb aigües mediterrànies (Fig. 2.2). A la Conca Occidental, l'AW ocupa els primers 100-200 m de la columna d'aigua, i forma un flux prominent al llarg del marge del nord d'Àfrica, conegut com Corrent d'Algèria (*Algerian Current, AC*) (Fig. 2.2). A l'extrem oriental de la Conca Occidental, l'AC s'eixampla, minva de gruix i es divideix en dues branques: (i) una branca nord que entra dins la Mar Tirrena i circula en direcció oest, i (ii) una branca sud que travessa l'Estret de Sicília en direcció a la Conca Oriental. A la Mar Jònica aquesta branca de l'AC s'anomena Corrent Atlàntico-Jònica (*Atlantic-Ionian Stream, AIS*), i travessa tota la Mar Jònica fins arribar a la Conca Llevantina, on es converteix en el Jet Mediterrani Mig (*Mid-Mediterranean Jet, MMJ*). L'AW transportada en direcció est per l'AIS, el MMJ i l'AC arriba a la part més oriental de la conca, barrejant-se contínuament amb les aigües que l'envolten i incrementant la seva salinitat fins a 38.6 psu (Ozsoy et al., 1989).

La interacció de vents freds amb l'aigua superficial de la Conca Llevantina provoca un fenomen de convecció i enfonsament de l'AW a

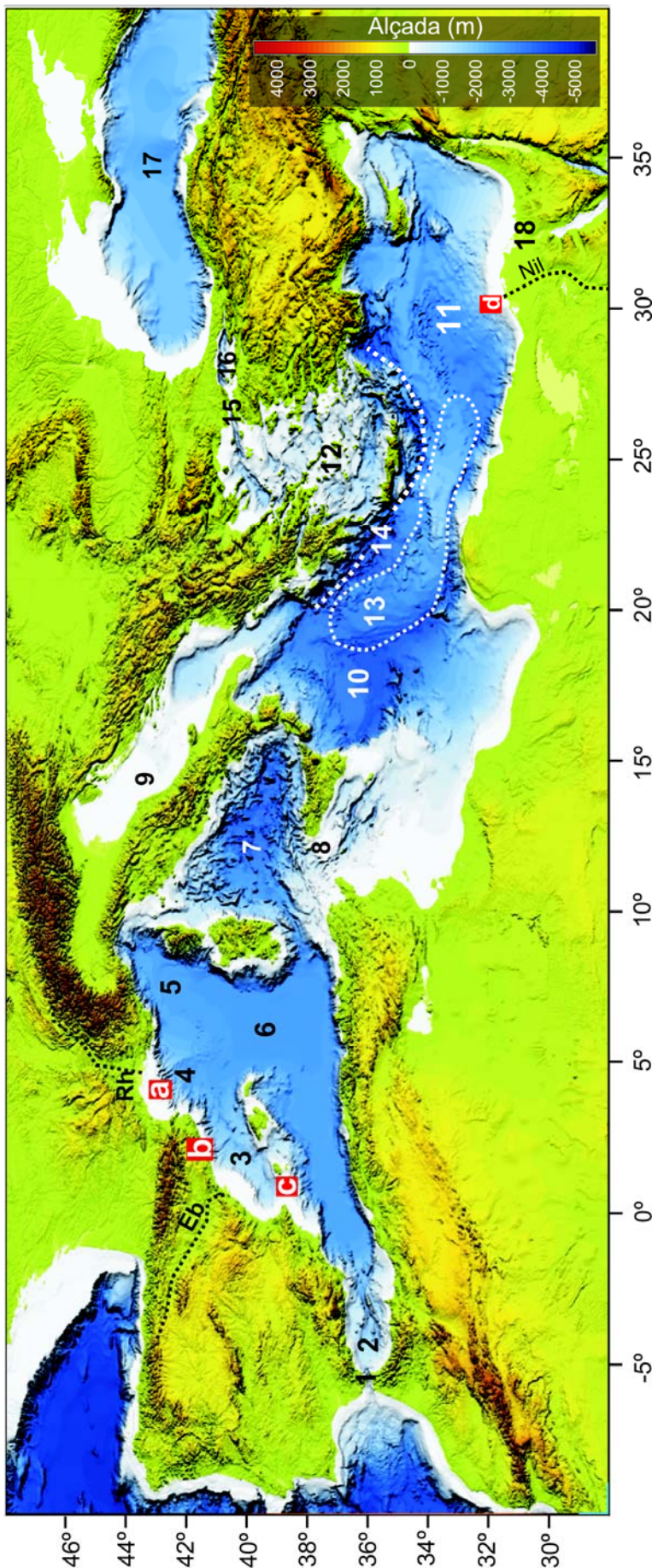


Figura 2.1. Fisiografia general de la mar Mediterrània. Àrees d'estudi: a, interfluvi dels canyons de l'Aude i l'Hérault; b, Delta del Llobregat; c, Canal d'Eivissa; d, ventall submarí del Nil. Conca Occidental: 1, Estret de Gibraltar; 2, Conca d'Alboran; 3, Conca de València; 4, Golf de València; 5, Mar Lligur; 6, Conca Algero-Balear; 7, Mar Tirrena; 8, Estret de Sicília. Conca Oriental: 9, Mar Adriàtica; 10, Mar Jònica; 11, Conca Llevantina; 12, Mar Egea; 13, Dorsal Mediterrània; 14, Fossa Hel·lènica. 15, Estret de Dardanels; 16, Mar de Màrmara; 17, Mar Negra; 18, Canal de Suez. Eb, riu Ebre; Rh, riu Roine.

la part central de la conca, originant l'Aigua Llevantina Intermèdia (*Levantine Intermediate Water*, LIW) (Emelianoiv et al., 2006). La LIW es una massa d'aigua que se situa entre 200 i 1000 m, amb temperatures màximes que oscil·len entre 13.2 i 14°C, i salinitats de 38.7 a 38.5 psu (Skirris i Laskaratos, 2004). La LIW circula en direcció oest cap a la Conca Occidental per sota l'AW, travessant l'Estret de Sicília i resseguint els marges continentals d'Itàlia, Còrsega i Sardenya, el Golf de Lleó i la Península Ibèrica fins arribar, a través del Canal d'Eivissa, a la Mar d'Alboran (Fig. 2.3).

Al nord de la Conca Occidental, l'AW forma el Corrent del Nord (*Northern Current*, NC), també anomenat Corrent Liguro-Provençal i Corrent Nord-català. Aquest corrent ressegueix el talús continental del Golf de Lleó i la Conca Catalano-Balear, on una branca passa pel Canal d'Eivissa cap a la Conca Algero-Balear, i una altra es redirigeix cap al nord seguint el talús nord-balear (Fig. 2.2). A la Conca Algero-Balear, les aigües del NC es troben amb l'AW provinent de l'Atlàntic (Fig. 2.2). El NC mostra una clara variabilitat estacional, amb velocitats màximes de 1.5-2 Sv en el període de Desembre a Maig, i és reforçat per un front de densitat que separa les aigües de plataforma de les del talús (Millot, 1999).

La part més profunda de la Conca Mediterrània és ocupada per les masses d'aigua més denses. En el període hivernal, l'acció dels vents forts i freds del nord refreden l'AW i provoquen l'increment de la seva densitat i, com a conseqüència, el seu enfonsament (Fig. 2.3). En aquest procés també hi intervé la LIW, la qual condiona la columna d'aigua afavorint l'enfonsament (Pinaridi i Masetti, 2000). Aital enfonsament es produeix principalment en tres àrees o cèl·lules, dues a la conca oriental, a la Mar Adriàtica i a la Mar Egea, on es forma l'Aigua Fonda de la Mediterrània Oriental (*Eastern Mediterranean Deep Water*, EMDW), i la tercera a la Conca Occidental, al Golf de Lleó, on es genera l'Aigua Fonda de la Mediterrània Occidental (*Western Mediterranean Deep Water*, WMDW) (Fig. 2.3). En totes aquestes regions

l'aigua fonda es forma per convecció mar endins amb aportacions d'aigües denses de plataforma que cauen en cascada (*Dense Shelf Water Cascading*) (Canals et al., 2009). Els enfonsaments d'aigües denses de plataforma són, a més, responsables de la transferència de grans quantitats de sediment, matèria orgànica i, probablement, contaminants cap a la conca profunda (Canals et al., 2006; Salvadó et al., 2009). Finalment, aquestes aigües mediterrànies, més salines i més denses (38.3 psu al nord de la Conca Occidental), surten per Gibraltar formant un flux intermedi i profund que les injecta a l'Atlàntic. Les aigües intermèdies i les fondes també descriuen una circulació general ciclònica similar a la superficial (Fig. 2.2) (Millot, 1999).

2.3. Evolució geodinàmica i estratigrafia de les subconques mediterrànies

L'estructura actual de la Mediterrània és, en essència, el resultat de la convergència de les plaques Africana i Europea. L'acostament d'aquestes dues plaques ha estat caracteritzat per diferents etapes de col·lisió entre Euràsia i Àfrica-Aràbia i fases extensives durant el Terciari, les quals comportaren la transformació de part de l'antic Oceà Tethys en el que ara és la Conca Mediterrània (Fig. 2.4). L'asincronia de l'evolució tectònica de les subregions mediterrànies configurarà les subconques actuals en contextos geodinàmics diferenciats, fruit d'una propagació d'est a oest de la col·lisió entre les plaques. D'això en resultà una estructuració més primerenca de la Conca Oriental i més tardana de la Conca Occidental (Maldonado, 1985).

2.3.1. Conca Occidental

Les subconques de la Mediterrània Occidental es formaren durant el *rifting* extensiu de l'Oligocè superior-Miocè inferior com a conques marginals o de *piggyback* del cinturó orogènic alpí (Fig. 2.5). Les estructures extensives en *horsts* i *grabens* d'orientació NE-SW de la Conca Occidental es generaren a partir de la inversió tectònica de les falles formades

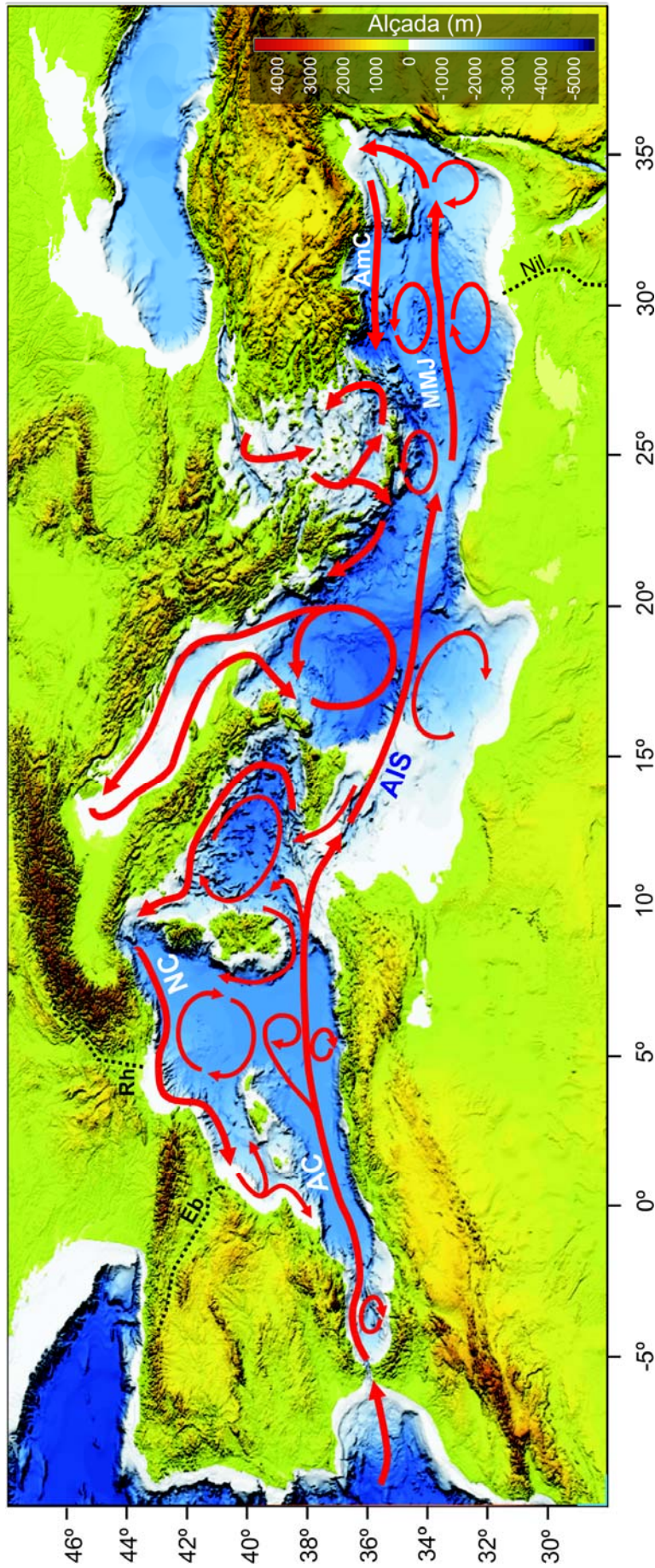


Figura 2.2. Circulació superficial general de la Mediterrània. NC: Corrent del Nord; CA: Corrent d'Algeria; Corrent Atlàntico-jònica; MMJ: Jet Mediterrani Mig; AmC: Corrent d'Àsia menor.

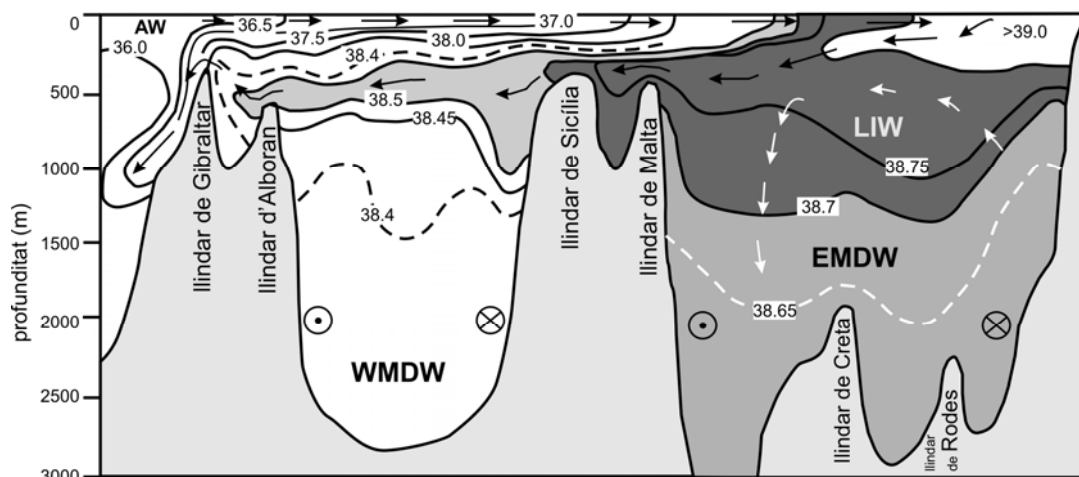


Figura 2.3. Transecte longitudinal de la Mar Mediterrània on es mostren les masses d'aigua principals i la circulació general (anti-estuarina) hivernal. Els traçats en negre representen isoclines en psu. AW, Aigua Atlàntica Modificada; LIW, Aigua Intermèdia Llevantina; WMDW, Aigua fonda de la Conca Occidental; EMDW, Aigua fonda de la Conca Oriental (modificat de Rohling, 2008).

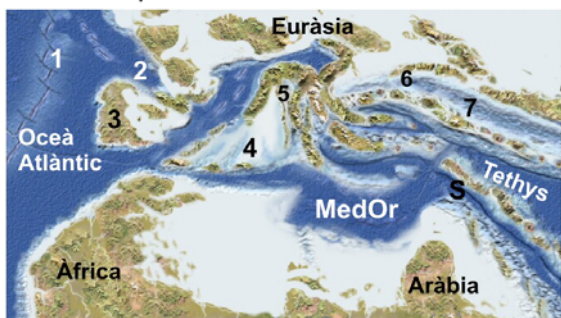
a l'etapa compressiva prèvia a l'Oligocè inferior (Roca et al., 1999). L'extensió migrà de nord a sud, formant-se primer la conca del Golf de Lleó i posteriorment la Conca Algero-Balear (Fig. 2.5). Els marges del Solc de València són el resultat de la rotació parcial en sentit anti-horari de les illes de Còrsega i Sardenya respecte a Europa, mentre que el promontori Balear s'atribueix a la rotació en sentit horari dels blocs de les illes Balears, afavorida per la migració cap a l'oest de la microplaca d'Alboran (Vegas, 1992) (Fig. 2.5).

A banda de la formació de *horsts* i *grabens*, el *rifting* també anà acompanyat d'activitat volcànica (Fig. 2.6a). Hom ha identificat nivells de cendres volcàniques a la Conca Algero-Balear i a la Mar Catalano-Balear, provinents d'un vulcanisme calcoalcalí corresponent a una primera etapa extensiva de l'Oligocè (24.4-19.4 Ma). Aquest tipus de vulcanisme persistí fins una segona etapa extensiva (16-11 Ma). El vulcanisme entre Menorca i el marge de l'Ebre (Fig. 2.6a) ha estat relacionat amb la segona etapa extensiva (Mauffret et al., 1995; Maillard i Mauffret, 1999). L'emplaçament dels sistemes de *horst* i *graben* i el vulcanisme comportaren el trencament de l'escorça continental i la creació d'escorça oceànica allà on el basament era més antic, iniciant-se així el desenvolupament de la Conca Occidental de la Mediterrània fa uns 25 Ma (Maldonado,

1985). L'activitat volcànica ha persistit, amb caràcter local, fins el Quaternari com ho mostra, per exemple, l'edifici volcànic de les illes Columbretes així com altres afloraments en l'entorn balear i peninsular (Acosta et al., 2004; Muñoz et al., 2005). Al cul de sac del sud del Solc de València s'ha identificat intrusions magmàtiques però se'n desconeix la seva edat (Fig. 2.6b). A la Mediterrània central i oriental, volcans com l'Etna, el Vulcano, el Stromboli i el Vesuvi a Itàlia, i Santorini i Nisiros a Grècia, es mantenen actius des de l'Oligocè (Dando et al., 1999).

La seqüència estratigràfica resultant de l'evolució estructural terciària assoleix una potència màxima propera als 6km al centre de la Conca Algero-Balear, damunt l'escorça oceànica. Les unitats més antigues daten de l'etapa extensiva oligocena i es tracta de seqüències de rebliment dels *grabens* dels marges continentals de l'Oligocè superior-Miocè inferior (25-20 Ma) (Maldonado, 1985). Més endavant, al Burdigalià inferior (Miocè inferior-mig, 20-18 Ma), l'estructuració continental creà nous relleus que reactivaren els processos erosius i donaren lloc a taxes de subsidència elevades. En aquesta etapa s'emplaçaren seqüències terrígenes marines molt potents mercès a taxes de sedimentació altes i a la creació d'espai d'acomodació.

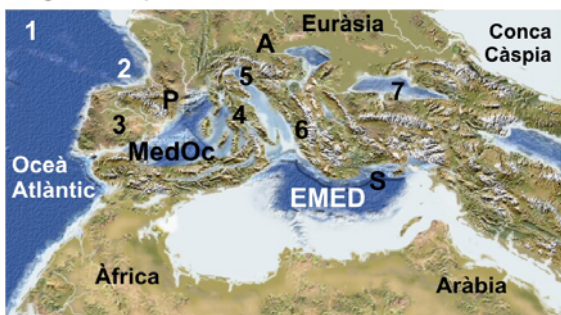
Cretaci sup.-inicis Terciari



Eocè



Oligocè sup.-Miocè inf.



Miocè sup.

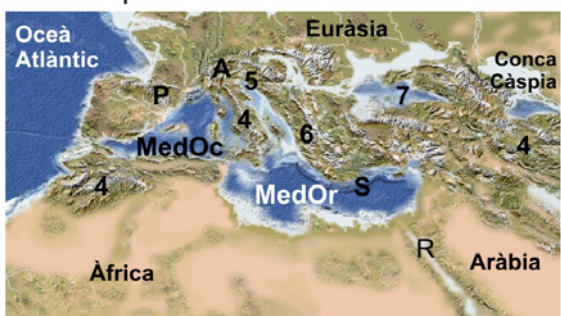


Figura 2.4. Reconstruccions paleogeogràfiques de la formació de la Mar Mediterrània. 1, Obertura oceànica; 2, Golf de Biscaia; 3, Ibèria; 4, Apúlia; 5, convergència; 6, Orogènia Hel·lènica; 7, Conca de la Mar Negra. A, Orogènia Alpina inicial; P, Serralada Pirinenca; S, subducció; R, *rifting* de la Mar Roja; MedOc, Mediterrània occidental; MedOr, Mediterrània oriental (imatges extretes de <http://jan.ucc.nau.edu/>).

A finals del Burdigalià i principis del Tortoninià (18-8 Ma), una transgressió modificà dràsticament la sedimentació marina, la qual esdevingué dominantment pelàgica (Maldonado, 1985).

Durant el Messinià (Miocè superior, 7-5 Ma), el moviment de les plaques Africana i Europea provocà el tancament dels estrets bètico-rifenys que connectaven la Mediterrània amb l'Oceà Atlàntic. Aquest tancament impedí que l'entrada d'aigües atlàntiques pogués continuar compensant l'excés d'evaporació de la Mediterrània, la qual cosa determinà una baixada dràstica del nivell del mar i un increment molt considerable de la salinitat de les aigües. Aquesta situació causà una forta crisi biòtica, anomenada crisi de salinitat del Messinià (Hsü, 1972; Cita, 2006). Aquesta nova configuració marina va estar protagonitzada per la deposició d'extensos nivells evaporítics sincrònics a les conques Occidental i Oriental (Krijgsman et al., 2002).

La crisi messiniana finalitzà quan, a rel de l'activitat geodinàmica, s'obrí una nova connexió entre la Mediterrània i l'Atlàntic a través del que ara és l'Estret de Gibraltar a finals del Miocè (5 Ma) (Duggen et al., 2004). L'entrada massiva de les aigües atlàntiques produí una transgressió marina ràpida, caracteritzada per dues etapes de dipòsits turbidítics culminades per seqüències hemipelàgiques. Al Pliocè i al Quaternari l'evolució de la conca vingué determinada per una subsidència activa de les parts centrals de la conca degut a la càrrega hidrosedimentària i al refredament de l'escorça oceànica, la qual cosa comportà també la deformació local de les seqüències evaporítics del Messinià (Bache et al., 2009).

2.3.2. Conca Oriental

La geodinàmica d'aquesta conca és molt complexa degut a la interacció entre diferents plaques i micro-plaques associades a l'extensió de Suez (Masclé et al., 2001), la col·lisió/subducció activa de les plaques Africana i Europea des de fa 40-46 Ma als arcs

Hel·lènic i de Xipre (Fig. 2.7a), on l'escorça presenta un fort aprimament (Abdel Aal et al., 2000), i el contacte entre la placa Africana i l'Àrabica (McClusky et al., 2000).

Una les conseqüències de les interaccions entre plaques als arcs Hel·lènic i a la regió de Xipre és l'apilament de materials conegut com a Dorsal Mediterrània (Fig. 2.7b) (Polonia et al., 2002). La Conca Oriental es va crear a partir

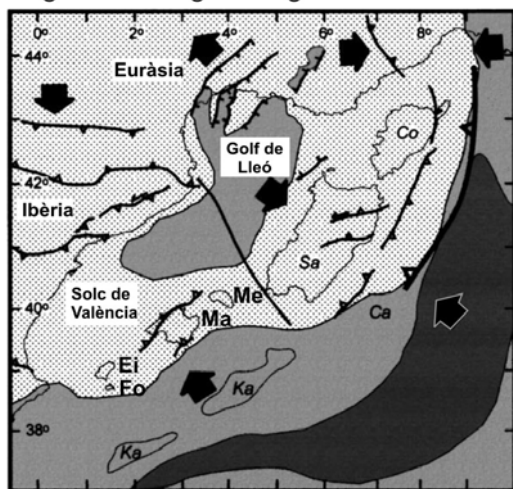
de l'obertura de l'antic Océ Tethys durant el Triàssic-Juràssic (Hirsch et al., 1995). Des de finals del Triàssic fins el Cretaci, successives fases extensives, o *riftings*, del Tethys compartimentaren i formaren la Conca Llevantina. La subsidència ulterior afavorí l'acumulació d'un paquet de sediments de 5 km de gruix fins l'Eocè. L'estructuració alpina va causar el trencament de la placa Àrabica i l'aixecament subseqüent d'alguns blocs. Aquesta evolució tectònica va comportar forta subsidència al llarg del Neògen. Posteriorment, en el Plio-Quaternari, i damunt dels dipòsits evaporítics messinians, es van dipositar paquets potents (1,5-2 km de gruix) de sediments terrígens procedents del riu Nil (Masclé et al., 2006).

En el complex context estructural de la Conca Oriental, la topografia messiniana controla tant l'extensió dels dipòsits evaporítics com del recobriment del Plio-Quaternari, ambdós notablement fracturats (Garnfunkel i Almagor, 1985). En el cas concret de la Conca Llevantina, molts sistemes de fractures responen a la reactivació d'antigues fractures mesozoiques durant l'etapa compressiva de finals de l'Oligocè-Miocè inferior. Al marge del Nil, que és una de les àrees d'on provenen dades de CPTU treballades en aquesta Tesi, el recobriment sedimentari del Plio-Plistocè està format per un seguit de sistemes turbidítics, desestabilitzacions de gran abast i un complicat sistema de fractures associades a les evaporites del Messinià (Masclé et al., 2006).

2.4. Impacte de les oscil·lacions climàtico-eustàtiques

La sedimentació marina plio-quaternària a la Mediterrània no només ha estat afectada per l'evolució geodinàmica regional i la fisiografia del fons marí. Els canvis climàtics d'aquest període i les oscil·lacions eustàtiques, associades als paràmetres orbitals terrestres (precessió, obliquïtat i excentricitat), també han influenciat significativament la sedimentació a la Mediterrània (Berger i Loutre, 1992).

Oligocè inf.-Oligocè mig



Aquitanià-Burdigalià inf.

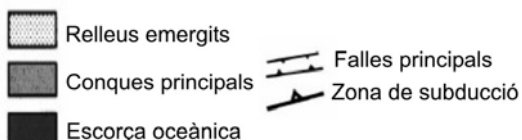
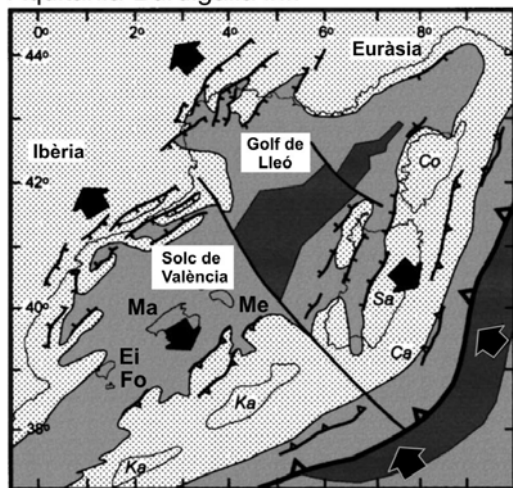


Figura 2.5. Obertura de la Conca Occidental mediterrània a l'Oligocè superior-Miocè inferior (Aquitanià-Burdigalià). Co, Còrsega; Sa, Sardenya; Fo, Formentera; Ei, Eivissa; Ma, Mallorca; Me, Menorca (modificat de Roca et al., 1999).

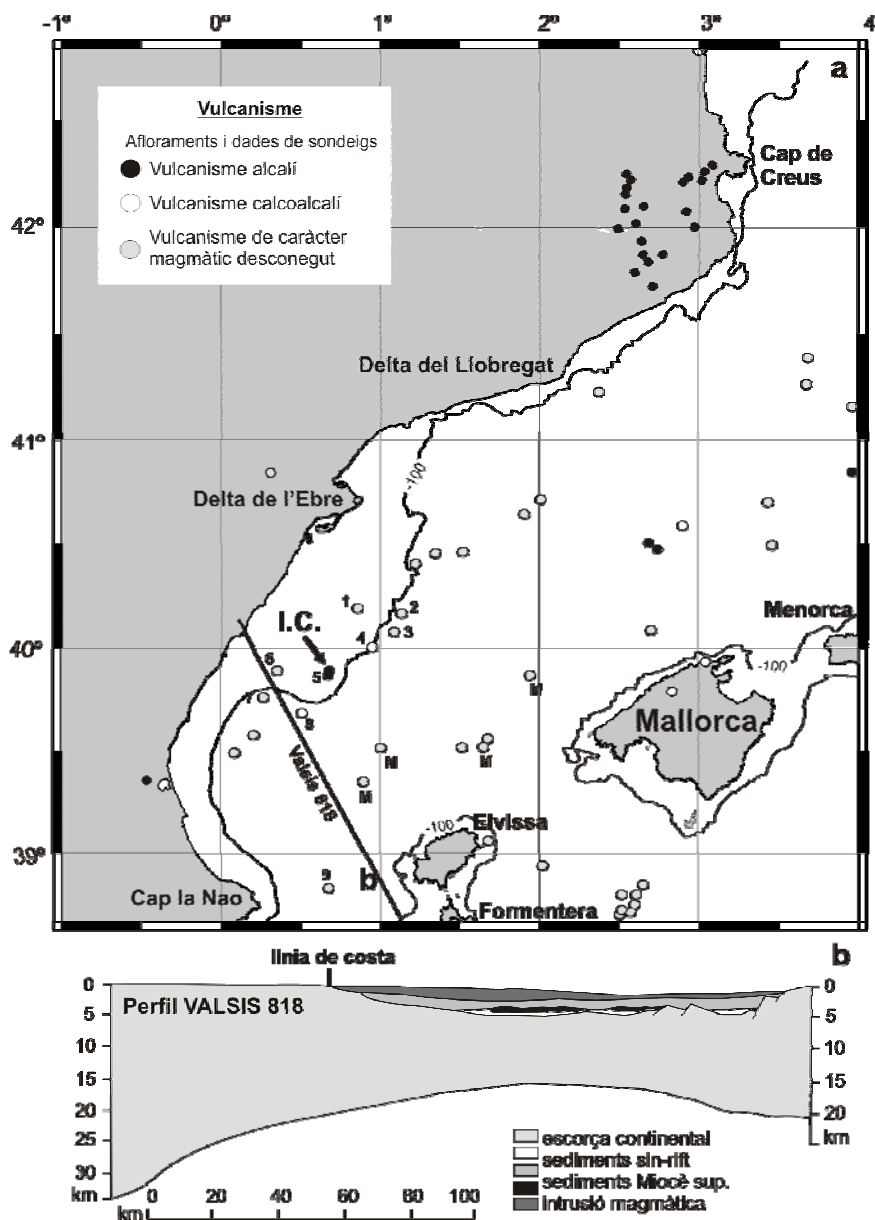


Figura 2.6. a, Localització del vulcanisme a la Conca Catalano-Balear (modificat de Lastras, 2004); b, interpretació del perfil sísmic VALSIS 818, que passa pel nord del Canal d’Eivissa, on s’il·lustra l’escurçament de l’escorça i la presència d’intrusions magmàtiques posteriors a la sedimentació sin-rift. IC: Illes Columbretes (modificat de Maillard i Mauffret, 1999).

El gran refredament global del Pliocè feu que gran part dels continents europeu i nord Americà quedés coberta per mantells de gel, iniciant-se així les oscil·lacions climàtiques marcades per la successió de períodes glacials i interglacials al llarg de tot el Plio-Quaternari (Fig. 2.8). Les corbes climàtiques obtingudes a partir de l’anàlisi isotòpica de foraminífers de sediments marins indiquen que els cicles glacial/interglacial responen a una ciclicitat de

100 ka associada a canvis de la precessió (Lourens i Hilgen, 1997). Les variacions per efecte de la precessió han estat amplificades per canvis en la obliquïtat, les quals han donat lloc a oscil·lacions intermitentment seques i humides (Lourens et al., 1992), considerades el motor principal del clima mediterrani (deMenocal, 2004). Aquestes variacions orbitals, modulades per factors subregionals i locals, han determinat el patró climàtic

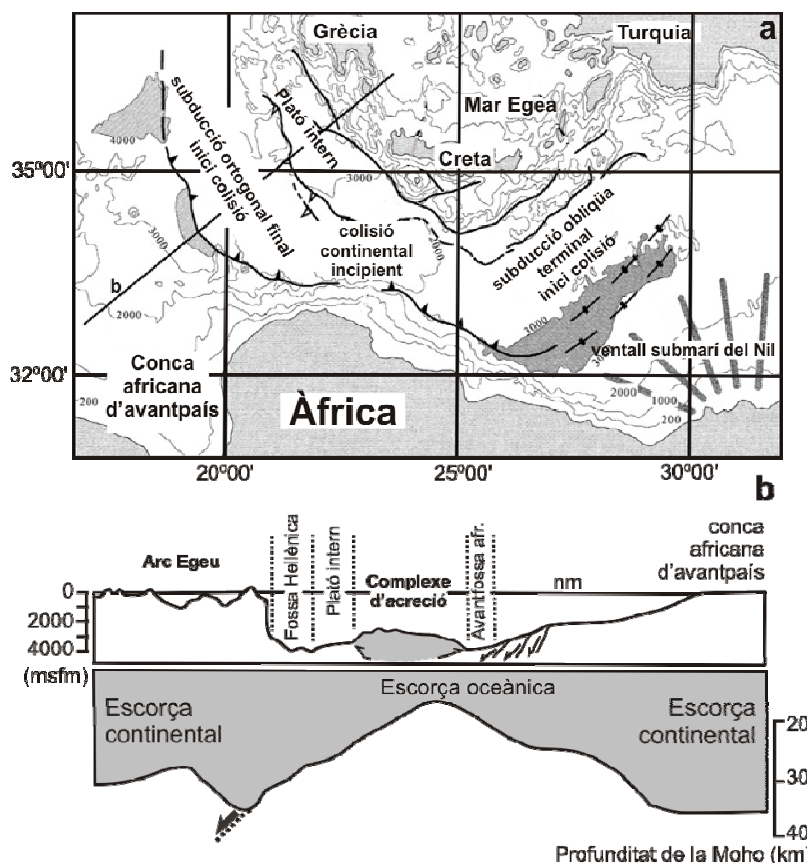


Figura 2.7. a, Esquema de l'estructura de la Conca Oriental de la Mediterrània on es mostren els sectors de col·lisió continental entre les plaques Africana i Europea; b, esquema transversal de la formació del complex d'acreció anomenat Dorsal Mediterrània, format per l'apilament de materials al contacte entre plaques (modificat de Polonia et al., 2008).

mediterrani, establert fa 3,6 Ma com a mínim. El patró climàtic mediterrani comporta diferències geogràfiques notables. Així, el clima de la Mediterrània Occidental depèn més de les condicions a l'Atlàntic Nord i de les variacions de la precessió, mentre que el de la Conca Oriental està influenciat pels climes centro-europeus i asiàtics i, especialment, pel monso africà (Tzedakis, 2007).

Una particularitat dels registres sedimentaris mediterranis associats a les variacions climàtiques és l'acumulació cíclica de nivells enriquits en carboni orgànic (C_{org}), anomenats sapropels i també "nivell rics en orgànics" (*organic rich layers, ORLs*) (Rogerson et al., 2008 i referències incloses). La deposició de sapropels depèn directament de la variabilitat del monso africà i de la descàrrega fluvial cap a la Mediterrània. Els sapropels s'associen generalment a increments en els aports

d'aigua dolça durant períodes d'intensificació del monso africà coincidint amb mínims de precessió. Tot plegat condueix a una forta reducció de la ventilació de les aigües profundes (Rohling, 2008). L'arribada d'aigües dolces procedents d'altres fonts, com per exemple dels grans rius que aboquen a la Mar Negra i que arriben a la Conca Oriental a través de l'Egeu, també pot contribuir a l'estratificació de la columna d'aigua i a la formació de sapropels. A la Conca Oriental, on són més freqüents i rics en C_{org} (fins al 30% de COT), els sapropels s'hi han format des del Pliocè inferior, mentre que a la Conca Occidental només s'han trobat a partir del Pliocè superior, amb concentracions màximes del 6,5% de COT (Hayward et al., 2009).

Les fluctuacions climàtiques globals han tingut una forta incidència en el nivell del mar, la circulació oceànica i, conseqüentment,

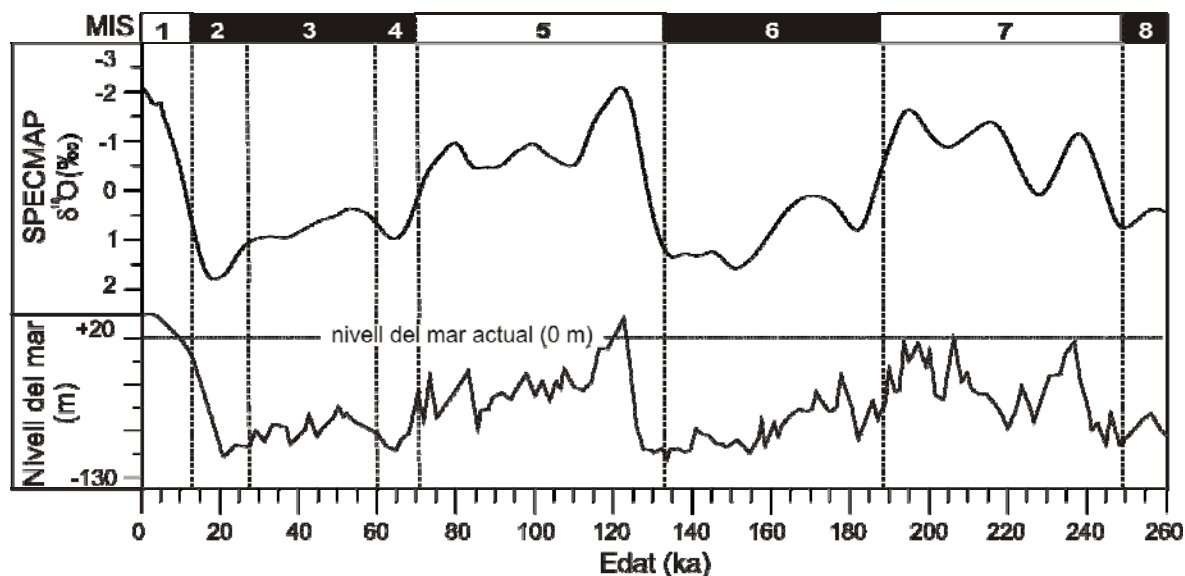


Figura 2.8. Estadis isotòpics segons la corba SPECMAP (Martinson et al., 1987) i variacions del nivell del mar (Sidall et al., 2003) al Plistocè superior i l'Holocè.

en la distribució i característiques dels sediment marins (Maldonado, 1985; Haq et al., 1987; Berné et al., 2004b). Les variacions globals del nivell del mar estan lligades a les variacions del volum dels mantells de gel, però també als canvis de la geometria de les conques, determinats per la seva evolució geodinàmica (Lambeck i Chappel, 2001). La determinació de les corbes d'isòtops de l'oxigen en els registres marins, la datació de formacions de coralls i de paleo-línies de costa, i la reconstrucció del mantells de gel del passat han permès reconstruir de manera prou fiable les variacions globals del nivell del mar, en termes generals molt lligades a les oscil·lacions climàtiques globals (Fig. 2.8) (Sidall et al., 2003, 2007).

El delta del Llobregat (cf. Cap. 3.1) com els altres deltes de la Mediterrània, és un bon exemple de sedimentació controlada per les variacions de la precipitació i de l'aport fluvial, i de l'espai d'acomodació, condicionats al seu torn per les oscil·lacions climàtiques i les variacions del nivell del mar associades al llarg del Plio-Quaternari (Gàmez et al., 2005).

El Golf de Lleó (cf. Caps. 3.2 i 3.3) és un exemple extraordinari de la interacció entre les aportacions terrígenes, procedents principalment del riu Roine (Fig. 2.1), i les

oscil·lacions del nivell del mar, ja que a els grans volums de sediment aportats han edificat un marge amb una plataforma continental de gran amplada i, per tant, molt sensible als canvis del nivell del mar (Rabineau, 2001; Jouet, 2007).

Per la seva banda, el marge balear del Canal d'Eivissa (cf. Cap. 3.4) és un exemple de sedimentació carbonatada (Canals i Ballesteros, 1996) en absència d'aportacions directes d'origen fluvial, donat que al Promontori Balear no hi ha cap riu que mereixi pròpiament aquest nom. La seqüència carbonata del Plio-Quaternari és prima donat que les taxes de sedimentació han estat baixes, i està afectada per processos d'inestabilitat, sobretot en els nivells més superficials (Lastras et al., 2006) i, per nombroses intrusions magmàtiques (Acosta, 2005).

Finalment, en ambients més profunds, com el talús i la plana abissal, el control estructural sobre la fisiografia i el relleu submarins pot tenir un paper molt més rellevant en la distribució dels sediments. A la Conca Oriental, l'activitat halocinètica dels dipòsits evaporítics del Messinià i l'activitat tectònica lligada a la subducció de la placa Africana sota l'Europea han controlat significativament la

sedimentació. El cas d'estudi del ventall submarí del Nil (cf. Cap. 3.5), és un bon exemple de control de la sedimentació per les aportacions fluvials, en aquest cas del riu Nil, i pel diapiç de les evaporites messinianes (Loncke et al., 2004, 2006; Mascle et al., 2006).

2.5. Processos de desestabilització

L'ocurrència de processos de desestabilització del recobriment sedimentari en els marges de la Mar Mediterrània és ben coneguda. Vegeu sinó les revisions de Lastras (1999), Canals et al. (2004) i Hühnerbach et al. (2004). Hom coneix tant esllavissaments costaners com en prodelta, talussos continentals i ventalls submarins. Entre molts altres, hom podria citar l'esllavissament de Niça (Dan et al., 2007), originat al prodelta actiu del riu Var, les crenulacions del prodelta del Llobregat, la interpretació de les quals és controvertida (Urgeles et al., 2007), moviments de massa en talussos continentals, com els de l'Ebre i del Canal d'Eivissa (Lastras, 2004; Lastras et al., 2006), i també en ventalls submarins profunds, com els de l'àrea del canyó de Roseta al ventall del Nil (Garziglia et al., 2008), o els del ventall del Roine (Droz i Bellaiche, 1985; Droz et al., 2006).

Els dipòsits resultants d'aquests moviments de massa poden arribar a ocupar extenses àrees del peu de talús i les planes batials mediterrànies. A la Conca Occidental, aquest és el cas, per exemple, de la colada rocallosa (*debris flow*) BIG'95, al Solc de València, que afecta 2.000 km² del fons marí (Lastras et al., 2002) i, amb unes dimensions molt més grans, de la megaturbidita de Rothwell et al. (1998), la qual s'estén 60.000 km² a la plana algero-balear.

En el coneixement dels esllavissaments submarins a Europa hi han tingut un paper destacat alguns projectes finançats per la Comissió Europea, con els projectes ENAM, STEAM, COSTA, EUROSTRATAFORM i HERMES (vegeu Llistat d'acrònims). Els resultats

generals indiquen que els esllavissaments més grans solen tenir caràcter retrogressiu, es produeixen en nivells estratigràfics corresponents a períodes glacials (sovint a l'Últim Màxim Glacial, UMG) i en talussos amb pendents <2°, a favor de plans de lliscament de <1°. I també que la presència de nivells febles (*weak layers*) és condició *sine qua non* per a la seva formació (Canals et al., 2004a). Tot i que hom tendeix a associar l'ocurrència d'esllavissaments a l'activitat tectònica, la darrera recopilació d'estudis sobre esllavissaments a la Mediterrània sembla indicar que la majoria es donen en zones sísmicament inactives (Camerlenghi et al., 2009). Cal tenir en compte que a les zones sísmicament actives les purgues dels cossos sedimentaris metaestables són freqüents i, per tant, és improbable que s'acumulin grans gruixos que puguin donar lloc a esllavissaments de gran magnitud (Canals, 2009).

Entre els quatre cassos d'estudi contemplats, aquesta Tesi n'inclou un al marge balear del Canal d'Eivissa i un al ventall submarí del Nil, ambdós llocs on el registre sedimentari és afectat per processos de desestabilització. Les causes concretes de cadascuna d'aquestes inestabilitats és consideren en els Caps. 3.4 i 3.5. En línies generals podem dir, però, que la desestabilització es produeix quan l'esforç (*stress*) ambiental ultrapassa la resistència (*strength*) dels materials a la cisalla o al col·lapse. Hi ha múltiples factors que poden fer minvar la resistència al lliscament dels materials (Canals et al., 2004a; Lee et al., 2007). Vegis també els Caps. 3.4 i 3.5, més avall.