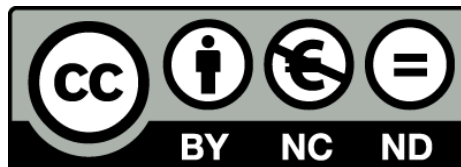


Morfodinàmica sedimentària de marges continentals passius silicoclàstics

Sedimentary morphodynamics of siliciclastic passive continental margins

David Amblàs i Novellas



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 3.0. Spain License.**



Morfodinàmica sedimentària
de marges continentals passius silicoclàstics

Sedimentary morphodynamics of passive siliciclastic continental margins

David Amblàs Novellas

Memòria de Tesi Doctoral

Dept. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines

Universitat de Barcelona

2012

Morfodinàmica sedimentària de marges continentals passius silicoclàstics

*Sedimentary morphodynamics of
siliciclastic passive continental margins*

Memòria de Tesi Doctoral presentada per

David Amblàs i Novellas

sota la direcció del

Dr. Miquel Canals i Artigas i del **Dr. Roger Urgelès i Esclasans,**

al Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la
Universitat de Barcelona, dins del programa de doctorat de Ciències de la Terra de la
Facultat de Geologia, bienni 2002-04, per optar al grau de
Doctor per la Universitat de Barcelona.

Barcelona, juliol del 2012

David Amblàs i Novellas

Aquesta Tesi ha estat realitzada al Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la Universitat de Barcelona, dins el Grup de Recerca en Geociències Marines amb reconeixement de la Generalitat de Catalunya com a Grup de Recerca Consolidat (refs. 2001SGR-00076 i 2009 SGR 1305). Durant el període d'elaboració de la Tesi el doctorand ha gaudit d'una beca predoctoral de *Formación de Profesorado Universitario* (FPU) del *Ministerio de Educación y Ciencia* (ref. AP2002-1012), d'una Beca de Col·laboració en Projectes de Recerca de la UB (projecte TRANSFER, ref. 037058) i de contractes com a ajudant d'investigació en els projectes HERMES (ref. GOCE-CT-2005-511234-1), HERMIONE (EC Contract 226354) i GRACCIE-CONSOLIDER (ref. CSD2007-00067). L'estada que el doctorand realitzà a la Universitat de Duke (Carolina del Nord, Estats Units d'Amèrica) fou finançada pel *Ministerio de Educación y Ciencia* dins el programa *Estancias Breves* associat a la beca FPU (ref. AP2002-1012). Altres beques que el doctorand ha rebut per realitzar estades breus i assistir a congressos han estat concedides per la *European Science Foundation* (refs. 69103 i 04052007), per l'*American Geophysical Union* (ref. ER88585) i per la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona a través del programa d'Ajuts a la Recerca de la Comissió de Recerca de la Facultat. A més dels projectes esmentats anteriorment, la recerca que es presenta en aquesta Tesi ha estat finançada pels projectes COSTA (ref. EVK3-1999-00028), EUROSTRATAFORM (ref. EVK3-CT-2002-00079), EURODELTA (ref. EVK3-CT-2002-1020001), EURODOM (ref. HPRN-CT-2002-00212), PRODELTA (ref. REN2002-02323), WEST-MED (ref. REN2002-11216-E MAR), TopoMed (ref. CGL2008-03474-E/BTE), SPACOMA (ref. REN2002-11217-E MAR), EUROMARGINS (ref. ERAS-CT-2003-980409) d'ESF-EUROCORES, *U.S. National Science Foundation* (ref. OCE-04-05515), PROMETEO-2 (ref. CTM2007-66316-C02-01/MAR), EDINSED3D (ref. CTM2007-64880/MAR) i DOS MARES (ref. CTM2010-21810-C03-01/MAR).

*"Measuring distances was a sort of ritual,
his personal means of reining in the movements of time and space"*

Depths (Henning Mankell)

"Poder mesurar les distàncies era com un conjur,
l'instrument per poder contenir els moviments del temps i de l'espai"

Profunditats (Henning Mankell, trad. Ivette Miravittlas)

Dibuix de la coberta: Josep Ricart i Rial - escultor i pintor -
Profunditats - tècnica mixta -

Al meu mar,
a la meva terra.

Agraïments / Acknowledgements

Avui pujo al tren, a Vic, amb la idea de recordar aquells que m'han ajudat i acompanyat en aquesta Tesi, als que m'empenyen cada dia a llevar-me ben d'hora ben d'hora i a fer aquest camí diari de via única i seients incòmodes. Som-hi, que ja n'hi havia ganes.

Allisteu-vos, veureu món! amb una frase no massa allunyada de les que es llegeixen a les aventures dels irreductibles gals, va començar la meva aventura particular en la geologia marina. En Miquel Canals, l'autor de la frase als inicis d'aquesta història, em va oferir participar en una campanya a la Península Antàrtica mentre jo encara em barallava amb els exàmens de quart de carrera. Evidentment vaig acceptar i vaig al·lucinar amb aquella experiència. A aquell primer acte de generositat i confiança d'en Miquel n'han seguit dotzenes i, certament, he vist món. També he d'agrair a en Miquel haver-me ensenyat a observar amb ulls d'explorador, a mirar cada pam de batimetria amb la lupa d'un filatèlic i, alhora, analitzar-la amb la visió global d'un enciclopedista. Fins i tot, li dec haver-me fet conèixer millor Carles Riba o els bolets i boleteres de casa nostra. No cal dir que sense ell aquesta Tesi, simplement, no seria.

El tren travessa les margues eocenes de la Plana de Vic a bon ritme. Ja som a Centelles. Recordo que en un altre paisatge eocè, el de Les Llosses (Ripollès), deu fer uns *vint-i-tants* anys vaig descobrir la geologia. Recordo que en Salvador Reguant, a la canalla de la *Colla de les Llosses*, ens explicava històries fantàstiques de mars que ara són muntanyes i de criatures fòssils amb forma de botó. Aquelles vivències amb la *Colla de les Llosses*, el reguitzell d'hores que ens passàvem buscant fòssils i caçant papallones, són la llavor d'aquesta Tesi. Reguant, "comptem amb el teu estímul, el teu treball i el teu mestratge per continuar tirant endavant la nostra tasca". La Consol Blanch, en Pere Busquets i en Josep Serra-Kiel escrivien aquestes paraules al pròleg del llibre "Homenatge al Dr. Salvador Reguant i Serra" (Editorial Eumo, 1997). M'hi sumo.

En Roger Urgelés va tenir un paper destacat al començament d'aquesta Tesi i l'ha tingut al final. Converses com les del campus de la Universitat de New Brunswick, al Canadà, on ja discutíem sobre la variabilitat morfològica del mar Catalanobalear, o la pujada al Canigó aprofitant una pausa enmig d'una campanya amb l'Hespèrides, formen part dels bons records que m'han acompanyat aquests anys. El seu punt de vista crític i rigorós ha millorat aquest treball.

This Thesis benefited from the intense and fruitful discussions I had with Thomas Gerber throughout the last years. I have learned a lot from his insightful questions and his conceptual and thought-provoking approach to the seascape evolution problem. When I met him at Duke University I couldn't have expected that, some years later, a solid friendship would unite us, that we would be sharing the crazy experience of being newbie parents, and that the future would bring us new and challenging research collaborations. I am also grateful to Lincoln Pratson for inviting me to Duke University and for dedicating me some of his valuable time to discuss the evolution of the Catalan submarine canyons. His comments are a part and parcel of this work.

Als co-autors els hi agraeixo el temps que han dedicat a enriquir i millorar els plantejaments i continguts dels treballs recollits en aquesta Tesi. Vull agrair-li molt especialment a en Galderic Lastras les seves aportacions en el terreny dels canyons i esllavissaments submarins, i a en Ben De Mol les llargues lliçons de processat i interpretació de sísmica 3D. I a l'Antoni Calafat, que durant aquests anys m'ha omplert la bústia d'articles que han acabat sent de capçalera (estira que ve peix!).

Al darrera de les dades que aquí presento hi ha un munt de treball i d'esforç, de temps i de calers, d'infraestructura i de personal. Moltes gràcies a tots els participants de les campanyes oceanogràfiques,

i disculpes als companys que he tingut de camarot, en Txaume segurament el que més, pel desordre que incomprendiblement m'acompanya. En Fede i en Robert, amb qui formem el *Lluerna team*, mereixen una menció a part. Amb l'alegria, les ganes i el bon navegar que porteu de sèrie, sou imparables. Per acabar aquest apartat "mariner", també vull recordar a l'Eugene Domack del Hamilton College. Em va portar a l'Antàrtida i em va donar dades, la mà i la confiança en els meus primers passos en la recerca polar.

Tot i la *Renfe*, avui el trajecte em passa volant. Deixem el Vallès i enfilem la metròpoli. Continuo repassant records de Tesi i m'adono que en pràcticament tots se m'hi apareixen els companys i amics de la *Sala* i els de *La Del Costat*, els que hi són i els que hi han estat. Amb vosaltres he compartit infinitat de bons moments i de moments millors, diürns i nocturns. M'heu fet riure fins plorar, m'heu fet pensar, caminar, córrer i viatjar. Hem capgirat el món en converses de *tupper*, hem fondejat estampetes polars i, fins i tot, m'heu fet "caure per les escales". Campanyes, congressos, pitxus, calçotades, boletades, veremes, queimades ... gràcies per tots aquests moments! Hauria de dedicar-vos un capítol a cadascú, però el temps i l'espai em demanen contenció. Aquí va la llista, espero no deixar-me a ningú: Anna, Galde, Txaume, Joan, Tina, Jersi, Diana, Sara, Eli, Pati, Víctor, Verónica, Pedro, Neus, Sergi, Leo, Gema, Patri, Camino, Catalina, Olaia, Miki, Mayte, X-Ray, Caroline, Ruth, miniRut, iTor, Pilar, Marina, Oriol, Xavi i Aaron. Heu estat els millors companys de viatge.

També vull donar les gràcies a en Jose Luis Casamor pels cops de mà informático-logístics, sovint acompanyats de bons consells gastronòmics, i a la gent del Grup i del Departament que d'alguna manera o altra m'han ajudat durant aquests anys (Isa, Teresa, Maite, Elisenda, Montse...). I als companys de carrera: l'Oriol, en Josep, l'Eduard, la Sara, la Rosó, la Núria, la Desi, en Jordi, en David, l'Àlex, la Ylènia ... tot allò va valer molt la pena.

Puc afirmar que és molt difícil tirar endavant una Tesi sense grans dosis de motivació per conèixer, per saber. Diria, fins i tot, que és impossible. Per això també em ve de gust recordar i agrair als mestres i professors, no pas gaires, que a més a més d'ensenyar saben transmetre el desig per aprendre.

I amb tot això ja arribo a Sants. Metro L-3, Palau Reial, cafè amb llet i a aixecar el país!

Segurament la tranquil·litat osonenca ja és, per si sola, una motivació suficient per tornar cada vespre a la falda del Montseny. L'embotit, també. Però el cert és que hi ha un munt de gent i de sentiments que em lliguen a aquesta terra, que formen part de la meva essència, i a qui vull dedicar una ovació eterna.

A en Coll i l'Anna, i a en Bernat petit, per omplir i sobreeixir el concepte *amistat* per tots cantons. La nostra història és un sac d'experiències inoblidables, del turó del Castell d'en Planas al Pla de l'Aulet, del pis de Provença al de Comptes de Bell-lloc, de Berlin a la India. Juntament amb en Vila i l'Anna, l'Aleix, la Sarah, en Joel i l'Adam, heu patit amb mi aquesta Tesi. També és vostra. Gràcies per ser-hi, sempre.

A la *Colla Xonxi* de Taradell, per fer que la nit sigui el dia i el dia, la nit. Sobretot a en Xito, en Lluís, la Bet, en Toni, la Laia, en Mia, en Marc, la Mireia, en Sergi, la Isa, la Gri i l'Albert. I molt especialment als Hippies, per compartir els vostres pessics de núvol. També als del grup, els *Aspergillus*, pels grans moments d'inspiració musical ratafienca, pels assajos-sauna, pel *world tour Tesi depending 2012*, per frases com "presoner com l'aigua clara recollida dins d'un puny" i per cançons com *Plou*. Són en Jordi, en Gianni, l'Isaac, en Natxo (*carpet brother*) i en Fonsu. Gràcies també a la *Colla del Tren (Amics d'Avancar)* que cada dia fan més digerible i entretingut el viatge de tornada a la Plana. Són una gran selecció osonenca, l'arca de Noè ferroviària: en Quim, la Núria, l'Eulàlia, en Xevi, la Bet, l'altra Bet, la Cristina, en Marc, en Toni, la Idoia, en Roger, en David i en Pep. I a la gran família de dibuix, per posar pinzellades de surrealisme al matí dels dissabtes, en Ferran i l'Hino al capdamunt. Als grallers, bastoners i dansaires de l'*Esbart Sant Genís de Taradell*. A la *Colla de Patum*. A la Maria Trombó pels consells de disseny gràfic; i a l'Agnès, en Joel, en Ramon i la Isolda, pels cims que hem pujat i pujarem. Als de l'*Agrupació*

Astronòmica d'Osona, per convidar-me a parlar de *tsunamis*, de *recerca polar*, de la *Catalunya profunda* i, sobretot, per ser una referència en la recerca a Osona.

Moltíssimes gràcies a en Pep Ricart, l'autor de la portada, per dedicar-me part de la seva força i intensitat creativa. Quin honor!

I a la família, l'una i l'altra, pel seu suport incondicional. L'àvia Mercè i l'avi Pau, la iaia Rosa i l'avi Ramon, en Jordi i l'Eva, els nebots Pau i Jan, l'Oriol i l'Íngrid, en Xevi i la Maria, la Matilde i en Pepet, l'Arnau i la Gemma (i en Pere), la Pau i l'Oriol. I molt especialment als pares, la M^a Carme i en Miquel, per l'educació i per l'afecte que m'heu donat. Per descobrir-me el món amb passió i donar-me els instruments per seguir-lo descobrint. Per vestir de dalt a baix les paraules escoltar, donar i estimar. Gràcies! GRÀCIES!

I finalment, a la Dolça, la meva terra i el meu mar. Un dia em vas escriure: "viu la teva història, tan apassionadament com puguis! No deixis ni una gota de viure per expressar". Gràcies per compartir la teva història amb la meva, per escriure junts el capítol amb el plantejament, nus i desenllaç més preciós: l'Amèlia. Gràcies per haver-me sabut ajudar, per haver-me fet costat i perdó per les vacances i caps de setmana robats. Sempre amb tu!

Com diria un bon amic, arribats a aquest punt: *xampany i galetes!*

Sumari

Presentació de la Tesi	1
Objectiu general i aspectes innovadors	2
Objectius específics	3
Singularitat del mar Catalanobalear per a l'estudi morfodinàmic de marges continentals	3
Estructura de la Tesi	3
<i>Scope and organization of the Thesis</i>	6
<i>Science in Catalan. Author's note</i>	7

CAPÍTOL 1. Introducció	9
1.1. Els marges continentals	10
1.1.1. Introducció	10
1.1.1.1. Tipus de marges continentals	10
1.1.1.2. Interès dels marges continentals	12
1.1.2. El relleu i l'arquitectura dels marges continentals passius: processos modeladors	14
1.1.2.1. Estructuració	14
1.1.2.2. Relleu i espai d'acomodació	15
Subsidència tèrmica i isostàtica, compactació del sediment i falles	15
Canvis de nivell del mar	16
1.1.2.3. Processos i productes del transport de sediment	18
El flux de sediment als marges continentals. El concepte "source to sink"	18
Transport continent-plataforma	19
Transport plataforma-talús-conca profunda	22
Productes del transport sedimentari no confinat	24
Productes del transport sedimentari confinat	25
1.1.3. Morfodinàmica de marges continentals passius silicoclàstics	27
1.1.3.1. Conceptes bàsics	27
El temps en morfodinàmica. De l'event al llarg termini	27
Equilibri i pertorbació	28
1.1.3.2. Antecedents i estat de la qüestió	29
Exner, les bases de la morfodinàmica	29
Estudis morfodinàmics del talús continental	30
Morfodinàmica de canyons submarins i de sistemes fluvials. Analogies	30
1.1.3.3. Models morfodinàmics	32
1.1.3.4. Morfodinàmica fòssil	32
1.2. Àrea d'estudi	34
1.2.1. Marc geogràfic i geològic general	34
1.2.1.1. Fisiografia i toponímia del mar Catalanobalear	34
1.2.1.2. Evolució tectònica i estructura del mar Catalanobalear	38
1.2.1.3. Evolució sedimentària i estratigrafia del mar Catalanobalear	41
1.2.1.4. Transferència de sediment al mar Catalanobalear en temps recents	43
1.3. Metodologia i conjunt de dades	48
1.3.1. Ecosondatge de multifeix	48
1.3.1.1. Sistemes d'adquisició	48
1.3.1.2. Processat i productes derivats	51
1.3.2. Sonar d'escombrada lateral	52

1.3.2.1. Sistema d'adquisició	52
1.3.2.2. Processat i productes derivats	52
1.3.3. Sísmica de reflexió	53
1.3.3.1. Sistemes d'adquisició	53
1.3.3.2. Processat i productes derivats	54
1.3.4. Modelització numèrica	56
1.4. Bibliografia	58

CAPÍTOL 2. Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean Basin **67**

Amblas, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Liqueste, C., Hughes-Clarke, J.E., Casamor, J.L., Calafat, A.M. (2006) Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean basin. *Marine Geology* 234(1-4), 3-20.

Abstract	68
2.1. Introduction	68
2.1.1. Background and objectives	68
2.1.2. Mapping the northwestern Mediterranean Basin	69
2.2. Structural and stratigraphic regional setting	69
2.2.1. Structural configuration	69
2.2.2. Neogene stratigraphy	70
2.3. Data set and Methods	71
2.4. Results	72
2.4.1. North Catalan margin	73
2.4.1.1. Swath bathymetry	73
2.4.1.2. Backscatter	77
2.4.2. South Catalan margin	77
2.4.2.1. Swath bathymetry	77
2.4.2.2. Backscatter	78
2.4.3. Ebro margin	79
2.4.3.1. Swath bathymetry	79
2.4.3.2. Backscatter	80
2.5. Discussion	80
2.5.1. Tectonics	80
2.5.2. Long-term sediment flux	81
2.5.3. Grain size	83
2.5.4. Basin depth and slope gradient	83
2.6. Conclusions	84
Acknowledgements	85
2.7. References	85

CAPÍTOL 3. A model for the long-profile shape of submarine canyons **89**

Gerber, T.P., Amblas, D., Wolinsky, M.A., Pratson, L.F., Canals, M. (2009) A model for the long-profile shape of submarine canyons. *Journal of Geophysical Research* 114, F03002.

Abstract	90
3.1. Introduction	90

3.2. Model Formulation	95
3.2.1. Background Sedimentation	95
3.2.2. Turbidity Currents	96
3.2.3. Morphodynamic Evolution Equation	97
3.3. Model Predictions	98
3.3.1. Equilibrium Profiles	98
3.3.2. Controls on Long-Profile Curvature	99
3.3.3. Sensitivity of Long-Profile Curvature	100
3.4. Case-Specific Model Forms	102
3.4.1. Cases I and II: Graded Canyons	102
3.4.1.1. Case I	102
3.4.1.2. Case II	104
3.4.2. Case III: Prograding Canyons	104
3.5. Case-Specific Model Applications	106
3.5.1. Case I and Case II Application: Graded Canyons	106
3.5.1.1. Catalan Margin	106
3.5.1.2. US Mid-Atlantic Bight	110
3.5.2. Case III Application: Prograding Canyons	113
3.6. Discussion	114
3.6.1. Case I and Case II Graded Canyons	114
3.6.2. Case III Prograding Canyons	115
3.7. Summary and Conclusions	116
Acknowledgements	116
Appendix A	116
A. Submarine Canyon Long-profile Model Derivations	116
A.1. Long-profile Curvature	116
A.2. Case III Analytical Solution (Section 3.4.2)	117
A.3. Case III Analytical Solution (Section 3.5.2)	117
3.8 References	117
List of symbols	121

CAPÍTOL 4. Transient erosion in the Valencia Trough turbidite systems, NW Mediterranean Basin **123**

Amblas, D., Gerber, T.P., Canals, M., Pratson, L.F., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A.M. (2011) Transient erosion in the Valencia Trough turbidite systems, NW Mediterranean Basin. *Geomorphology* 130, 173-184.

Abstract	124
4.1. Introduction	124
4.2. Study Area	125
4.3. Submarine canyon-channel morphology	129
4.4. Discussion	133
4.4.1. Long-profile analysis	133
4.4.2. Controls on long-profile adjustment	133
4.4.2.1 Change in sedimentation style (upstream control)	133
4.4.2.2. Change in spatial gradient (downstream control)	135
4.4.3. Long-term time-averaged net erosion rates	136
4.5. Conclusions	137
Acknowledgements	138
4.6. References	138

CAPÍTOL 5. Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin **143**

Amblas, D., Gerber, T.P., De Mol, B., Urgeles, R., Garcia-Castellanos, D., Canals, M., Pratson, L.F., Robb, N., Canning, J. (2012) Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin. *Geology* 40(6), 543-546.

Abstract	144
5.1. Introduction	144
5.2. Geological framework	145
5.3. Data set and methods	145
5.4. Analysis and discussion	146
5.4.1. Horizon definition	146
5.4.2. Modern vs. Middle Pleistocene physiography	147
5.4.3. Long-term canyon construction	148
5.5. Conclusions	149
Acknowledgments	150
5.6. References	150

CAPÍTOL 6. Síntesi dels resultats i discussió general **153**

6.1 Bibliografia	156
-----------------------------------	------------

CAPÍTOL 7. Conclusions i línies d'investigació futures **160**

7.1. Conclusions generals	160
<i>General conclusions</i>	160
7.2. Conclusions regionals	161
<i>Regional conclusions</i>	162
7.3. Línies d'investigació futures	163
7.4 Bibliografia	164

ANNEX. Imaging the seascapes of the Mediterranean **165**

Amblas, D., Canals, M., Lastras, G., Berne, S., Loubrieu, B. (2004) Imaging the Seascapes of the Mediterranean. *Oceanography* 17(4), 144-155.

Abstract	166
A.1. Structural background of the Mediterranean	166
A.2. Overall physiography of the Mediterranean	166
A.3. The fluvial dominated seascapes of the Mediterranean	167
A.4. Concluding remarks	175
Acknowledgements	175
A.5. References	176

Glossari, Abreviatures, símbols i sigles **177**

Glossari	178
Abreviatures, símbols i sigles	180

Presentació de la Tesi

Objectiu general i aspectes innovadors

“El present és la clau del passat”. James Hutton (1788), amb aquesta prou coneguda asserció uniformista, posà els fonaments pel desenvolupament de la investigació geològica moderna des de la perspectiva actualista. L'estratigrafia es val d'aquest principi per interpretar l'origen de les formacions geològiques a partir de l'observació de processos i geometries actuals i subactuals. Alhora, la geomorfologia estudia els processos afaiçonadors del relleu per conèixer l'origen i l'evolució del paisatge actual. Conceptualment, aquesta Tesi se situa a cavall entre l'estratigrafia i la geomorfologia amb l'**objectiu general** de reconèixer el *per què* i el *com* de la variabilitat morfosedimentària dels marges continentals passius silicoclàstics a llarg termini. Per atènyer aquest objectiu adoptem la **hipòtesi de partida** següent: la variabilitat morfològica dels marges continentals silicoclàstics passius pot ésser classificada per categories de forma objectiva i sistemàtica. Les diferències morfològiques observades responen principalment a l'acció d'uns pocs processos sedimentaris claus.

Els mètodes i conceptes emprats en aquesta Tesi són propis de la hidrodinàmica i la sedimentologia. L'observació detallada de la morfologia i l'estratigrafia dels marges continentals, junt amb l'estudi dels processos hidrodinàmics que les han generades i l'anàlisi de la variabilitat espaciotemporal de les condicions ambientals en què s'han format, permet establir lleis de transport geomòrfic, altrament dites lleis de la morfodinàmica. En els successius capítols d'aquesta Tesi abordem aquests aspectes mitjançant l'anàlisi de dades geofísiques de reconeixement del fons i del subsòl marins, amb un especial èmfasi en les xarxes de drenatge del talús continental i la conca profunda. Els resultats d'aquesta anàlisi se sintetitzen en el plantejament d'un model morfodinàmic predictiu sobre la forma del perfil longitudinal dels canyons submarins. Aquest model dona peu a discutir sobre transitorietat i equilibri en les formes de drenatge observades a les dades geofísiques considerades.

Així doncs, en aquest treball advoquem per la complementarietat i interdependència de les anàlisis observacionals i la modelització basada en la formulació teòrica de processos. Els principals resultats obtinguts en aquest treball demostren la possibilitat d'extreure informació sobre l'evolució de les conques sedimentàries a partir de l'estudi de les seves morfologies, tan modernes com relictas i fòssils, i indiquen la necessitat d'entendre els canyons submarins com a sistemes capaços d'evolucionar a partir de mecanismes netament deposicionals, a més dels mecanismes erosius ja prou coneguts. Aquests resultats es poden traduir en una millora de les prediccions estratigràfiques al talús continental, en un millor coneixement de la distribució de reservoris sedimentaris d'hidrocarburs o aigua en aquests ambients, i a replantejar els models establerts sobre el desenvolupament dels canyons submarins a escala global.

Objectius específics

- Compilar i processar les dades de batimetria de multifeix disponibles del mar Catalanobalear i integrar-les amb models altimètrics digitals de caire general, batimètrics i topogràfics, per obtenir una representació de conjunt del relleu de l'àrea d'estudi.
- Identificar els factors de primer ordre que condicionen la variabilitat morfosedimentària del marge continental peninsular del mar Catalanobalear.
- Desenvolupar un model numèric morfopredictiu basat en la formulació teòrica dels principals processos sedimentaris que controlen la variabilitat del perfil longitudinal dels canyons submarins, com a expressió de la seva evolució.
- Analitzar el perfil longitudinal de canyons i canals submarins en diversos contextos sedimentaris en termes d'equilibri i transitorietat morfodinàmica.
- Discutir sobre les semblances i les diferències que hi ha entre les xarxes de drenatge fluvials i les submarines.
- Aprofundir en el coneixement de la història sedimentària quaternària del mar Catalanobalear.
- Identificar els mecanismes que fan possible la persistència a llarg termini dels canyons submarins en marges constructius.

Singularitat del mar Catalanobalear per a l'estudi morfodinàmic de marges continentals

El treball que aquí presentem parteix en bona mesura de l'estudi de dades del marge peninsular del mar Catalanobalear. Aquest marge presenta unes característiques morfològiques i sedimentàries que fan que destaquï com a laboratori natural per realitzar estudis de morfodinàmica de marges continentals passius silicoclàstics. Aquestes característiques s'adiuen majoritàriament als criteris recollits al pla estratègic americà *National Science Foundation Margins Program* (2003) per la selecció de zones idònies per desenvolupar estudis integrats dels sistemes sedimentaris dels marges continentals, el que es coneix en anglès com a concepte *source to sink*, o S2S, i que podríem traduir com *de la font a l'embornal*. Entre els criteris que s'hi recullen cal destacar (1) que la variabilitat morfològica entre els diferents marges sigui marcada; (2) que aquesta variabilitat respongui a processos de tipologia o intensitat acusadament diferents en un i altre marge; (3) que la transferència de sediment entre les unitats fisiogràfiques dels marges sigui activa o ho hagi estat en temps recents; (4) que el sistema sedimentari sigui essencialment tancat; (5) que el registre estratigràfic sigui d'alta resolució; (6) que es disposi d'un gran banc de dades que permeti caracteritzar la morfologia i la dinàmica dels marges amb alta resolució; i (7) que el fons bibliogràfic sigui nombrós i de temàtica diversa. El marge peninsular del mar Catalanobalear reuneix aquests requisits i, a més, ho fa en un context geogràfic ben definit.

Estructura de la Tesi

La Tesi està formada per un compendi de quatre articles publicats en revistes pertanyents al *Journal Citation Report* de l'*Institute for Scientific Information* (JCR-ISI), i l'hem estructurada en set capítols. El **Capítol 1** consisteix en una introducció general destinada a centrar el lector en el marc conceptual, geogràfic i metodològic en què s'ha elaborat l'estudi. Aquest primer capítol inclou una descripció general dels marges continentals i dels processos modeladors del seu relleu. També s'introdueix el concepte morfodinàmica sedimentària com a eina per l'estudi de l'evolució del relleu submarí profund. Més endavant, en aquest mateix capítol, s'inclou una descripció del context geogràfic i geològic de l'àrea principal d'estudi i dels mètodes i conjunts de dades emprats.

Els capítols 2 a 5 corresponen als quatre articles publicats, dels quals seguidament incloem un breu resum:

Capítol 2. Amblas, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Hughes-Clarke, J.E. (2006). Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean basin. *Marine Geology* 234(1-4), 3-20. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.009.

En aquest estudi analitzem la variabilitat morfològica del relleu del marge ibèric del mar Catalanobalear. L'estudi parteix de la compilació i homogeneïtzació de les dades de batimetria de multifeix disponibles, les quals configuren per primera vegada un mapa pràcticament complet i de resolució decamètrica del fons marí d'aquest sector del Mediterrani Occidental. A partir de la descripció i interpretació de les formes observades identifiquem els processos que les han generades i els possibles factors que n'han condicionat la variabilitat geomorfològica. Aquest estudi està plantejat des d'un punt de vista integrat i dinàmic del marge, des de les conques fluvials d'on provenen les aportacions sedimentàries, i fins les grans fondalades marines. A les conclusions d'aquest treball es destaquen les qualitats d'aquest marge per realitzar estudis morfodinàmics com els que hom desgrana en els capítols següents de la Tesi.

Durant la fase de revisió d'aquest article un dels revisors (N.C. Mitchell) escrivia que "els resultats que es mostren tenen el potencial per esdevenir una contribució important en la literatura general sobre els pendents submarins".

Capítol 3. Gerber, T.P., Amblas, D., Wolinsky, M.A., Pratson, L.F., Canals, M., (2009). A model for the long-profile shape of submarine canyons. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface* 114, F03002. doi:10.1029/2008jf001190.

Al segon article publicat en el marc d'aquesta Tesi analitzem els factors de control morfodinàmic del perfil longitudinal dels canyons submarins a partir de la definició d'un nou model morfodinàmic. En aquest article adoptem estratègies típiques de la geomorfologia subaèria per establir lleis de transport geomòrfic en canyons submarins. Les equacions de govern que hom considera en aquest model morfodinàmic predictiu es restringeixen als processos que condicionen l'acreció de clinofomes a escala de marge i al transport associat als corrents de terbolesa. Les solucions analítiques del model es contrasten amb dades reals de canyons del marge català del sud, del marge de l'Ebre i del marge atlàntic central dels Estats Units d'Amèrica. En aquest article es discuteixen conceptes innovadors com l'equilibri morfodinàmic aplicat a l'estudi de canyons submarins moderns i pretèrits, o l'habilitat d'aquests canyons per subsistir i evolucionar en contextos deposicionals.

Un dels revisors (K. Straub) escrivia, sobre aquest article, que "aquest document podria servir de punt de partida per l'estudi de la morfodinàmica submarina de forma anàloga a la feina feta per Whipple (referint-se a Whipple i Tucker, 1999; 2002) en l'estudi de la morfodinàmica dels canals (subaeris) encaixats en roca per forçaments tectònics". Un segon revisor (K. Whipple) afirmava que "l'estudi de morfodinàmica quantitativa del fons marí és un camp apassionant, que progressa ràpidament i és d'interès per un ampli ventall de disciplines geològiques (...) l'aproximació al problema que es presenta en aquest treball promet avançar en el camp de la morfologia i evolució dels sistemes de canyons submarins".

Capítol 4. Amblas, D., Gerber, T.P., Canals, M., Pratson, L.F., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A.M. (2011). Transient erosion in the Valencia Trough turbidite systems, NW Mediterranean Basin. *Geomorphology* 130(3-4), 173-184. doi:10.1016/j.geomorph.2011.03.013.

En aquest treball presentem una anàlisi detallada de la morfometria del perfil longitudinal dels canyons i canals submarins del sistema turbidític del solc de València, al Mediterrani Occidental. Aquesta anàlisi ens permet discutir les semblances i diferències que hi ha entre xarxes de drenatge fluvials i submarines

i ens permet plantejar hipòtesis sobre la història sedimentària recent del mar Catalanobalear emprant els criteris d'equilibri i transitorietat morfodinàmica introduïts al capítol anterior. En l'article també proposem una estimació de les taxes d'incisió que ha experimentat el canal de València durant els darrers mil·lennis considerant dos escenaris diferents.

Un dels revisors d'aquest article (P.P. Cunha) escrivia que "aquest estudi no és només important per caracteritzar l'evolució geològica regional des del Miocè superior, sinó també pel fet de basar-se conceptualment en un model que aporta una explicació morfodinàmica a l'evolució a llarg termini dels canyons submarins. Per tant, els resultats d'aquest treball són potencialment aplicables a altres sistemes de drenatge submarí".

Capítol 5. Amblas, D., Gerber, T.P., De Mol, B., Urgeles, R., Garcia-Castellanos, D, Canals, M., Pratson, L.F., Robb, N., Canning, J. (2012). Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin. *Geology* 40(6), 543-546. doi: 10.1130/G33178.1.

En aquest article, a partir de l'estudi d'un cub de sísmica tridimensional del marge de l'Ebre, analitzem les pautes que segueixen els canyons submarins per persistir i desenvolupar-se en contextos de marges continentals netament deposicionals. Amb aquesta finalitat comparem l'actual canyó d'Orpesa i el seu talús adjacent amb el seu equivalent del Pleistocè mitjà. El patró de rebliment sedimentari que caracteritza el canyó i el talús durant aquest interval de temps, juntament amb els canvis observats en la morfologia dels perfils batimètrics al llarg del mateix canyó i del talús, ens permeten extreure conclusions sobre els processos sedimentaris que han dominat el marge de l'Ebre durant el darrer mig milió d'anys. Els resultats obtinguts en aquest estudi permeten reforçar la validesa del model numèric predictiu presentat al capítol 3.

Un dels revisors (anònim) d'aquest article escrivia "aquest estudi representa un pas important per entendre el rol dels canyons i el seu desenvolupament en els talussos submarins". Un segon revisor (D. Mohrig) comentava que "aquesta contribució mostra com formes aparentment erosives poden evolucionar en ambients deposicionals i remarca el fet que no existeix una única connexió entre els processos de transport i les formes de relleu que produeixen". Finalment, un tercer revisor (R. Gawthorpe) afirmava que "les conclusions d'aquest treball són importants per entendre l'evolució sedimentària dels marges continentals i els processos que hi actuen".

El **capítol 6** correspon a la síntesi i discussió general dels principals resultats presentats als quatre capítols anteriors. Finalment, al **capítol 7**, hi incloem un sumari de les conclusions més rellevants conjuntament amb algunes perspectives de futur sorgides arran d'aquest treball.

A l'**Annex** hi incloem l'article: Amblas, D., Canals, M., Lastras, G., Berne, S., Loubrieu, B. (2004). Imaging the seascapes of the Mediterranean. *Oceanography* 17(4), 120-131. En aquest treball de síntesi bibliogràfica descrivim les principals característiques fisiogràfiques dels fons marins mediterranis.

A banda dels articles inclosos formalment en aquesta Tesi, el doctorand és co-autor d'un bon nombre d'altres articles, en alguns casos també com a primer autor. Remetem al lector al curriculum vitae que s'adjunta a aquesta Tesi.

Scope and organization of the Thesis

*“The present is the key to the past”. James Hutton (1788), with this well-known principle of uniformitarianism, established the basis of the modern geology by following the assumption of actualism. Stratigraphy makes use of this principle to interpret the origin of geological formations according to observations of modern and submodern processes and geometries. Geomorphology studies the processes that sculpt the Earth’s surface to understand the origin and evolution of present landscapes. The **main objective** of this Thesis, which is conceptually halfway between stratigraphy and geomorphology, is to understand the long-term morphosedimentary variability of siliciclastic passive continental margins. Our **initial hypothesis** is that the morphology differences among modern siliciclastic passive margins can be objectively and systematically categorized, and that these differences are mainly related to the action of a few key sedimentary processes.*

The methods and concepts we use in this study are based on hydrodynamics and sedimentology. The detailed observation of continental margin morphology and stratigraphy, the study of the hydrodynamic processes that control their evolution, and the analysis of changing environmental conditions through time and space facilitate the development of geomorphic transport laws (also known as morphodynamic flux laws) for predicting landscape forms and dynamics. In the following chapters we discuss these topics while analysing seafloor and subseafloor geophysical data, with a particular focus on submarine drainage networks. An important result of this analysis is a morphodynamic model that can explain the long-profile shape of submarine canyons. The model stimulates our discussion about the equilibrium and transience of drainage morphologies observed in the geophysical data set we present.

In this work we advocate for the complementariness and interdependence of observational analyses and modeling of sedimentary processes. This Thesis demonstrates that much can be learned about the sedimentary evolution of submarine basins from the study of seascape morphologies, both modern and ancient, and that submarine canyons can evolve while remaining net depositional, beyond the broadened view of these features as purely erosive. These results can be translated to improved stratigraphic prediction in slope strata, a better knowledge of hydrocarbon and water resource distribution in these settings, and a broadened view of submarine canyon development.

*This Thesis has been structured in seven chapters. We start with a general introduction (in Catalan language) where we provide the conceptual, geographical and methodological context for the study. This chapter includes a general description of continental margins and their formative mechanisms, together with an introduction to the concept “sedimentary morphodynamics” as a tool for the study of seascape evolution. Chapters 2 to 5 correspond to four peer-reviewed scientific papers published in journals included in the JCR of ISI. Main points treated in these papers include: **(1)** the compilation and processing of the multibeam bathymetry data sets available for the Catalanobalearic Sea, and their integration with global bathymetric and topographic digital databases to obtain a complete map of the Catalanobalearic Basin and its sedimentary systems (see chapter 2); **(2)** the identification of the main processes that control the geomorphic variability of this siliciclastic passive margin (see chapters 2 to 5); **(3)** the development of a process-based morphodynamic model that predicts the curvature of submarine canyon long-profiles (see chapter 3); **(4)** an equilibrium versus disequilibrium analysis of submarine canyons from different sedimentary settings based on the study of the shape of their long-profiles (see chapters 3 to 5); **(5)** a discussion on similarities and differences between fluvial drainage networks and submarine drainage networks (see chapters 3 and 4); **(6)** a summary of new findings about the Quaternary sedimentary history of the Catalanobalearic Basin (see chapters 2 to 5); and **(7)** an understanding of the mechanisms that allow for the long-term persistence of submarine canyons on constructional margins (see chapters 3 and 5). Finally, Chapter 6 contains a summary of the results and the general discussion (in Catalan), and chapter 7 includes the final conclusions (in Catalan and English) together with some perspective on future work (in Catalan). In the Annex of this work we include a paper about the main physiographic characteristics of the Mediterranean Sea.*

Science in Catalan. Author's note

There are few opportunities to write science in Catalan, my mother tongue and the ninth language of the European Union, spoken by more than nine million people. A PhD Thesis is one of those. Obviously, the main effort of writing science in a language different than English is the translation of specialized concepts. Dr. Oriol Riba (1923-2011) and collaborators did a reference work with the "Diccionari de Geologia" (Riba et al., 1997), bringing together all scientific and popular Catalan entries in geology. However, this exhaustive work and other would be sterile if we, the Catalan scientists, don't use it to communicate with ourselves. A language doesn't evolve if it is not useful for communication. This is why, following the trail left by many others that have preceded me, I decided to write part of this dissertation in Catalan. It is a debt we have with the past of our millennial language, and a responsibility we have for the future generations.

Introducció

Els marges continentals

- Introducció
- El relleu i l'arquitectura dels marges continentals passius: processos modeladors
- Morfodinàmica de marges continentals passius silicoclàstics

Àrea d'estudi

- Marc geogràfic i geològic general

Metodologia i conjunt de dades

- Ecosondatge de multifeix
- Sonar d'escombrada lateral
- Sísmica de reflexió
- Modelització numèrica

1.1. Els marges continentals

1.1.1. Introducció

1.1.1.1. Tipus de marges continentals

Els marges continentals són les regions immergides de la vora d'un continent que fan d'unió amb els fons oceànics i és on té lloc la transició de l'escorça oceànica a l'escorça continental (Riba *et al.*, 1997). En el cas dels marges passius aquesta transició s'estableix en una mateixa placa litosfèrica, mentre que en els marges actius hi intervenen, com a mínim, dues plaques en col·lisió (amb o sense subducció). En funció de la font i la composició dels materials sedimentaris predominants hom també distingeix diferents tipus de marges continentals. Els més destacats en nombre i extensió són els marges carbonàtics i els marges silicoclàstics, aquests darrers dominats per aportacions sedimentaries terrígenes de composició majoritàriament silícia. Els marges silicoclàstics en context de marge passiu són el subjecte d'estudi de la present Tesi.

El marge continental passiu típic consta de tres grans províncies fisiogràfiques: la plataforma continental, el talús continental i el peu de talús o glacis continental (Figura 1.1). La plataforma conti-

ental és una superfície generalment força plana, llisa i de pendent suau, 0.05° de mitjana segons Pratson *et al.* (2009), que se situa entre la línia de costa i el cantó, barana o vorell de plataforma, que és el seu límit extern i acostuma a coincidir amb una ruptura del pendent. El vorell de plataforma sol situar-se a menys de 200 m de profunditat en els marges continentals passius de latituds mitjanes i baixes. En canvi, a les plataformes de latituds altes amb influència glacial el vorell es troba a una fondària màxima sensiblement superior, de fins a 600 m o, fins i tot, més (p.ex. Canals *et al.*, 2002; Amblas *et al.*, 2006). L'extensió i geometria de la plataforma continental és molt variable i depèn del marge considerat (IOC *et al.*, 2003). Al marge de Papua Nova Guinea, per exemple, la plataforma continental és pràcticament inexistent mentre que a l'est del Mar de la Xina presenta més de 300 km d'amplada (Pratson *et al.*, 2009). Cal subratllar que la definició legal de plataforma continental, de gran significació política i econòmica, segueix uns criteris convencionals que no coincideixen amb l'accepció geològica ni fisiogràfica del terme (Cook i Carleton, 2000). El talús continental enllaça la plataforma amb el glacis continental i general-

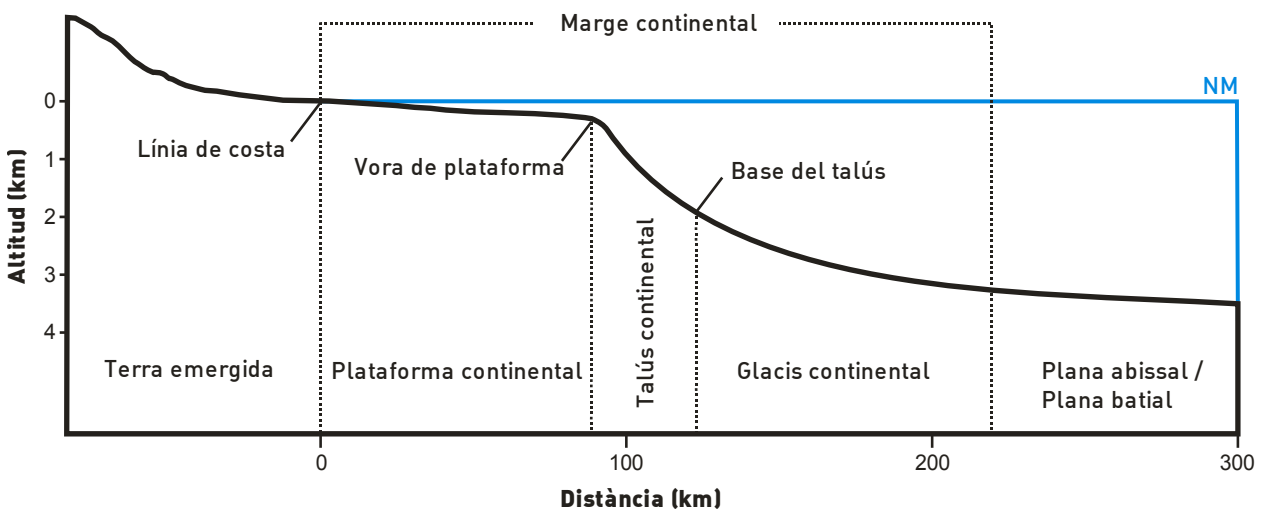


Figura 1.1. Configuració esquemàtica de les unitats fisiogràfiques d'un marge continental passiu i els seus límits. També s'hi inclouen les unitats fisiogràfiques terra emergida i plana abissal (plana batial en els casos en què no s'assoleixen fondàries de plana abissal, com per exemple al Mediterrani Occidental). L'escala vertical (altitud) està exagerada x20 respecte l'escala horitzontal (distància). Els valors d'una i altra escala són orientatius. NM, nivell del mar.

ment presenta un pendent relativament elevat ($\sim 4^\circ$ de mitjana) i de morfologia molt variable (Pratson *et al.*, 2009). De fet, els talussos continentals contenen algunes de les formes de relleu sedimentari més grans del nostre planeta, com ara els canyons submarins. El glacis continental, o peu de talús, correspon a la part més pregonada i externa del marge continental submarí, entre el talús continental i la plana abissal. El glacis exhibeix un pendent inferior al del talús continental, essent la

seva extensió i relleu també força variables. En el present estudi, a més de les províncies clàssiques esmentades, hom té en compte les unitats fisiogràfiques terra emergida i plana abissal (Figura 1.1). Només així podem obtenir una visió integrada dels sistemes sedimentaris en la seva integritat, des de les parts més proximals, a terra, fins a les més distals. Aquesta aproximació integral i integradora és coneguda amb el concepte anglès de *source to sink* (vegeu l'apartat 1.1.2).

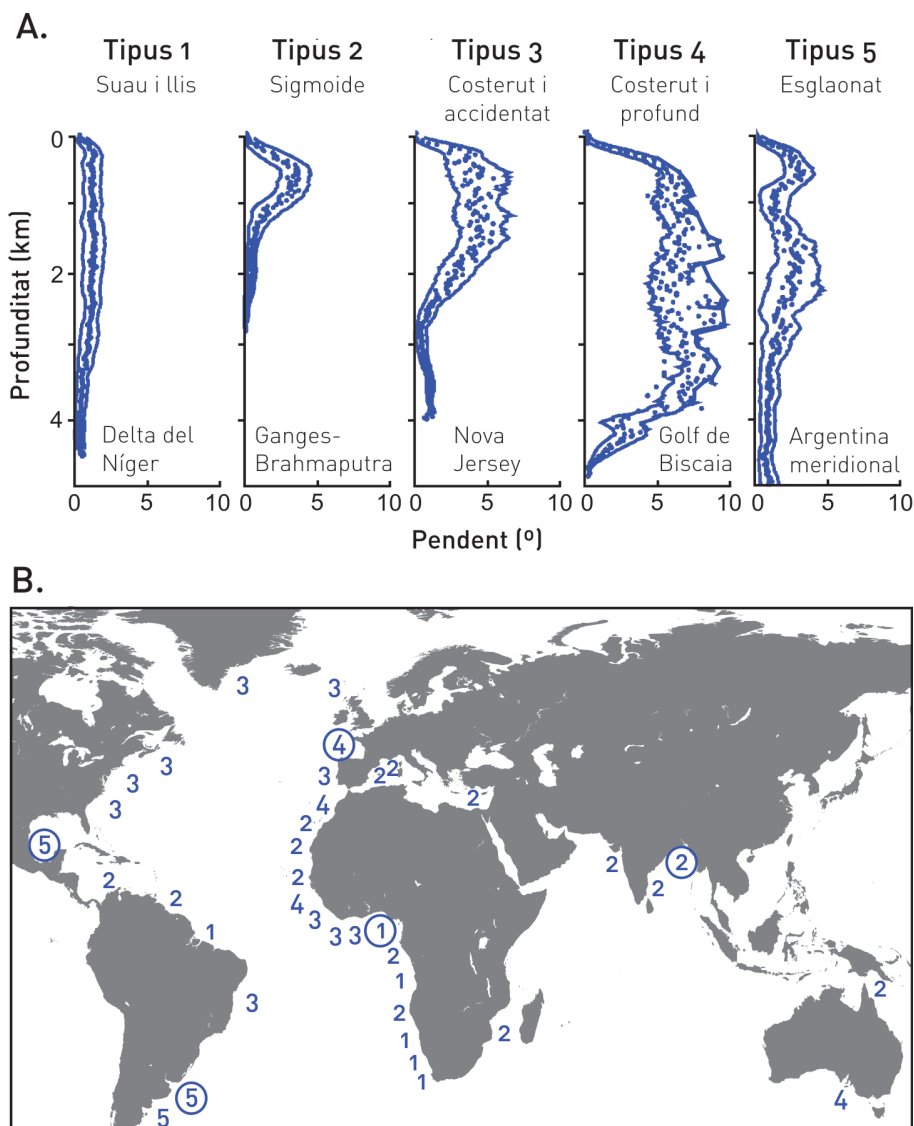


Figura 1.2. A. Representació gràfica del pendent respecte la profunditat en cinc marges representatius dels patrons morfològics identificats als marges continentals passius del planeta, segons O'Grady *et al.* (2000). Els punts representen els valors de pendent mitjà cada 20 m de profunditat i les línies, l'envoltant. La localització dels marges del Delta del Níger (tipus 1), Ganges-Brahmaputra (tipus 2), Nova Jersey (tipus 3), Golf de Vizcaya (tipus 4) i Argentina meridional (tipus 5), és indicada amb un cercle a la figura 1.2b. B. Distribució dels marges passius estudiats a O'Grady *et al.* (2000). Els números indiquen el tipus de patró morfològic i els cercles assenyalen els marges que tipifiquen cadascun d'aquests patrons. Al Mediterrani Occidental els marges considerats són el de l'Ebre i el del golf de Lleó (modificat d'O'Grady *et al.*, 2000).

La hipsografia d'un marge continental depèn de l'amplada i la profunditat de les seves províncies fisiogràfiques i dels seus trets morfològics precisos. En funció d'aquestes característiques hom també pot classificar els marges continentals silicoclàstics passius en tres tipus bàsics: marges abruptes, amb una plataforma continental i un talús estrets que enllacen de manera pràcticament directa amb la plana abissal; marges progradants o constructius, caracteritzats per plataformes força o molt amples i amb un glacis ben desenvolupat; i marges intermedis, a mig camí dels dos casos anteriors. Al Mediterrani hi trobem exemples de cadascun d'aquests tres tipus de marges. A l'Annex d'aquesta Tesi s'hi detallen algunes de les seves característiques fonamentals. També hi ha qui proposa classificacions morfològiques més detallades dels marges continentals passius, com per exemple O'Grady *et al.* (2000) que es basen en el pendent batimètric per considerar-ne fins a 5 tipus

diferents (Figura 1.2a). La distribució d'aquests tipus de marges al planeta respon a condicionants geològics i, indirectament, climatològics regionals (Figura 1.2b).

1.1.1.2. Interès dels marges continentals

Els marges continentals ocupen el 28% de l'extensió total de mars i oceans (Cook i Carleton, 2000), i és en ells on es concentren, indubtablement, les acumulacions sedimentàries més grans (Divins, 2003; Figura 1.3). Aquestes acumulacions constitueixen un testimoni únic en què ha quedat enregistrada, sovint de manera continuada, la història geològica i climàtica del planeta. Deformacions litosfèriques, variacions del nivell del mar, fluctuacions climàtiques, cicles biogeoquímics, canvis oceanogràfics i impactes antropogènics, són algunes de les valuoses informacions em-

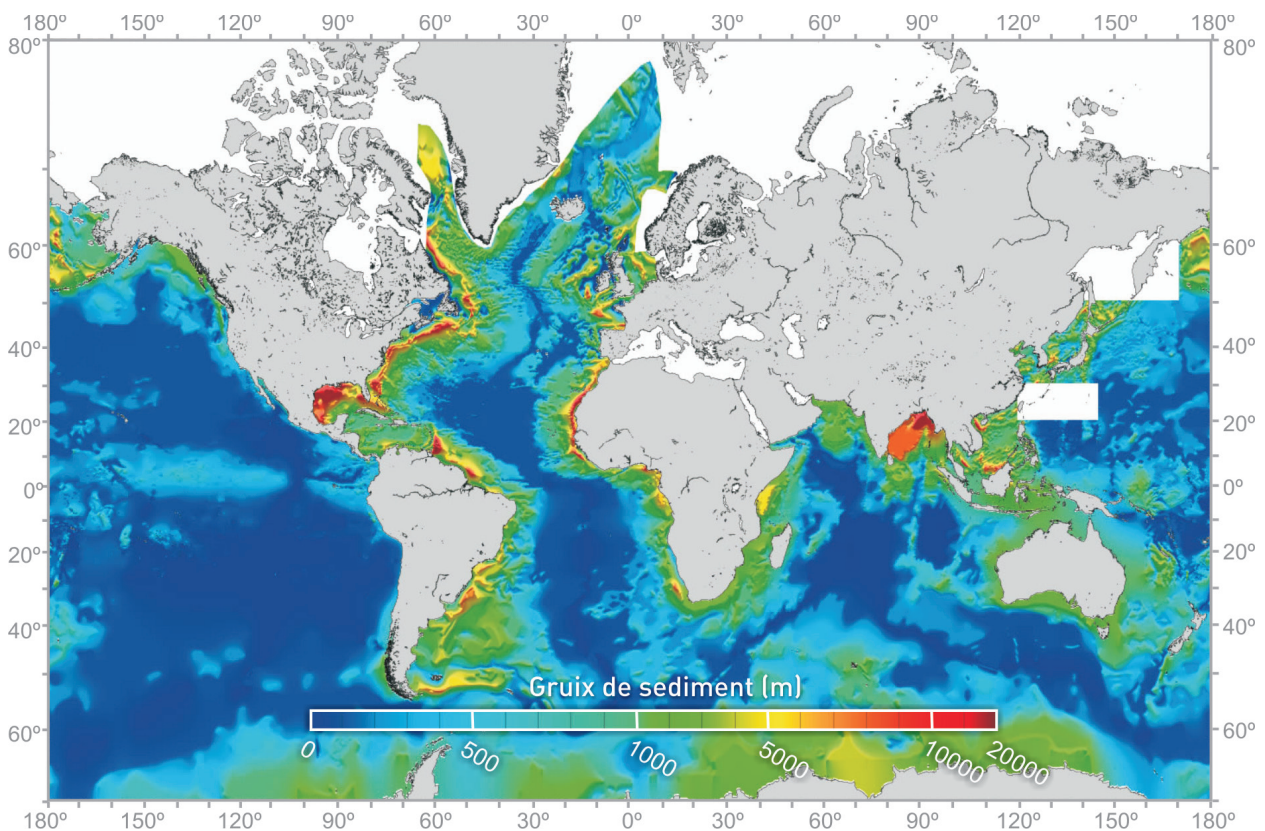


Figura 1.3. Gruix total de sediment als oceans segons el *National Geophysical Data Center (NGDC)* de la *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*. Aquest mapa és el resultat de la compilació de mapes d'isòpaques publicats, de dades obtingudes als programes de perforació oceànica *Deep Sea Drilling Program (DSDP)* i *Ocean Drilling Program (ODP)*, i de perfils de sísmica de reflexió de procedència diversa (modificat de Divins, 2003).

magatzemades als sediments dels marges continentals, les quals justifiquen l'interès creixent de la comunitat científica en el seu estudi.

L'aparició de l'estratigrafia sísmica, més endavant estratigrafia seqüencial, a finals de la dècada dels setanta (Vail i Mitchum, 1977) va revolucionar el mètode d'interpretació estratigràfica gràcies a la combinació de la component cronològica de l'acumulació sedimentària amb l'arquitectura estratigràfica i les relacions geomètriques de les seves fàcies, permetent, així, determinar escenaris deposicionals i predir l'estratigrafia (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988). L'estratigrafia seqüencial, junt amb el coneixement dels processos sedimentaris i la naturalesa fisicoquímica i biològica dels dipòsits sedimentaris dels marges continentals, ha permès entendre com i perquè es formen, canvien i es destrueixen els marges continentals, aprofundint així en el coneixement del passat del planeta. També ha estat determinant en el terreny de l'exploració i l'explotació dels recursos energètics i minerals dels marges continentals, aspecte del més alt interès socioeconòmic.

L'avenç en l'estudi dels marges continentals també ha anat indefectiblement lligat a avenços tecnològics en els mètodes de mostreig i d'adquisició de dades d'alta qualitat, tant superficials com de subsòl. Tecnologies com la batimetria de multi-feix o la sísmica de reflexió, ambdues emprades en aquesta Tesi (vegeu l'apartat 1.3), han estat determinants per aprofundir en la comprensió dels marges continentals i els factors i processos que hi actuen. Cal destacar que alguns d'aquests processos tenen una incidència directa, a voltes de caire catastròfic, en l'activitat humana. Fenòmens que comporten riscos geològics evidents, com els terratrèmols, el vulcanisme i les grans esllavissades submarines, són intrínsecs a l'evolució dels marges continentals.

El gran nombre de programes i projectes internacionals interdisciplinaris que han estudiat i estudien els marges continentals en les darreres dècades demostra l'interès que generen. Programes de llarg recorregut com IODP (2004-actualitat), anteriorment DSDP (1968-1985) i ODP (1985-2004), MARGINS (1999-2010), o EUROMARGINS (2002-actualitat); o projectes com EUROMARGE-NB (1993-

1996), STEAM (1993-1996), COSTA (2000-2003), SPACOMA (2004-2007), WESTMED (2004-2006), STRATAFORM (1995-2001), EUROSTRATAFORM (2002-2006), EURODELTA (2001-2004), HERMES (2005-2009), HERMIONE (2009-2012), GRACCIE (2007-2012), i un llarg etcètera han estudiat i estudien els marges continentals des de diferents punts de vista. Aquesta Tesi s'ha nodrit directament o indirecta de molts d'ells.

1.1.2. El relleu i l'arquitectura dels marges continentals passius: processos modeladors

El relleu dels marges continentals aporta informació clau sobre la seva estructura interna, sobre esdeveniments geològics passats i sobre l'extensa gamma de processos que en determinen l'evolució (Pratson *et al.*, 2009). Des de l'aparició de les eco-sondes, a principis del s. XX, el coneixement sobre el relleu dels marges continentals ha avançat molt significativament. Ja a mitjans del s.XX, la morfologia de la plataforma i el talús continentals serviren d'argument per recolzar noves teories sobre l'origen dels continents i les conques oceàniques, i sobre la formació de muntanyes (Kay, 1951). Fins i tot abans que es realitzessin observacions in situ sobre el transport de sediment en ambients marins, ja hi havia estudis morfològics que sostenien que moltes de les formes observades a la plataforma i el talús havien d'haver estat esculpides per processos submarins i que, per tant, no es podien explicar només per l'acció de processos subaeris durant períodes de baix nivell del mar (Daly, 1936; Stetson, 1936; Stetson i Smith, 1938). Estudis morfològics sobre el relleu dels marges continentals, ara considerats clàssics, també van servir per recolzar principis geològics tan fonamentals com la tectònica de plaques (Bird i Dewey, 1970) o l'estratigrafia seqüencial (Vail i Mitchum, 1977).

El detall amb el que avui es poden observar els relleus submarins és comparable al detall amb el que s'estudien els relleus subaeris (Pratson i Edwards, 1996). Aquest fet ha permès que els geòlegs marins cada cop més adoptin criteris geomorfològics del tipus procés-producte per entendre la formació i l'evolució dels fons marins, de la mateixa manera com s'ha fet històricament en ambients subaeris. Seguidament es descriuen les relacions procés-producte més rellevants en la formació del relleu dels marges continentals.

1.1.2.1. Estructuració

L'origen de la configuració morfològica de macroescala dels marges continentals passius en plataforma, talús i glacis cal cercar-lo en el mateix procés de creació de les conques oceàniques i els seus marges. Durant aquest procés es produeix una distensió intracontinental, que es coneix com a fase de rifting, en què l'escorça continental sofreix un aprimament a partir de falles extensives (Figura 1.4). Aquest procés pot conduir a la creació d'escorça oceànica, més densa que la continental. És precisament aquest aprimament cortical i la diferència de densitats entre escorça continental

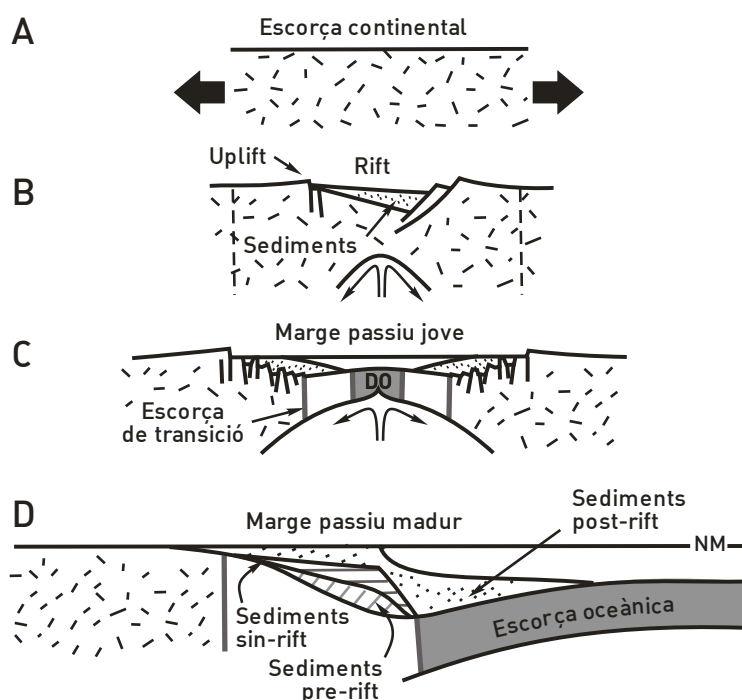


Figura 1.4. Estadis de desenvolupament d'un marge continental passiu típic. Als estadis inicials es produeix un procés de distensió intracontinental (A), que condició la formació d'un rift (B). En alguns casos l'aprimament cortical derivat d'aquest procés extensiu pot conduir a la formació d'escorça oceànica (C), de més densitat que l'escorça continental, fet que condició la morfologia del marge i la disposició dels dipòsits sedimentaris que s'hi acumulen (D). En funció del moment en què s'han dipositat els sediments respecte els estadis evolutius del marge continental hom parla de sediments prerift, sinrift i postrift. DO, Dorsal oceànica; NM, nivell del mar (modificat d'Allen i Allen, 2005).

i oceànica el que condiona que els marges continentals passius mostrin una morfologia general en forma d'esglaó. L'escala temporal en què es desenvolupa aquest procés tectònic és de molt llarg termini ($10^6 - 10^8$ anys).

1.1.2.2. Relleu i espai d'acomodació

Superposat al procés tectònic modelador de primer ordre que acabem de descriure breument, en trobem altres d'ordre menor però també amb gran incidència en la configuració final del marge. L'aportació sedimentària dels continents als marges continentals és un dels més importants. En apartats posteriors s'aprofundirà en els processos i productes associats a aquest agent modelador. En general, però, es pot afirmar que com més gran és l'aportació de sediments, més ampla esdevé la plataforma continental i majors desnivells assoleix el talús (Jervey, 1988). Tot i així, tan important com l'aportació sedimentària és la quantitat d'espai d'acomodació disponible per encabir el sediment (Van Wagoner *et al.*, 1988; Figura 1.5). Cal pensar, per exemple, en els marges amb aportacions sedimentàries molt voluminoses però amb fondàries molt somes. En aquests casos, dels que un exemple proper és el mar Adriàtic, la plataforma continental és molt extensa i el talús està poc desenvolupat per la manca d'espai d'acomodació. A continuació es comenten els principals factors de control de l'espai d'acomodació en marges continentals passius.

Subsidència tèrmica i isostàtica, compactació del sediment i falles

En primera instància, cal considerar el fenomen de la subsidència tèrmica. Aquesta és especialment significativa en marges passius, on va lligada al refredament litosfèric durant la fase final de l'etapa de rifting (Figura 1.4) (Parsons i Sclater, 1977). En marges relativament joves, com el golf de Lleó, la taxa de subsidència tèrmica ($40-100 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$; Burrus, 1989) és més gran que en marges més vells com el de Nova Jersey a Amèrica del Nord ($<3 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$; Steckler *et al.*, 1999). Quan la taxa de sedimentació a la plataforma ultrapassa la taxa de subsidència l'espai d'acomodació queda reblert i l'acumulació sedimentària prograda forçosament

en direcció al centre de la conca, la qual cosa fa que la plataforma s'eixampli i el talús augmenti el seu relleu (Reynolds *et al.*, 1991; Figura 1.5). Per tant, els canvis en la taxa de subsidència tèrmica, tant en el temps com al llarg del propi marge, afegixen complexitat a l'evolució morfològica de macroescala dels marges continentals (Reynolds *et al.*, 1991).

La subsidència isostàtica, la compactació del sediment i les falles són altres factors de control que afecten l'espai d'acomodació disponible en una conca sedimentària i, en conseqüència, al seu relleu. La influència de la subsidència isostàtica i la compactació del sediment és relativament més localitzada que no la subsidència tèrmica, ja que

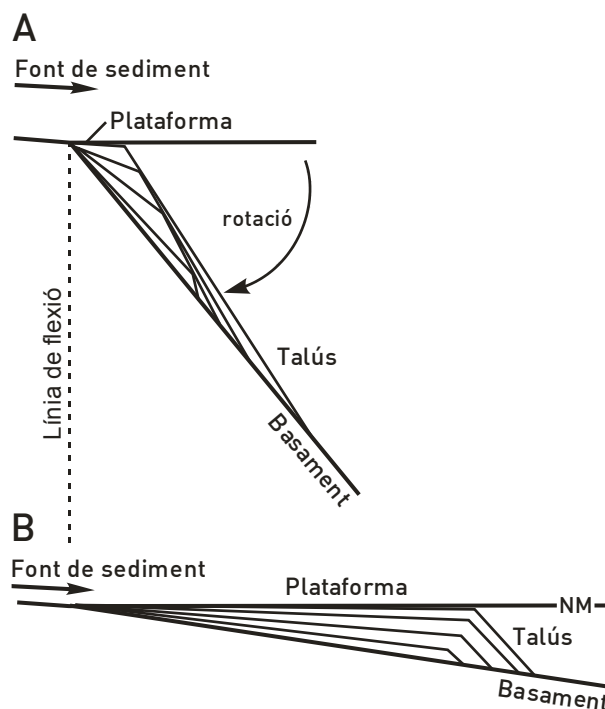


Figura 1.5. La configuració final del marge continental està fortament condicionada per l'espai d'acomodació disponible per encabir el sediment que rep des del continent. A. Com més abrupte és el pendent definit pel basament, més espai es genera per acomodar el sediment provinent del continent i, d'aquesta manera, la plataforma continental esdevé més estreta i el talús més extens. Aquesta tendència es veu afavorida per l'acció de la subsidència tèrmica i és, per tant, una situació típica de marges continentals joves. B. En canvi, si la taxa de subsidència tèrmica és inferior a la taxa d'aportació de sediments al marge, aquests es veuen forçats a migrar cap a zones més profundes i, per tant, la plataforma continental esdevé més ampla. NM, nivell del mar (modificat de Pratson *et al.*, 2009).

es tracta, en un cas i l'altre, de respostes a la càrrega sedimentària, i no a processos que afectin de manera generalitzada al marge continental (Pratson *et al.*, 2009). La subsidència isostàtica és causada per la sobrecàrrega de sediments i d'aigua, la qual comporta un reajustament isostàtic. Aquest reajustament depèn tant de la massa de la mateixa càrrega com de la rigidesa de la litosfera damunt la qual reposa (Watts i Ryan, 1976). La rigidesa litosfèrica provoca que l'afectació isostàtica de sediments i aigua es propagui lateralment més enllà de la zona de càrrega. És el que es coneix com a subsidència isostàtica flexural.

El pes del sediment i l'aigua també provoca el reordenament mecànic de les partícules sedimentàries i, per tant, la compactació del sediment. És conegut que la major part d'aquesta compactació es dona en el primer kilòmetre de gruix de l'acumulació sedimentària, completant-se a profunditats de ~4–5 km. En aquest interval, la porositat de les sorres cau marcadament, de ~0,5 a ~0,3, i la de les argiles de ~0,6 a ~0,2 (Bahr *et al.*, 2001). Cal remarcar que la permeabilitat dels sediments, és a dir, la connectivitat dels porus que separen les partícules, és un factor intrínsec dels dipòsits sedimentaris que afecta apreciablement la seva capacitat de compactació (Bahr *et al.*, 2001). Tots dos processos, la subsidència isostàtica i la compactació sedimentària, s'han tingut en compte en la restitució de paleoperfils batimètrics del marge de l'Ebre, inclosos al capítol 5 d'aquesta Tesi.

Com ja s'ha assenyalat més amunt, la tectònica també té una incidència cabdal en el modelat dels marges continentals. En els marges passius, les falles extensionals associades a la fase de rifting són les més destacades en la creació d'espai d'acomodació sedimentària (Figura 1.4). No podem obviar, emperò, les falles de creixement, induïdes per l'acumulació ràpida de sediment. Aquestes falles, de tipus lítric, són trampes de sediment eficients, especialment en marges progradants (Mitchum *et al.*, 1990; Maloney *et al.*, 2011). Més en general, les falles, tant somes com profundes o estructurals, afecten el relleu dels marges continentals quan assoleixen nivells subsuperficials o el mateix fons marí (p.ex. Acosta *et al.*, 2001a), pel fet que afavoreixen el desencadenament d'esllavissaments al talús continental (p.ex. Canals

et al., 2004), per condicionar l'emplaçament (p.ex. McHugh *et al.*, 1998) o evolució (p.ex. Sultan *et al.*, 2007) de canyons submarins o per vehicular l'escapament de fluids cap al fons marí (p.ex. Berndt *et al.*, 2012).

Canvis de nivell del mar

Un darrer factor de control de gran rellevància en la creació o eliminació d'espai d'acomodació i, per tant, en la configuració final dels marges continentals, són els canvis del nivell del mar o eustàsia. Aquests canvis forcen l'acostament i l'allunyament de les goles fluvials i les línies de costa, amb les corresponents aportacions de sediment, a la vora de plataforma, així com de tots els processos i productes associats (vegeu l'apartat següent). La pujada de nivell del mar que provoca la migració terra endins de la línia de costa es coneix com a transgressió marina, mentre que la baixada del nivell del mar que desplaça la línia de costa mar endins es coneix com a regressió marina (Figura 1.6).

Les oscil·lacions del nivell del mar poden ésser degudes a variacions en el volum de la conca i també en el volum total d'aigua (Pitman, 1978). Les variacions en el volum de la conca són degudes generalment a canvis tectònics, lligats a l'expansió oceànica o a la col·lisió entre continents. L'origen de les variacions del volum d'aigua rau en les fluctuacions climàtiques globals que condicionen l'acumulació i la fosa de glaç damunt les terres emergides. En aquest darrer cas, les variacions de nivell del mar s'anomenen glacioeustàtiques i són considerades d'alta freqüència dins l'escala de temps geològica (Figura 1.7). L'expansió i contracció tèrmica de l'aigua, lligada directament a les fluctuacions climàtiques, també és un factor determinant en les variacions de volum total d'aigua (Meehl *et al.*, 2005). Quan hom pren en consideració les variacions eustàtiques globals i els moviments verticals de subsidència o aixecament respecte un datum o nivell de referència, generalment el basament, la variació de nivell del mar s'anomena canvi relatiu del nivell del mar (Van Wagoner *et al.*, 1988). En aquesta Tesi el terme nivell del mar es refereix al nivell del mar relatiu, si no s'especifica el contrari.

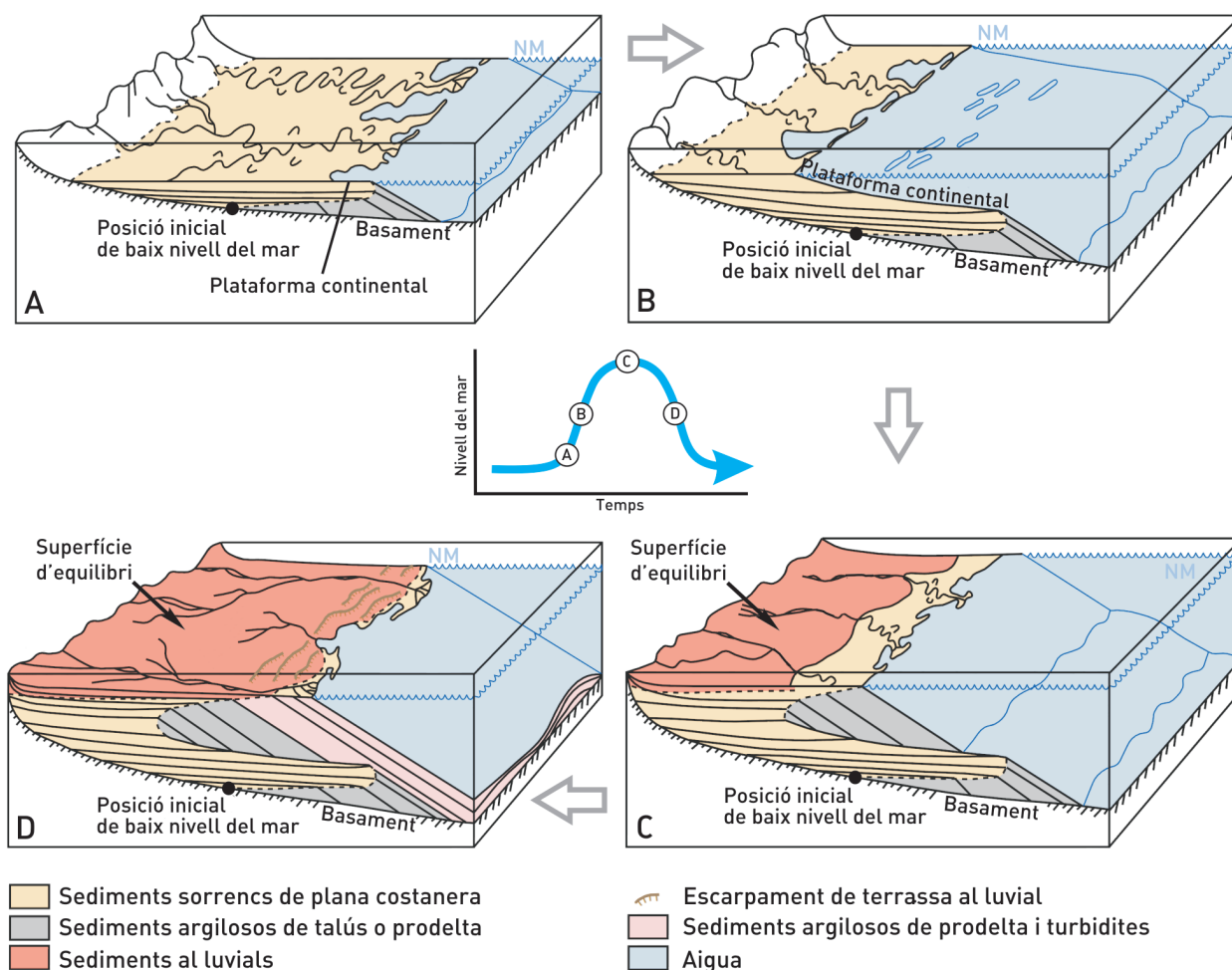


Figura 1.6. Influència de les variacions del nivell del mar en la distribució dels processos i productes sedimentaris als marges continentals. A. En nivells del mar estables la plana costanera creix en direcció a la vora de la plataforma i la plataforma es fa més estreta. B. Durant un ascens del nivell del mar, si la velocitat d'aquest ascens supera la taxa d'aportació de sediments fluvials, la plana costanera s'inunda i la plataforma continental esdevé més ampla. C. Quan el nivell del mar es torna a estabilitzar i l'aportació sedimentària al marge és prou gran, la plana costanera es torna a desenvolupar. D. En un descens del nivell del mar la línia de costa pot arribar a assolir la vora de la plataforma i, en aquest cas, la plana costanera connecta directament amb el talús continental. Amb major o menor intensitat, aquest cicle es pot reproduir diverses vegades en un marge continental. Els conceptes originals representats en aquesta figura són de Vail i Mitchum (1977) i Posamentier *et al.* (1988). NM, nivell del mar (modificat de Pratson *et al.*, 2009).

En el registre geològic molt rarament s'observen canvis de nivell del mar de més d'uns centenars de metres (Allen i Allen, 2005). Només caigudes de nivell del mar particularment severes han exposat el talús superior dels marges continentals del planeta. El Mar Mediterrani, emperò, n'és una excepció destacada. Durant el Miocè Superior, en el període de l'anomenada crisi de salinitat messiniana, el seu aïllament de l'oceà global i posterior dessecació deixaren al descobert la pràctica totalitat dels seus fons marins (Ryan *et al.*, 1973; Hsü, 1977; Clauzon *et al.*, 1996; Urgeles *et al.*, 2011). Aquest fet va comportar una modificació dràstica

en l'espai d'acomodació i, per tant, en la dinàmica sedimentària i erosiva de les conques mediterrànies. Algunes de les formes de relleu actuals dels marges continentals mediterranis són conseqüència directa o indirecta d'aquest esdeveniment (Canals, 1985; Berné *et al.*, 1999; dos Reis *et al.*, 2005).

Des de la base del Quaternari, recentment reubicada a 2,6 Ma (Gibbard *et al.*, 2010), s'identifiquen més de cent cicles glacials-interglacials, que es correlacionen amb diferents estadis isotòpics marins (MIS, en anglès *marine isotope stages*),

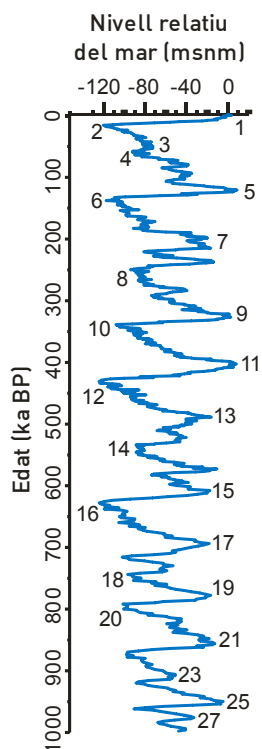


Figura 1.7. Corba de nivell del mar durant el darrer milió d'anys calculada a partir de la variació isotòpica de l'oxigen en foraminífers bentònics, contrastada amb registres d'arreu del planeta. La corba original és de Lisiecki i Raymo (2005) mentre que la transformació a metres fou realitzada per J. Frigola assumint un nivell del mar durant el darrer màxim glacial (21 ka BP) de 120 m per sota el nivell actual del mar actual (msnm).

l·ligats a oscil·lacions climàtiques globals (Lisiecki i Raymo, 2005; Figura 1.7). En alguna de les fases de nivell del mar baix (en anglès *lowstands*), aquest arribà a situar-se 100 m més avall, o fins i tot més, que el nivell del mar actual. Això implica que la plataforma continental de la majoria de marges continentals de latituds mitjanes i baixes quedà exposada subaèriament i que els sistemes sedimentaris litorals es desplaçaren fins la vora de plataforma, afavorint així la transferència sedimentària directa als talussos continentals i a les conques profundes (Field i Gardner, 1990; Syvitski i Morehead, 1999). A l'apartat 1.2 i als capítols successius d'aquesta Tesi s'incideix en les implicacions morfodinàmiques de la crisi messiniana i les variacions eustàtiques quaternàries als marges continentals, i en com es reflecteixen en el relleu actual.

1.1.2.3. Processos i productes del transport de sediment

A més de l'eustàsia i la subsidència que, com s'ha vist, són les responsables de crear espai d'acomodació, hi ha altres factors, externs al sistema de transport de sediment, que condicionen el relleu i l'estratigrafia dels marges continentals. Aquests factors externs, també anomenats al·logènics, són la quantitat i qualitat del sediment aportat a la costa, i la freqüència, magnitud i caràcter de les fonts i mecanismes de transferència d'energia externa (ones, marees, vents, corrents marins i, en general, moviments de les masses d'aigua). Superimposats a aquests factors al·logènics es troben els factors autigènics, que emergeixen de la interacció entre els processos de transport de sediment i la morfologia canviant del marge. En aquest apartat es discuteix sobre aquestes interaccions procés-producte i en com s'identifiquen en els marges continentals, tant des del punt de vista estratigràfic com morfològic.

El flux de sediment als marges continentals. El concepte "source to sink"

Les terres emergides, la plataforma, el talús amb el glació continental, i la plana abissal estan separats per límits dinàmics. Aquests límits són la línia de costa, la vora de plataforma i la base del talús (Figura 1.1). El flux de sediment, que s'inicia amb l'erosió de les terres emergides, és el nexa entre les unitats fisiogràfiques esmentades. Tant el sediment com la càrrega dissolta originades durant el procés erosiu es mouen a través d'ambients geomòrfics connectats per acabar dipositant-se o precipitant, finalment, en planes d'inundació fluvials o en alguna de les províncies fisiogràfiques marines.

Les pertorbacions d'aquest flux provoquen la migració de la línia de costa, de la vora de plataforma i de la base del talús, seguint les lleis de la morfodinàmica. Per tal de determinar com afecta el flux de sediment al relleu dels marges continentals, és necessari entendre, doncs, els processos que governen la transferència de sediment. D'això se'n desprèn la necessitat d'adquirir una visió integrada del sistema sedimentari. Aquesta visió de conjunt permet establir relacions causa-efecte

entre les unitats més distals i les més proximals del sistema sedimentari i, per tant, predir els efectes de les perturbacions en el flux, tant en el relleu com en el registre geològic. Cal dir, tanmateix, que si bé alguns d'aquests conceptes no són nous en la geologia continental clàssica, la seva aplicació a l'estudi de la sedimentació submarina moderna és força recent, havent estat possible mercès a l'avenç de les tècniques d'adquisició de dades i de mostreig. A finals dels anys 90 del segle passat i durant la darrera dècada es van establir les bases d'aquesta nova concepció dels sistemes sedimentaris dels marges continentals, que es coneix amb el concepte ja esmentat de *source to sink* o S2S (NSF Margins Program, 2003; Figura 1.8). Aquesta Tesi ha estat concebuda seguint els preceptes d'aquesta iniciativa.

Com ja s'ha assenyalat a l'apartat 1.1.1, els marges continentals abasten un ampli rang d'ambients sedimentaris, cadascun amb trets específics pel que fa als processos que hi actuen i als productes que generen. En latituds altes la dinàmica glacial juga un paper determinant en la sedimentació dels marges mentre que, en ambients tropicals, són els organismes productors de carbonats els que dominen la sedimentació. La sedimentació d'influència fluvial és, però, la més estesa als marges del nostre planeta. Els rius són els pro-

veïdors principals de material particulat provinent del continent. Globalment, els rius aporten entre el 85% i el 95% del sediment als marges actuals (Milliman i Meade, 1983; Syvitski *et al.*, 2003). Fins i tot hom considera que durant les èpoques glacials del Quaternari la majoria de marges continentals estaven més influenciats per la dinàmica fluvial que per la glacial (Pratson *et al.*, 2009).

La transferència de sediment que es dona a la línia de costa entre ambients subaeris i submarins, i la que es dona entre la plataforma i el talús continentals, són especialment determinants en la creació del relleu i del registre sedimentari dels marges.

Transport continent-plataforma

La descàrrega fluvial als marges continentals depèn bàsicament del clima i de les característiques de la conca o conques de drenatge que hi aboquen (Beschta, 1987; Syvitski i Morehead, 1999). D'ençà unes dècades cal destacar també la influència humana com a factor determinant en la hidrologia dels rius, especialment per la construcció de preses reguladores de cabal (Wang *et al.*, 1997; Leonard i Crouzet, 1999; Syvitski *et al.*, 2005). Tot i que els rius més grans com l'Amazones, el sistema Ganges-Brahmaputra o el Mississipi,

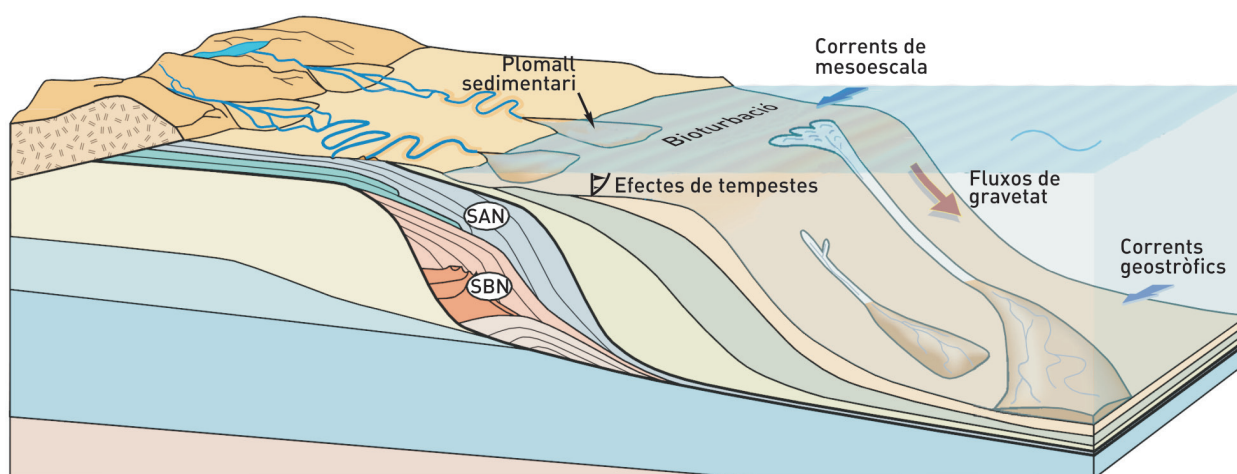


Figura 1.8. Esquema simplificat dels processos i productes del transport de sediment que ocorren als marges continentals. Aquest esquema és una modificació de la figura que encapçala el pla estratègic americà *source to sink* (NSF Margins Program, 2003), que té per objectiu desenvolupar estudis integrats dels sistemes sedimentaris dels marges continentals. SAN, seguici sedimentari d'alt nivell (en anglès *highstand system tract*); SBN, seguici sedimentari de baix nivell (en anglès *lowstand system tract*).

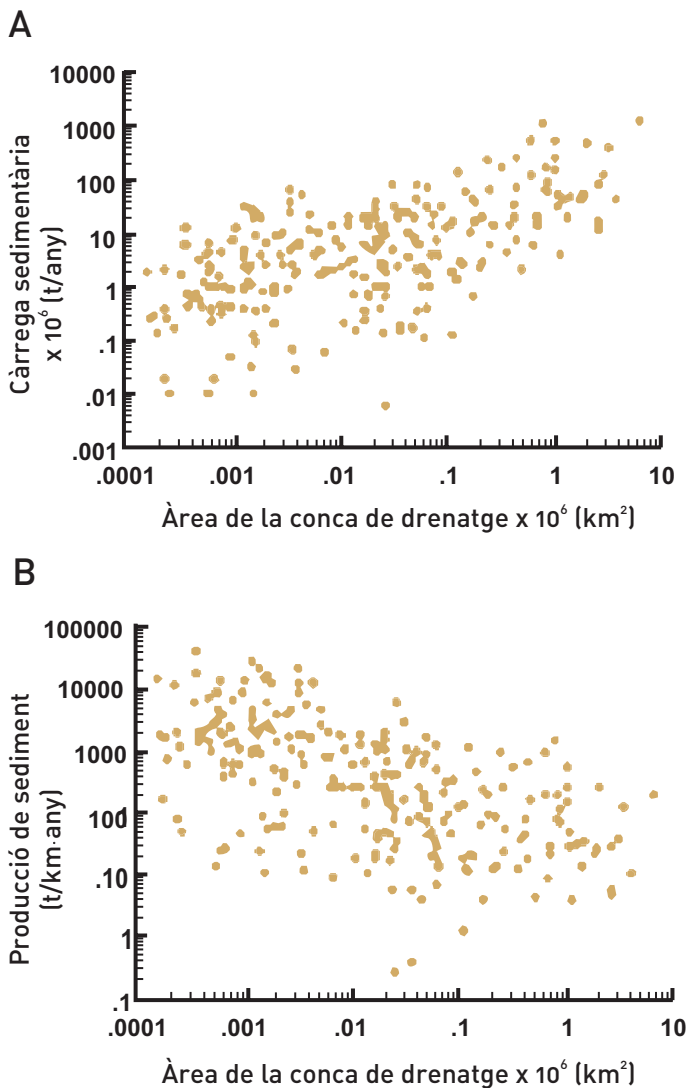


Figura 1.9. Càrrega (A) i producció de sediment (B) totals calculades per 280 rius d'arreu del món en funció de les seves àrees de drenatge. Vegeu que la relació entre la mida de la conca i la càrrega sedimentària és positiva mentre que per la producció de sediment és negativa. Aquest gràfic palesa la importància de la producció de sediment dels rius muntanyosos amb conques de drenatge mitjanes i petites en el còmput total del flux sedimentari aportat als oceans (modificat de Milliman i Syvitski, 1992). A Milliman (2001) es presenten anàlisis i resultats equivalents als que aquí reproduïm però centrats als rius europeus.

creen extensos dipòsits a les seves desembocadures, la descàrrega sedimentària combinada de rius petits i mitjans domina l'aportació global de sediment als oceans (Figura 1.9; Milliman i Meade, 1983; Milliman i Syvitski, 1992).

Els sediments fluvials es dispersen als oceans i mars mitjançant la intervenció d'un seguit de processos físics i químics que actuen a escales espacials i temporals diverses (Wright i Nittrouer, 1995). Des que abandonen la desembocadura dels rius i fins que acaben formant part del registre geològic, les partícules sedimentàries solen veure's implicades en més d'un cicle de transport, deposició i reactivació. L'estudi de la composició i evolució dels plomalls sedimentaris fluvials costaners és clau per entendre la transferència de sediment

a la plataforma (Figura 1.10; Morehead i Syvitski, 1999; Pratson *et al.*, 2009).

La sedimentació associada als plomalls fluvials depèn de la descàrrega del riu, de la càrrega sedimentària, de la taxa de floculació i decantació de partícules, de les condicions oceanogràfiques i de la geometria inicial de la plataforma on es dipositen (Wright i Nittrouer, 1995; Morehead i Syvitski, 1999). El dipòsit resultant dels plomalls correspon exclusivament a la decantació particulada en condicions de calma oceanogràfica, tant d'onatge com de corrents. Tanmateix, a mesura que les partícules s'enfonsen en la columna d'aigua, tendeixen a dispersar-se per advecció i difusió degut als corrents marins i a processos de turbulència (Morehead i Syvitski, 1999). Un cop les partícules

arriben a la base del plomall, al que es coneix com a capa límit de fons (en anglès *bottom boundary layer*), són transportades per forces tractives fins que les condicions energètiques són prou baixes com per permetre'n la deposició (Cacchione *et al.*, 1999). La durada total del transport sedimentari i la distància recorreguda per les partícules depenen de la durada i magnitud de l'episodi de descàrrega fluvial elevada en relació amb el règim oceano-gràfic (Wright i Nittrouer, 1995). Quan els sediments

es dipositen en volums considerables davant la costa poden arribar a formar deltes amb els seus respectius prodeltas, especialment en períodes de nivell del mar relativament estable (Elliott, 1979). A l'Annex d'aquesta Tesi es descriuen les principals característiques morfològiques i sedimentàries dels grans deltes mediterranis.

El tipus de plomall fluvial és determinant en la forma de transport i deposició dels sediments. La

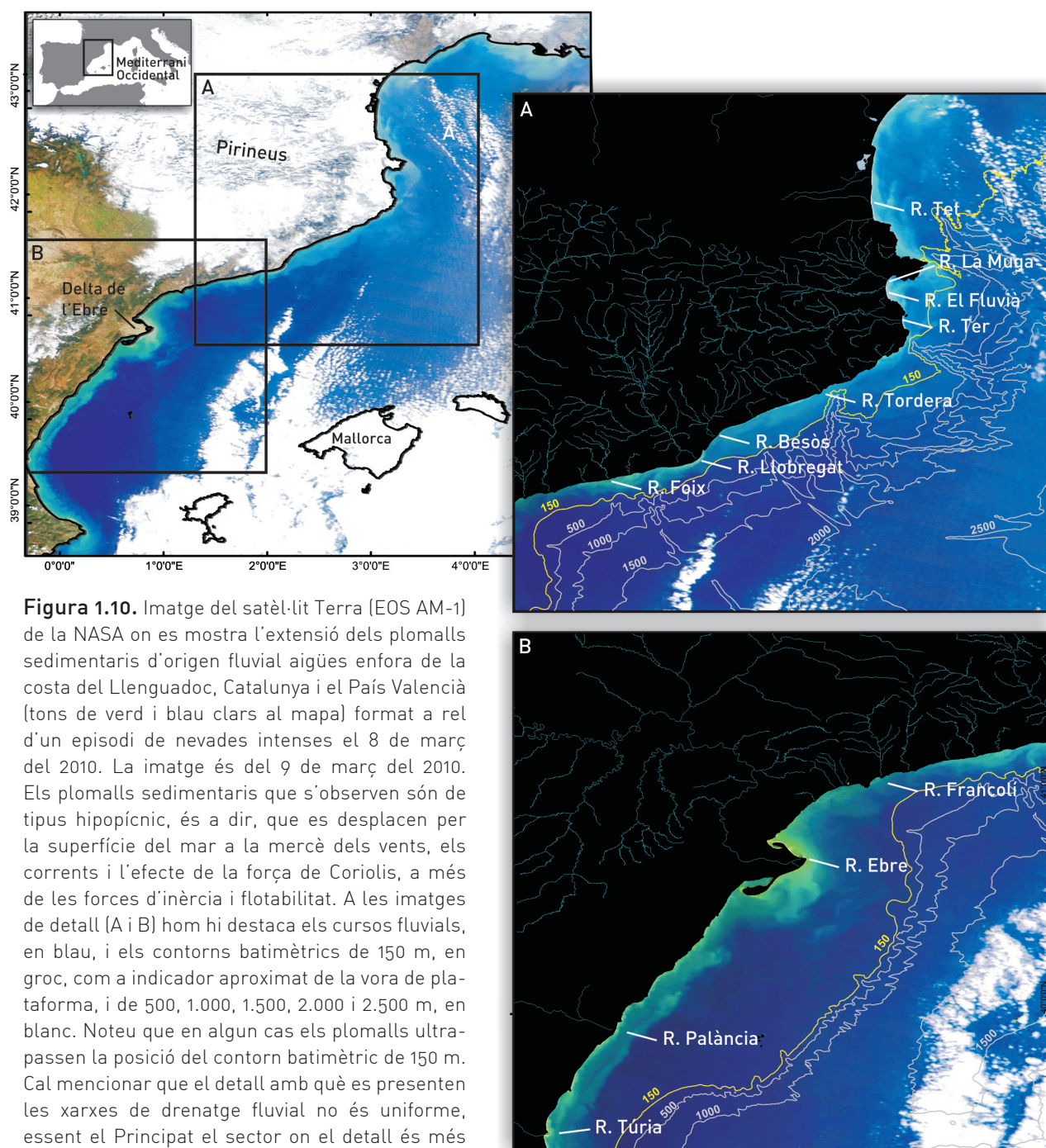


Figura 1.10. Imatge del satèl·lit Terra [EOS AM-1] de la NASA on es mostra l'extensió dels plomalls sedimentaris d'origen fluvial aigües enfora de la costa del Languedoc, Catalunya i el País Valencià (tons de verd i blau clars al mapa) format a rel d'un episodi de nevades intenses el 8 de març del 2010. La imatge és del 9 de març del 2010. Els plomalls sedimentaris que s'observen són de tipus hipopícnic, és a dir, que es desplacen per la superfície del mar a la mercè dels vents, els corrents i l'efecte de la força de Coriolis, a més de les forces d'inèrcia i flotabilitat. A les imatges de detall (A i B) hom hi destaca els cursos fluvials, en blau, i els contorns batimètrics de 150 m, en groc, com a indicador aproximat de la vora de plataforma, i de 500, 1.000, 1.500, 2.000 i 2.500 m, en blanc. Noteu que en algun cas els plomalls ultrapassen la posició del contorn batimètric de 150 m. Cal mencionar que el detall amb què es presenten les xarxes de drenatge fluvial no és uniforme, essent el Principat el sector on el detall és més gran. R., riu.

gran majoria de plomalls són de tipus hipopícnic, és a dir, de densitat més baixa que l'aigua marina circumdant, que els sustenta. Aquest fet condiciona que el plomall s'estengui i es desplaci per la superfície marina formant una capa nefeloide superficial a mercè dels vents, els corrents i la força de Coriolis, a més de les forces d'inèrcia i flotabilitat (Figura 1.10; Wright, 1977). En alguns casos aquestes capes nefeloides terrígenes poden arribar a precipitar al talús continental i a zones més pregones. Aquesta sedimentació terrígena de partícules fines en aigües profundes, combinada amb una component de material pelàgic biogènic, és el que es coneix com a sedimentació hemipelàgica (Stow i Tabrez, 1998). Al següent apartat i als capítols 3 i 5 es tractaran les implicacions geomòrfiques i estratigràfiques d'aquest procés sedimentari a la vora de plataforma i al talús continental.

Quan el plomall carregat de partícules sedimentàries té una densitat més gran que l'aigua marina circumdant, el flux sedimentari esdevé hiperpícnic i es propaga pel fons marí. Això es dona sobretot en rius amb conques de drenatge muntanyoses on la descàrrega fluvial pot assolir concentracions de sediment molt elevades ($>40 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) (Figura 1.9; Mulder i Syvitski, 1995). Cal dir, però, que en experiments de laboratori s'han aconseguit fluxos hiperpícnics a partir de concentracions de sediment molt més baixes (Parsons *et al.*, 2001). Els plomalls d'alta densitat es propaguen com a fluxos de gravetat seguint la direcció de màxim pendent.

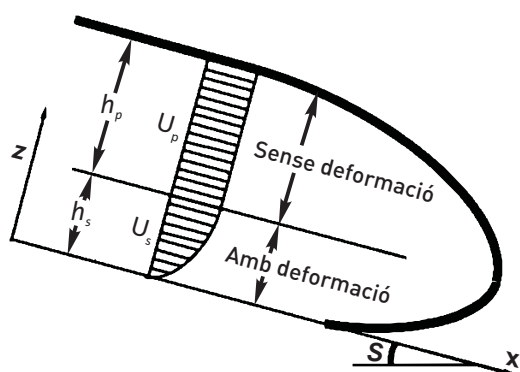
Darrerament també s'ha observat que, sumat al factor gravetat, l'onatge i els corrents poden ajudar a mantenir en suspensió les partícules de fluxos carregats de sediment, com els descrits (Wright i Friedrichs, 2006; Ma *et al.*, 2008). En alguns rius que connecten directament amb canyons submarins, com els rius Sepik i Congo, el transport de sediment està dominat per corrents hiperpícnics que segueixen el curs del canyó (Kineke *et al.*, 2000; Khripounoff *et al.*, 2003). Hom considera que en períodes de nivell del mar baix aquest fenomen hauria estat molt més freqüent (Nittrouer *et al.*, 2009) i que els rius, l'onatge i els corrents marins també haurien estat més efectius erosionant i transferint sediment poc consolidat de la plataforma cap al marge profund (Pratson *et al.*, 2009).

Transport plataforma-talús-conca profunda

L'estratigrafia i la morfologia del talús i el glacis continentals il·lustren la naturalesa i l'abast dels processos sedimentaris que s'hi desenvolupen. Com ja s'ha esmentat a l'inici d'aquest capítol, tant el talús com els sistemes deposicionals profunds acullen els depocentres i les formes de relleu sedimentàries més grans del planeta (Kennett, 1982). Així doncs, la transferència de sediment és especialment rellevant en aquests ambients.

El flux sedimentari que s'esdevé al talús continental es nodreix essencialment dels plomalls fluvials que s'estenen més enllà de la vora de plataforma, de la remobilització dels dipòsits de plataforma amb motiu de tempestes i altres processos com les cascades d'aigües denses, dels processos de desestabilització i moviments de massa (en anglès *mass movements*, *mass transport* i *mass wasting*) en el mateix talús, i de la sedimentació hemipelàgica. La visió clàssica és que els talussos continentals són dominats pels moviments de transport de massa, entesos com el continu que abasta des de les caigudes de blocs i els esllavissaments, fins els corrents de terbolesa i els fluxos granulars (vegeu, per exemple, Mulder i Cochonat, 1996). Més precisament, hom considera que els corrents de terbolesa són determinants en la configuració final dels marges silicoclàstics, tan pel que fa a la morfologia com a l'estratigrafia (Pratson *et al.*, 2009). Les seqüències sedimentàries dipositades per l'acció dels corrents de terbolesa s'anomenen turbidites. Els corrents de terbolesa són hiperpícnics, com els descrits a la plataforma, és a dir, consisteixen en una massa d'aigua en moviment turbulent i carregada de sediments en suspensió que a causa de la seva densitat, més elevada que la de l'aigua envoltant, flueix pel fons marí a favor de la gravetat. Qualsevol mecanisme que provoqui la resuspensió dels sediments a la vora de plataforma i/o al talús és susceptible de desencadenar corrents de terbolesa. Aquests inclouen l'àmplia gamma de factors que poden induir esllavissaments submarins (Canals *et al.*, 2004), a més d'altres factors com les ones internes (Cacchione *et al.* 2002). Avui també es coneix que l'acció de la pesca d'arrossegament és capaç de generar corrents de terbolesa al talús continental (Palanques *et al.*, 2001).

A. Colada rocallosa



B. Corrent de terbolesa

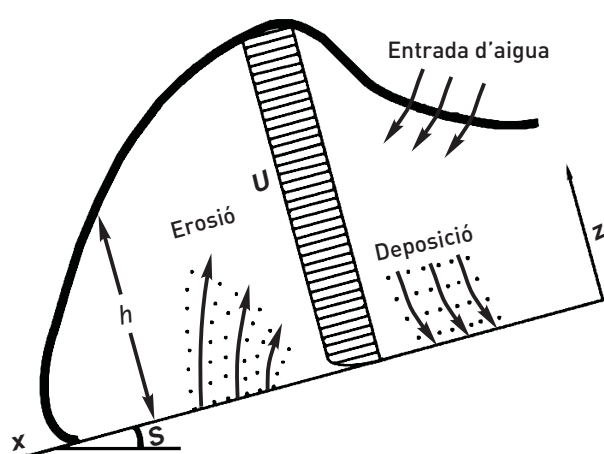


Figura 1.11. A. Secció esquemàtica de la zona frontal d'una colada rocallosa subaquàtica. El flux es divideix en un sector inferior (h_s) en el que hi ha deformació del sediment i la velocitat d'avanç és variable (U_s), essent més alta com més lluny de la base de la colada per l'efecte de fricció i cisalla; i un sector superior (h_p) sense deformació del sediment on la velocitat (U_p) és constant. B. Secció esquemàtica de la zona frontal d'un corrent de terbolesa on s'indiquen els sectors on es produeix erosió i acumulació. S indica el pendent del fons marí, h assenyalava el gruix del flux, U la seva velocitat, x es refereix a l'eix horitzontal i y a l'eix vertical (modificat de Pratson *et al.*, 2000).

Independentment del seu origen, l'empremta morfològica dels corrents de terbolesa al talús i a la conca profunda és molt variada. Bona part de la variabilitat morfològica del talús s'atribueix a la capacitat dels fluxos de densitat d'intercanviar sediment amb el fons marí damunt el que es propaguen (Figura 1.11; Gerber *et al.*, 2008; Parsons *et al.*, 2009). El balanç final d'aquest intercanvi

sedimentari determina l'empremta morfològica deixada pel corrent, la qual pot ésser erosiva, de no deposició o deposicional. Més endavant, al següent apartat, es discuteixen els mecanismes que controlen la morfodinàmica dels corrents de terbolesa al talús i a la conca profunda.

Cal esmentar també el fenomen recentment descobert de transport sedimentari massiu des de la plataforma cap al talús i la conca per cascades d'aigües denses (Canals *et al.*, 2006). Les cascades d'aigües denses són correntades o moviments ràpids (hom ha mesurat velocitats in situ de més de $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) d'aigües de superfície la densitat de les quals ha augmentat fins al punt d'esdevenir més denses que les aigües situades a sota, la qual cosa desencadena el seu enfonsament sobtat cap al fons de la plataforma i més avall, cap al talús, fins que no troben el seu nivell d'equilibri per densitats. L'augment de densitat es produeix per evaporació a causa de la persistència de vents freds i secs i, a les regions polars, per l'expulsió de sal cap a l'aigua en congelar-se la superfície del mar. Aquestes cascades tenen una gran capacitat per resuspendre i arrossegar sediment talús avall, i també el plàncton dels nivells superficials de l'oceà (Lastras *et al.*, 2007a; Puig *et al.*, 2008). Les cascades d'aigües denses ocorren en marges continentals de totes les latituds (Ivanov *et al.*, 2004; Durrieu de Madron *et al.*, 2005) i tenen un caràcter episòdic. La diferència amb els corrents de terbolesa és que en aquestes és el moviment del sediment el que arrossega l'aigua circumdant, mentre que en el cas de les cascades és el moviment de l'aigua el que arrossega el sediment. És probable que dipòsits interpretats com a turbidítics siguin en realitat "cascadites" (Gaudin *et al.*, 2006; Palanques *et al.*, 2006; Dennielou *et al.*, 2009).

Els corrents de terbolesa, i en general els fluxos sedimentaris denses, es poden propagar a través del talús i el glacis continentals de forma no confinada o confinada. En el seu moviment talús avall tant els fluxos corresponents a corrents de terbolesa com a cascades d'aigües denses ho fan preferentment seguint els canyons submarins degut a un efecte purament gravitacional. Aprofitem aquesta característica per classificar, tot seguit, els processos i productes sedimentaris observats al talús. Cal dir, tanmateix, que en alguns casos

el límit entre processos de transport sedimentari confinat i no confinat esdevé difús.

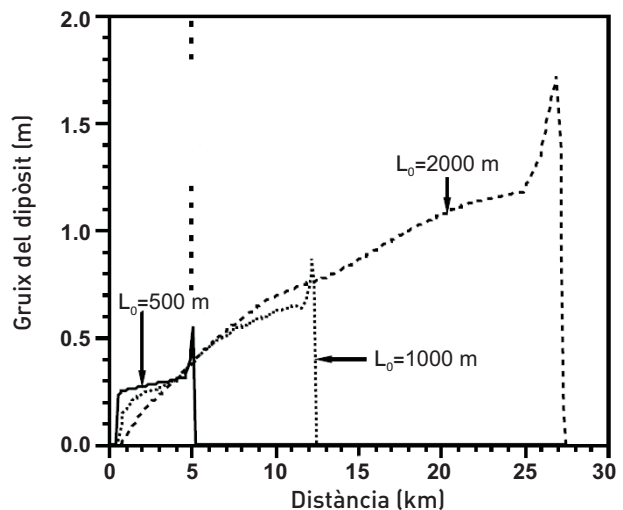
Productes del transport sedimentari no confinat

De forma genèrica hom pot afirmar que els marges continentals amb un perfil de talús de clinofoma sigmoïdal, típica de marges progradants o constructius, són el resultat de l'acció combinada de fluxos sedimentaris no confinats de baixa densitat i de la sedimentació hemipelàgica (Mitchell, 2005; Parker, 2006; Gerber *et al.*, 2008). En els capítols 3 i 5 s'aprofundeix en aquesta relació procés-producte que s'engloba sota el nom de sedimentació de fons (en anglès *background sedimentation*). La geometria progradant dels cossos sedimentaris dels marges constructius, en què es basen els estudis d'estratigrafia seqüencial, és conseqüència d'aquesta mateixa relació.

En canvi, els marges continentals amb un perfil de talús més abrupte es relacionen amb l'acció de corrents de terbolesa més densos i amb capacitat erosiva, i a d'altres fenòmens de moviments de massa com són les colades rocalloses¹ (en anglès *debris flows*) (Figura 1.11; Adams *et al.*, 1998; O'Grady *et al.*, 2000; Pratson *et al.*, 2009). A diferència dels corrents de terbolesa, les colades rocalloses conserven la massa mentre es desplacen i, per tant, la densitat. Aquest fet afecta a l'extensió i la forma dels dipòsits resultants. Mentre que en una colada rocallosa el dipòsit resultant tendeix a augmentar gradualment de potència en direcció a la zona frontal, en el cas dels corrents de terbolesa amb capacitat erosiva el dipòsit resultant és més gruixut al peu del talús i tendeix a aprimar-se

¹ Al Diccionari de Geologia (Riba *et al.*, 1997) també es tradueix *debris flow* com a corrent rocallós, i també s'admet *debris flow*, sense traduir. En aquesta Tesi emprem el mot colada rocallosa ja que ens sembla la forma més descriptiva per referir-nos a la massa detrítica fangosa que s'escola per efecte de la gravetat en condicions subaquàtiques. Cal puntualitzar, tanmateix, que el terme colada rocallosa deriva del coneixement d'aquest procés a terra on la massa detrítica generalment està formada per sediments de dimensions superiors a la mida sorra i per una matriu arenítica i lutítica amarada d'aigua. En el medi submarí, en canvi, aquest tipus de flux està compost bàsicament per sediments de mida llim i argila, tot i que en alguns casos aquests es poden trobar consolidats o semiconsolidats i formar blocs cohesius.

A. Colada rocallosa



B. Corrent de terbolesa

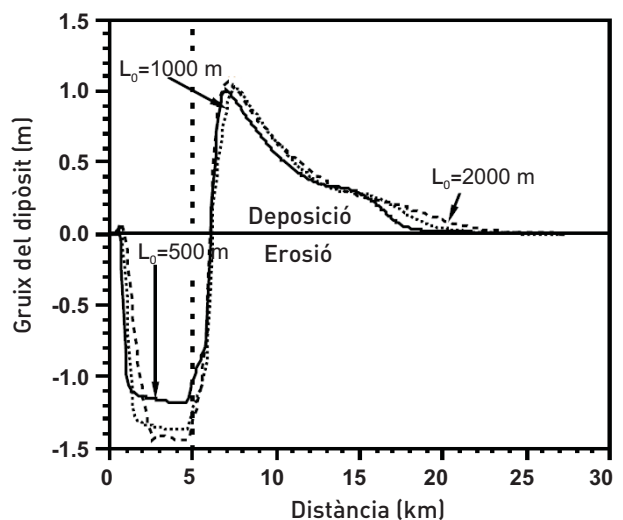


Figura 1.12. Resultats analítics del model numèric predictiu de Pratson *et al.* (2000), basat en la física fonamental de les colades rocalloses i dels corrents de terbolesa. Els gràfics mostren el canvi en el gruix i en l'abast del dipòsit sedimentari en funció de la longitud del flux inicial (L_0), en colades rocalloses (A) i corrents de terbolesa (B). L'alçada del flux inicial és de 2 m pel flux de 500 m de longitud inicial, de 4 m pel flux de 1.000 m, i de 8 m pel flux de 2.000 m. L'eix vertical indica el gruix del dipòsit resultant. Gruixos negatius indiquen erosió i gruixos positius representen deposició. Les principals diferències que s'observen deriven del fet que les colades rocalloses conserven la massa mentre que els corrents de terbolesa la canvien per la incorporació d'aigua al flux i per la deposició i erosió de sediment. Modificat del treball de Pratson *et al.* (2000), on els autors representen altres resultats analítics com la influència de la densitat inicial, o la longitud i el pendent del talús, en la propagació de les colades rocalloses i els corrents de terbolesa.

en direcció a la conca (Figura 1.12; Pratson *et al.*, 2000; Parsons *et al.*, 2009). Cal esmentar que hi ha treballs que afirmen que molts dels dipòsits interpretats com a turbidites en realitat poden tractar-se de “debrites”, els dipòsits generats per colades rocalloses (Breien *et al.*, 2010).

Els corrents de fons (o de contorn) també desenvolupen un paper significatiu en la transferència de sediment, especialment a la base del talús i a la conca profunda (Weaver *et al.*, 2000). Aquests corrents poden generar formes erosives, com solcs i depressions, i formes deposicionals, com llocs contornítics i ones de sediment. L'acció dels corrents de fons en el marge profund i la conca és condicionada pel relleu submarí (en el que es coneix com a efecte Neptú; Holloway, 1996), la circulació termohalina, els corrents geostrofics i, al talús superior, també per la circulació derivada de l'acció del vent (Stow *et al.*, 2002).

Productes del transport sedimentari confinat

Una fracció molt important dels fluxos sedimentaris al talús es canalitza a través de canyons i canals submarins. Els canyons, en alguns casos fortament incidits en la plataforma continental i en altres només al talús, es desenvolupen principalment per l'acció dels fluxos de densitat. Hom ha

considerat que en períodes de nivell del mar alt els canyons són essencialment inactius. Aquest fet s'ha argumentat adduint la desconexió espacial que generalment es dona entre les goles fluvials i les capçaleres dels canyons durant aquests períodes. Tanmateix, recentment s'ha observat que en períodes de nivell del mar alt com l'actual també hi ha canyons submarins ben actius pel que fa al transport de sediment (Xu *et al.*, 2004; Canals *et al.*, 2006; Sánchez-Vidal *et al.*, 2012). Tot i que clàssicament hom ha descrit els canyons submarins com a formes del relleu purament erosives (Shepard, 1981), avui es coneix també la seva capacitat d'evolucionar mitjançant mecanismes netament deposicionals. Als capítols 3 i 5 es discuteix aquest aspecte encara poc conegut dels canyons submarins a partir de la modelització numèrica i la sísmica 3D.

Generalment, als canyons submarins hom hi distingeix una capçalera, un curs alt o superior força encaixat i amb vessants sovint abruptes, un curs intermedi de relleu més suavitzat, i un curs baix o inferior poc o molt poc encaixat (Figura 1.13). Els cursos baixos d'alguns canyons fins i tot esdevenen canals sobreaixcats que vertebreren cúmuls sedimentaris anomenats sistemes de canal-levée o canal-mota (en anglès *channel-levee systems*) (Canals *et al.*, 2000; Pirmez i Imran, 2003). A la desembocadura dels sistemes de canyo-canal sovint

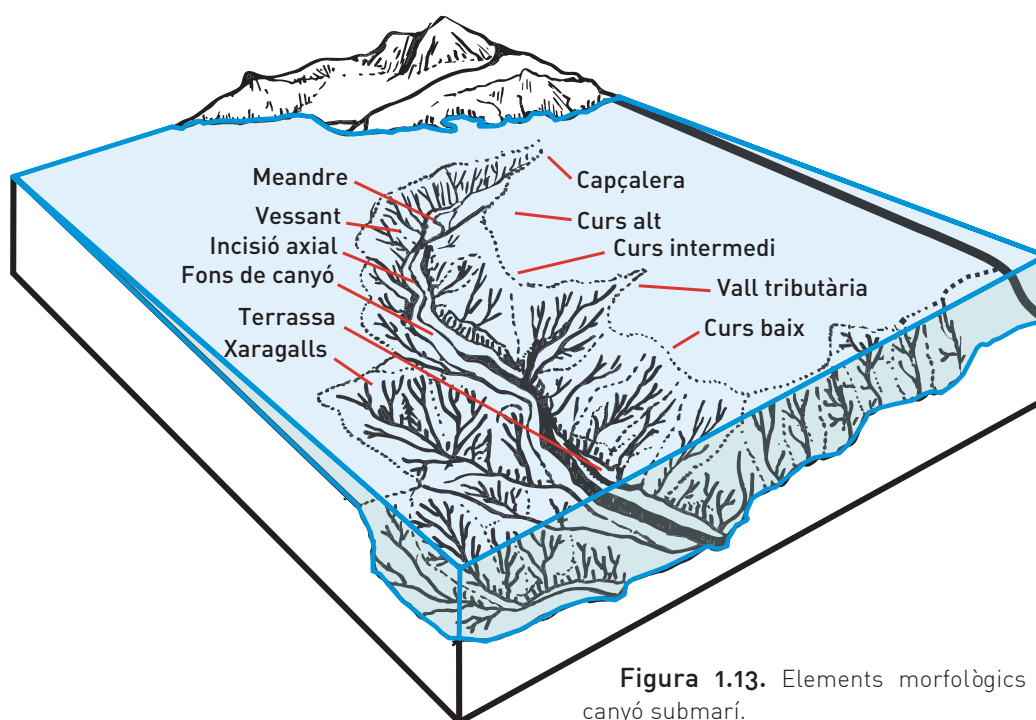


Figura 1.13. Elements morfològics principals d'un canyo submarí.

s'hi formen ventalls o cons sedimentaris constituïts per seqüències deposicionals de tipus turbidíctic. Als vessants dels canyons són relativament freqüents les terrasses, i al fons de la vall principal és relativament comú que hi hagi una incisió axial o llit menor. La incisió axial és un indicador de transport de sediment en temps relativament recents (Baztan *et al.*, 2005). El perfil batimètric de l'eix dels canyons submarins aporta informació sobre les propietats dels fluxos sedimentaris que els han esculpit (Pirmez *et al.*, 2000; Kneller, 2003; Pirmez i Imran, 2003; Mitchell, 2005). Més endavant aprofundirem en aquest aspecte, que és clau per reconstruir els processos morfodinàmics que han afectat al marge continental.

Sovint els canyons submarins s'organitzen formant xarxes de drenatge complexes. En alguns casos aquestes xarxes convergeixen a la conca profunda en canals mig-oceànics que actuen com a col·lectors sedimentaris i vehiculen la càrrega sedimentària cap a majors fondàries (Hesse, 1989). El canal de València, al mar Catalanobalear, pertany a aquesta categoria de canals profunds pròpia dels grans oceans (Canals *et al.*, 2000), i és l'únic d'aquesta mena al Mediterrani. La seva anàlisi és l'objectiu central del capítol 4, tot i que s'hi fa referència a la resta de capítols.

L'origen dels canyons submarins ha estat objecte de debat des de fa dècades. Hi ha qui defensa que la seva gènesi és essencialment subaèria i que s'haurien format durant períodes de nivell del mar baix (Emery i Uchupi, 1972; Rasmussen *et al.*, 1994), mentre que altres argumenten un origen submarí amb la intervenció decisiva de processos d'inestabilitat sedimentària (Garfield *et al.*, 1994), surgències de fluids (Robb, 1984), o alteracions diagenètiques (McHugh *et al.*, 1993), entre altres. Certament, cada canyó individualment considerat té la seva pròpia història, en la que poden haver existit episodis d'erosió subaèria, especialment a les capçaleres i cursos superiors, i processos submarins recurrents, com els corrents de terbolesa i altres moviments de massa.

1.1.3. Morfodinàmica de marges continentals passius silicoclàstics

El concepte morfodinàmica deriva de la forma prefixada del mot grec *morphé* (forma) i del sufix també d'arrel grega *dynamis* (força), tot i que en aquest darrer cas s'usa l'accepció referent a la "força física que produeix moviment". Aquesta accepció de dinàmica s'implementà a mitjans del segle XIX en referència a la termodinàmica, la branca de la física que estudia els efectes dels canvis de la temperatura, pressió i volum dels sistemes físics. Ben aviat, però, s'emprà en moltes altres disciplines científiques com la hidrodinàmica, l'aerodinàmica o la geodinàmica, aquesta última per referir-se a la branca de la geologia que s'ocupa dels processos geològics, de llurs accions i resultats, i n'estudia les modificacions que experimenten el relleu i l'estructura terrestres, originats pels agents geològics externs i interns (Riba *et al.*, 1997). La definició de morfodinàmica emprada en aquesta Tesi pertany al marc conceptual de la geodinàmica entesa en el sentit més ampli, i es refereix a l'estudi de l'evolució del relleu submarí en resposta a l'erosió i deposició de sediment. Les lleis físiques que controlen aquesta evolució s'engloben essencialment en els camps de la hidrodinàmica i la sedimentologia. Al capítol 3 s'utilitzen estratègies desenvolupades en geomorfologia subaèria per establir lleis de transport geomòrfic submarí que més endavant, als capítols 4 i 5, s'apliquen a casos reals.

1.1.3.1. Conceptes bàsics

Els estudis morfodinàmics requereixen l'anàlisi (1) del caràcter i la variabilitat espaciotemporals de les condicions ambientals, (2) dels processos hidrodinàmics que han generat els patrons morfològics observats, i (3) de les seqüències evolutives a curt i llarg termini que caracteritzen la morfologia i l'estratigrafia observades (Wright, 1995). Aquestes tres categories generals són mútuament interdependents. Així doncs, per estudiar els sistemes morfodinàmics cal conèixer l'escala temporal i espacial en la que s'emmarquen, i els factors que en controlen l'equilibri i la pertorbació.

El temps en morfodinàmica. De l'event² al llarg termini

Els processos morfodinàmics engloben un ampli ventall d'escapes temporals. Hom pot distingir entre processos que provoquen canvis morfològics instantanis, d'event, a mitjà termini i a llarg termini, aquests darrers sovint anomenats també d'escala geològica (deVriend *et al.*, 1993; Mountain *et al.*, 2009). Els canvis instantanis impliquen deposició o erosió durant l'interval de temps que dura una pertorbació breu del medi, com el cicle d'una ona, mentre que l'escala d'event comprèn la duració d'un esdeveniment, com ara una tempesta, un tsunami o un episodi de cascades d'aigües denses de plataforma. Els canvis a mig termini comprenen diversos events i solen pertànyer a una escala temporal de decennis o centennis. Per altra banda, en aquesta Tesi considerarem canvis a llarg termini els que responen al conjunt de processos morfodinàmics que esculpeixen els marges continentals durant un interval de temps superior al miler d'anys.

Aquesta Tesi versa essencialment sobre l'efecte dels processos morfodinàmics en els marges continentals a llarg termini. Tanmateix, per entendre els processos que actuen a escala geològica cal conèixer els processos que ho fan a curt termini, tant instantanis com d'event. Els processos de curt termini generalment s'esdevenen de manera episòdica i varien en funció de factors de control tant al·logènics com autigènics (vegeu l'apartat 1.1.2). És a dir, varien en funció de factors externs al propi sistema de transport sedimentari (p.ex. eustàsia o subsidència) i de factors derivats de la interacció entre els processos de transport de sediment i la morfologia canviant del marge. Per establir models predictius sobre l'evolució del registre sedimentari i la morfologia dels marges

²En aquesta Tesi fem la forma *event* basant-nos en l'accepció anglesa del mot homònim, que fa referència a un fenomen, incidència, succés o esdeveniment altament rellevant. L'ús d'aquesta forma, no reconeguda pel Diccionari de la llengua catalana de l'Institut d'Estudis Catalans (DIEC), és fruit de la manca d'un mot en llengua catalana que abrasi plenament la definició esmentada. Potser el que més s'hi acostava és *succés*.

continentals cal conèixer, doncs, tant la història geològica i climàtica regional com la física dels processos implicats en el transport de sediment. Els següents capítols d'aquesta Tesi il·lustren l'esmentada aproximació multiescala en l'anàlisi de l'evolució dels marges continentals silicoclastics passius.

La possibilitat d'establir cronologies relatives o absolutes, tant del registre sedimentari com de les formes de relleu, és especialment rellevant a l'hora de plantejar models morfodinàmics de llarg termini. En el medi marí són ben coneguts els mètodes de datació dels cossos deposicionals. Els mètodes radiomètrics de datació absoluta generalment no són aplicables en l'estudi dels dipòsits dels marges continentals a llarg termini per la falta d'isòtops radioactius de semivida prou llarga en el sediment (Mountain *et al.*, 2009). Tanmateix, recentment s'estan portant a terme experiències de datació radioisotòpica per determinar taxes de deposició en sistemes sedimentaris moderns (Boyd *et al.*, 2008; Sommerfield *et al.*, 2009). L'edat absoluta dels registres sedimentaris a llarg termini sovint s'obté a partir de mètodes de (1) correlació bioestratigràfica, a través de l'estudi de fòssils (p.ex. Pérez-Folgado *et al.*, 2003), (2) de correlació magnetoestratigràfica, emprant l'anàlisi del registre d'anomalies del camp magnètic terrestre (p.ex. Lowrie i Kent, 2004), (3) de geoquímica isotòpica, identificant variacions en la relació isotòpica de certs elements, especialment l'oxigen (p.ex. Sierra *et al.*, 2009), o bé (4) de correlació sismostratigràfica i seqüencial mitjançant l'utilització de reflectors guia d'edat coneguda o aproximada (p.ex. Dypvik *et al.*, 2010).

La combinació d'aquests mètodes de datació absoluta ha esdevingut essencial en l'establiment de la cronologia dels dipòsits dels marges continentals. Cal destacar que el desenvolupament de l'estratigrafia seqüencial ha permès aplicar models fiables de previsió estratigràfica i, per tant, morfodinàmica, en el temps i en l'espai (Pratson *et al.*, 2004).

Els estudis cronològics basats en l'estudi de formes erosives del relleu submarí són escassos comparat amb els basats en l'estudi de cossos sedimentaris. Generalment aquests treballs es centren en la datació relativa de les morfologies observades (p.

ex. Baztan *et al.* 2005). Un aspecte determinant per l'estudi morfopredictiu de formes erosives és l'anàlisi de les taxes d'erosió a curt i llarg termini. En aquest sentit s'han fet algunes aproximacions mitjançant modelització numèrica (Pratson *et al.*, 2000) i experimental (Garcia i Parker, 1989; Kneller *et al.*, 1999) aplicada a corrents de terbolesa. Tot i això, pràcticament no hi ha estudis sobre taxes d'erosió basats en dades de camp (Mitchell *et al.*, 2003). Als capítols 4 i 5 s'aborden aspectes de cronologia geomòrfica a llarg termini basats en l'estudi de detall de canyons i canals submarins i en conceptes d'estratigrafia seqüencial.

Equilibri i pertorbació

Per tot conjunt d'interaccions procés-producte existeix un estat d'equilibri al que el sistema morfodinàmic tendeix a ajustar-se. Aquest ajust és funció del règim del flux i de la càrrega sedimentària aportada, en el cas que ens ocupa, al marge continental. L'ajust s'esdevé de manera que es produeixi el mínim d'agradació o degradació possible del relleu (Wright, 1995; Pirmez *et al.*, 2000). En el cas hipotètic que el flux i la càrrega sedimentària no variïn, el relleu assoliria un estat d'equilibri mantingut per l'actuació simultània d'un gran nombre de variables hidràuliques, geomètriques i sedimentàries (Bromley, 2007). Qualsevol canvi quantificable de les variables de control esmentades, o entrades (en anglès *inputs*) del sistema morfodinàmic, desencadena un canvi quantificable de les morfologies resultants o sortides (en anglès *outputs*). Perquè es completi aquesta relació bipartita entre variables d'entrada i sortida cal un cert temps de resposta. En els sistemes geomòrfics de gran escala aquest temps de resposta és llarg degut a les dimensions i la massa implicades, també a l'energia, limitada, dels processos modeladors (Howard, 1982). Tot plegat fa que els sistemes morfodinàmics difícilment assoleixin plenament l'estat d'equilibri. Ara bé, la durada de l'evolució morfodinàmica dels marges continentals és molt més llarga que la dels processos modeladors del relleu, com la vida d'un flux turbidític o el temps de residència del sediment en suspensió a la columna d'aigua. Per aquest motiu, i tenint en compte la magnitud temporal involucrada en l'evolució morfodinàmica dels marges, hom assumeix condicions d'equilibri

morfodinàmic per analitzar les formes del relleu de gran escala (Paola i Voller, 2005; Gerber *et al.*, 2008; Paola *et al.*, 2009).

Entre els processos hidrodinàmics i les formes canviant del relleu hi ha mecanismes de retroalimentació. Els processos que condicionen cada nou estat del relleu estan influenciats pels processos que han esculpit els relleus precedents. Es produeix, doncs, un fenomen d'herència de les condicions ambientals anteriors a les contemporànies del relleu estudiat (Phillips, 2007). Per determinar la història morfodinàmica d'un marge continental cal conèixer, en conseqüència, la història de les condicions ambientals pretèrites. La velocitat en la que es perd la "memòria" del paisatge, és a dir, la taxa en què es difumina la influència del relleu heretat en relleus successius, depèn de l'energia dels processos implicats en la pròpia modificació del relleu en cada estadi considerat (Wright, 1995). Quan el sistema morfodinàmic no pot assumir la magnitud d'una pertorbació es generen anomalies geomòrfiques "permanents", com ara les valls penjades, o transitòries, com ara les ruptures de pendent (en anglès *knickpoints*) en el perfil longitudinal d'una vall (vegeu més endavant). Un dels principals fenòmens pertorbadors del relleu, tan pels canvis que impliquen en el flux sedimentari com per la velocitat a la que es produeixen, són les oscil·lacions glacioeustàtiques. En els següents capítols hom discuteix els canvis en el clima i en l'aportació de sediment al llarg del temps per tal d'entendre la configuració dels marges continentals actuals.

Un element rellevant per l'anàlisi de l'equilibri dels sistemes morfodinàmics és la forma del perfil longitudinal del talús i dels canyons submarins que solquen els marges continentals. En el capítol 3 d'aquesta Tesi plantejarem un model numèric per explicar el perfil longitudinal ideal dels canyons submarins en situació d'equilibri. Posteriorment, al capítol 4, s'analitzen casos reals on també es contemplen formes transitòries del perfil longitudinal, com ara les derivades de la incisió de canyons i canals submarins. Al capítol 5 s'analitza la progradació de perfils longitudinals en equilibri, tant de canyó com d'interfluvi, en un context de marge continental constructiu.

1.1.3.2. Antecedents i estat de la qüestió

Exner, les bases de la morfodinàmica



Figura 1.14. Felix Exner (Viena 1876 - Viena 1930), meteoròleg considerat el pare dels estudis morfodinàmics.

Els primers estudis morfodinàmics varen sorgir a l'empena de la geomorfologia fluvial a principis del segle XX. A partir de l'observació de dunes als cursos dels rius i basant-se en la propietat de conservació dels sòlids, Felix Exner (1876-1930), meteoròleg austríac (Figura 1.14), desenvolupà l'equació seminal de la morfodinàmica, que en la seva forma unidimensional s'expressa:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{1}{c_o} \frac{\partial q_s}{\partial x}$$

Aquesta equació, que porta el nom del seu creador, descriu els canvis en l'elevació del fons (η) al llarg del temps (t) en funció de la concentració del sediment del fons (c_o) i dels canvis en el flux de sediment (q_s) en la direcció del corrent (x) (Exner, 1925). Per tant, l'equació d'Exner descriu la relació de conservació de massa que hi ha entre el sediment del fons d'un canal i el sediment que és transportat, de manera que el fons agrada proporcionalment a la quantitat de sediment que deixa de ser transportat, i viceversa, el fons es degrada o erosiona proporcionalment a la quantitat de sediment del fons que s'incorpora al flux. Partint d'aquesta equació original, hom ha desenvolupat variants adaptades a problemes morfodinàmics concrets, més enllà de la dinàmica dels sistemes fluvials canalitzats. Aquestes variants inclouen processos geològics com l'aixecament tectònic, la subsidència, la formació de sòls, o els processos de dissolució i precipitació, entre altres (Paola i Voller, 2005). Cal remarcar, doncs, la potencialitat de l'anàlisi del balanç de masses per l'estudi de processos de dinàmica superficial.

El model morfodinàmic que es presenta al capítol 3 és una adaptació de l'equació d'Exner. En aquest

model es descriu l'evolució dels perfils longitudinals dels canyons submarins. En aquest cas l'equació d'Exner pren la següent forma:

$$c_o \frac{\partial \eta}{\partial t} = \sigma - \frac{\partial q_s}{\partial x}$$

$$q_s = KS$$

En el model a què fem referència es combinen per primera vegada els processos que governen l'acreció de clinformes a escala de marge amb els processos de transport associat als corrents de terbolesa. Per descriure el transport de sediment dels corrents de terbolesa (q_s) en funció del pendent del fons (S) s'especifica, un factor de difusivitat (K), i per descriure l'aportació de sediment que prové de la sedimentació de fons (en anglès *background sedimentation*) s'inclou un terme corresponent a la massa introduïda verticalment (σ). Els detalls de la formulació i les derivades d'aquest model són descrits al capítol 3.

Estudis morfodinàmics del talús continental

L'evolució de la morfodinàmica quantitativa està estretament relacionada amb l'avenç de la geomorfologia descriptiva i l'estratigrafia, i aquestes, òbviament, amb la millora de les tècniques d'observació. Els primers estudis dedicats a catalogar i categoritzar diferents aspectes de l'evolució morfològica dels marges passius des d'un punt de vista global corresponen a Heezen *et al.* (1959) i, més endavant, a Emery (1980) i Emery i Uchupi (1984). Un altre estudi destacable en aquest sentit és el de Schlager i Camber (1986), en què s'utilitza un conjunt de dades batimètriques de diferents oceans per identificar i descriure les diferències fonamentals entre la geometria de marges silicoclàstics i carbonàtics.

Més recentment, a partir de dades altimètriques satel·litàries i batimètriques, hom ha categoritzat la variabilitat morfològica de primer ordre dels marges continentals passius silicoclàstics mitjançant anàlisis estadístiques (O'Grady *et al.*, 2000). En aquest estudi es conclou que la morfodinàmica dels marges continentals està relacionada primàriament amb l'aportació de sediment a llarg termini, la qual determinaria tant la progració del marge com el desenvolupament de

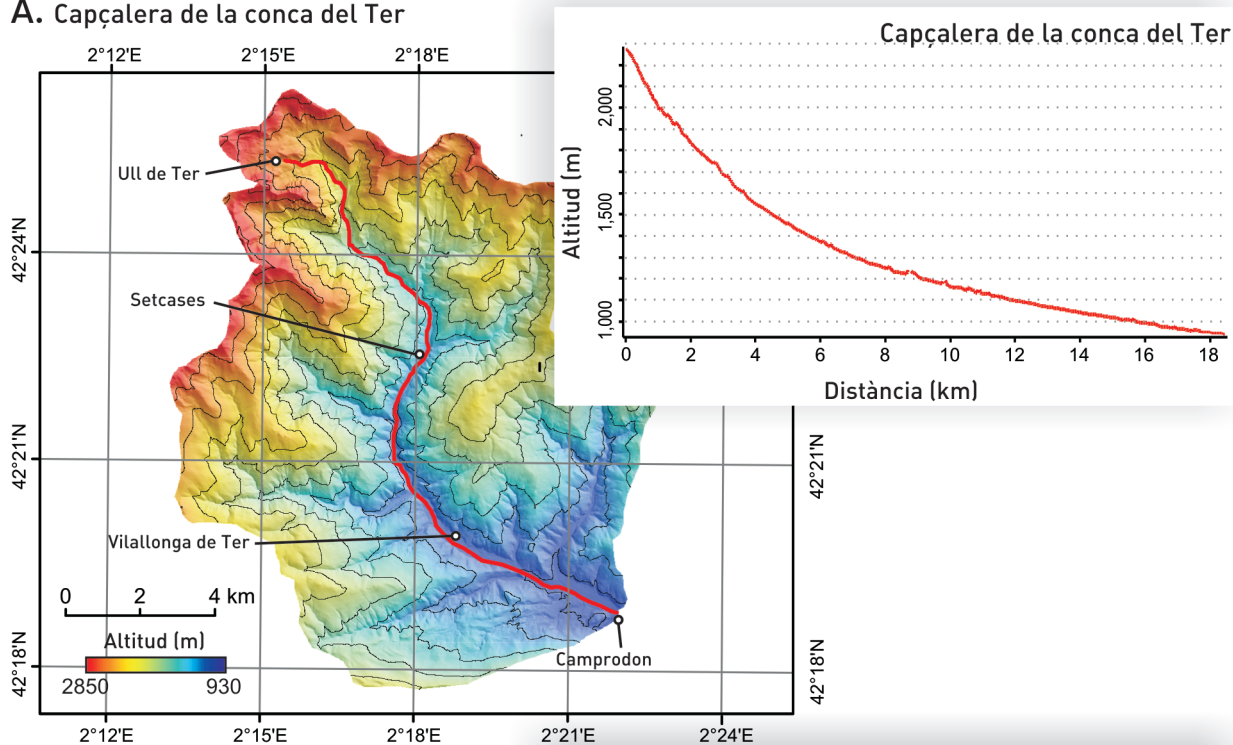
canyons i el perfil del talús continental. La profunditat de la conca també exerciria cert control en el desenvolupament final del talús (Pirmez *et al.*, 1998; Adams i Schlager, 2000; O'Grady *et al.*, 2000; Pratson *et al.*, 2009). Tanmateix, altres autors, basant-se en perfils sísmics de diversos marges continentals, raonen que la mida de gra del sediment i el seu angle màxim de repòs és el principal mecanisme de control morfodinàmic del talús continental (Adams *et al.*, 1998; Adams i Schlager, 2000). Al capítol 2 discutim aquests factors de control morfodinàmic de mesoescala basant-nos en dades batimètriques d'alta resolució. Més endavant, als capítols 3, 4 i 5, hom proposa un salt d'escala a partir de l'anàlisi detallada de les mateixes dades batimètriques i de dades de sísmica 3D, i s'extreuen conclusions sobre els factors de control morfodinàmic dels canyons submarins i el talús continental en el seu conjunt. En el cas dels canyons submarins, l'anàlisi morfodinàmica es nodreix en bona mesura de conceptes desenvolupats en geomorfologia fluvial.

Morfodinàmica de canyons submarins i de sistemes fluvials. Analogies

Ja a començaments del s.XX es fa palesa la semblança entre els canyons submarins i les valls fluvials, i s'apunta als corrents de terbolesa com els responsables principals de l'erosió dels canyons al talús continental, en una analogia clara amb l'acció dels rius a les valls fluvials (Daly, 1936). L'analogia entre sistemes fluvials i sistemes turbidítics submarins continua motivant estudis morfo-comparatius (Figura 1.15; Shepard, 1981; McGregor *et al.*, 1982; Pratson i Ryan, 1996; Mitchell 2005, 2006; Straub *et al.*, 2007).

En aquest sentit, tal i com s'ha assenyalat anteriorment, l'estudi dels perfils longitudinals de les xarxes de drenatge, inicialment aplicat als cursos fluvials i més recentment també als sistemes turbidítics submarins, aporta informació rellevant per establir les lleis que governen els processos geomòrfics (Dietrich *et al.*, 2003; Mitchell, 2005). El perfil còncav que generalment descriuen els rius obeeix una relació potencial entre el pendent i la distància del curs fluvial (Figura 1.15a). Aquesta relació emergeix de l'augment de la descàrrega d'aigua al llarg del riu degut a l'augment de l'àrea

A. Capçalera de la conca del Ter



B. Capçalera del canyó de la Fonera

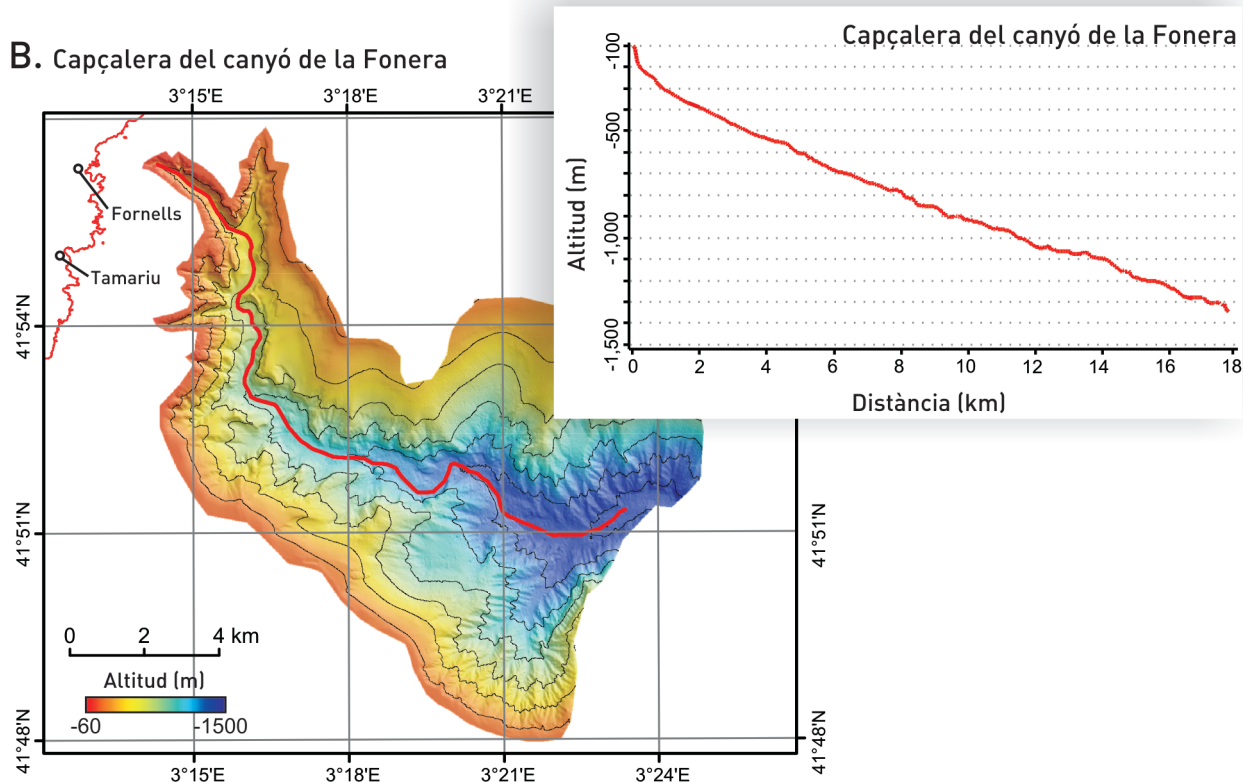


Figura 1.15. Comparativa de les conques de drenatge dels primers 18 km del riu Ter (A) i del canyó submarí de la Fonera (B). L'escala horitzontal dels mapes (1:200.000), la resolució dels models digitals del terreny (15 m), l'espaiat entre les línies de contorn (200 m) i l'exageració vertical dels perfils longitudinals seguint l'eix del riu i del canyó (x8) són les mateixes. Les mides de les conques de drenatge també són comparables, essent de 140 km² la capçalera de la conca del Ter i de 120 km² la capçalera de la conca del canyó de la Fonera.

de drenatge (Seidl *et al.*, 1994; Sinha i Parker, 1996). El perfil longitudinal dels canyons submarins sovint obeeix una relació semblant (Figura 1.15b). En aquest cas, però, la curvatura del perfil s'explica per l'increment del flux de sediment derivat de la pròpia evolució dels corrents de terbolesa canyó avall (Pirmez *et al.*, 2000; Mitchell, 2005). El canvis sobtats en el pendent o knickpoints d'alguns perfils longitudinals de rius i canyons submarins també és una característica compartida per ambdós ambients sedimentaris. El seu origen i evolució pot respondre a processos molt dispars, tant en ambients subaeris com submarins, com els canvis de nivell de base dels sistemes de drenatge o els moviments tectònics (Pirmez *et al.*, 2000; Adeogba *et al.*, 2005; Mitchell, 2006). Als següents capítols d'aquesta Tesi es discuteixen aquestes i altres relacions d'analogia entre la morfodinàmica de sistemes de drenatge fluvials i submarins des d'una perspectiva crítica, remarcant també les diferències que existeixen.

1.1.3.3. Models morfodinàmics

En morfodinàmica, la modelització permet establir prediccions morfològiques i estratigràfiques basades en l'estudi de processos de transport. D'aquesta manera hom pot refinar o, fins i tot, corregir prediccions derivades d'estudis purament observacionals. Tanmateix, els estudis observacionals són indispensables per definir i millorar el plantejament de models morfodinàmics. Així doncs, la modelització basada en la formulació teòrica de processos i l'anàlisi d'observacions en l'ambient natural són dues facetes que es necessiten mútuament, doncs es complementen i retroalimenten.

Els models numèrics morfodinàmics permeten generar paisatges estadísticament similars als reals mitjançant la representació matemàtica de les lleis de transport geomòrfic (Dietrich *et al.*, 2003). Aquestes lleis són expressions matemàtiques que descriuen l'erosió o la deposició causades per un o més processos de transport i que, des d'un punt de vista geomòrfic, actuen a una escala espaciotemporal significativament. Les lleis de transport geomòrfic resolen l'equació de conservació de massa descrita més amunt i són, per definició, observables, parametrizables i verifica-

bles per acarament amb dades de camp, així com per experiments fets en laboratori.

La modelització numèrica dels processos morfodinàmics de llarg termini requereix un alt nivell de parametrització per tal d'amalgamar els processos que ocorren a escala instantània, d'event o de mig termini (Cowell i Thom, 1994). Per exemple, en el cas del model que es presenta al capítol 3, hom defineix una corba de tipus gaussiana per descriure la geometria resultant de l'acció combinada de corrents de terbolesa no confinats de baixa densitat i la sedimentació vertical o hemipelàgica, que són els principals responsables de la progració dels marges continentals a llarg termini.

Els models morfodinàmics experimentals de "microescala", desenvolupats en laboratori, permeten avaluar i ajustar els models numèrics (Gerber *et al.*, 2008; Paola *et al.*, 2009). Aquests experiments reproduïxen les característiques principals de les formes de relleu mitjançant la lliure interacció entre fluxos de fluids (generalment aigua) i partícules mòbils (sediment natural o artificial amb partícules de diferents mides i densitats). Per tant, en morfodinàmica els models experimentals permeten acotar els factors de control autigènic del relleu en un entorn on els factors de control al·logènics són coneguts i controlats. Tanmateix, no s'ha d'obviar el nivell de simplificació i abstracció que acompanya aquests models a l'hora d'extreure'n conclusions. Recentment hom s'està plantejant models experimentals de microescala per entendre processos morfodinàmics poc coneguts com, per exemple, els que controlen els estadis inicials de formació i desenvolupament de canyons submarins (vegeu el capítol 7).

1.1.3.4. Morfodinàmica fòssil

L'anàlisi morfoestratigràfica permet reconstruir paleorelleus i interpretar i analitzar les condicions ambientals i els processos hidrodinàmics que els generaren. Hom pot encabir els estudis morfoevolutius derivats d'aquestes anàlisis sota el marc conceptual de la morfodinàmica fòssil o paleomorfodinàmica, un concepte a cavall de la geomorfologia i l'estratigrafia.

La sísmica de reflexió tridimensional o, més senzillament, sísmica 3D, és la tècnica més acurada pel reconeixement de paleorelleus dels marges continentals (vegeu l'apartat 1.3.2). Permet reconstruir superfícies geomòrfiques enterrades en contextos sedimentaris constructius mitjançant l'anàlisi dels reflectors que configuren un volum o cub sísmic. Aquesta reconstrucció, que es fa seguint criteris propis de l'estratigrafia sísmica i seqüencial, permet tractar els paleorelleus amb tècniques analítiques comunes en geomorfologia. Per aquest motiu hi ha qui anomena aquesta novella disciplina geomorfologia sísmica (Posamentier *et al.*, 2007). L'anàlisi morfoevolutiva de paleorelleus a partir de cubs de sísmica 3D permet validar i millorar els models morfodinàmics predictius. Cal remarcar, emperò, que per a obtenir resultats concrets d'aquest tipus d'anàlisi morfodinàmica cal que les dades sísmiques hagin estat degudament processades i que s'hagi restituit la paleobatimetria aplicant mètodes de backstripping. Al capítol 5 s'analitza, a partir d'un cub de sísmica 3D, l'evolució i els processos de control morfodinàmic d'un canyó submarí i del talús continental adjacent des del Pleistocè mitjà fins l'actualitat. Els resultats obtinguts d'aquest estudi permeten reforçar la validesa del model numèric predictiu presentat al capítol 3.

1.2. Àrea d'estudi

1.2.1. Marc geogràfic i geològic general

Els mètodes analítics que es proposen en aquesta Tesi, així com part dels resultats que s'hi presenten, són aplicables genèricament en contextos de marge continental passiu silicoclàstic. Tanmateix, tant el punt de partida d'aquest estudi com la major part de les anàlisis que s'hi duen a terme s'emmarquen al marge peninsular del mar Catalanobaleà. Seguidament, doncs, es presenta una breu introducció general a la toponímia, geografia i geologia d'aquesta zona. El gruix dels detalls descriptius i interpretatius es tracten en cadascun dels capítols següents.

1.2.1.1. Fisiografia i toponímia del mar Catalanobaleà

El mar Catalanobaleà inclou la porció del Mediterrani Occidental situat entre les Illes Balears i la Península Ibèrica, limitant al nord amb la conca Provençal i al sud amb el canal d'Eivissa (Canals *et al.*, 1982). El mar Catalanobaleà presenta una forma característica d'embut, amb un estrenyiment al sector SW, a la zona del canal d'Eivissa, i una obertura àmplia al sector NE, on s'observen profunditats de fins a 2.800 m (Figura 1.16). La forma i orientació del mar Catalanobaleà ve definida per l'orientació de la depressió o solc de València, que en configura la part central. L'eix d'aquest solc és ocupat pel canal de València, una vall de tipus mig-oceànica que actua de col·lector dels sistemes deposicionals dels marges que l'envolten (O'Connell *et al.*, 1985; Alonso *et al.*, 1995; Canals *et al.*, 2000). El canal de València s'esdevé al llarg de 430 km, amb un rang de profunditats de 1.500 m a 2.800 m, per acabar desapareixent a la part septentrional de la conca algerobaleà.

La superfície total del mar Catalanobaleà és d'uns 80.000 km², repartits entre plataforma, talús i glacis continentals. El repartiment areal d'aquestes províncies fisiogràfiques és, emperò, marcadament asimètric en un marge i altre de la

conca. Així doncs, mentre que al marge oriental o balear la plataforma continental és reduïda, al marge occidental o peninsular la plataforma continental és, en general, ampla o molt ampla (Figura 1.16). Aquesta dissimetria també es fa palesa en la presència de canyons submarins al talús continental, pràcticament inexistents al marge balear i molt presents al marge catalano-valencià.

Seguint criteris geomorfològics, sedimentològics i tectònics, hom pot dividir el marge peninsular de la conca Catalanobaleà en tres grans segments, tal i com es proposa al capítol 2 d'aquesta Tesi. Són el marge català del nord, el marge català del sud i el marge de l'Ebre. A continuació s'anomenen els trets més característics de cadascun d'aquests marges. Els aspectes de detall i interpretatius són tractats als successius capítols.

El marge català del nord allotja tres dels quatre canyons submarins més grans del mar Catalanobaleà: els canyons del Cap de Creus, de la Fonera i de Blanes. Aquests canyons tenen llurs capçaleres molt properes a la costa, a 4 km o menys, i segmenten de forma acusada la plataforma continental. La plataforma de la badia de Roses, davant l'Alt Empordà i nord del Baix Empordà, i la Planassa, al Baix Empordà i nord de la Selva, són els dos grans dominis de plataforma continental en aquest sector. Aquestes extensions de plataforma continental en cap cas superen els 30 km d'amplada. Els grans canyons esmentats, juntament amb d'altres incisions menors com les que formen l'entrant de Palamós i els alts estructurals com el Mont de Monturiol al SE de la Planassa, configuren una morfologia complexa al talús del marge català del nord (Figura 1.17). El canyó del Cap de Creus és tributari del canyó de Seta, que migparteix, gairebé de nord a sud, el veí golf de Lleó, i contribueix a formar el gran dipòsit de peu de talús conegut com a "cos sedimentari profund dels canyons pirinencs" (en anglès *Deep Pyrenean Canyons Sedimentary Body*; Canals, 1985). El canyó de la Fonera té la seva gola a 2.540 m de profunditat, on coincideix amb el dipòsit de transport en massa conegut com a "colada rocallosa occidental" (en anglès *Western Debris Flow*; Droz

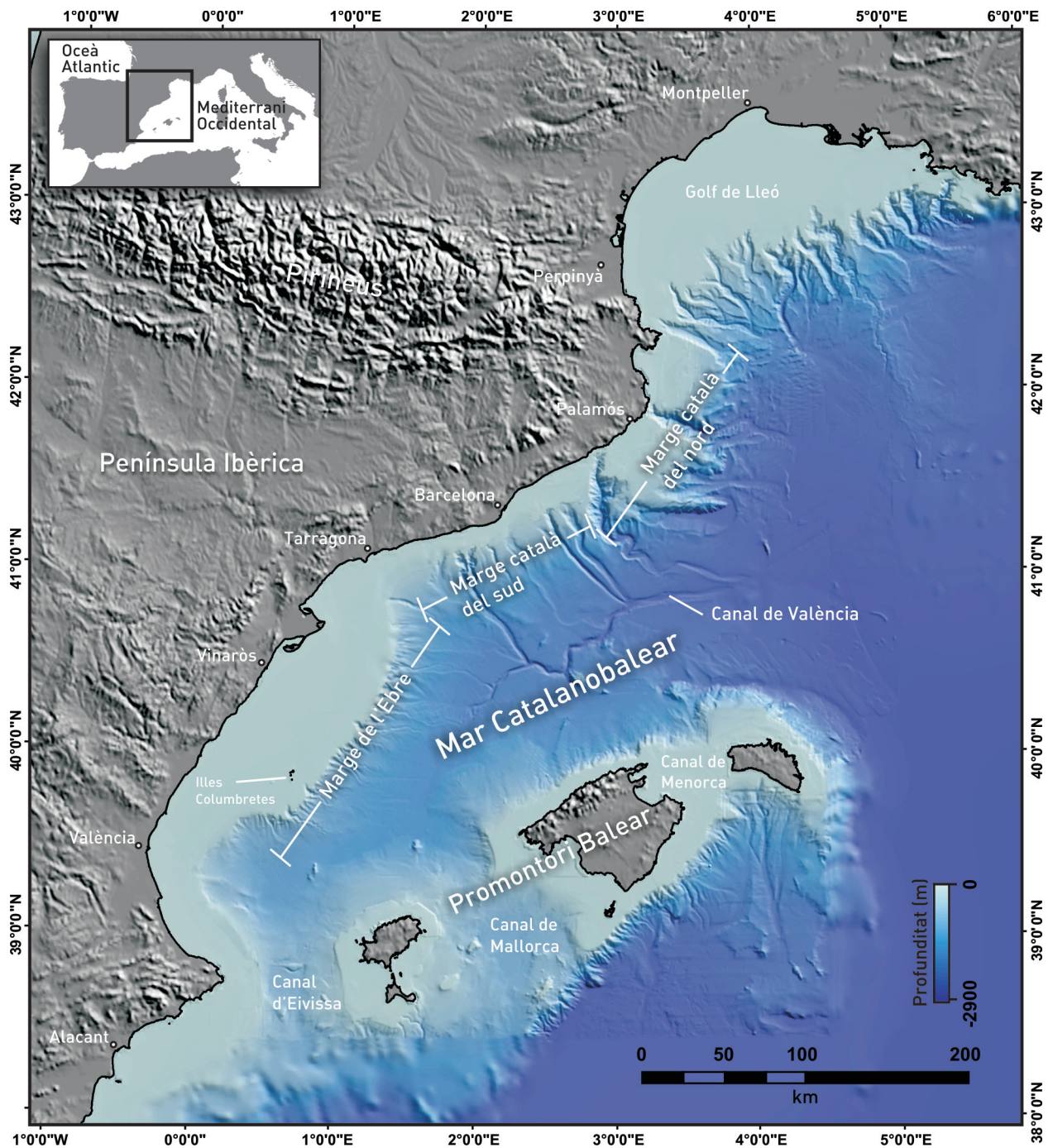


Figura 1.16. Mapa en relleu ombrejat del mar Catalanobalear i de les terres emergides circumdants elaborat a partir de la compilació i homogeneïtzació de diversos conjunts de dades de batimetria de multifeix (vegeu apartat 1.3), i la seva integració amb dades derivades de models digitals globals, tant batimètriques com topogràfiques. Hom indica la subdivisió del marge peninsular en tres gran segments: marge català del nord, marge català del sud i marge de l'Ebre (vegeu els detalls i arguments d'aquesta delimitació al capítol 2).

et al., 2001). El canyó de Blanes és l'únic canyó del marge català del nord que desguassa al canal de València, a 2.600 m de profunditat (Figura 1.17).

El marge català del sud, recentment reanomenat marge català central (Canals *et al.*, 2012), conté

el canyó del Foix, de dimensions comparables als grans canyons del marge català del nord, i d'altres canyons de dimensions intermèdies i de gran variabilitat morfològica. De nord a sud aquests canyons són el d'Arenys, el del Besòs, el de Can Pallissó, el del Murràs, el de la Berenguera, el ja

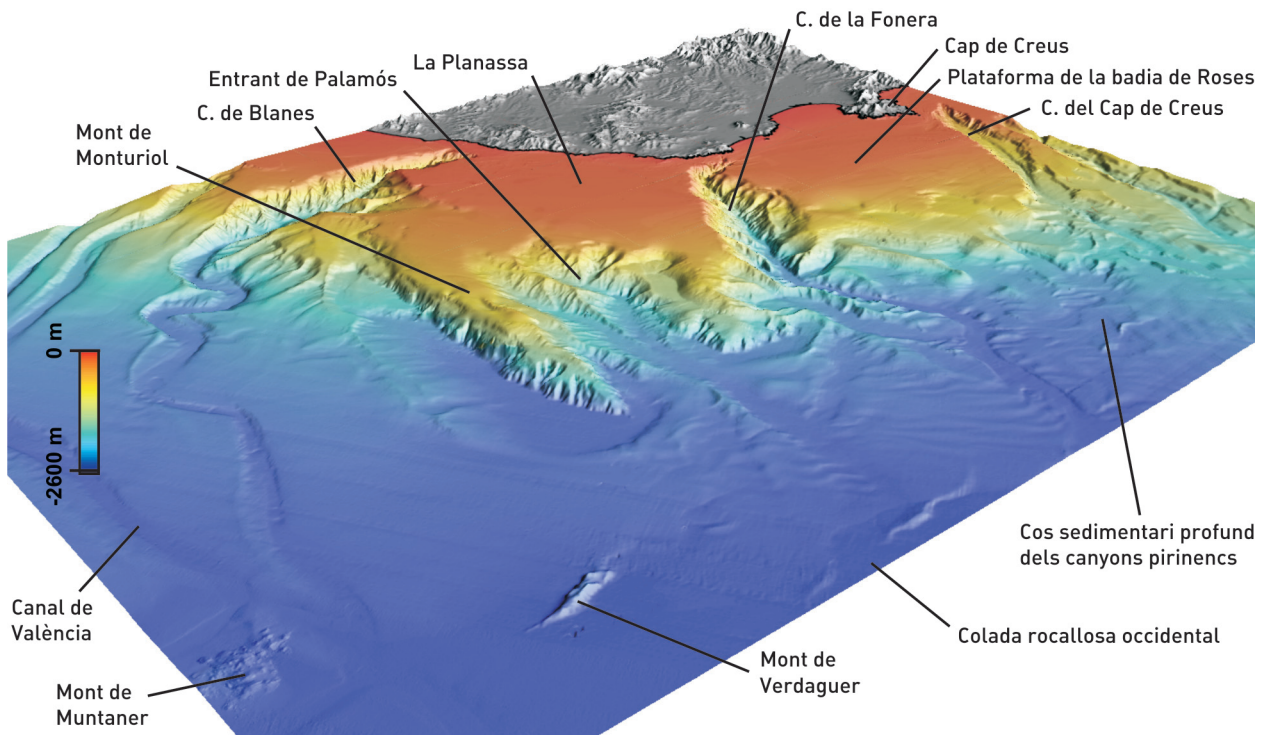


Figura 1.17. Imatge tridimensional del relleu submarí del marge català del nord on s'indiquen els elements morfològics més destacats. L'exageració vertical és x2. C., canyó.

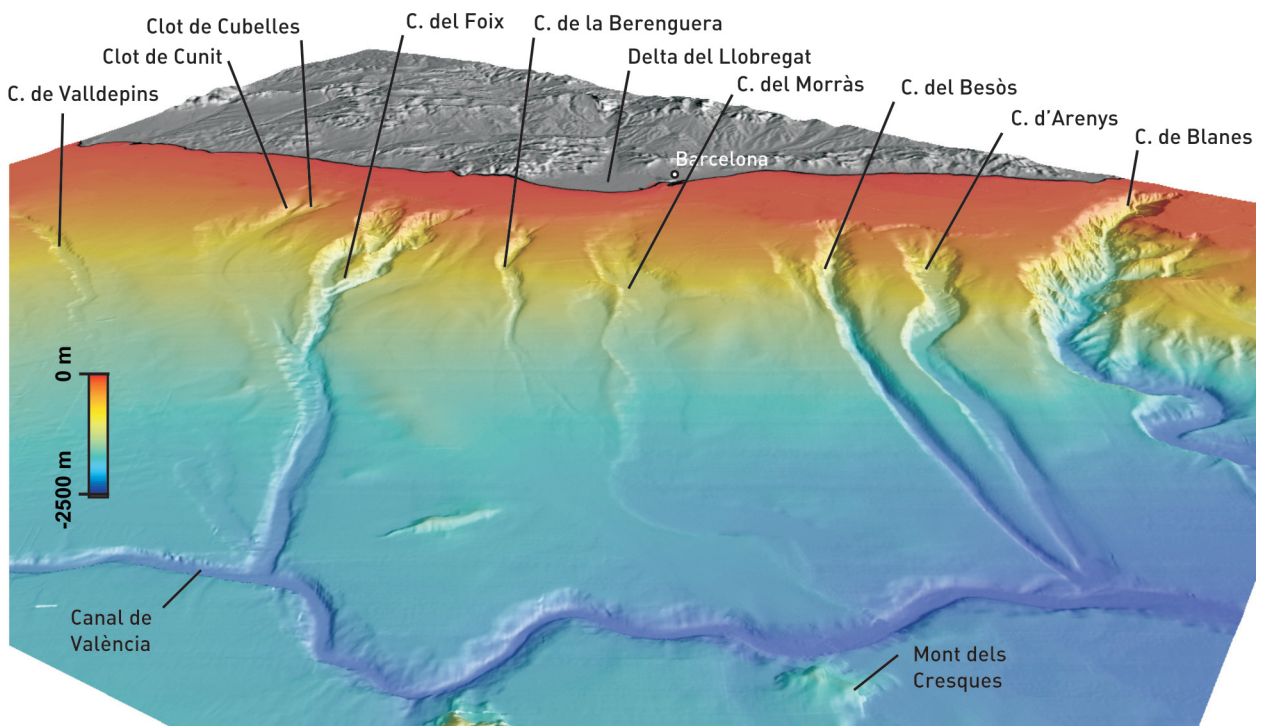


Figura 1.18. Imatge tridimensional del relleu submarí del marge català del sud on s'indiquen els elements morfològics més destacats. També es mostra la situació de la ciutat de Barcelona. L'exageració vertical és x2. C., canyó.

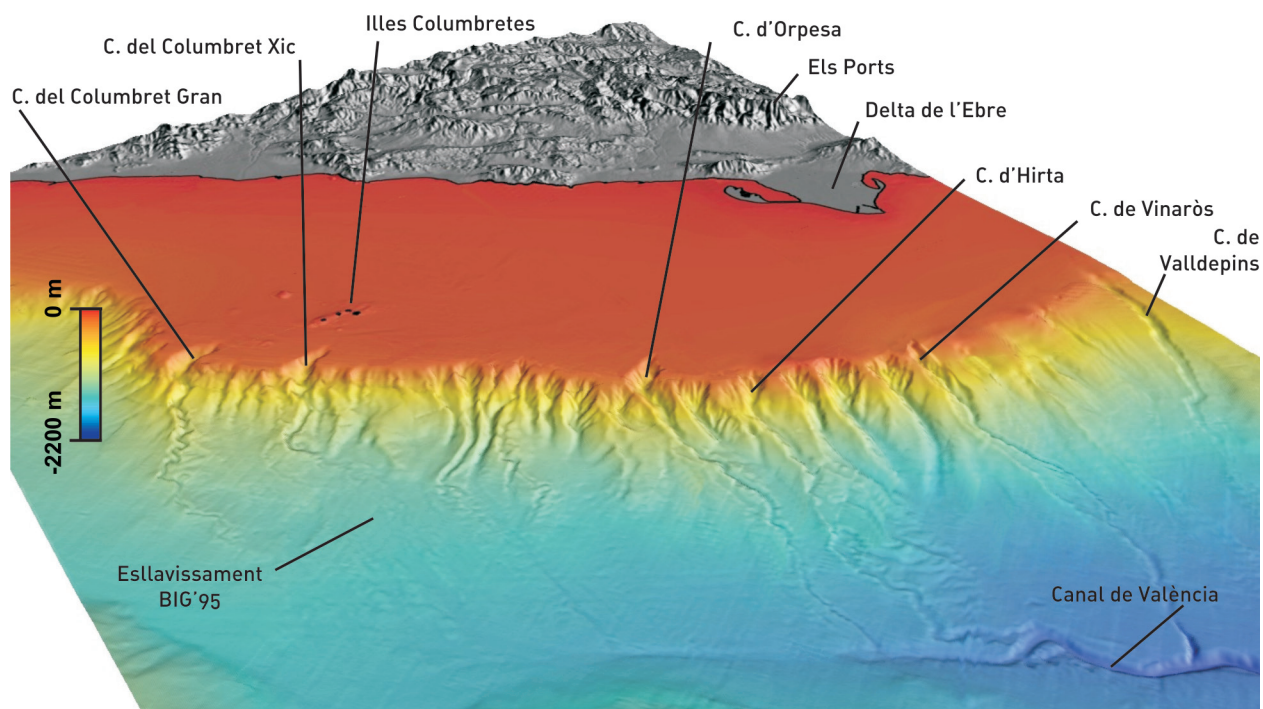


Figura 1.19. Imatge tridimensional del relleu submarí del marge de l'Ebre on s'indiquen els elements morfològics més destacats. L'exageració vertical és x2. C., canyó.

ciutat del Foix, els anomenats clots de Cubelles i de Cunit, i el de Valldepins, que marca el límit meridional d'aquest marge (Figura 1.18). Exceptuant el del Foix, que s'incideix significativament en la plataforma continental, la resta de canyons es restringeixen a la plataforma continental externa i al talús. La transició plataforma - talús continental, que aquí es troba entre 6 i 18 km de la línia de costa, s'estableix de forma gradual seguint un perfil batimètric de forma sigmoide. Els canyons d'Arenys, del Besòs i del Foix desguassen al canal de València, que en aquest segment assoleix la seva màxima incisió (370 m). La resta de canyons moren al peu del talús o bé són tributaris dels anteriors.

El marge de l'Ebre és format, en més de la meitat de la seva extensió total, per la plataforma continental, que aquí assoleix una amplada màxima de 70 km (Figura 1.19). La plataforma de l'Ebre és, per tant, una de les més extenses del Mediterrani, juntament amb les del golf de Lleó, de l'Adriàtic septentrional i del Nil (vegeu l'Annex). Al talús continental del marge de l'Ebre s'hi identifiquen més d'una trentena de canyons submarins de dimensions apreciables, tot i que només els canyons

d'Orpesa, Columbret Xic i Columbret Gran són clarament encaixats a la plataforma continental. Tanmateix, cal remarcar que la magnitud d'aquesta incisió en cap cas és comparable a la dels grans canyons del marge català. Juntament amb el canyó d'Orpesa, els canyons d'Hirta i Vinaròs són els únics que mostren cert grau de connexió amb el canal de València. La resta de canyons moren al peu del talús o bé, en el cas dels que es troben immediatament al nord del Columbret Gran, es troben truncats per la colada rocallosa anomenada BIG'95 (Figura 1.19). Aquest esllavissament afecta a una àrea total de 2.200 km² del talús i el glacis continentals del marge de l'Ebre, incloent la zona de despreniment i la zona d'acumulació del dipòsit resultant (Lastras *et al.*, 2002).

El conjunt de canyons i canals submarins que conflueixen amb el canal de València formen, en la seva totalitat, el sistema turbidític del solc de València (en anglès *Valencia Trough turbidite system*). Aquest sistema turbidític, amb més de 1.100 km lineals només de canyons i canals submarins, és un dels més extensos del Mediterrani (Figura 1.20). A l'eixida d'aquest sistema turbidític, ja a la plana abissal algeroblear i a més de 2.800

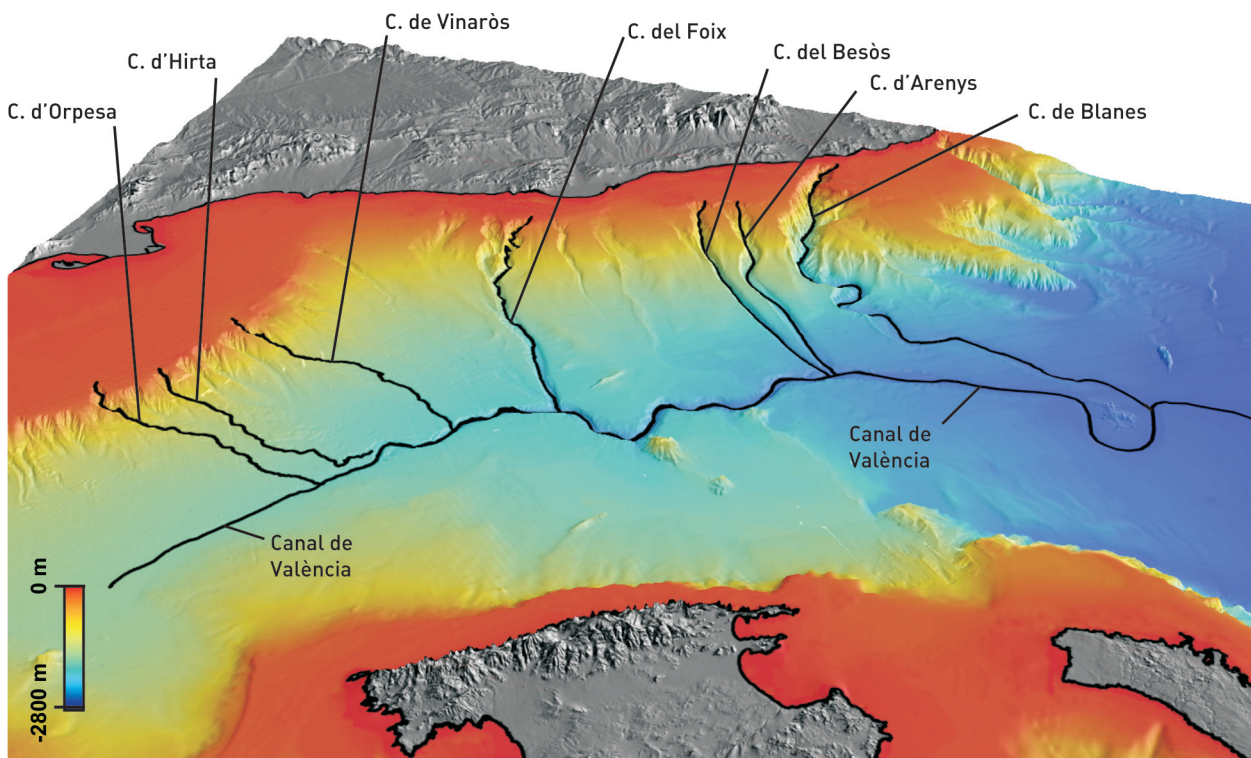


Figura 1.20. Xarxa de drenatge principal del solc de València. Les línies negres ressegueixen l'eix dels canyons i canals submarins. L'exageració vertical és x2. C., canyó.

m de profunditat, hi ha el ventall sedimentari de València (en anglès *Valencia Fan*; Maldonado *et al.*, 1985; Palanques *et al.*, 1994), l'extensió total del qual encara no és ben coneguda.

La toponímia del mar Catalanoblear que citeu en aquesta Tesi prové de diverses fonts bibliogràfiques (Canals *et al.*, 1982; Alonso, 1986; Institut Cartogràfic de Catalunya i GRC Geociències Marines, 2004).

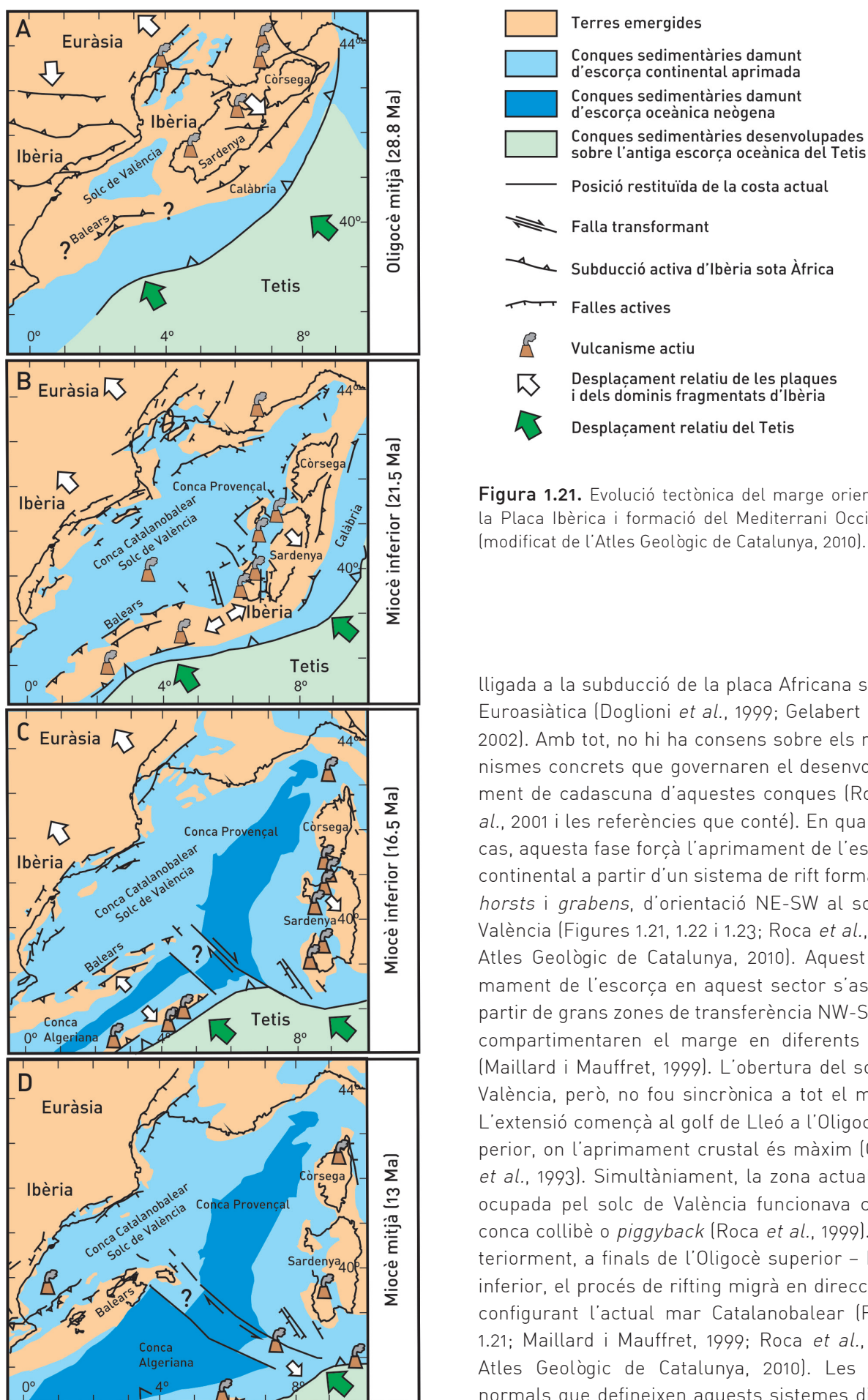
1.2.1.2. Evolució tectònica i estructura del mar Catalanoblear

Per entendre l'evolució morfodinàmica de qual-sevol marge continental cal conèixer el marc geodinàmic en què s'ha desenvolupat, a l'escala de la tectònica de plaques. A continuació es presenten resumidament els principals trets geològics del mar Catalanoblear en relació amb les principals unitats geotectòniques que configuren el Mediterrani Occidental.

L'evolució tectònica del mar Catalanoblear ha estat condicionada per l'evolució de la microplaca

Ibèrica, i aquesta alhora per l'obertura de l'oceà Atlàntic (Roca, 1996 i les referències que conté). En un estadi inicial, del Juràssic al Cretaci mitjà-superior, la microplaca Ibèrica quedà afectada per un règim tectònic extensiu lligat a l'obertura de l'Atlàntic central. Posteriorment, a partir del Cretaci superior, s'inicià la convergència entre les plaques Africana i Euroasiàtica com a conseqüència de l'obertura de l'Atlàntic nord. Durant aquesta fase compressiva es formaren els Pirineus moderns, al límit entre Ibèria i Euràsia. El sistema alpí mediterrani al límit entre Euràsia, que ja incloïa Ibèria, i Àfrica, assolí el seu moment culminant a l'Eocè superior - Oligocè inferior (Srivastava *et al.*, 1990; Roest i Srivastava, 1991; Atlas Geològic de Catalunya, 2010).

A l'Oligocè el procés de col·lisió es traslladà al sud, al límit entre les plaques Ibèrica i Africana. Alhora es formaren una sèrie de conques extensives al que seria l'actual Mediterrani Occidental (Figura 1.21). La conca Catalanoblear és una d'elles, juntament amb la d'Alboran, la Provençal, l'Algeriana i la Tirreniana (Roca *et al.*, 2001). Es creu que la formació d'aquestes conques estaria relacionada amb l'extensió produïda a la zona de rera-arc



l·ligada a la subducció de la placa Africana sota la Euroasiàtica (Doglioni *et al.*, 1999; Gelabert *et al.*, 2002). Amb tot, no hi ha consens sobre els mecanismes concrets que governaren el desenvolupament de cadascuna d'aquestes conques (Roca *et al.*, 2001 i les referències que conté). En qualsevol cas, aquesta fase forçà l'aprimament de l'escorça continental a partir d'un sistema de rift format per *horsts* i *grabens*, d'orientació NE-SW al solc de València (Figures 1.21, 1.22 i 1.23; Roca *et al.*, 1999; Atlas Geològic de Catalunya, 2010). Aquest aprimament de l'escorça en aquest sector s'assolí a partir de grans zones de transferència NW-SE que compartimentaren el marge en diferents blocs (Maillard i Mauffret, 1999). L'obertura del solc de València, però, no fou sincrònica a tot el marge. L'extensió començà al golf de Lleó a l'Oligocè superior, on l'aprimament crustal és màxim (Gorini *et al.*, 1993). Simultàniament, la zona actualment ocupada pel solc de València funcionava com a conca collibè o *piggyback* (Roca *et al.*, 1999). Posteriorment, a finals de l'Oligocè superior – Miocè inferior, el procés de rifting migrà en direcció SW configurant l'actual mar Catalanobalear (Figura 1.21; Maillard i Mauffret, 1999; Roca *et al.*, 1999; Atlas Geològic de Catalunya, 2010). Les falles normals que defineixen aquests sistemes disten-

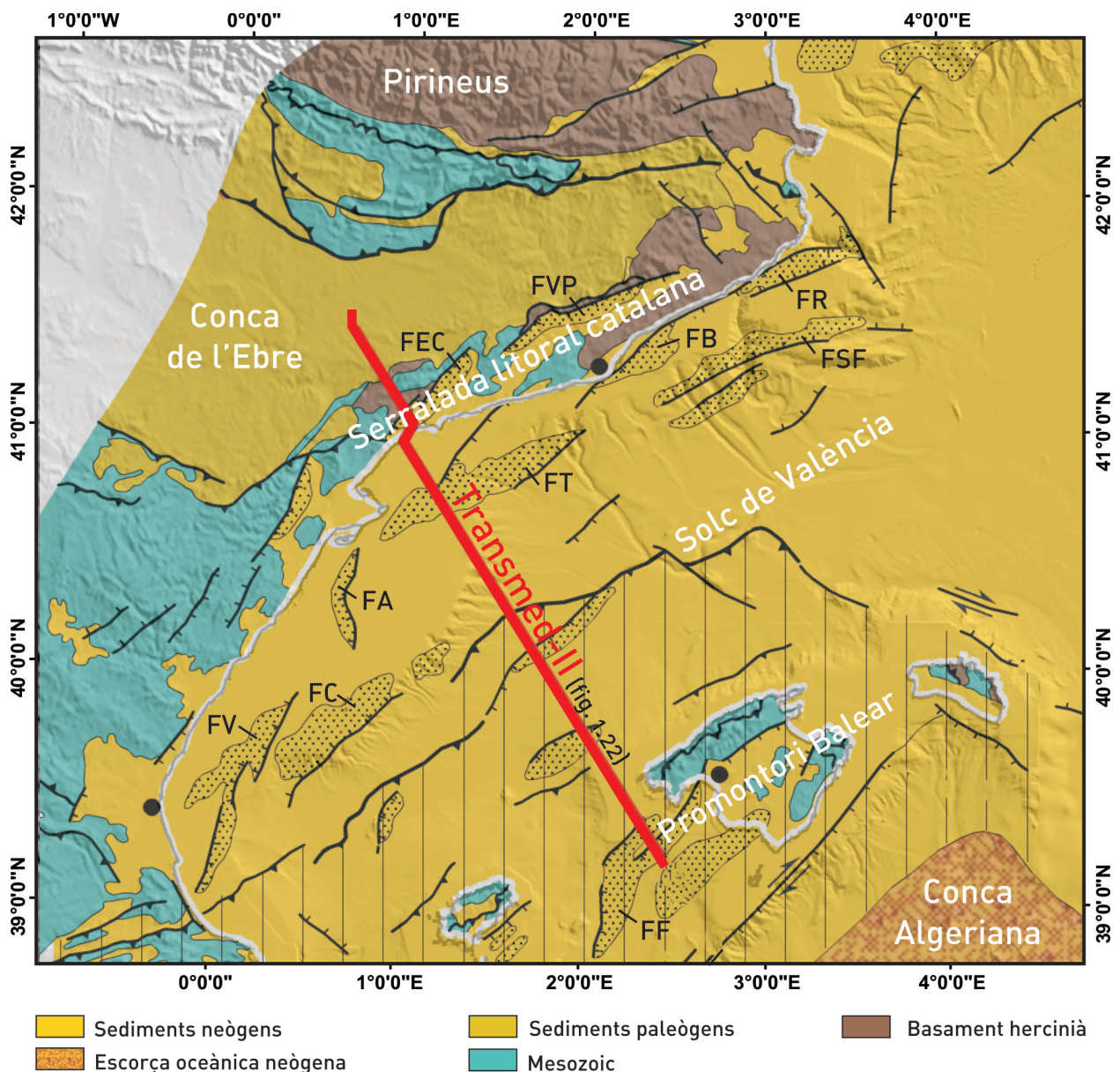


Figura 1.22. Mapa geològic general on es mostren les estructures tectòniques més destacades del mar Catalano-balear i terres emergides circumdants, amb atenció especial a les conques neògenes extenses (patró puntejat) i als encavalcaments paleògens. El relleu ombrejat del fons de la figura correspon a les dades presentades a la figura 1.16. En vermell s'indica la localització del tall geològic de la figura 1.23, que correspon a un segment del perfil Transmed-II. El patró ratllat delimita el Promontori Balear. FA, fossa d'Amposta; FB, fossa de Barcelona; FC, fossa de les Columbretes; FEC, fossa d'El Camp; FF, fossa de Formentera; FR, fossa de Roses; FSF, fossa de Sant Feliu; FT, fossa de Tarragona; FV, fossa de València; FVP, fossa del Vallès-Penedès (modificat de Cavazza *et al.*, 2004, el qual partí dels treballs de Roca, 2001, Rollet *et al.*, 2002, i Ayala *et al.*, 2003).

sius sovint són el resultat de la inversió tectònica de falles direccionals i inverses desenvolupades durant la col·lisió paleògena entre Ibèria i Euràsia (Roca *et al.*, 1999). Per altra banda, el domini Bètico-balear comprèn àrees afectades per encavalcaments i plects de sentit NW relacionats amb l'orogen bètic (Figura 1.23). D'aquesta manera, la dissimetria morfològica observada entre el marge balear i el marge peninsular també es fa palesa en la seva estructura profunda. Aquests dos dominis

estructurals co-evolucionaren paral·lelament i després de la fase de rift al solc de València, tot i que la relació entre un i altre no és clara i ha generat força controvèrsia a la literatura especialitzada (Roca, 1992; Sabat *et al.*, 1997; Maillard i Mauffret, 1999; Rosenbaum *et al.*, 2002).

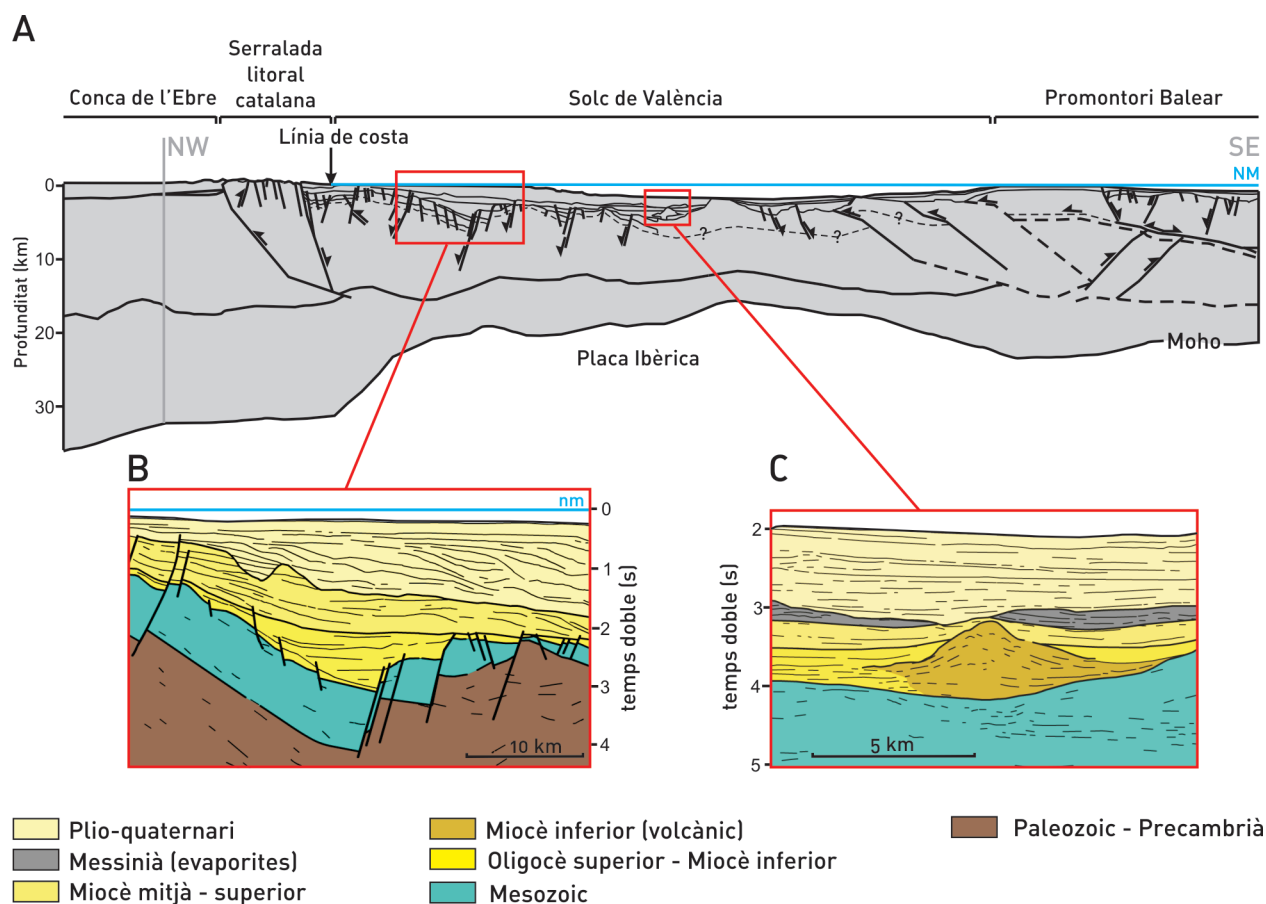


Figura 1.23. A. Segment del perfil Transmed-II on es mostren les estructures corticals i litosfèriques més destacades de l'àmbit del mar Catalanobalear. El perfil és predominantment d'orientació NW-SE i comença a la conca de l'Ebre, travessa la Serralada Litoral catalana, el solc de València i part del Promontori Balear. El marge peninsular del solc de València està dominat per estructures extensives mentre que al marge balear hi predominen les estructures compressives (modificat de Cavazza *et al.*, 2004). B. Interpretació d'un segment del perfil sísmic ESCI, dins el perfil Transmed-II, corresponent a la fossa de Tarragona (vegeu-ne la localització a la figura 1.22), on es mostra el sistema de falles normals que configuren el sistema de *horsts* i *grabens* característic del marge peninsular del solc de València. Damunt aquesta estructura extensiva s'hi observen paquets de sediment sinrift i postrift de reompliment de la conca Catalanobalear d'edat miocena a quaternària i de potència variable. Cal destacar el caràcter progradant de la sèrie miocena superior i el de la sèrie plioquaternària, que presenten una potència creixent en direcció al centre de la conca. Vegeu els detalls de l'estratigrafia en aquest sector a la figura 1.24 (modificat de Cavazza *et al.*, 2004, el qual partí del treball de Sabat *et al.*, 1997). C. Interpretació d'un segment del perfil sísmic ESCI, dins el perfil Transmed-II, corresponent a la zona central del solc de València, on es mostra un cos volcànic d'edat miocena inferior, el qual forma part d'un grup de volcans calco-alcalins que es desenvoluparen al solc de València abans del Miocè mitjà (Martí *et al.*, 1992). Al perfil també hi destaca la presència d'evaporites messinianes (modificat de Cavazza *et al.*, 2004, basat en dades de Sabat *et al.*, 1997). NM, nivell del mar. Vegeu la localització del perfil a la figura 1.22.

1.2.1.3. Evolució sedimentària i estratigrafia del mar Catalanobalear

El substrat precenozoic del solc de València és format essencialment per un sòcol paleozoic sobre el que es disposa una potent sèrie mesozoica de caràcter eminentment carbonàtic (Roca, 1992). Per sobre dels materials paleozoics i mesozoics s'hi disposa discordantment una potent sèrie sinrift i postrift. Al marge peninsular, els sediments pa-

leògens es localitzen principalment en conques sedimentàries genèticament lligades a l'edificació dels sistemes contractius. Aquests sediments estan formats per successions continentals, lacustres i evaporítiques (Roca, 1992; Atlas Geològic de Catalunya, 2010).

El canvi de processos dominantment compressius a extensius durant la transició Paleogen-Neogen va afavorir la deposició de grans acumulacions se-

dimentàries des del Miocè inferior fins a l'actualitat (Figura 1.24; Clavell i Berastegui, 1991; Roca *et al.*, 1999). Aitals acumulacions sedimentàries haurien estat condicionades per l'espai d'acomodació generat pels processos de subsidència tèrmica, especialment en la fase de postrift, la subsidència isostàtica i la compactació dels sediments, a més dels canvis de nivell del mar (vegeu l'apartat 1.1.2). Al marge peninsular aquestes successions neògenes mostren la superposició de sèries sinrift (Miocè inferior-mitjà) de potència molt variable formades per materials terrígens grollers i carbonàtics, tant marins com continentals, i de sèries postrift (Miocè mitjà-Present) terrígenes de potència més uniforme (Figures 1.23 i 1.24; Roca, 1992).

Durant la fase de postrift, al Miocè superior, es produí la ja esmentada crisi de salinitat messiniana (vegeu l'apartat 1.1.2) que condicionà la sedimentació i la morfodinàmica dels marges del mar

Catalanobalear i del Mediterrani en general (Ryan *et al.*, 1973; Hsü, 1977; Clauzon *et al.*, 1996). Mentre a les conques s'acumularen sèries evaporítiques de fins a 1.500 m de gruix (Figura 1.23), als marges es formaren superfícies erosives de gran abast lligades amb l'encaixament de la xarxa de drenatge (Figura 1.24). Al golf de Lleó profund les evaporites presenten gruixos de fins a 1.000 m i les seves superfícies d'erosió al talús i a la plataforma sovint estan relacionades amb el desenvolupament de canyons submarins (Canals, 1985; Berné *et al.*, 1999). Dins el solc de València, aquests dipòsits perden potència en direcció SW fins desaparèixer. A la plataforma continental del marge de l'Ebre, gràcies a l'anàlisi de dades de sísmica tridimensional, recentment s'hi ha identificat la traça del que s'ha interpretat com a paleo-Ebre messinià, i s'ha calculat que la caiguda de nivell del mar durant aquest període hauria estat de l'ordre de 1.300 m (Urgeles *et al.*, 2011).

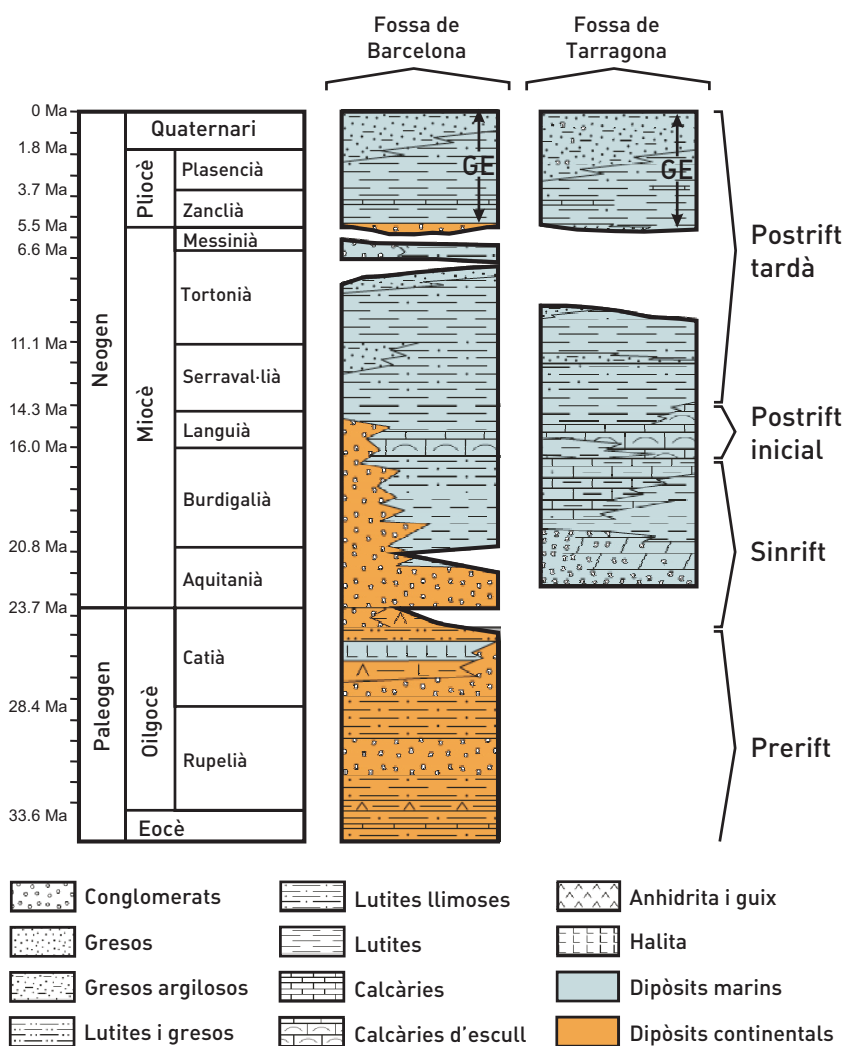


Figura 1.24. Estratigrafia cenozoica de les fosses de Barcelona i Tarragona (vegeu-ne la localització a la figura 1.22). Es distingeixen les seqüències postrift de les sinrift i prerift. Per la seva implicació en aquesta Tesi, cal fer un esment especial a la discordança erosiva de gran abast lligada a la crisi de salinitat messiniana, i a la marcada transgressió marina plioquaternària que conforma els dipòsits coneguts com a grup de l'Ebre (GE) (modificat de Roca *et al.*, 1999, per la fossa de Barcelona, i de Clavell i Berastegui, 1991, Seeman *et al.*, 1990, i Martínez del Olmo, 1996, per la fossa de Tarragona).

A partir del Pliocè inferior hi hagué una marcada transgressió marina a la conca Catalanobalear motivada per l'ascens global del nivell del mar i per la reobertura de la comunicació marina atlàntico-mediterrània per l'estret de Gibraltar. Aquesta situació provocà la deposició de grans paquets sedimentaris plioquaternaris que causaren el rebliment de llits fluvials i de la majoria de superfícies erosives messinianes. Són els dipòsits coneguts com a grup de l'Ebre (Clavell i Berastegui, 1991), els quals conformen bona part de la plataforma i el talús continentals actuals (Figura 1.24). Aquestes unitats plioquaternàries es disposen discordantment tant sobre els materials preneogens com els miocens (Alla *et al.*, 1972; Roca, 1992), i assoleixen potències màximes de fins a 2.500 m a les zones de plataforma properes al talús del marge peninsular (Field i Gardner, 1990; Maillard *et al.*, 1992). El caràcter clarament progradant d'aquestes unitats condiona que la seva potència disminueixi gradualment cap a la costa i cap al centre de la conca (Figura 1.23b; Roca, 1992). Cap al sostre de les successions plioquaternàries es registren nombroses seqüències deposicionals associades a pulsacions transgressives-regressives glacioeustàtiques (Farran i Maldonado, 1990; Kertznus i Kneller, 2009). Aquestes pulsacions associades a canvis climàtics globals foren especialment severes a partir del Pleistocè mitjà i fins al darrer màxim glacial (21.000 anys BP), quan comportaren baixades de nivell del mar superiors als 100 m per sota de l'actual (Figura 1.7). Durant aquestes fases de regressió marina la major part de les plataformes continentals del mar Catalanobalear haurien quedat exposades i els sistemes sedimentaris litorals s'haurien desplaçat fins a la vora de plataforma i talús superior, afavorint així la transferència sedimentària als marges i conques profundes (Figura 1.25). Hom ha associat el ràpid desenvolupament de les fàcies de canal-mota observades al talús i al peu de talús del marge de l'Ebre a aquestes fases quaternàries de nivell del mar baix (Field i Gardner, 1990), així com les fases d'incisió axial dels canyons del golf de Lleó (Baztan *et al.*, 2005). Aquesta circumstància hauria anat acompanyada d'un increment global en les taxes de sedimentació als marges continentals del planeta (Peizhen *et al.*, 2001) i, és clar, al marge peninsular Catalanobalear (Nelson, 1990; Kertznus i Kneller, 2009).

1.2.1.4. Transferència de sediment al mar Catalanobalear en temps recents

La sedimentació holocena al marge peninsular de la conca Catalanobalear es caracteritza per la formació de deltes. L'estadi de màxim creixement d'aquests aparells sedimentaris començà amb l'assoliment del nivell del mar actual, fa uns 8.500 a 6.500 anys, després del darrer ascens eustàtic post-glacial (Stanley i Warne, 1994). D'aquests deltes els que més destaquen a la zona d'estudi són els de l'Ebre i el Llobregat, alimentats per conques de drenatge de 85.362 km² i 5.045 km², respectivament. El prodelta actual de l'Ebre, format per sediments fins, s'estén 110 km al sud de l'actual desembocadura del riu Ebre i ocupa, en total, 2.300 km² de la plataforma continental interna i central del marge de l'Ebre, fins a 80 m de profunditat (vegeu l'Annex; Díaz *et al.*, 1996). El prodelta actual del Llobregat s'estén al NE i, sobretot, al SW de la desembocadura del riu, ocupant uns 165 km² de la plataforma interna i central del marge català del sud (Urgeles *et al.*, 2007).

La transferència de sediments de la plataforma continental al talús i més enllà està condicionada en gran mesura per la formació de plomalls sedimentaris fluvials costaners. No es descarta que, de forma excepcional, aquests plomalls sedimentaris hagin assolit històricament condicions hiperpícniques, com en el cas del Llobregat, tot i que no n'hi ha cap prova concluent (Thorndycraft *et al.*, 2005; Urgeles *et al.*, 2007). Ara bé, la major part del sediment particulat d'origen continental es transporta en suspensió i es propaga mitjançant processos de difusió i advecció a mercè dels corrents oceanogràfics (Palanques i Drake, 1990; Arnau *et al.*, 2004). D'aquests corrents, el dominant al marge peninsular del mar Catalanobalear és el corrent geostròfic de direcció SW conegut com a Corrent del Nord o Liguro-Provençal (CLP) (Figura 1.26; Millot, 1990). Aquest corrent ressegueix la plataforma externa i el talús continental del golf de Lleó i la conca Catalanobalear amb velocitats màximes de 50 cm·s⁻¹ al marge català del nord (Rubio *et al.*, 2009), de 40 cm·s⁻¹ al marge català del sud (Castellón *et al.*, 1990, 1991) i al voltant dels 10 cm·s⁻¹ al marge de l'Ebre (Font *et al.*, 1990). La presència de canyons submarins al talús continental condiona la formació i propagació de vòrtexs de mesoescala al CLP (Arnau *et al.*, 2004) i afavoreix la trans-

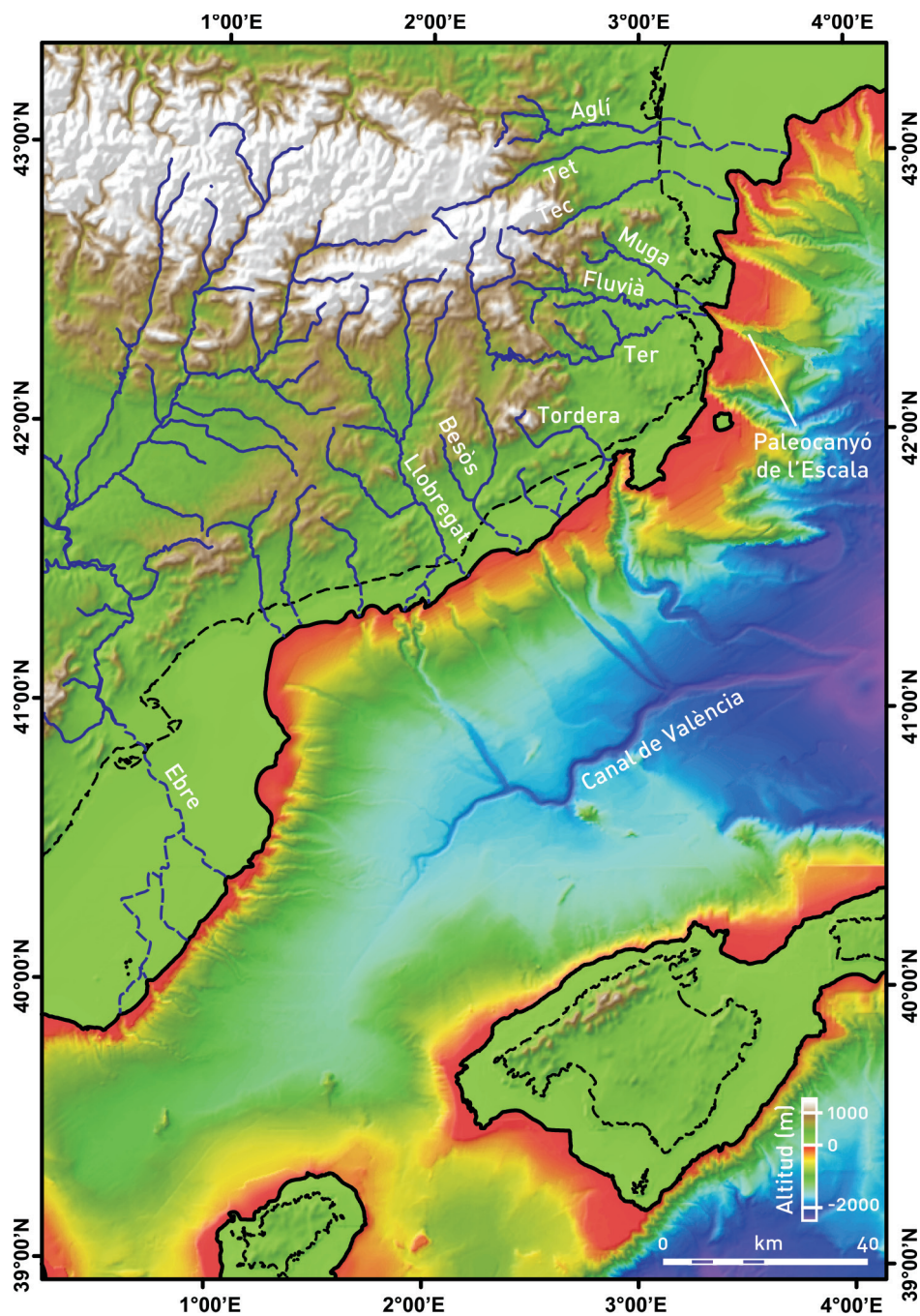


Figura 1.25. Reconstrucció paleogeogràfica del mar Catalanoblear i les conques fluvials que hi drenaven durant el darrer màxim glacial (21.000 anys BP), segons la proposta de Canals *et al.* (2012). Noti's l'eixamplament de la plana costanera (en verd) i la posició avançada de la línia de costa hipotètica (línia contínua) per l'efecte del baix nivell del mar en el darrer màxim glacial. La reconstrucció contempla les posicions dels cursos baixos i les desembocadures dels antecessors d'alguns rius actuals. Destaca la proximitat d'algunes desembocadures fluvials a les capçaleres d'alguns canyons submarins i la presència del paleocanyó de l'Escala, actualment reblert. La línia discontinua indica la posició de la línia de costa actual. Modificat de Canals *et al.* (2012).

ferència de sediment a la conca profunda (Puig *et al.*, 1998, 2000). El CLP també es veu afectat per variacions estacionals. Durant l'hivern assolix profunditats i intensitats majors, alhora que esdevé més focalitzat (Rubio *et al.*, 2009).

Estudis realitzats als canyons del marge català del nord, i molt especialment al canyó del cap de Creus, han posat de manifest un fenomen estacional molt eficient de transferència de sediment a la conca profunda: les ja esmentades cascades

d'aigües denses de plataforma (Canals *et al.*, 2006). En el cas del marge català del nord són la persistència de vents freds i secs de tramuntana i mestral durant els mesos d'hivern els causants del refredament de les aigües superficials de la plataforma continental, principalment del golf de Lleó (Figura 1.26). Aquest refredament provoca l'augment de densitat de les aigües superficials que, en el cas de sobrepassar cert llindar físic de densitat respecte les aigües que tenen davall, s'enfonsen fins al fons de la plataforma i cap al talús continental en forma de grans correntades. Els canyons submarins nord-catalans actuen com a vectors preferents d'aquests corrents d'aigües denses cap a la conca profunda (Figura 1.26). Al canyó del cap de Creus, a 30 m damunt del seu eix, s'han registrat velocitats de fins a $100 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (Canals *et al.*, 2006). La presència d'acanaladures de desenes de kilòmetres de llarg al fons d'aquest mateix canyó, fins a 1.400 m de fondària, posen de manifest la capacitat erosiva i de transferència de sediment d'aquests corrents (Lastras *et al.*, 2007a). Igualment, l'arrossegament centenars de metres o fins i tot alguns kilòmetres enllà dels llasts (d'uns 400 kg de pes) de línies ins-

trumentades col·locades a l'eix del canyó del cap de Creus, i el poliment dels elements metàl·lics propers al fons de les mateixes línies, prova la presència d'un rebliment sedimentari mòbil groller que s'activa quan ocorren les cascades d'aigües denses (Puig *et al.*, 2008).

Recentment també s'ha descobert la capacitat dels grans canyons del marge català del nord de canalitzar el sediment remobilitzat a la zona costanera i a la plataforma continental amb motiu de grans tempestes (Sánchez-Vidal *et al.*, 2012). També cal destacar l'impacte de la pesca d'arrossegament sobre els fons marins per la seva capacitat de remobilització sedimentaria que, al talús continental i als vessants dels canyons submarins, pot arribar a generar fluxos sedimentaris gravitatus (Palanques *et al.*, 2005). Hi ha estudis en curs als canyons submarins del marge català del nord que demostrarien, fins i tot, la capacitat d'aquesta modalitat de pesca per afaiçonar els fons marins a gran escala.

Els esclavissaments submarins al talús i al peu de talús del marge peninsular del mar Catala-

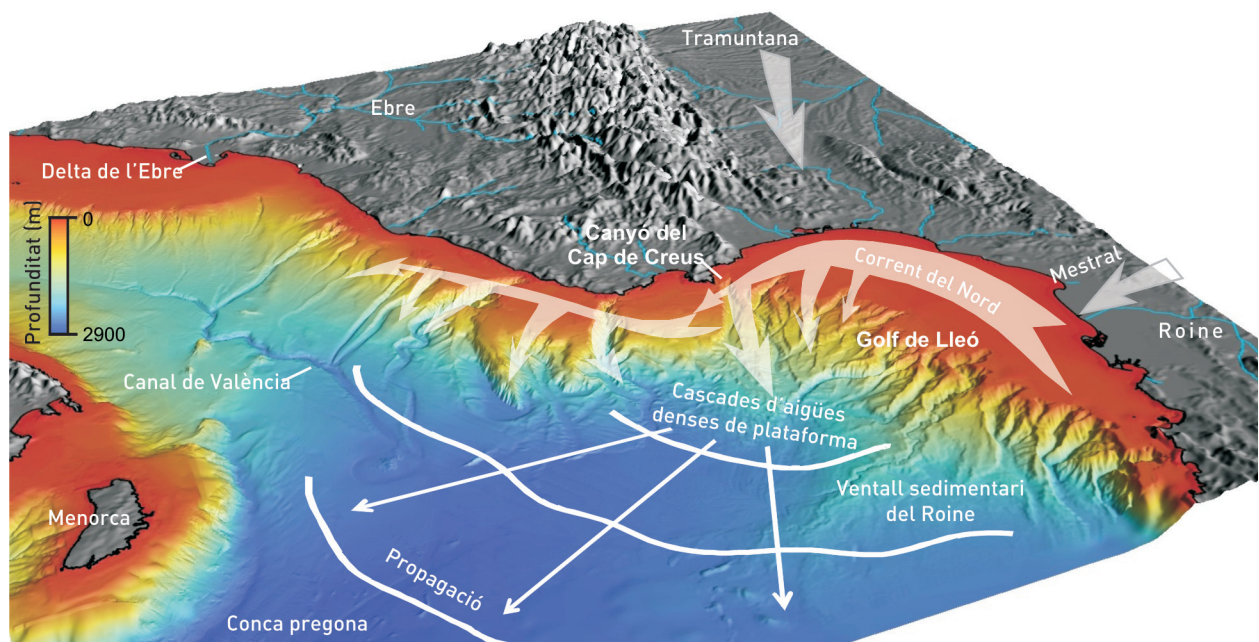


Figura 1.26. Circulació oceanogràfica de mesoescala al Mediterrani Nord-occidental juntament amb els factors desencadenants i afavoridors de la formació de cascades d'aigües denses de plataforma (vents del nord i escassa descàrrega fluvial) i la seva transferència i propagació cap a la conca profunda. A la figura es representa el Corrent del Nord localitzat a la plataforma interna, tot i que cal remarcar que, exceptuant situacions esporàdiques, aquest corrent discorre damunt la plataforma externa i el talús continental. L'exageració vertical de la imatge de relleu ombrejat és $\times 5$ (modificat de Canals *et al.*, 2012).

noblear també representen un mecanisme de transport sedimentari volumètricament destacat en temps recents o subrecents, especialment al marge de l'Ebre (Figura 1.27; Lastras *et al.*, 2007b). En aquest sentit cal destacar la colada rocallosa BIG'95 que hauria movilitzat 26 km³ de sediment del talús i peu de talús del terç sud del marge de l'Ebre, ara fa uns 11.500 anys (Lastras *et al.*, 2002).

L'activitat sísmica regional i l'emplaçament d'un cos volcànic prop de la cicatriu de l'esllavissament BIG'95, lligat amb les illes Columbretes, es perfilen com els mecanismes de desencadenament més plausibles (Lastras *et al.*, 2004; Urgeles *et al.*, 2006).

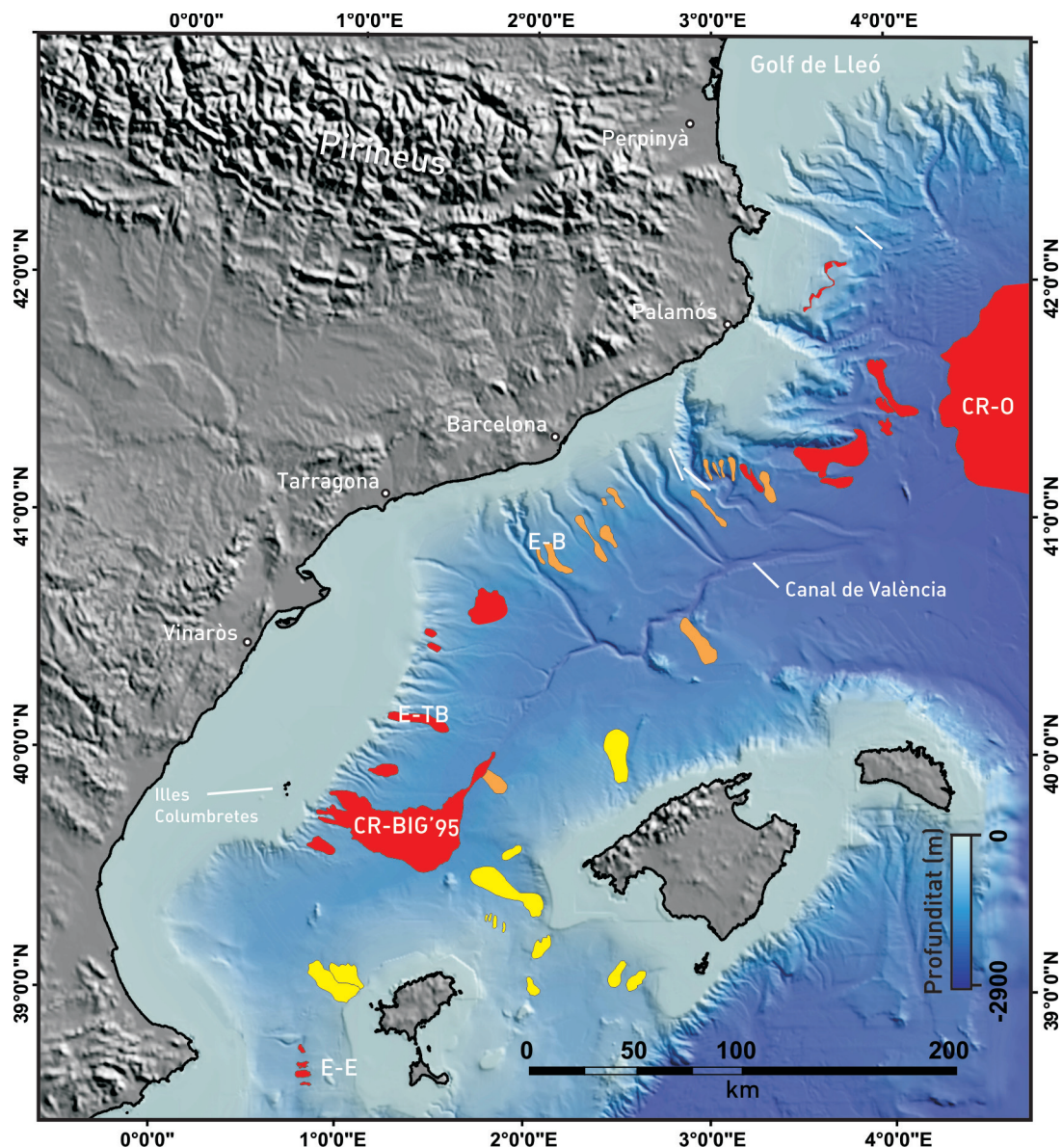


Figura 1.27. Esllavissaments del mar Catalanoblear. En vermell es representen els esllavissaments que són al capdamunt de la seqüència sedimentària i en taronja els que es troben enterrats, tinguin o no expressió morfològica en el relleu submarí actual. En groc es delimiten els esllavissaments descrits per Acosta *et al.* (2001b, 2002, 2004). Els acrònims de la figura corresponen als esllavissaments amb nom propi. E-E, esllavissaments d'Eivissa; CR-BIG'95, colada rocallosa BIG'95; E-TB, esllavissament de Torreblanca; E-B, esllavissaments de Barcelona; CR-O, colada rocallosa occidental (modificat de Lastras *et al.*, 2007b).

1.3. Metodologia i conjunt de dades

Les tècniques emprades per estudiar els processos sedimentaris implicats en l'evolució morfodinàmica dels marges continentals són molt diverses, atès el gran ventall d'escala temporal i espacial en els que es manifesten. Aquestes tècniques inclouen des de sensors per captar el transport de partícules, fins a mètodes sísmics per observar la configuració del recobriment sedimentari en el marge en el seu conjunt. En aquesta Tesi hom ha emprat eminentment tècniques geofísiques, pel reconeixement del fons i el subsòl marins (Taula 1.1), i de modelització numèrica. Hom descriu a continuació de manera breu aquestes tècniques, així com els productes que se'n deriven. La descripció detallada dels conjunts de dades emprats, així com la seva interpretació, es particularitza en cadascun dels capítols següents.

1.3.1. Ecosondatge de multifeix

1.3.1.1. Sistemes d'adquisició

L'ecosondatge de multifeix (en anglès *multibeam echo-sounding*) és la més eficaç i versàtil de les tècniques de cartografia submarina actualment existents atès que permet adquirir, pràcticament a qualsevol profunditat, dades d'alta resolució amb recobriment continu i amb l'embarcació desplaçant-se a velocitats relativament elevades, normalment entre 6 i 10 nusos o, fins i tot, més altes, depenent de l'estat de la mar. Les ecosondes obtenen les mesures de profunditat mercès a l'emissió d'impulsos o feixos acústics cap al fons marí, i la seva posterior recepció després d'haver-s'hi reflectit. L'angle d'arribada del senyal acústic

Campanya	Any	Vaixell	Grup de recerca i/o institució responsable	Àrea d'estudi	Tipus de dades
BIG'95	1995	Hespérides	GRCGM-UB	Canal d'Eivissa, marge profund de l'Ebre	Batimetria de multifeix / Sísmica de reflexió de molt alta resolució / Sonar d'escombrada lateral
Calmar	1997	L'Atalante	IFREMER / GRCGM-UB	Marge de l'Ebre i marge català del sud profunds	Batimetria de multifeix
Mater-2	1999	Hespérides	GRCGM-UB	Plataforma externa del marge de l'Ebre (sector sud)	Batimetria de multifeix
ZEE-Baleares	1995 - 2000	Hespérides	IEO	Promontori Balear, golf de València, Canal d'Eivissa i marge de l'Ebre profund	Batimetria de multifeix
Marinada	2002	Hespérides	GRCGM-UB	Solc de València, plataforma del Maresme i canal d'Eivissa	Batimetria de multifeix / Sísmica de reflexió d'alta resolució
BG-Ebro Delta	2002	Ramform Victory	British Gas International BV	Meitat nord de la plataforma interna i externa del marge de l'Ebre	Sísmica de reflexió 3D d'alta resolució
Progres	2003	Le Suroit	IFREMER / GRCGM-UB	Sector profund del solc de València i ventall del Roine	Batimetria de multifeix
Cap de Creus	2004	Geo-Prospector	FUGRO / GRCGM-UB	Canyó del cap de Creus	Batimetria de multifeix
Euroleon	2007	Hespérides	GRCGM-UB	Golf de València i canyons submarins del marge català del nord	Batimetria de multifeix
Hermesione	2009	Hespérides	GRCGM-UB	Sector profund del solc de València i canyó del Foix	Batimetria de multifeix

Taula 1.1. Campanyes oceanogràfiques en les que s'han adquirit les dades emprades en aquesta Tesi.

i el temps que aquest triga a impactar en el fons i tornar a la superfície es transforma en profunditat en funció de la velocitat de propagació del so a la columna d'aigua, la qual depèn de la seva densitat i estructura vertical. En el cas de les ecosondes de multifeix, a diferència de les de monofeix, en lloc d'un impuls acústic estret hom emet un impuls ample (entre 90° i 135° depenent del model d'ecosonda) que són rebuts en diferents feixos segons l'angle d'incidència (vegeu Lurton, 2002).

L'element principal d'una ecosonda de multifeix són els transductors, que actuen d'emissor i de receptor dels impulsos acústics. El transductor converteix els impulsos elèctrics que rep de la font d'alimentació a l'embarcació en senyals acústics que envia al fons marí. Posteriorment, en rebre les ones reflectides, converteix els diferencials de pressió associats en senyals elèctrics que contenen la informació de profunditat i que són enregistrats. Alguns models d'ecosondes de multifeix són duals, és a dir, consten del doble de transductors (2 o 4) que una ecosonda normal, la qual cosa augmenta tant el nombre de feixos com l'amplada del passadís del fons marí insonificat a mesura que l'embarcació avança. El senyal transmès és relativament ample en la direcció perpendicular a la d'avenç del vaixell i estret en la direcció paral·lela. Durant la recepció el transductor forma diversos feixos a diferents angles de manera que cada feix individual auscultava una petita àrea del fons marí adjacent a la que és auscultada

pels feixos annexos. D'aquesta manera hom obté un seguit de mesures batimètriques adjacents per cada conjunt de feixos en cada operació d'emissió-recepció, en lloc d'una sola mesura com succeeix amb les ecosondes de monofeix. El ventall de feixos es distribueix perpendicularment a la direcció d'avenç de la plataforma on és instal·lada l'ecosonda. Així, mentre aquesta es desplaça, es va configurant progressivament el mapa del relleu submarí (vegeu Lurton, 2002).

Habitualment les ecosondes de multifeix van instal·lades a la part inferior del buc o al costat del vaixell, integrades en el mateix buc o subjectades amb una perxa. També s'instal·len en vehicles submarins, tant autònoms com operats remotament, tripulats i no tripulats. La posició horitzontal (x, y) i vertical (z) de cada feix en el fons marí s'obté combinant les dades de posicionament de GPS diferencial amb les dades dels moviments de l'embarcació proporcionades per uns sensors. Aquests sensors són els encarregats de proporcionar la informació que permet corregir automàticament els desplaçaments angulars de cada feix deguts al caboteig (en anglès *pitch*), al balanceig (en anglès *roll*), a les guinyades (en anglès *yaw*) i als puja-i-baixa (en anglès *heave*) de la nau. Aquests moviments defineixen, en conjunt, l'actitud o el comportament del vaixell.

Una adequada correcció de marea i el control del perfil de velocitat del so de les aigües on es tre-

Taula 1.2. Campanyes oceanogràfiques d'on provenen les dades de batimetria de multifeix emprades en aquesta Tesi, i característiques principals de les ecosondes de multifeix amb què s'adquiren les dades. També s'inclou la superfície total del fons marí recoberta en cadascuna de les campanyes. La freqüència que s'indica és la central.

Campanya	Ecosonda de multifeix			Superfície total (km ²)
	Model	Freq. (kHz)	Feixos	
BIG'95	EM12s	13	81	20.737
Calmar	EM12d	13	162	5.211
Mater-2	EM1002s	95	111	758
ZEE-Baleares	EM12s / EM1000	13 / 95	81 / 60	68.668
Marinada	EM12s / EM1002s	13 / 95	81 / 111	29.090
Progres	EM300	30	135	7.796
Cap de Creus	EM300	30	135	144
Euroleon	EM120 / EM1002S	12 / 95	191 / 111	4.208
Hermesione	EM120 / EM1002S	12 / 95	191 / 111	11.607

balla també són determinants en la qualitat final de les dades batimètriques obtingudes. El perfil de velocitat del so a l'aigua s'obté mitjançant uns perfiladors específics. Atès que el perfil de velocitat del so varia en funció de la temperatura, la salinitat i la pressió, hom procura obtenir nous perfils que s'introdueixen en el sistema mentre es duu a terme l'adquisició, la qual cosa permet garantir una millor qualitat de les dades. Per tal d'identificar canvis en les propietats de l'aigua

durant el procés d'adquisició hom emprava un sensor de velocitat del so de superfície que enregistra aquestes propietats de forma contínua i que, generalment, es troba instal·lat al buc del vaixell.

En aquesta Tesi s'han compilat i integrat dades de batimetria de multifeix adquirides en nombroses campanyes oceanogràfiques, la major part de les quals realitzades sota la responsabilitat o amb la participació del Grup de Recerca Consolidat en

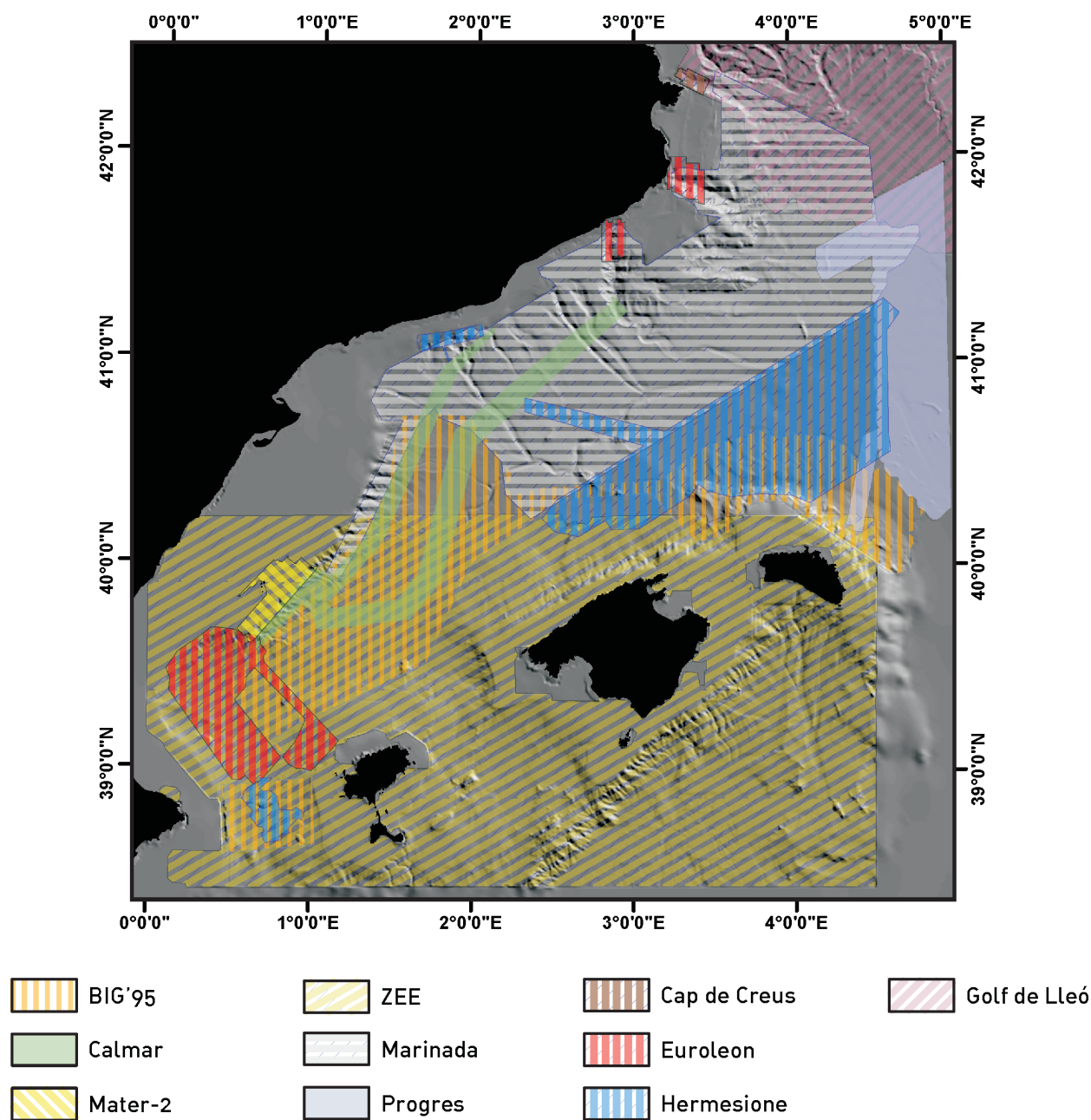


Figura 1.28. Recobriments de batimetria de multifeix de les principals campanyes oceanogràfiques considerades en aquesta Tesi. Les característiques de cada campanya es detallen a la Taula 1.1. Les dades batimètriques del golf de Lleó corresponen tant a dades d'ecosondatge de multifeix com de monofeix, les darreres a la plataforma continental, segons es descriu a Berné *et al.* (2004).

Geociències Marines de la Universitat de Barcelona. D'altres són fruit d'acords de col·laboració o convenis amb entitats públiques (*Instituto Español de Oceanografía*, IEO; *Institut Français de Re-*

cherche pour l'Exploitation de la Mer, IFREMER). Les característiques dels sistemes d'adquisició emprats en aquestes campanyes són resumides a la Taula 1.2.

El conjunt de dades de batimetria de multifeix que presentem comprèn prop del 70% de la superfície del mar Catalanobalear (Figura 1.28). Aquestes dades contemplen tots els rangs de profunditat, des de pràcticament la línia de costa fins a 2.800 m, tot i que la major extensió recoberta (>80%) es concentra al talús i a la conca profunda. Les dades són de resolució espacial variable en funció de la profunditat i de l'ecosonda emprada, essent la mateixa generalment d'ordre decamètric, tot i que en algú cas hom arriba a resolucions mètriques i fins i tot submètriques. L'origen i especificitats de cadascun dels paquets de dades de batimetria de multifeix tractats es detallen especialment al capítol 2, i també se'n fa esment als capítols 3 i 4.

1.3.1.2. Processat i productes derivats

El processat de les dades batimètriques obtingudes esdevé imprescindible per a introduir correccions necessàries i filtrar les possibles dades errònies, siguin de caràcter aleatori o sistemàtic. D'aquest processat en destaca el filtrat de les dades de posicionament, l'edició automàtica

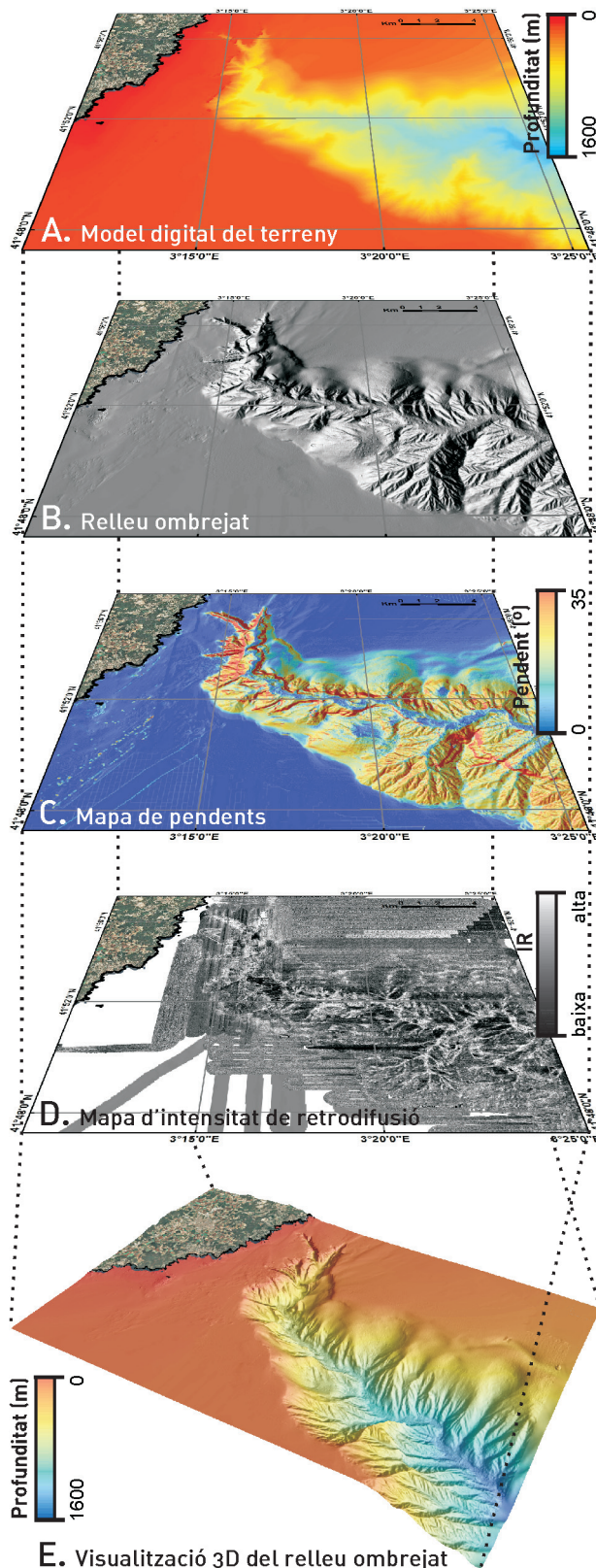


Figura 1.29. Gamma de subproductes de les dades de batimetria de multifeix que hom ha emprat en aquesta Tesi. Les dades que es mostren en aquesta figura corresponen al canyó de la Fonera, al marge català del nord. A. Model digital del terreny. L'escala de colors mostra els diferents valors de profunditat. B. Mapa de relleu ombrejat, generat a partir de la pseudoil·luminació del model digital del terreny. C. Mapa de pendents, que il·lustra la taxa màxima de canvi altimètric de la malla batimètrica en relació a les cel·les veïnes. L'escala de colors mostra els diferents valors del pendent del fons marí. A la figura, el mapa de pendents s'ha combinat amb el de relleu ombrejat. D. Mapa d'intensitat de retrodifusió, que assenyalava la capacitat del fons marí de difondre els senyals acústics de nou cap als transductors. L'escala de tons de gris indica intensitats de retrodifusió altes per les tonalitats clares, i baixes per les tonalitats fosques. E. Visualització 3D del mapa de relleu ombrejat. L'escala de color indica els diferents valors de profunditat. L'exageració vertical és x2.

i manual de cadascun dels feixos associats al paràmetre profunditat, i l'equalització dels valors d'intensitat de retrodifusió (en anglès *backscatter*, vegeu més endavant) pels diferents feixos dins les subàrees que es considerin addients. En aquesta Tesi hom ha efectuat aquestes tasques de processat mitjançant els programes especialitzats *Swathed*, desenvolupat per l'*Ocean Mapping Group* de la Universitat de New Brunswick, i *CARIS HIPS&SIPS*, desenvolupat per *CARIS Corporation*.

Un cop processades, les dades x,y,z que proporciona la batimetria de multifeix permeten construir models digitals del terreny a partir dels quals es generen mapes batimètrics, de relleu ombrejat, de pendents, i seccions batimètriques, entre d'altres (Figura 1.29). En aquest cas els programes emprats en aquesta Tesi han estat principalment *Generic Mapping Tools*, desenvolupat per la *School of Ocean and Earth Science and Technology* (SOEST) de la Universitat de Hawaii a Manoa (Wessel i Smith, 1998), *ArcGIS*, desenvolupat per l'*Environmental Systems Research Institute* (ESRI), i *Matlab* desenvolupat per *MathWorks*. Cal esmentar que en aquesta Tesi els mapes batimètrics, així com les visualitzacions tridimensionals, generalment es presenten amb un grau d'exageració vertical variable amb la finalitat de ressaltar morfologies que altrament serien poc perceptibles.

A més de la informació estrictament batimètrica, les dades proporcionades per les ecosondes de multifeix contenen informació sobre el tipus de fons (Figura 1.29). La intensitat del senyal acústic que retorna al transductor, la ja esmentada intensitat de retrodifusió, és funció de les característiques físiques del fons marí. Així doncs, a més de cartografies batimètriques, les dades de multifeix permeten elaborar cartografies de tipus de fons, sempre i quan estiguin degudament contrastades amb mostres de sediment.

1.3.2. Sonar d'escombrada lateral

1.3.2.1. Sistema d'adquisició

Els sonars d'escombrada lateral (en anglès *side-scan sonar*) són dispositius, generalment remolcats per vaixells, que emeten ones acústiques cap

al fons marí seguint un patró generalment cònic, perpendicular a la direcció d'avenç. La intensitat i el temps d'anada i tornada del senyal acústic reflectit al fons marí és enregistrat i processat, obtenint així una imatge acústica del fons, que incorpora informació del seu relleu i propietats acústiques. La freqüència de treball dels sonars d'escombrada lateral és força elevada, generalment entre 30 i 500 kHz, fet que es tradueix en una resolució alta de les imatges obtingudes, o sonografies (en anglès *sonographs*). La qualitat de les dades també es veu afavorida pel modus operandi d'aquesta tècnica, que generalment consisteix en maniobrar el sonar a distàncies relativament properes del fons. Tanmateix, per aquesta mateixa raó el recobriment o amplada de la franja del fons insonificada mitjançant aquest mètode és relativament petita, d'algunes desenes a alguns centenars de metres.

Al capítol 4 es mostren dades de sonar d'escombrada lateral de gran profunditat (en anglès *deep tow*) adquirides amb el sistema *Towed Ocean Bottom Instrument* (TOBI) del *National Oceanography Centre* de Southampton (NOCS, Regne Unit). El TOBI és una plataforma estable dotada de diferents dispositius i sensors, entre els quals un sonar d'escombrada lateral de 30 kHz, dissenyat per treballar a grans profunditats (fins a 6.000 m). La velocitat màxima d'adquisició és de 3 nusos i la distància a la que opera per damunt del fons és d'uns 400 m. Per tal de mantenir el vehicle a una alçada constant sobre el fons i esmorteir les sotragades transmeses pel cable tractor hom emprà un depressor de 600 kg situat unes desenes de metres davant del TOBI. Les imatges acústiques del fons marí generades pel sonar d'escombrada lateral del TOBI són de fins a 2,8 km d'amplada a banda i banda de la traça del vehicle, amb una resolució màxima de 2 m en direcció transversal a la d'avenç (Flewellen *et al.*, 1993). Aquestes imatges han permès caracteritzar amb detall les morfologies presents a la zona de confluència del canyó de Vinaròs i el canal de València.

1.3.2.2. Processat i productes derivats

El processat de les sonografies inclou la supressió de la reflexió de la superfície del mar, la correcció d'obliquïtat (en anglès *slant-range correction*), la

il·luminació depenent de l'abast (en anglès *range-dependant illumination*), i el filtrat i supressió de sorolls (Le Bas *et al.*, 1995). El processat de les sonografies del TOBI que es presenten al capítol 4 el realitzà al NOCS R. Pallàs emprant el programari especialitzat *Woods Hole Image Processing System* (WHIPS), de la *Woods Hole Oceanographic Institution* (Paskevich, 1992). Finalment, hom ha unit les sonografies georeferenciades del TOBI generant un mosaic que posteriorment s'ha integrat amb la informació batimètrica derivada de les ecosondes de multifeix mitjançant el programa *ArcGIS* d'*ESRI*.

1.3.3. Sísmica de reflexió

1.3.3.1. Sistemes d'adquisició

La tècnica de sísmica de reflexió (en anglès *seismic reflection*) forma part del conjunt de tècniques de prospecció geofísica que estudien el subsòl a partir de l'anàlisi de la propagació de les ones sísmiques produïdes artificialment. La sísmica de reflexió es basa en el principi de reflexió del so que es produeix entre diferents interfícies del subsòl (reflectors) amb diferent impedància acústica, definida com el producte de la velocitat de propagació de les ones en un medi determinat per la densitat del mateix (vegeu Yilmaz, 2001).

El mètode de la sísmica de reflexió consisteix, bàsicament, en mesurar el temps que triguen les ones sísmiques des que s'emeten fins que són

rebudes pels receptors després de reflectir-se en les interfícies del subsòl. En el cas de la reflexió sísmica marina aquests receptors reben el nom d'hidròfons i el primer reflector correspon al fons marí. Els hidròfons contenen ceràmiques piezoelèctriques que es deformen i generen un impuls elèctric quan es deformen per efecte del diferencial de pressió generat per les ones reflectides quan arriben a la superfície. Hom obté així una traça sísmica per cadascun dels tirs. Cal remarcar que en el cas de la sísmica multicanal s'obté més d'una traça sísmica per tir. Degudament agrupades i processades, el conjunt de traces sísmiques configuren el que hom anomena perfil sísmic de reflexió.

La resolució vertical en un perfil sísmic depèn essencialment de la freqüència del senyal emès i es defineix com la distància vertical mínima entre dues interfícies necessària per generar una única reflexió discernible. Així doncs, a major freqüència major resolució vertical. Tanmateix, aquesta relació és inversament proporcional a la capacitat de penetració del senyal acústic en el subsòl degut a la ràpida atenuació de les freqüències altes. En aquesta Tesi s'han utilitzat mètodes de sísmica de reflexió d'alta (0,05 a 2 kHz) i molt alta (1 a 10 kHz) resolució per caracteritzar el recobriment sedimentari d'alguns sectors del mar Catalanobalear (Taula 1.3). La resolució horitzontal del perfil sísmic, en canvi, es refereix a com de propers es poden situar dos punts de reflexió en un pla horitzontal per continuar discernint-los individualment. Aquesta dimensió horitzontal de la resolució

Campanya	Tècnica emprada	Freqüència d'emissió (kHz)	Flautes	Longitud de les flautes (m)	Hidròfons	Llargada o superfície recoberta pel perfil sísmic estudiats
BIG'95	Sísmica de reflexió de molt alta resolució (BPS)	1 - 10	n.p.	n.p.	1	16 km
Marinada	Sísmica de reflexió d'alta resolució	2	1	325	120	7 km
G-Ebro Delta	Sísmica de reflexió 3D d'alta resolució	0,20	8	4.050	2.592	600 km ²

Taula 1.3. Característiques principals de les dades de sísmica de reflexió que es tracten als capítols 3, 4 i 5. Amb el terme *flautes* hom es refereix als enfilalls d'hidròfons emprats en alguns casos durant l'adquisició de les dades de sísmica de reflexió. n.p., no procedeix.

sísmica ve determinada per l'àrea, coneguda com a zona de Fresnel, en què les ones sísmiques interfereixen les unes amb les altres de forma constructiva (vegeu Sheriff, 1996).

Tot i que tant els sistemes d'alta resolució com els de molt alta resolució es basen en el principi de la sísmica de reflexió breument descrit, les plataformes per l'adquisició de dades a mar que empren un i altre són força diferents. En el cas de la sísmica de reflexió de molt alta resolució el sistema d'emissió i recepció es troba en un mateix dispositiu generalment instal·lat a la quilla del vaixell. En el capítol 4 d'aquesta Tesi s'han emprat perfils sísmics de molt alta resolució, obtinguts mitjançant una ecosonda *Bottom Parametric Source* (BPS) de *Bentech Subsea* durant la campanya oceanogràfica BIG'95 (any 1995). Les ecosondes paramètriques, com el model BPS o el seu successor TOPAS *Parametric Sub-bottom profiler*, utilitzen l'efecte paramètric d'interferència de dos fronts d'ona emesos simultàniament per generar una ona secundària amb característiques de freqüència i energia idònies per a la resolució detallada de les estructures del recobriment sedimentari marí. La freqüència de la ona secundària generada és d'entre 1 i 10 kHz, amb la qual hom pot aconseguir penetracions de fins a 250 ms amb una resolució igual o superior a 10 cm.

En el cas de la sísmica de reflexió 2D d'alta resolució l'adquisició a mar es fa mitjançant vaixells que remolquen un cable de desenes a centenars de metres de llarg, anomenats flautes (en anglès *streamers*), equipats amb una sèrie d'hidròfons separats entre ells a intervals constants i submergits just sota la superfície del mar. La font d'energia, generalment formada per canons d'aire comprimit (en anglès *airguns*), es troba submergida entre el vaixell i el primer receptor. Aquests canons generen un impuls acústic sobtat de gran energia que dins l'aigua es transmet en totes les direccions fins arribar al fons i al subsòl marí, on part d'elles són refractades a les diferents interfícies geològiques. Els senyals reflectits són enregistrats mitjançant l'enfilall d'hidròfons remolcats pel vaixell, i alhora són transferits als sistemes d'enregistrament i processat instal·lats al vaixell. Al capítol 3 es mostra un perfil sísmic d'alta resolució a través de l'eix del canyó del Besòs, al marge català del sud, adquirit durant la cam-

panya oceanogràfica Marinada (any 2002). Durant aquesta campanya es varen emprar tres canons d'aire comprimit de maniguet (en anglès *sleeve gun*) amb una cadència de tir de pocs segons. La flauta utilitzada fou de 325 m de longitud total amb tres seccions actives o canals de 50 m equipades amb 40 hidròfons cadascuna. Hom enregistrà la suma dels tres canals a la vegada, és a dir, en mode d'adquisició monocanal, a una freqüència de 2 kHz. L'adquisició, enregistrament i processat de les dades sísmiques s'efectuà amb el sistema *Delph2* de *Triton Elics International*.

La sísmica de reflexió 3D d'alta resolució comparteix els mateixos fonaments físics que la sísmica de reflexió tradicional, o 2D, però en aquest cas en lloc d'un sol emissor o grup d'emissors i d'una sola flauta se n'utilitzen diversos simultàniament, formant una malla d'emissors i hidròfons. D'aquesta manera s'obté una imatge sísmica tridimensional del subsòl, també coneguda com a cub o volum sísmic. Aquesta tècnica permet una anàlisi acurada de l'estratigrafia i les estructures geològiques del subsòl en les tres dimensions de l'espai (Cartwright i Huuse, 2005). Al capítol 5 es presenta un estudi de geomorfologia sísmica (vegeu l'apartat 1.1.3) basat en l'anàlisi d'un cub sísmic de *British Gas International BV* adquirit l'any 2002 a la plataforma continental del marge de l'Ebre. Durant la campanya d'adquisició del cub sísmic s'empraren dos conjunts de canons d'aire comprimit i vuit flautes de 4.050 m de longitud, disposades en paral·lel i separades 100 m. Cadascuna de les flautes disposava de 324 hidròfons separats 12,5 m. En total el cub sísmic cobreix 2.500 km² de la plataforma del marge de l'Ebre, dels quals 600 km² són emprats a l'estudi que es presenta al capítol 5.

1.3.3.2. Processat i productes derivats

El processat de les dades de sísmica de reflexió és necessari per millorar la visualització i facilitar la interpretació dels perfils sísmics. A grans trets, el processat consisteix en suprimir el soroll que puguin contenir les dades sísmiques, millorar la qualitat del senyal, i migrar les traces sísmiques per localitzar-les adequadament en l'espai.

El processat de les dades de sísmica de reflexió

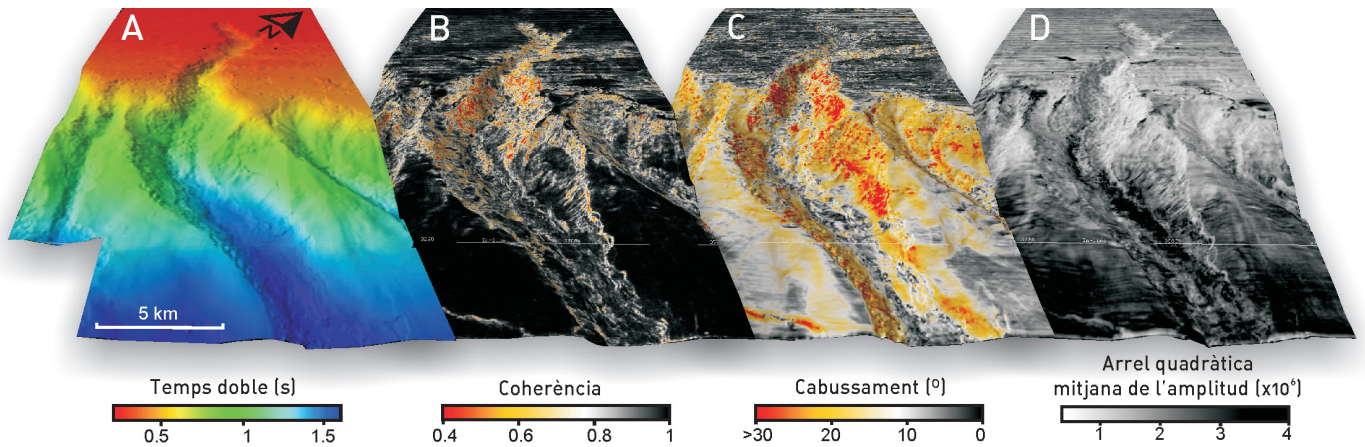


Figura 1.30. Atributs sísmics derivats de la sísmica de reflexió 3D que hom ha emprat en aquesta Tesi. Les dades que es mostren són una representació 3D del paleorelleu del Pleistocè mitjà corresponent a l'actual canyó d'Orpesa, al marge de l'Ebre. A. Profunditat del paleorelleu en temps doble de l'enregistrament de dades de sísmica de reflexió. B. Coherència, que mesura la semblança entre senyals sísmics adjacents en un interval determinat, extreta per al paleorelleu en A. C. Cabussament, que indica el gradient de l'amplitud per a cada traça sísmica respecte les traces veïnes, representat sobre el paleorelleu. D. Arrel quadràtica mitjana de l'amplitud del senyal sísmic a l'horitzó sísmic considerat, que permet reconèixer la reflectivitat del paleorelleu.

de molt alta resolució es realitzà en temps real durant la fase d'adquisició mitjançant la consola d'operador de l'ecosonda BPS o TOPAS. Aquest processat inclou, entre altres aspectes, el filtrat, la deconvolució del senyal, l'apilament de traces, i l'amplificació automàtica i variable en el temps del senyal, a més del control de la finestra de recepció. El perfil de BPS que acompanya la discussió del capítol 4 fou adquirit simultàniament amb les dades del sonar lateral a una velocitat força reduïda (menys de 3 nusos), fet que es traduí en un increment de la resolució horitzontal de les dades sísmiques. Aquestes dades han permès analitzar la relació entre el dipòsit distal de la colada rocallosa BIG'95 i el canal de València, així com caracteritzar el perfil longitudinal d'aquest canal abans que l'esllavissament el reblés.

Les dades de sísmica de reflexió d'alta resolució que es mostren al capítol 3 foren processades mitjançant el software *Delph2* durant el procés d'adquisició mitjançant un filtre de pas de banda, d'entre 20 i 360 Hz, i un filtre anti-àlies d'eliminació de les freqüències més altes a la meitat de l'interval de mostra, entre altres. En el processat s'aplicaren altres filtres senzills i una amplificació variable en el temps. L'arquitectura sísmica del perfil transversal al canyó del Besòs il·lustra la

persistència morfosedimentària d'aquest canyó al llarg del seu desenvolupament.

El processat del cub de sísmica de reflexió 3D d'alta resolució estudiat al capítol 5 va anar a càrrec de l'empresa *Veritas DGC Limited*, per encàrrec de *British Gas International BV*. Els passos més destacats del processat d'aquestes dades inclogueren la supressió del múltiple i migració pre-apilament 3D de Kirchhoff. El cub sísmic resultant d'aquest processat presenta una resolució horitzontal de 12,5x12,5 m, tot i que posteriorment fou submostrejat en una malla de 25x25 m per facilitar-ne el maneig. L'interval estratigràfic considerat inclou els 1.5 segons superiors del cub sísmic, on la freqüència dominant varia al voltant dels 50-70 Hz i la resolució vertical és propera als 15 m (Urgeles *et al.*, 2011). Per a la interpretació del cub sísmic, i amb l'objectiu d'identificar paleorelleus a l'entorn del canyó d'Orpesa, al marge de l'Ebre s'han analitzat els atributs sísmics següents: amplitud del senyal sísmic (en anglès *seismic amplitude*); l'arrel quadràtica mitjana de l'amplitud (en anglès *root-mean-square amplitude*), que permet mesurar la reflectivitat; la coherència (en anglès *coherency*), que mesura la semblança entre senyals sísmics adjacents en un interval determinat; i el pendent (en anglès *dip*), que indica el valor del pendent

a cada traça sísmica respecte les traces veïnes (Figura 1.30). La identificació de les fàcies de rebliment del canyó en el cub sísmic s'ha recolzat en la tècnica d'intel·ligència artificial coneguda com a anàlisi de xarxes neuronals (en anglès *neural network analysis*). Aquesta tècnica passa per l'ús d'un paradigma d'aprenentatge basat en una seqüència concreta d'atributs sísmics de tal manera que per cada punt del cub sísmic obtenim un resultat lògic determinat. En el cas que presentem, una matriu de punts que discerneix de forma binària les fàcies de canyó de les fàcies que no ho són. Els programes especialitzats emprats per la visualització, anàlisi, modelització i interpretació de les dades sísmiques han estat *Kingdom Suite*, de l'empresa *Seismic Micro-Technology*, i *Opendtect*, de l'empresa *dGB*. Al capítol 5 es detallen els criteris específics emprats per la detecció i digitalització del paleorelleu pleistocè a l'entorn de l'actual canyó d'Orpesa, així com els paràmetres considerats per restituir els perfils batimètrics mitjançant el mètode de retro-desmuntatge (en anglès *backstripping*).

1.3.4. Modelització numèrica

La modelització numèrica aplicada als estudis de morfodinàmica consisteix en traduir els processos físics rellevants afaiçonadors del paisatge en un conjunt d'equacions de govern (vegeu l'apartat 1.1.3). El model numèric unidimensional de la forma del perfil longitudinal dels canyons submarins que es presenta al capítol 3 parteix d'una descripció detallada de la geometria dels perfils longitudinals d'un seguit de canyons i clinofomes dels marges continentals (vegeu capítols 2 i 4). Les equacions de govern que hom considera en aquest model es restringeixen a l'acció de dos processos geomòrfics, la sedimentació de fons (en anglès *background sedimentation*) i els corrents de terbolesa. El primer es basa en un model geomètric de representació de la sedimentació als marges continentals mentre que el segon es basa en la representació morfodinàmica del transport sedimentari associat als corrents de terbolesa. Aquest notable nivell de simplificació, en el que s'obvien processos sedimentaris com el transport perpendicular a l'eix dels canyons, és intencionat i respon a l'objectiu d'identificar els processos sedimentaris de primer ordre que condicionen

la morfologia dels canyons a llarg termini. Cal remarcar, tanmateix, que el model pot ésser fàcilment ampliat amb paràmetres addicionals. Aquest model ha estat desenvolupat en el marc d'una col·laboració entre la *Nicholas School of the Environment and Earth Sciences* de la Universitat de Duke (Estats Units d'Amèrica) i el Grup de Recerca Consolidat en Geociències Marines de la Universitat de Barcelona.

El model és aplicable a perfils longitudinals de canyons en marges continentals construïts damunt conques tectònicament estables amb el fons pla i en condicions submarines. Les solucions numèriques del model s'han obtingut usant el mètode de les diferències finites. El programari emprat en aquest estadi del treball ha estat *Matlab*. Els detalls de la formulació es recullen al capítol 3. Les solucions analítiques s'han obtingut amb el programa *Mathematica*, desenvolupat per *Wolfram*, i posteriorment han estat contrastades amb les solucions numèriques per garantir la consistència dels resultats. Per tal d'il·lustrar i quantificar les prediccions del model amb dades reals s'han analitzat els perfils longitudinals dels canyons del marge català del sud, marge de l'Ebre i marge atlàntic central dels Estats Units, tots ells marges passius silicoclàstics. Aquests perfils s'han extret mitjançant el programa *ArcGIS* desenvolupat per *ESRI*. A la figura 1.31 es representen en forma d'esquema els principals passos seguits en la fase de plantejament, formulació i verificació del model.

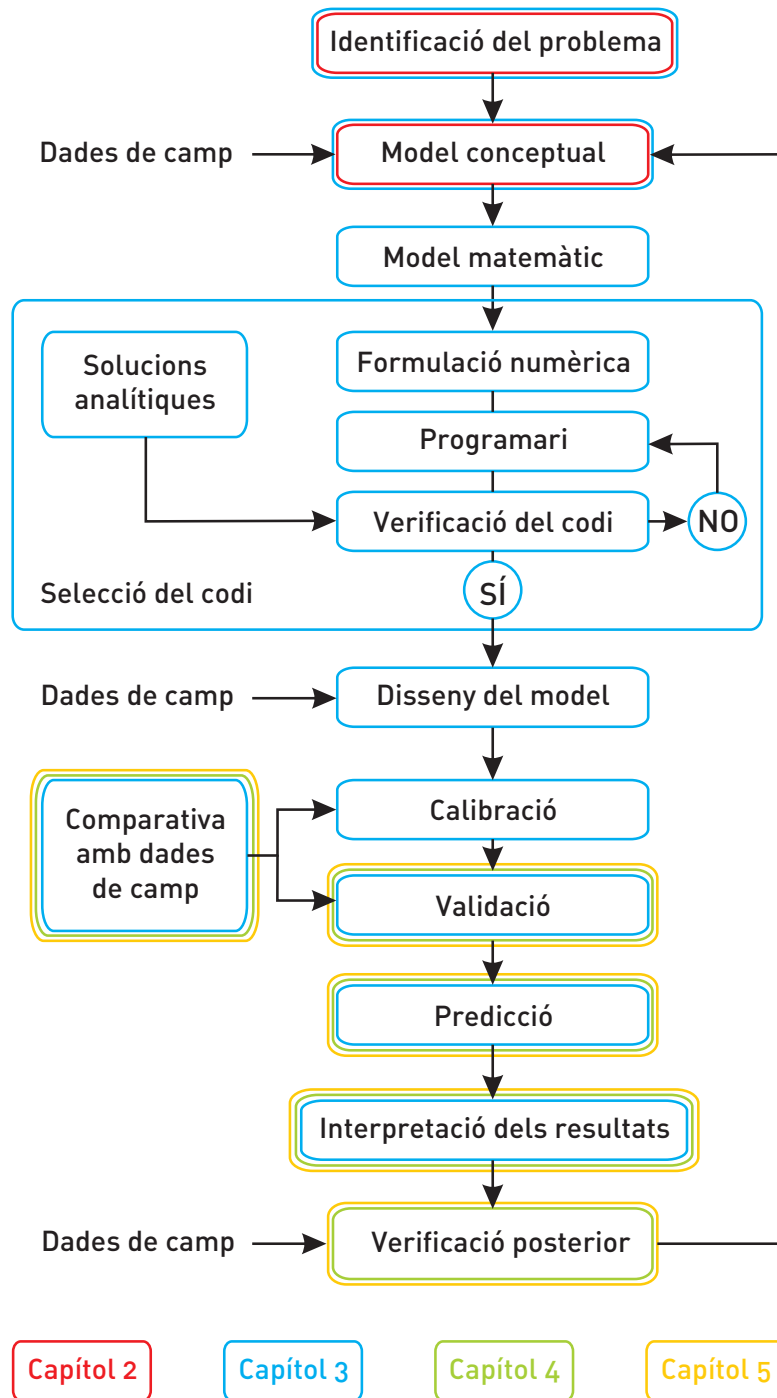


Figura 1.31. Passos que hom ha seguit en el plantejament i validació del model morfodinàmic sobre el perfil longitudinal dels canyons submarins que es presenta al capítol 3. El color dels requadres indica el capítol de la Tesi en què es tracta la component corresponent (en vermell, capítol 2; en blau, capítol 3; en verd, capítol 4; en groc, capítol 5). El plantejament parteix de la identificació del problema, que en el nostre cas consisteix en reconèixer els factors de control morfodinàmic del perfil longitudinal dels canyons submarins. A partir de l'estudi detallat de dades de camp desenvolupem un model conceptual en el que identifiquem els processos que considerem clau en aquest control morfodinàmic. El següent pas consisteix en traduir aquestes observacions en formulacions matemàtiques solucionables numèricament tot i emprant programari específic. Al model que presentem adoptem estratègies típiques de la geomorfologia subaèria per establir lleis de transport geomòrfic en canyons submarins. El disseny del model consisteix en implementar el codi o programa d'acord amb les característiques específiques de les nostres dades de camp, escollint les condicions de contorn i contemplant altres característiques particulars. El calibratge del model serveix per ajustar-lo de manera que sigui capaç de reproduir les observacions de camp. Així hom demostra la validesa del model. En aquest estadi hem emprat conjunts de dades independents de les usades en el calibratge. Arribats a aquest punt, interpretem els resultats del model morfodinàmic predictiu, així com les dades de camp considerades (adaptat de Pizzuto, 2003, i de Darby i Van de Wiel, 2003).

1.4. Bibliografia

- Acosta, J. (2005) El Promontorio Balear: morfología submarina y recubrimiento sedimentario. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 156 pp.
- Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, A., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., Uchupí, E. (2001a) Geodynamics of the Emile Baudot Escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology* 18(3), 349-369.
- Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., Uchupí, E. (2001b) Pockmarks in the Ibiza Channel and western end of the Balearic Promontory (western Mediterranean) revealed by multi-beam mapping. *Geo-Marine Letters* 21, 123-130.
- Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C., Casamor, J.L. (2002) The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology* 49, 177-204.
- Acosta, J., Canals, M., Carbó, A., Muñoz, A., Urgeles, R., Muñoz-Martín, A., Uchupí, E. (2004) Sea floor morphology and Plio-Quaternary sedimentary cover of the Mallorca Channel, Balearic Islands, western Mediterranean. *Marine Geology* 206, 165-179.
- Adams, E.W., Schlager, W.S., Wattel, E. (1998) Submarine slopes with an exponential curvature. *Sedimentary Geology*, 117, 135-141.
- Adams, E.W., Schlager, W.S. (2000) Basic types of submarine slope curvature. *Journal of Sedimentary Research*, 70(4), 814-828.
- Adeogba, A.A., McHargue, T.R., Graham, S.A. (2005) Transient fan architecture and depositional controls from near-surface 3-D seismic data, Niger Delta continental slope. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 89, 627-643.
- Alla, G., Dessolin, D., Leenhardt, O., Pierrot, S. (1972) Données du sondage sismique continu concernant la sédimentation Plio-Quaternaire en Méditerranée nord-occidentale. A: D.J. Stanley (ed.), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, USA, pp. 471-481.
- Allen, P.A., Allen, J.R. (2005) *Basin Analysis: Principles and Applications*. Blackwell Publications, Oxford, 549 pp.
- Alonso, B. (1986) El sistema de abanico profundo del Ebro. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 384 pp.
- Alonso, B., Canals, M., Palanques, A., Rehault, J.P. (1995) A deep-sea channel in the northwestern Mediterranean Sea: Morphosedimentary evolution of the surroundings. *Marine Geophysical Research* 17, 469-484.
- Ambles, D., Urgeles, R., Canals, M., Calafat, A.M., Rebesco, M., Camerlenghi, A., Estrada, F., De Batist, M., Hugues-Clarke, J.E. (2006) Relationship between continental rise development and palaeo-ice sheet dynamics, Northern Antarctic Peninsula Pacific margin. *Quaternary Science Reviews* 25(9-10), 933-944.
- Arnau, P., Lliquete, C., Canals, M. (2004) River mouth plume events and their dispersal in the northwestern Mediterranean Sea. *Oceanography* 17(3), 22-31.
- Atles Geològic de Catalunya (2010). Publicat per l'Institut Geològic de Catalunya i l'Institut Cartogràfic de Catalunya. Barcelona, 464 pp.
- Ayala, C., Torne, M., Pous, J. (2003) The lithosphere-asthenosphere boundary in the western Mediterranean from 3D joint gravity and geoid modeling: tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 209 (3), 275-290.
- Bahr, D.B., Hutton, E.W.H., Syvitski, J.P.M., Pratson, L.F. (2001) Exponential approximations to compacted sediment porosity profiles. *Computers and Geosciences* 27, 691-700.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P., Canals, M. (2005) Axial incision: the key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology* 22, 805-826.
- Berndt, C., Costa, S., Canals, M., Camerlenghi, A., De Mol, B., Saunders, M. (2012) Repeated slope failure linked to fluid migration: the Ana submarine landslide complex, Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 319-320, 65-74. doi:10.1016/j.epsl.2011.11.045.
- Berné, S., Loubrieu, B., shipboard party of CALMAR's cruise (1999) Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du Golfe du Lion. Premiers résultats de la campagne CALMAR. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 328, 471-477.
- Berné, S., Carré, D., Loubrieu, B., Mazé, J.P., Morvan, L., Normand, A. (2004) Le golfe du lion carte morphobathymétrique. Escala 1:250.000. Ifremer, Brest, França. ISBN-10 978-2-84433-140-3.
- Bird, J.M., Dewey, J.F. (1970) Lithosphere plate continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. *Geological Society of America Bulletin* 81, 1031-1059.
- Boyd, R., Ruming, K., Goodwin, I., Sandstrom, M., Schröder-Adams, C. (2008) Highstand transport for coastal sand to the deep ocean: a case study from Fraser Island, southeast Australia. *Geology* 36, 15-18.

- Breien, H., De Blasio, F.V., Elverhøi, A., Nystuen, J.P., Harbitz, C.B. (2010) Transport mechanisms of sand in deep-marine environments-insights based on laboratory experiments. *Journal of Sedimentary Research* 80(11), 975-990. doi:10.2110/jsr.2010.079
- Bromley, J.C. (2007) The morphodynamics of sediment movement through a reservoir during dam removal. Tesi Doctoral, University of Nottingham, 332 pp.
- Burrus, J. (1989) Review of geodynamic models for extensional basins; the paradox of stretching in the Gulf of Lions (Northwest Mediterranean). *Bulletin de la Société Géologique de France, Huitième Serie* 5, 377-393.
- Cacchione, D.A., Wiberg, P.L., Lynch, J., Irish, J., Traukovski, P. (1999) Estimates of suspended-sediment flux and bedform activity on the inner portion of the Eel continental shelf. *Marine Geology* 154, 83-97.
- Cacchione, D.A., Pratson, L.F., Ogston, A.S. (2002) The shaping of continental slopes by internal tides. *Science* 296, 724-727.
- Canals, M., 1985. Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis continentales del Golfo de León: fenómenos de desestabilización de la cobertura sedimentaria plio-cuaternaria. Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona, 618 pp.
- Canals, M., Catafau, E., Serra-Raventós, J. (1982) Toponímia de la mar catalano-balear (amb un glossari de termes genètics). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears* 26, 169-194.
- Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A.M., De Batist, M., Masson, D., Berné, S., Alonso, B., Hughes-Clarke, J.E. (2000) The Ebro continental margin, western Mediterranean Sea: interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes. A: P. Weimer i H. Nelsos (eds.), *Deep-Water Reservoirs of the World* (CD). Gulf Coast Section SEPM Foundation, Houston, Texas (USA), pp. 152-174.
- Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Calafat, A.M., Domack, E.W., Baraza, J., Farran, M., De Batist, M. (2002) Seafloor evidence of a subglacial sedimentary system off the northern Antarctic Peninsula. *Geology* 30, 603-606.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P. (2004) Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: Case studies from the COSTA project. *Marine Geology* 213(1-4), 9-71. doi:10.1016/j.margeo.2004.10.001.
- Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., (2006) Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354-357.
- Canals, M., Amblas, D., Lastras, G., Sánchez-Vidal, A., Calafat, A.M., Rayo, X., Casamor, J.L. (2012) Els canyons submarins. A: *Enciclopèdia Catalana* (eds.), *Suplement de la Història Natural dels Països Catalans. La terra a l'univers: astronomia. Addenda geològica*. Institut d'Estudis Catalans, Barcelona, pp. 251-272.
- Cartwright, J., Huuse, M. (2005) 3D seismic technology: the geological "Hubble". *Basin Research* 17, 1-20. doi:10.1111/j.1365-117.2005.00252.x.
- Castellón, A., Font, J., García, E. (1990) The Liguro-Provençal Catalan current (NW Mediterranean) observed by Doppler profiling in the Balearic Sea. *Scientia Marina* 54, 269-276.
- Castellón, A., Font, J., Górriz, E.G., Manriquez, M. (1991) Estudio hidrográfico de corrientes marinas en la zona externa de la plataforma y talud continentales frente a Barcelona. *Empresa Metropolitana de Saneamiento, Barcelona*, 208 pp.
- Cavazza, W., Roure, F.M., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler (eds.) (2004) *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle: Geological and Geophysical Framework*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 141 pp.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger A., Loutre, M.F. (1996) Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology* 24, 363-366.
- Clavell, E., Berástegui, X. (1991) Petroleum geology of the Gulf of Valencia. A: Spencer, A.M. (ed.), *Generation, accumulation and production of Europe's Hydrocarbons*. Oxford University Press, Oxford, Regne Unit, pp. 355-368.
- Cook, P.J., Carleton, C. (2000) Continental shelf limits: the scientific and legal interface. Oxford University Press, Oxford, UK, 363 pp.
- Cowell, P.J., Thom, B.G., (1994) Morphodynamics of coastal evolution. A: Carter, R.W.G., i Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal Evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, Regne Unit, pp. 33-86.
- Daly, R.A. (1936) Origin of submarine "canyons". *American Journal of Science* 231, 401-420.
- Darby, S.E., Van De Wiel, M.J. (2003) Models in fluvial geomorphology. A: G.M. Kondolf i H. Piégay (eds.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley, Chichester, Regne Unit, 501-537.
- deVriend, H.J., Zyserman, J., Nicholson, J., Roelvink, J.A., Pechon, P., Southgate, H.N. (1993) Medium-term 2DH coastal area modelling. *Coastal Engineering* 21, 193.
- Dennielou, B., Jallet, L., Sultan, N., Jouet, G., Giresse, P., oisset, M., Berné, B. (2009) Post-glacial persistence of turbiditic activity within the Rhône deep-sea turbidite system (Gulf of Lions, Western Mediterranean): Linking the outer shelf and the basin sedimentary records. *Marine Geology* 257, 65-86.
- Díaz, J.I., Palanques, A., Nelson, C.H., Guillén, J. (1996) Morpho-structure and sedimentology of the Holocene

- Ebro prodelta mud belt (NW Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research* 16(4), 435-456.
- Dietrich, W. E., D. G. Bellugi, L. S. Sklar, J. D. Stock (2003) Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. A: P. R. Wilcock i R. M. Iverson (eds.), *Prediction in Geomorphology*. AGU, Washington D.C., *Estats Units, Geophysical Monograph Series* 36, 103-132.
- Divins, D.L., (2003) NGDC Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas. *Vegeu la informació digital a:* <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html>.
- Dogliani, C., Gueguen, E., Harabaglia, P., Mongelli, F. (1999) On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. *Geologica Society London Special Publication* 156, 541-561.
- dos Reis, A.T., Gorini, C., Mauffret, A. (2005) Implications of salt-sediment interactions on the architecture of the Gulf of Lions deep-water sedimentary systems, western Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology* 22, 713-746.
- Droz, L., Kergoat, R., Cochonat, P., Berné, S. (2001) Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology* 176, 23-37.
- Durrieu de Madron, X., Zervakis, V., Theocharis, A., Georgopoulos, D. (2005) Comments to "Cascades of dense water around the world ocean". *Progress in Oceanography* 64, 83-90.
- Dypvik, H., Tsikalas, F., Smelror, M. (eds.) (2010) The Mjølnir impact event and its consequences. *Geology and geophysics of a Late Jurassic/Early Cretaceous marine impact event*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, Alemania, 318 pp.
- Elliott, T. (1979) *Deltas*. A: H.G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Elsevier, New York, *Estats Units d'Amèrica*, 97-142.
- Emery, K.O. (1980) Continental margins. *Classification and petroleum prospects*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 64, 297-315.
- Emery, K.O., Uchupi, E. (1984) *The Geology of the Atlantic Ocean*. Springer-Verlag, New York, *Estats Units d'Amèrica*, 1050 pp.
- Exner, F. M. (1925) Über die Wechselwirkung zwischen Wasser und Geschiebe in Flüssen (On the interaction between water and sediment in streams). *Sitzungsberichte Akademie der Wissenschaften Wien Mathematisch-Naturwissenschaftliche, Abt. 2a*, 134, 165-205.
- Farran, M., Maldonado, A. (1990) The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns. A: Nelson, C.H. i Maldonado, A. (eds.), *The Ebro Margin*. *Marine Geology* 95, 289-312.
- Field, M.E., Gardner, J.V. (1990) Pliocene-Pleistocene growth of the rio Ebro margin, northeast Spain: a prograding-slope model. *Geological Society of America Bulletin* 102, 721-733.
- Flewellen, C.G., Millard, N.W., Rouse, I.P. (1993) TOBI, a vehicle for deep ocean survey. *Electronic and Communications Engineering Journal* 5, 85-93.
- Font, J., Salat, J., Julià, A. (1990) Marine circulation along the Ebro continental margin. *Marine Geology* 95, 165-177.
- Garcia, M., Parker, G. (1989) Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition. *Science* 245, 393-396.
- Garfield, N., Rago, T.A., Schnebele, K.J., Collins, C.A. (1994) Evidence of a turbidity current in Monterey submarine canyon associated with the 1989 Loma Prieta earthquake. *Continental Shelf Research* 14, 673-686.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.-M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., Imbert, P. (2006) Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Marine Geology* 234, 111-128.
- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A. (2002) A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14, 93-100.
- Gerber, T.P., Pratson, L.F., Wolinsky, M.A., Steel, R., Mohr, J., Swenson, J.B., Paola, C. (2008) Cliniform progradation by turbidity currents: Modeling and experiments. *Journal of Sedimentary Research* 78, 220-238. doi:10.2110/jsr.2008.023.
- Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, M.J.C., The Subcomission on Quaternary Stratigraphy (2010) Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science* 25(2), 96-102.
- Gorini, C., Mauffret, A., Le Marrec, A. (1993) Structural and sedimentary history of the Gulf of Lions, (Western Mediterranean), finding of the ECORS profiles and well log data. *Bulletin de la Société Géologique de France* 164, 353-363.
- Heezen, B., Tharp, M., Ewing, M. (1959) The floors of the Oceans: I. The North Atlantic. *Geological Society of America Special Paper* 65, 122 pp.
- Hesse, R. (1989) "Drainage systems" associated with mid-ocean channels and submarine yazoos: alternative to submarine fan depositional systems. *Geology* 17, 1148-1151.
- Holloway, G. (1996) Neptune effect: Statistical mechanical forcing of ocean circulation. A: R.J. Adler, P. Muller i B. Rozovskii (eds.). *Stochastic Modelling in Physical Oceanography*, Birkhauser, 207-220.

- Howard, A.D. (1982) Equilibrium and time scales in geomorphology: application to sand-bed alluvial streams. *Earth surface processes and landforms* 7, 303-325.
- Hsü, K.J. (1977) The history of the Mediterranean salinity crisis. *Nature* 267, 399-403.
- Hutton, J., (1788) *Theory of the Earth*. Royal Society of Edinburgh, Transactions 1, 209-304.
- Institut Cartogràfic de Catalunya i GRC Geociències Marines (2004) Mapa del relleu submarí de Catalunya. Escala 1:250.000. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- IOC, IHO i BODC (2003) Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas. Publicat en CD-ROM per la Intergovernmental Oceanographic Commission i la International Hydrographic Organization, com a part de la General Bathymetric Chart of the Oceans. British Oceanographic Data Centre, Liverpool, Regne Unit.
- Ivanov, V.V., Shapiro, G.I., Huthnance, J.M., Aleynik, D.L., Golovin, P.N. (2004) Cascades of dense water around the world ocean. *Progress in Oceanography* 60, 47-98.
- Jervey, M.T. (1988) Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. A: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.A. Ross, et al. (eds.), *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Estats Units d'Amèrica, Special Publication 42, 47-69.
- Kay, G.M. (1951) North American geosynclines. *Geological Society of America Memoir* 48, 143 pp.
- Kennett, J.P. (1982) *Marine Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, Estats Units d'Amèrica, 813 pp.
- Kertznus, V., Kneller, B. (2009) Cliniform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development. *Basin Research* 21, 738-758.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P., Dennielou, B., Savoye, B. (2003) Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. *Marine Geology* 194, 151-158.
- Kineke, G.C., Sternberg, R.W., Trowbridge, J.H., Geyer, W.R. (1996) Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research* 16, 667-696.
- Kneller, B. (2003) The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Marine and Petroleum Geology* 20, 901-910.
- Kneller, B.C., Bennett, S.J., McCaffrey, W.D. (1999) Velocity structure, turbulence and fluid stresses in experimental gravity currents. *Journal of Geophysical Research* 104(C3), 5381-5391.
- Lastras, G., Canals, M., Hugues-Clarke, J.E., Moreno, A., De Batist, M., Masson, D.G., Cochonat, P. (2002) Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, Western Mediterranean. *Geology* 30(10), 871-874.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., De Batist, M., Calafat, A.M., Casamor, J.L. (2004) Characterisation of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. *Marine Geology* 213, 235-255.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Amblas, D., Ivanov, M., Droz, L., Dennielou, B., Fabrès, J., Schoolmeester, T., Akhmetzhanov, A., Orange, D., García-García, A. (2007a) A walk down the Cap de Creus canyon, northwestern Mediterranean Sea: Recent processes inferred from morphology and sediment bedforms. *Marine Geology* 246(2-4), 176-192. doi:10.1016/j.margeo.2007.09.002.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Frigola, J., Urgeles, R., Calafat, A.M., Acosta, J. (2007b) Slope instability along the northeastern Iberian and Balearic continental margins. *Geologica Acta* 5, 35-47.
- Leonard, J., Crouzet, P. (1999) Lakes and reservoirs in the EEA area. Topic report No 1/1999, European Environment Agency, Copenhagen, Dinamarca, 110 pp.
- Le Bas, T.P., Mason, D.C., Millard, N.C. (1995) TOBI image processing: the state of the art. *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 20 (1), 85-93.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records: *Paleoceanography* 20, PA1003.
- Lowrie, W. Kent, D.V. (2004) Geomagnetic polarity timescale and reversal frequency regimes. In: *Timescales of the Internal Geomagnetic Field*. A: J.E.T. Channell, D.V. Kent, W. Lowrie i J. Meert (eds.), *Geophysical Monograph* 145. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 287-298.
- Lurton, X. (2002) *An Introduction to Underwater Acoustics - Principles and Applications*. Springer, Praxis Publishing, Chichester, Regne Unit, 347 pp.
- Ma, Y., Wright, L.D., Friedrichs, C.T. (2008) Observations of Sediment Transport on the Continental Shelf off the Mouth of the Waiapu River, New Zealand: Evidence for current-supported gravity flows. *Continental Shelf Research* 28, 516-532.
- Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., Pinet, B. (1992) Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 57-75.
- Maillard, A., Mauffret, A. (1999) Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). *Basin Research* 11, 357-379.
- Maldonado, A., Got, H., Monaco, A., O'Connell, S., Mirabile, L. (1985) Valencia Fan (North-western Mediterranean): Distal deposition fan variant. *Marine Geology* 62, 295-319.

- Maloney, D., Davies, R., Imber, J., King, S. (2011) Structure of the footwall of a listric fault system revealed by 3D seismic data from the Niger Delta. *Basin Research* 24(1), 107-123.
- Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E., Aparicio, A. (1992) Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relationships between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics* 203, 145-165.
- Martinez del Olmo, W. (1996) E3 - depositional sequences in the gulf of Valencia Tertiary basin. A: Friend, P. i Dabrio, C.J. (eds.), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, Regne Unit, 55-67.
- McGregor, B.A., Stubblefield, W.L., Ryan, W.B.F., Twichell, D.C. (1982) Wilmington submarine canyon: A marine fluvial-like system: *Geology* 10, 27-30.
- McHugh, C.M., Ryan, W.B.F., Schreiber, B.C. (1993) The role of diagenesis in exfoliation of submarine canyons. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77, 145-172.
- McHugh, C.M.G., Ryan, W.B.F., Eittreim, S.L., Reed, D. (1998) The influence of the San Gregorio Fault on the morphology of Monterey Canyon. *Marine Geology* 146, 63-91.
- Meehl, G.A., Washington, W.M., Collins, W.D., Arblaster, J.M., Hu, A.H., Buja, L.E., Strand, W.G., Teng, H. (2005) How much more global warming and sea level rise? *Science* 307, 1769-1772.
- Milliman, J.D. (2001) Delivery and fate of fluvial water and sediment to the sea: a marine geologist's view of European rivers. *Scientia Marina* 65(2), 121-132.
- Milliman, J.D., Meade, R.H. (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology* 91, 1-21.
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M. (1992) Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology* 100, 525-544.
- Millot C (1990) The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 10, 885-894.
- Mitchell, N.C., (2005) Interpreting long-profiles of canyons in the USA Atlantic continental slope. *Marine Geology* 214, 75-99.
- Mitchell, N.C. (2006) Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *Geological Society of America Bulletin* 118, 589-605.
- Mitchell, N.C., Dade, W.D., Masson, D.G. (2003) Erosion of the submarine flanks of the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 108(F1), 6002. doi:10.1029/2002JF000003.
- Mitchum, R.M. Jr., Sangree, J.B., Vail, P.R., Wornhardt, W.W. (1990) Sequence stratigraphy in late Cenozoic expanded sections, Gulf of Mexico. GCSSEPM Foundation 11th Annual Research Conference, Houston, Estados Unidos d'Amèrica, 237-256.
- Morehead, M.D., Syvitski, J.P. (1999) River-plume sedimentation modeling for sequence stratigraphy: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology* 154, 29-41.
- Mountain, G.S., Burger, R.L., Delius, H., Fulthorpe, C.S., Austin, J.A., Goldberg, D.S., Steckler, M.S., McHugh, C.M., Miller, K.G., Monteverde, D.H., Orange, D.L., Pratson, L.F. (2009) The Long-Term Stratigraphic Record on Continental Margins. A: C.A. Nittrouer, J.A. Austin, M.E. Field, J.H. Kravitz, J.P.M. Syvitski i P.L. Wiberg (eds.), *Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publication 37, Blackwell Publishing, Oxford, Regne Unit, pp. 381-458.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M. (1995) Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103, 285-299.
- Mulder, T., Cochonat, P. (1996) Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research* 66(1), 43-57.
- Nelson, C.H. (1990) Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin. *Marine Geology* 95, 395-418.
- Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L. (2009) Writing a Rosetta stone: insights into continental-margin sedimentary processes and strata. A: C.A. Nittrouer, J.A. Austin, M.E. Field, J.H. Kravitz, J.P.M. Syvitski i P.L. Wiberg (eds.), *Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publication 37, Blackwell Publishing, Oxford, Regne Unit, pp. 1-48.
- NSF Margins Program (2003) Margins Science Plans 2004: Source to Sink (S2S). Margins Office at Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Nova York, Estados Units d'Amèrica, 170 pp.
- O'Connell, S., Alonso, B., Kastens, K.A., Maldonado, A., Malinverno, A., Nelson, C.H., Palanques, A., Ryan, B.W.F. (1985) Morphology and evolution of a mid-ocean channel, the Valencia Valley (NW Mediterranean). *Geomarine Letters* 5, 149-157.
- O'Grady, D.B., Syvitski, J.P.M., Pratson, L.F., Sarg, J.F. (2000) Categorizing the morphologic variability of siliciclastic passive continental margins. *Geology* 28(3), 207-210. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<207:CTMVOS>2.0.CO;2.
- Paola, C., Voller, V.R. (2005) A generalized Exner equation for sediment mass balance. *Journal of Geophy-*

- sical Research-Earth Surface 110, F04014. doi:10.1029/2004JF000274.
- Palanques, A., Drake, D.E. (1990) Distribution and dispersal of suspended particulate matter on the Ebro continental shelf, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology* 95, 193-206.
- Palanques, A., Alonso, B., Farran, M. (1994) Progradation and retreat of the Valencia fanlobes controlled by sea level changes during the Plio-Pleistocene (Northwestern Mediterranean). *Marine Geology* 117, 195-205.
- Palanques, A., Guillen, J., Puig, P. (2001) Impact of bottom trawling on water turbidity and muddy sediment of an unfished continental shelf. *Limnology and Oceanography* 46(5), 1100-1110. doi:10.4319/lo.2001.46.5.1100.
- Palanques, A., Martin, J., Puig, P., Guillén, J., Company, J.B., Sardà, F. (2005) Evidence of sediment gravity flows induced by trawling in the Palamós (Fonera) submarine canyon (northwestern Mediterranean). *Deep-Sea Research* 53, 201-214.
- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabrès, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S., Bonnin, J. (2006) Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine Geology* 234 (1-4), 43-61.
- Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., Reinhardt, L. (2009) The "unreasonable effectiveness" of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews* 97, 1-43.
- Parker, G. (2006) Theory for a clinof orm of permanent form on a continental margin emplaced by weak, dilute muddy turbidity currents. A: G. Parker i M. Garcia (eds.), *River, Coastal, and Estuarine Morphodynamics*. Taylor and Francis Group, Londres, Regne Unit, 553-561.
- Parsons, B., Sclater, J.G. (1977) An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research* 82, 803-827.
- Parsons, J.D., Bush, J.W.M., Syvitski, J.P.M. (2001) Hypopycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology* 48, 465-478.
- Parsons, J.D., Friedrichs, C.T., Traykovski, P.A., Mohrig, D., Imran, J., Syvitski, J.P.M., Parker, G., Puig, P., Buttle, J.L., Garcia, M.H. (2009) The mechanics of marine sediment gravity flows A: C.A. Nittrouer, J.A. Austin, M.E. Field, J.H. Kravitz, J.P.M. Syvitski i P.L. Wiberg (eds.), *Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publication 37, Blackwell Publishing, Oxford, Regne Unit, pp. 275-336.
- Paskevich, V. (1992) Woods Hole Image Processing System Software Implementation: Using NetCDF as a Software Interface for Image Processing. Open-File Report 92-25, 72 pp.
- Peizhen, Z., Molnar, P., Downs, W.R. (2001) Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410, 891-897.
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R., Shackleton, N. (2003) Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology* 48(1-2), 49-70.
- Phillips, J.D. (2007) The perfect landscape. *Geomorphology* 84, 159-169.
- Pirmez, C., Pratson, L.F., Steckler, M.S. (1998) Clinof orm development by advection-diffusion of suspended sediment: Modeling and comparison to natural systems. *Journal of Geophysical Research* 103, 24141-24158. doi:10.1029/98JB01516.
- Pirmez, C., Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J., Mohrig, D.C. (2000) Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deep water reservoirs. A: Weimar, P., Slatt, R.M., Coleman, J., Rosen, N.C., Nelson, H., Bouma, A.H., Styzen, M.J., i Lawrence, D.T. (eds.), *Deep-water Reservoirs of the World*. GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, 782-805.
- Pirmez, C., Imran, J. (2003) Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Marine and Petroleum Geology* 20, 823-849.
- Pitman, W.C., (1978) Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geological Society of America Bulletin* 89, 1389-1403.
- Pizzuto, J.E. (2003) Numerical modelling of alluvial landforms. A: G.M. Kondolf i H. Piégay (eds.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley, Chichester, Regne Unit, 577-595.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. A: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., i Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea Level Changes, an integrated approach*. SEPM Special Publication 42, 110-124.
- Posamentier, H.W., Davies, R.J., Cartwright, J.A., Wood, L.J. (2007) Seismic Geomorphology: an overview. A: Davies, R.J., Posamentier, H.W., Wood, L.J., i Cartwright, J.A. (eds.), *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production*. Geological Society Special Publication 177, 1-14. doi: 10.1144/GSL.SP.2007.277.01.01.
- Pratson, L.F., Edwards, M.H. (1996) Introduction to advances in seafloor mapping using sidescan sonar and multibeam bathymetry data. *Marine Geophysical Research* 18, 601-605.

- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., (1996) Automated drainage extraction for mapping the Monterey submarine drainage system, California margin. *Marine Geophysical Researches* 18, 757-777. doi:10.1007/BF00313885.
- Pratson, L.F., Imran, J., Parker, G., Syvitski, J.P.M., Hutton, E. (2000) Debris flows vs. turbidity currents: a modeling comparison of their dynamics and deposits. A: Bouma, A.H. i Stone, C.G. (eds.), *Fine-grained Turbidite Systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 72, SEPM Special Publication 68, 57-72.
- Pratson, L., Swenson, J., Kettner, A., Fedele, J., Postma, G., Niedoroda, A., Friedrichs, C., Syvitski, J.P.M., Paola, C., Steckler, M., Hutton, E., Reed, C., Van Dijk, M., Das, H. (2004) Modeling continental shelf formation in the Adriatic Sea and elsewhere. *Oceanography* 17, 118-131.
- Pratson, L.F., Nittrouer, C.A., Wiberg, P.L., Steckler, M.S., Swenson, J.B., Cacchione, D.A., Karson, J.A., Murray, A.B., Wolinsky, M.A., Gerber, T.P., Mullenbach, B.L., Spinelli, G.A., Fulthorpe, C.S., O'Grady, D.M., Parker, G., Driscoll, N.W., Burger, R.L., Paola, C., Orange, D.L., Field, M.E., Friedrichs, C.T., Fedele, J.J. (2009) Seascape evolution on clastic continental shelves and slopes. In *Continental Margin Sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publication 37, 339-380.
- Puig, P., Palanques, A. (1998) Nepheloid structure and hydrographic control on the Barcelona continental margin, northwestern Mediterranean. *Marine Geology* 149, 39-54.
- Puig, P., Palanques, A., Guillén, J., García-Ladona, E. (2000) Deep slope currents and suspended particle fluxes in and around the Foix submarine canyon (NW Mediterranean). *Deep-sea Research* 47, 343-366.
- Puig, P., Palanques, A., Orange, D.L., Lastras, G., Canals, M. (2008) Dense shelf water cascades and sedimentary furrow formation in the Cap de Creus Canyon, northwestern Mediterranean Sea. *Continental Shelf Research* 28, 2017-2030.
- Rasmussen, E.S. (1994) The relationship between submarine canyon fill and sea-level change: an example from middle Miocene offshore Gabon, West Africa. *Sedimentary Geology* 90, 61-75.
- Reynolds, D.J., Steckler, M.S., Coakley, B.J. (1991) The role of the sediment load in sequence stratigraphy; the influence of flexural isostasy and compaction. *Journal of Geophysical Research* 96, 6931-6949.
- Riba, O. (director) (1997) *Diccionari de Geologia*. Enciclopèdia Catalana, Barcelona, 1407 pp.
- Robb, J.M. (1984) Spring sapping on the lower continental slope, offshore New Jersey. *Geology* 12, 278-282.
- Roca, E. (1992) *L'estructura de la conca catalano-balear; paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi*. Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona, 330 pp.
- Roca, E. (1996) La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geologica Hispanica* 29(1), 3-25.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M. (1999) Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315, 209-233.
- Roca, E. (2001) The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution. A: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F., Robertson i S. Crasquin-soleau (eds), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle 186, 671-706.
- Roest, W. R., Srivastava, S. P. (1991) Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology* 19, 613-616.
- Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.O., Guennoc, P., Réhault, J.P., Sosson, M., Turffert, C. (2002) Backarc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics* 21(3), 10. doi:10.29/2001TC900027.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C. (2002) Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer* 8, 107-126.
- Rubio, A., Taillandier, V., Garreau, P. (2009) Reconstruction of the Mediterranean northern current variability and associated cross-shelf transport in the Gulf of Lions from satellite-tracked drifters and model outputs. *Journal of Marine Systems* 78(1), S63-S78.
- Ryan, W.B.F., Hsue, K.J., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J.M., Maync, W., Nesteroff, W.D., Pautot, G., Stradner, H., Wezel, F.C. (1973) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, covering Leg 13 of the Cruises of the Drilling Vessel Glomar Challenger Lisbon, Portugal to Lisbon, Portugal, August-October 1970*. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, Etats Units d'Amèrica.
- Sabat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Erges, P., Sans, M., Masana, E., Estévez, A., Santisteban, C. (1997) Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia Trough seismic profile. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 8, 431-448.
- Sánchez-Vidal, A., Canals, M., Calafat, A.M., Lastras, G., Pedrosa-Pàmies, R., Menéndez, M., Medina, R., Company, J.B., Hereu, B., Romero, J., Alcoverro, T. (2012) Impacts on the deep-sea ecosystem by a severe coastal storm. *PLoS ONE* 7(1), 1-7. doi:10.1371/journal.pone.0030395.
- Schlager, W., Camber, O. (1986) Submarine slope angles, drawing unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. *Geology* 14, 762-765.

- Seeman, U., Pümpin, V.F., Casson, N. (1990) Amposta oil field. A: Beaumont, E.A., i Foster, N.H. (eds.), Structural traps II: traps associated with tectonic faulting. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Estats Units d'Amèrica, 1-20.
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E., Kirchner, J.W. (1994) Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. *Journal of Geology* 102, 457-474.
- Shepard, F.P. (1981) Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65, 1062-1077.
- Sheriff, R.E. (1996) Understanding the Fresnel zone. *American Association of Petroleum Geologists, Explorer "Geophysical Corner"*, 18-19.
- Sinha, S.K., Parker, G. (1996) Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers. *Water resources research* 32(5), 1417-1428.
- Sierro, F.J., Andersen, N., Bassetti, M.A., Berne, S., Canals, M., Curtis, J.H., Dennielou, B., Flores, J.A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M., Schneider, R. (2009) Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 28, 2867-2881.
- Sommerfield, C.K., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Drake, D.E., Alexander, C.R., Nittrouer, C.A., Borgeld, J.C., Wheatcroft, R.A., Leithold, E.L. (2009) Oceanic Dispersal and Accumulation of River Sediment. A: C.A. Nittrouer, J.A. Austin, M.E. Field, J.H. Kravitz, J.P.M. Syvitski i P.L. Wiberg (eds.), *Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publication 37, Blackwell Publishing, Oxford, Regne Unit. doi: 10.1002/9781444304398.ch4.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J., Macnab, R. (1990) Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics* 184, 229-260.
- Stanley, D.J., Warne, A.G., (1994) Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science* 365, 228-231.
- Steckler, M.S., Mountain, G.S., Miller, K.G., Christie, B.N. (1999) Reconstruction of Tertiary progradation and clinoform development on the New Jersey passive margin by 2-D backstripping. *Marine Geology* 154, 399-420.
- Stetson, H.C. (1936) Dredge samples from the submarine canyons between the Hudson Gorge and Chesapeake Bay. *Transactions of American Geophysical Union* 1, 223-225.
- Stetson, H.C., Smith, J.F., Jr. (1938) Behavior of suspension currents and mud slides on the continental slope. *American Journal of Science* 35, 1-13.
- Stow, D.A.V., Tabrez, A. (1998) Hemipelagites: facies, processes and models. Geological Society London, Special Publications 129, 317-338.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R. (2002) Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. Geological Society of London, *Memoirs* 22, 7-20.
- Straub, K.M., Jerolmack, D.J., Mohrig, D., Rothman, D.H. (2007) Channel network scaling laws in submarine basins. *Geophysical Research Letters* 34, L12613. doi:10.1029/2007GL030089.
- Sultan, N., Gaudin, M., Berné, S., Canals, M., Urgeles, R., Lafuerza, S. (2007) Analysis of slope failures in submarine canyon heads: An example from the Gulf of Lions. *Journal of Geophysical Research* 112, F01009.
- Syvitski, J.P., Morehead, M.D. (1999) Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology* 154, 13-28.
- Syvitski, J.P.M., Peckham, S.D., Hilberman, R.D., Mulder, T. (2003) Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology* 162, 5-24.
- Syvitski, J.P., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P. (2005) Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science* 308, 376-380.
- Thorndycraft, V.R., Benito, G., Rico, M., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Casas, A. (2005) A long-term flood discharge record derived from slack-water flood deposits of the Llobregat River, NE Spain. *Journal of Hydrology* 313,16-31.
- Urgeles, R., Leynaud, D., Lastras, G., Canals, M., Mienert, J. (2006) Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the Ebro continental slope, NW Mediterranean. *Marine Geology* 226, 185-206.
- Urgeles, R., De Mol, B., Liqueste, C., Canals, M., De Batist, M., Hughes-Clarke, J.E., Amblas, D., Arnau, P.A., Calafat, A.M., Casamor, J.L., Centella, V., De Rycker, K., Fabrès, J., Frigola, J., Lafuerza, S., Lastras, G., Sánchez, A., Zuñiga, D., Versteeg, W., Willmott, V. (2007) Sediment undulations on the Llobregat prodelta: Signs of early slope instability or bottom current activity? *Journal of Geophysical Research* 112, B05102.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I., Hardman, M. (2011) New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research* 23, 123-145. doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00477.x.
- Vail, P.R. i Mitchum, R.M. Jr. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 1, Overview. A: . C.E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, Tulsa, Estats Units d'Amèrica, pp. 51-52.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J. (1988) An overview of sequence stratigraphy and key definitions. A: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., i Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea Level Changes, an integrated approach*. SEPM Special Publication 42, 39-45.

Wang, Y., Ren, M., Syvitski, J.P.M. (1997) Sediment transport and terrigenous fluxes. A: Robinson, A.R. i Brink, K.H. (eds.), *The Sea, Vol. 10. The Global Coastal Ocean: Processes and Methods*. Wiley, Nova York, Estats Units d'Amèrica, pp. 346-401.

Watts, A.B., Ryan, W.B.F. (1976) Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics* 36, 25-44.

Weaver, P.P.E., Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Evans, J. (2000). Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. *Sedimentology* 47, 239-256.

Wessel, P., Smith, W.H.F. (1998) New improved version of the Generic Mapping Tools Released. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 79, 579 pp.

Whipple, K.X., Tucker, G.E. (1999) Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research* 104, 17661-17674. doi:10.1029/1999JB900120.

Whipple, K.X., Tucker, G.E. (2002) Implications of sediment-fluxdependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research* 107, 2039. doi:10.1029/2000JB000044.

Wright, L.D. (1977) Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America Bulletin* 88, 857-868.

Wright, L.D. (ed.) (1995) *Morphodynamics of inner continental shelves*. CRC-Press, Taylor and Francis Group, Londres, Regne Unit, 256 pp.

Wright, L.D., Nittrouer, C.A. (1995) Dispersal of River Sediments in Coastal Seas: Six Contrasting Cases. *Estuaries* 18(3), 494-508.

Wright, L.D., Friedrichs, C.T. (2006) Gravity driven sediment transport on continental shelves: a status report. *Continental Shelf Research* 26, 2092-2107.

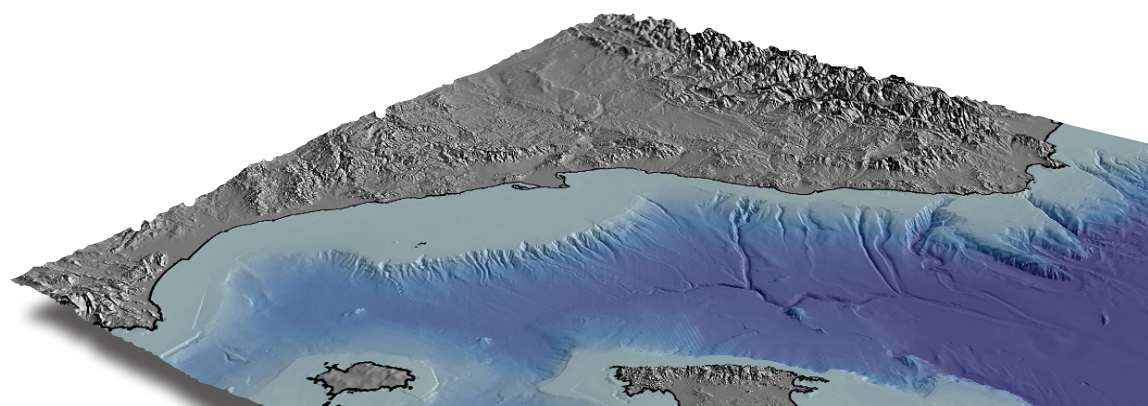
Xu, P.J., Noble, M.A., Rosenfeld, L.K. (2004) In-situ measurements of velocity structure within turbidity currents. *Geophysical Research Letters* 31, L09311. doi:10.1029/2004GL019718.

Yilmaz, O. (2001) *Seismic data analysis (Vol. I i II)*. S.M. Doherty (ed.). Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Estats Units d'Amèrica, 2027 pp.

Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean Basin

Capítol **2**

Amblas, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Liqueste, C., Hughes-Clarke, J.E., Casamor, J.L., Calafat, A.M. (2006) Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean basin. *Marine Geology* 234(1-4), 3-20. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.009



Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean Basin

David Amblas^a, Miquel Canals^a, Roger Urgeles^a, Galderic Lastras^a, Camino Liqueste^a, John E. Hughes-Clarke^b, Jose L. Casamor^a, Antoni M. Calafat^a

^aGRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Catalonia, Spain

^bOcean Mapping Group, University of New Brunswick, New Brunswick, Canada

Accepted 5 September 2006

Abstract

The compilation of several multibeam data sets unveils for the first time the seafloor of almost the entire northeastern Iberian margin, in the northwestern Mediterranean Basin. This is achieved thanks to an international effort involving mainly Spanish and French research institutions. Submarine canyons, turbiditic channels, landslides and a mid-oceanic valley are the main sedimentary features observed. The size and shape of these features vary throughout the margin. However, the morphometric analysis performed leads to the subdivision of the margin in three main segments: North Catalan Margin (NCM), South Catalan Margin (SCM) and Ebro Margin (EM). We address a non frequently used scale to tackle the question of which are the main mechanisms controlling the morphological variability between these margins. This is the mesoscale (from one to several hundred kilometres), which allows a comprehensive, holistic and detailed analysis of the seascape mechanisms shaping the continental margin of northeastern Iberia. Preliminary results suggest that factors controlling the seascape involve a combination of tectonics, long-term fluvial sediment flux to the margin, sediment grain size, basin depth and slope gradient. Modelling of these morphogenetic relationships will contribute to a better knowledge of the seascape development in mid-latitude siliciclastic margins.

Keywords: multibeam bathymetry; backscatter intensity; mesoscale; seascape shaping mechanisms; NW Mediterranean

2.1. Introduction

2.1.1. Background and objectives

The seascape of continental margins is highly variable. Although continental shelf, slope and rise are common features in nearly all passive margins, their sizes and shapes change from one margin to the next. Steep to gentle slopes, wide to narrow continental shelves and densely to poorly canyonised margins appear in modern continental margins. However, such variability is not infinitely diverse as they share common morphological patterns. Hence, a combination of a limited number of mechanisms appears to determine the seascape of siliciclastic passive continental margins.

In the last decades several studies focused on examining seascape forming mechanisms. The

earlier morphogenetic studies appeared with the acquisition of the first seismic reflection profiles in the 1960's and, especially, in the 1970's (Emery, 1980). The aim of these studies was to elaborate a genetic classification of continental margins in a world coverage scale. More recently, quantitative morphologic analysis of seismic data sets selected from all over the world were used to identify the main factors governing continental slope geometry (Adams *et al.*, 1998; Adams and Schlager, 2000). Other quantitative morphologic studies based on low resolution global bathymetric data sets also explored the variability of continental margins from a genetic viewpoint (O'Grady *et al.*, 2000).

Currently, multibeam echosounders are acquiring unprecedented highly detailed seafloor images. The high resolution given by this technique allows studying modern continental margins at a scale

ranging from one to several hundred kilometres here referred as “mesoscale” by assimilation to the size of features currently studied within physical oceanography. Such a scale applied to the seafloor allows a comprehensive and detailed analysis of seascaping processes including not only the ones that produce the largest morphologic impact (e.g. canyon incision, deltaic progradation), but also smaller (e.g. local sediment instability, channel-confined turbidity currents). Despite having a relevant role in determining margin architecture, these relatively small features are ignored within the global scale morphogenetic studies, which are based on low resolution data sets. Surprisingly, few morphogenetic studies are based on mesoscale multibeam bathymetric analysis (Pratson and Haxby, 1996; Cacchione *et al.*, 2002; McAdoo *et al.*, 2000; Weaver *et al.*, 2000; Mitchell, 2004, 2005).

In this paper we illustrate and describe, for the first time as a whole, the multibeam bathymetry data set covering almost entirely the northeastern Iberian margin, in the northwestern Mediterranean Basin. These high resolution bathymetric data were obtained in several cruises lasting several months in total. Based on these data we discuss, from an integrative viewpoint, the mechanisms that control the geomorphic variability of this siliciclastic passive margin.

2.1.2. Mapping the northwestern Mediterranean Basin

The first maps of the northwestern Mediterranean Basin floor were published in the late 1970's and early 1980's, before the advent of multibeam echosounder systems (Gennesseaux and Vanney, 1979; Mauffret, 1979; Monti *et al.*, 1979; Rehault, 1981; Canals *et al.*, 1982; DSNO, 1982). Orsolini *et al.* (1981-82) made up the first map from high resolution swath bathymetry data in the eastern part of the deep Gulf of Lions. In the last decade, the rest of the northwestern Mediterranean has been almost totally surveyed with multibeam systems by French and Spanish institutions. Amongst these surveys is outstanding the work done by IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer) in the Gulf of Lions, the University of Barcelona in the Catalan margin and Gulf of Valencia, and the Spanish Oceanographic Institute

in cooperation with the Hydrographic Institute of the Spanish Navy in the Balearic Promontory. Such an international mapping effort, achieved thanks to COSTA, EUROSTRATAFORM and HERMES EC funded projects jointly with other projects, has been recently compiled and released by the International Commission for the Scientific Exploration of the Mediterranean Sea (CIESM) in a 1:2,000,000 synthesis map (MediMap Group, 2005).

2.2. Structural and stratigraphic regional setting

2.2.1. Structural configuration

After the Eocene – Mid Oligocene compressional episode that gave rise to the emplacement of the north-east Iberian Peninsula major thrust sheet, the regional stress regime reversed during the Late Oligocene - Early Miocene (Roca *et al.*, 1999). This led to the formation of a cluster of extensional sub-basins that defines the present day configuration of the northwestern Mediterranean Basin. Those sub-basins are defined by systems of NE-SW oriented horsts and grabens (Fig. 2.1) that form the north-western Neogene Mediterranean rift system (Maillard and Mauffret, 1999), to which the Valencia Trough belongs to. In the Valencia Trough, crustal thinning was achieved by means of NW-SE transfer zones that guided the opening of the basin and delineated tectonic compartments (Maillard and Mauffret, 1999) (Fig. 2.1). Such thinning did not reach oceanization and was not synchronous along the margin. The rifting initiated in the Lower Oligocene at the north-easternmost compartment, where the present day Gulf of Lions is and where the crust thinning is maximum (Maillard and Mauffret, 1999; Roca *et al.*, 1999). Then, during the Late Oligocene – Lower Miocene, the rifting propagated south-westwards and formed the Catalano-Balearic Basin (Maillard and Mauffret, 1999; Roca *et al.*, 1999).

The Valencia Trough is bounded by convergent tectonic elements. These are the Iberian Range to the west, the prolongation of the Betic Range onto the Balearic Promontory to the south, and the Catalan Coastal Ranges and the Pyrenees to the north-west (Fig. 2.1). These compressive domains evolved synchronously and lately to the Valencia

Trough main extensive phase, although their relationships have been a matter of controversy in the literature (Roca, 1992; Sàbat *et al.*, 1997; Maillard and Mauffret, 1999; Rosenbaum *et al.*, 2002).

2.2.2. Neogene stratigraphy

The post-rift (Early Miocene to Recent) sedimentary history of the northeastern Iberian margin is characterised by the deposition of thick sedi-

mentary sequences (Clavell and Berastegui, 1991). These deposits accumulated thanks to the rift-derived thermal subsidence and the sedimentary and hydrostatic load itself that, together with eustasy, generated accommodation space.

Series of thick evaporitic deposits and major erosional discontinuities characterise the Messinian (Late Miocene) Mediterranean sedimentation. There is a general consensus that this depositional event occurred due to the isolation of the

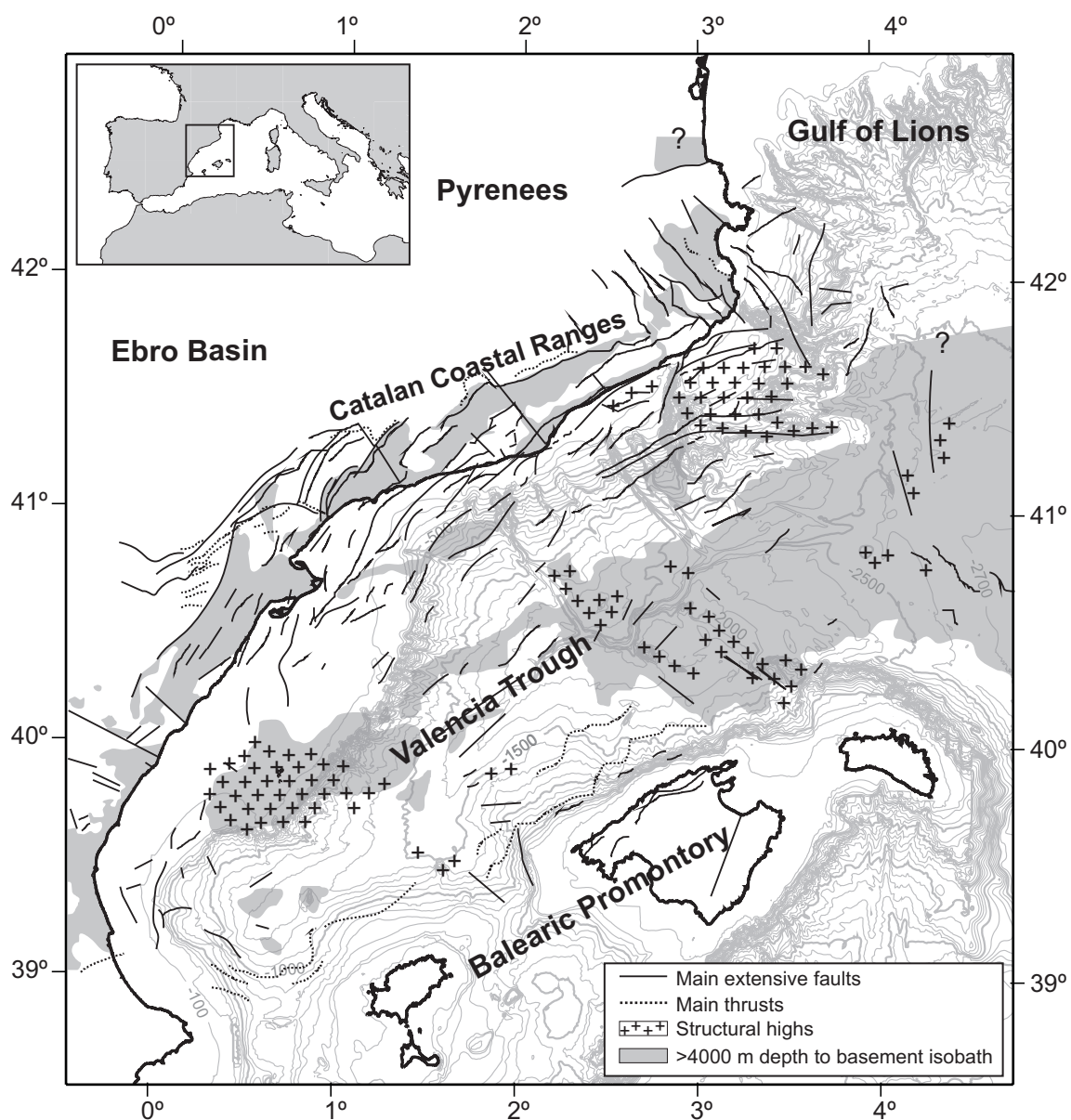


Figure 2.1. Main Cenozoic structures and basins of the northeast Iberian margin. This margin is characterised by NE-SW and NW-SE oriented structures. The >4000 m depth to basement isobath and the structural highs are adapted from Maillard and Mauffret (1999). Extensional and compressive structures are modified from Roca *et al.* (1999) and Maillard and Mauffret (1999). Bathymetric contours are plotted from multibeam data and the GEBCO digital database (IOC *et al.*, 2003). Contour interval is 100 m.

Mediterranean Sea from the Atlantic Ocean and hence from the global ocean circulation after the closure of the Gibraltar gateway (Hsü *et al.*, 1977). Such a situation determined a dramatic sea-level fall and a drastic change in the Mediterranean Basin sedimentation. In the Gulf of Lions, the evaporitic deposits are up to 1,000 m thick, and vanish southwestwards along the northeastern part of the Valencia Trough (Canals, 1985; Berné *et al.*, 1999).

Numerous marine transgressive-regressive pulsations characterise the Pliocene and Lower Pleistocene stratigraphy of the Valencia Trough (Field and Gardner, 1990; Nelson and Maldonado, 1990; Bertoni and Cartwright, 2005). This favoured the increasing contribution of terrigenous sediments and the reactivation of the northeastern Iberian margin in terms of sedimentary dynamics. As a consequence, Pliocene to Quaternary deposits are up to 2,500 m thick in the Catalano-Balearic Basin (Field and Gardner, 1990; Maillard *et al.*, 1992). These deposits are known as the Ebro Group (Clavell and Berastegui, 1991) and underlie most of the present northeastern Iberian continental shelves and slopes.

Holocene sedimentation in the Mediterranean Basin is characterised by the development of deltas. The main growth stage defining these fluvio-genic deposits started with the attainment of the modern sea-level highstand, from about 8,500 to 6,500 years ago (Stanley and Warne, 1994). In the northeast Iberian margin the most developed delta is the Ebro Delta that covers an area of 2170 km², of which only 320 km² correspond to the subaerial part. The modern delta consists of transgressive and highstand deposits accumulated during the Holocene since 10,000 yBP (Somoza *et al.*, 1998).

The Holocene stratigraphy of the deep northeast Iberian margin is mainly characterised by the presence of slope failures (Lastras *et al.*, 2002) and canyon-channel turbiditic systems (Alonso *et al.*, 1991; Canals *et al.*, 2000). The Valencia Channel, which is a deep-sea channel that follows the Valencia Trough axis (Fig. 2.1), is a fundamental element on the sediment transport of the deep Catalano-Balearic basin (Palanques and Maldonado, 1985; Alonso *et al.*, 1991; Canals *et al.*, 2000). This deep-sea channel, classified by Canals *et al.* (2000) as a mid-ocean type valley, collects sedi-

ment from the canyon-channel systems eroded into the Catalan margin, from the Ebro Turbidite system and from large unconfined mass-wasting events (Alonso *et al.*, 1991; Canals *et al.*, 2000). This deep-sea channel finally vanishes into the Valencia Fan (Palanques and Maldonado, 1985), at the northernmost part of the Algerian-Balearic Abyssal plain.

2.3. Data set and Methods

The swath bathymetry data presented in this study was acquired mainly onboard BIO Hespérides during the surveys BIG'95 (1995), MATER-2 (1999) and MARINADA (2002) (Fig. 2.2). On these surveys, a Simrad EM-12S multibeam echosounder was used on the slope and rise environments and an EM-1002 multibeam echosounder on the continental shelf. The Simrad EM-12S is hull mounted and works at a frequency of 12.5 kHz, resolving features of a few meters in height. This echosounder transmits 81 beams across a total swath angle of 120°, which produces a maximum swath width 3.5 times the water depth. The Simrad EM-1002 is also hull mounted and operates at a frequency of 95 kHz, resolving features of up to a few centimetres in height. It is formed by 111 beams covering a swath angle of 150°. Multibeam data were logged using Simrad's Mermaid system and processed using the SwathEd suit of tools developed by the Ocean Mapping Group, University of New Brunswick.

The area of the northeastern Iberian margin covered by swath bathymetry amounts over 57,500 km². This data set is complemented with lower resolution multibeam-derived data sets both on the deep Gulf of Lions and on the Balearic Promontory provided by IFREMER and IEO respectively. The final digital terrain model, comprising emerged and submarine lands, results from merging these bathymetric data sets with the GEBCO digital database (IOC *et al.*, 2003). These bathymetric data are illustrated as pseudo-illuminated shaded-relief images (Figs. 2.3 and 2.4a).

Backscatter data from the multibeam echosounders is also used in this study (Fig. 2.4c). Backscatter mosaics represent the amount of acoustic energy that is scattered back from the seafloor to the receiver array. Because the amount of backscattered

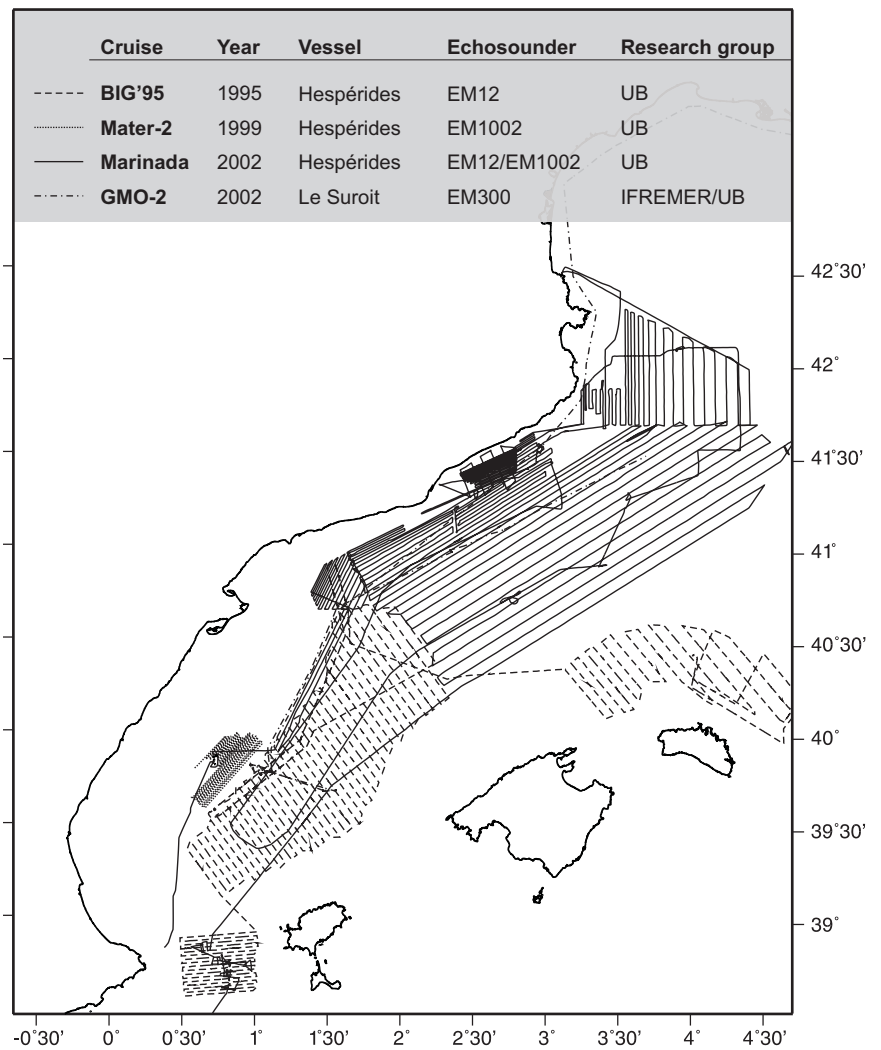


Figure 2.2. Ship tracks and main characteristics of the multibeam surveys performed in the northeast Iberian margin. The total area covered by swath bathymetry data is 57,500 km².

energy, measured in decibels (dB), is influenced by several factors including surface roughness, impedance contrast and volumetric heterogeneity, its interpretation is not straightforward. The backscatter data set we present is compensated for source power, predicted radiation and receive sensitivities, pulse length, ensonified area, spherical spreading and attenuation. The resulting data is first order estimate of the instantaneous backscatter strength, which allows merging data from different surveys and echosounder systems. Grain size is probably the major contributing factor since it affects both surface roughness and volumetric heterogeneity (Goff *et al.*, 2000). While the above mentioned limitations of the backscatter property are recognised, backscatter has been largely used to qualitatively determine differences in seafloor sediment types (e.g. Goff *et al.*, 1999, 2000; Urgeles *et al.*, 2002; Edwards *et al.*, 2003; Gardner *et al.*, 2003; Collier *et al.*, 2004). For display purposes, the

measured backscatter values have been converted to digital numbers (DN), with 0 dB=255 DN and 128 dB=0 DN (Fig. 2.4c).

2.4. Results

The physiographic units (continental shelf, slope and rise) typical of passive continental margins are well defined along the northeast Iberian margin. The areal distribution of these units changes along the margin, as well as the seascape features sculpted on. Submarine canyons, turbiditic channels, seamounts and the across margin profile vary in shape and size depending on the margin segment. Based on a morphological, sedimentological and tectonic mesoscale analysis, we subdivide the northeast Iberian continental margin in three main segments: North Catalan, South Catalan and Ebro (Fig. 2.3).

2.4.1. North Catalan margin

2.4.1.1. Swath bathymetry

The North Catalan margin (NCM) has an area of about 20,000 km² and extends from the Cap de Creus Canyon to the Blanes Canyon. The geomorphology of this segment is the most complex of the northeast Iberian margin (Fig. 2.4a').

The NCM bathymetric profile, as shown both by an illustrative across margin profile (Fig. 2.5a) and the cumulative depth curve (i.e. hypsometric curve) calculated for the whole margin (Fig. 2.6a), displays a sigmoid shape. It is characterised by a steep (7° on average) and complex slope, and by a well developed continental rise (Fig. 2.6a). The continental rise reaches up to 2600 m in depth.

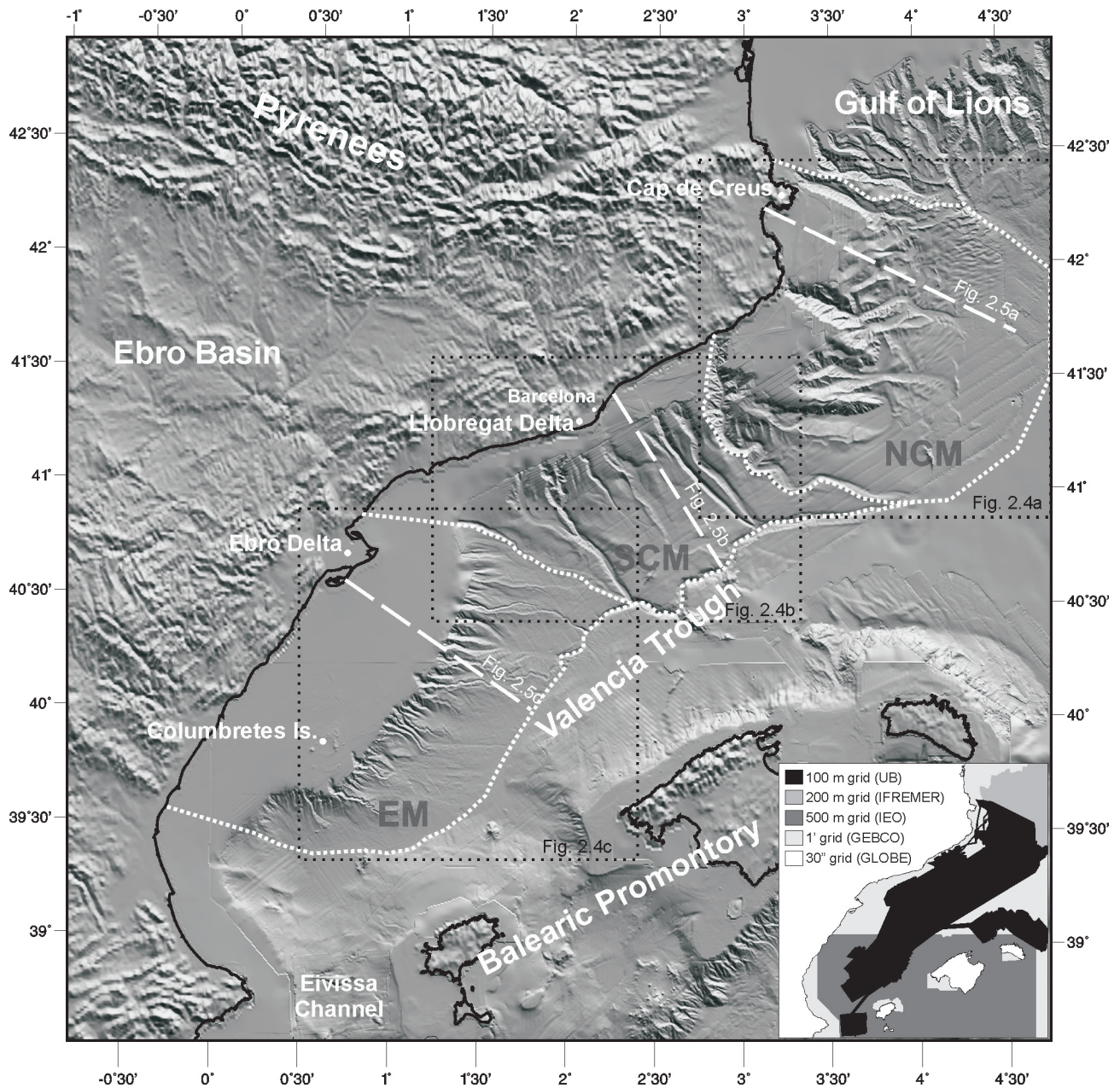


Figure 2.3. Shaded relief image of the northeast Iberian margin. Illumination is from NE. The elevation data combines different multibeam data sets and global digital data bases (see inset box). The white dashed polygons delimit the proposed margin subdivision (NCM, North Catalan Margin; SCM, South Catalan Margin; EM, Ebro Margin). The black dashed boxes show the location of Fig. 2.4. The white long dashed lines perpendicular to the margin indicate the location of the bathymetric sections illustrated in Fig. 2.5.

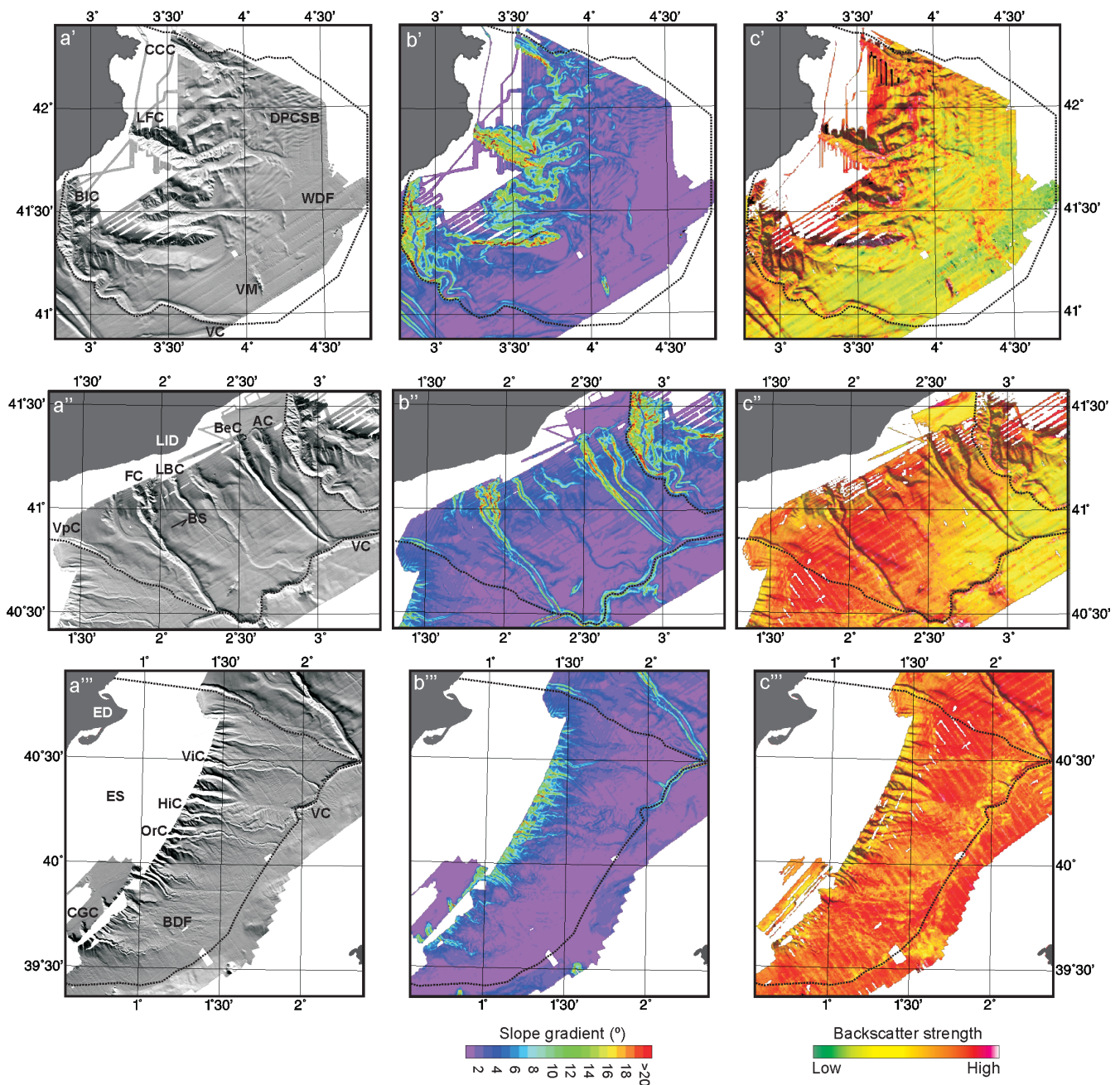


Figure 2.4. a', a'', a''') Shaded relief images of the NCM [a'], SCM [a''] and EM [a''']. Illumination is from NE. b', b'', b''') Slope gradient maps of the NCM [b'], SCM [b''] and EM [b'''] based on a 50 m grid resolution. See colour bar for slope angles. c', c'', c''') Backscatter intensity values merged with the shaded relief image of the NCM [c'], SCM [c''] and EM [c''']. The black dashed lines show the limits of the proposed margin subdivision. VC, Valencia Channel; CCC, Cap de Creus Canyon; LFC, La Fonera Canyon; BIC, Blanes Canyon; DPCSB, Deep Pyrenean Canyons Sedimentary Body; WDF, Western Debris Flow; VM, Verdaguer Mount; LID, Llobregat Delta; AC, Arenys Canyon; BeC, Besos Canyon; FC, Foix Canyon; LBC, La Berenguera Canyon; VpC, Valldepins Canyon; ED, Ebro Delta; ES, Ebro shelf; ViC, Vinarós Canyon; HiC, Hirta Canyon; OrC, Oropesa Canyon; CGC, Columbretes Grande Canyon; BDF, BIG'95 Debris Flow.

The most outstanding features are three large and well-developed canyon systems, Cap de Creus, La Fonera and Blanes canyons, which deeply incise the NCM continental slope and shelf.

The Cap de Creus Canyon constitutes the westernmost canyon in the Gulf of Lions. It belongs to the Pyrenean Canyons System, which from west to east also includes the canyons of Lacaze-Duthiers, Pruvot, Aude (also named Bourcart), Herault and

Sete [Canals, 1985]. The 95 km long Cap de Creus Canyon has a NWW-SEE general trend. Its head is located 5 km north-eastwards of the Cap de Creus cape and its very end opens as a hanging valley into the south-eastwards oriented lower Sete Canyon at 2150 m depth (Fig. 2.4a'). The Cap de Creus Canyon head and upper course are deeply cut (up to 750 m of incision) into the continental shelf. The upper canyon walls reach slope gradients of up to 23° (Fig. 2.4b'). A prominent slope break at about 1600 m deep marks the widening of the canyon, in a place where depositional processes become dominant. Large levee morphologies in the most distal sector are observed, mainly on the southern flank, which indicates the relevance of this canyon as an active sediment conveyor to the deep basin. This favours the assumption that the Cap de Creus Canyon is one of the main feeders of the fan-like deposit known as Deep Pyrenean Canyons Se-

dimentary Body [Canals, 1985], newly recalled as Pyreneo-Languedocian Ridge [Berné *et al.*, 1999; dos Reis *et al.*, 2004], at the base of the NCM slope (Fig. 2.4a').

The La Fonera Canyon, also known as Palamós Canyon, is 105 km long and its upper course is incised up to 1500 m in a 30 km wide continental shelf (Fig. 2.4a'). Such upper canyon reach is oriented almost NW-SE, parallel to adjacent inshore-offshore systems of Neogene extensional faults (Fig. 2.1). The La Fonera Canyon head turns to N-S, paralleling the nearby coastline. Canyon walls in the upper course are steep (more than 25°) and cut by numerous well-developed gullies, indicating significant erosion due to lateral downslope flows. These phenomena likely allowed the canyon to attain its large size, with width up to 18.4 km. At the base of the slope (2300 m) the canyon thalweg

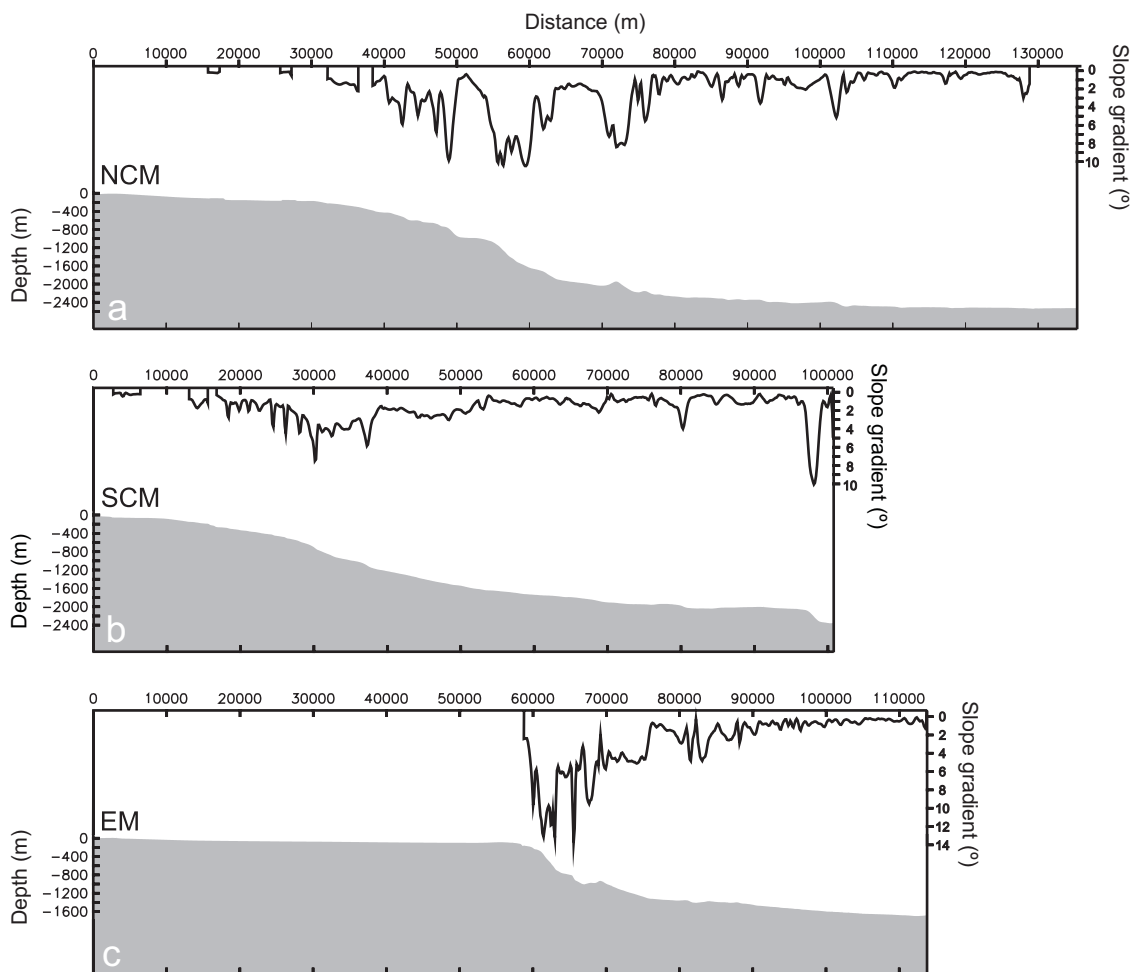


Figure 2.5. Bathymetric and gradient slope profiles across the NCM (a), SCM (b) and EM (c). The slope gradient profile only illustrates those areas covered by multibeam data [grid resolution: 50 m]. See Fig. 2.3 for location.

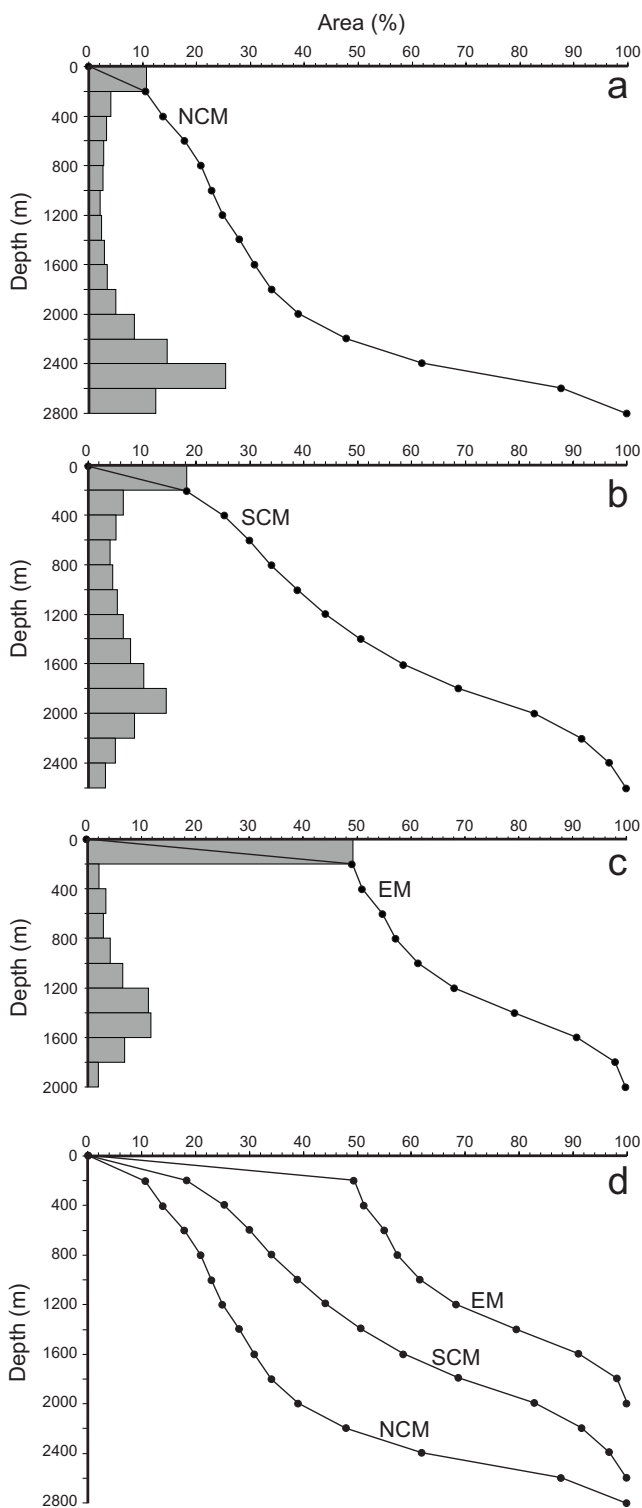


Figure 2.6. Hypsometric curves of the NCM (a), SCM (b) and EM (c), calculated from the polygons illustrated in Fig. 2.3. The hypsometric analysis quantitatively describes the area-weighted distribution of surface elevations. Horizontal bars represent this distribution at 200 m intervals and dotted lines show the depth cumulative curves. Note the difference between cumulative curves from the NCM, SCM and EM (d).

widens vanishing at 2540 m depth, where it meets the Western Debris Flow, a mass transport deposit on the western flank of the Rhône Fan (Droz *et al.*, 2001) (Fig. 2.4a').

The Blanes Canyon is at the southern boundary of the NCM. Its near N-S trending upper course is incised up to 1500 m into the continental shelf. Like La Fonera Canyon, the Blanes Canyon shows a canyon head that parallels the coastline in its vicinities (less than 4 km) (Fig. 2.4a'). Steep (more than 25°) and gullied walls are observed on its upper course (Fig. 2.4b'). The structural framework of the base of slope (Fig. 2.1) and the progressive dominance of depositional instead of erosive processes favour the meandering and widening morphology of the flat-floored channel. The area to the east of the Blanes Canyon mid course is particularly interesting in terms of destabilisation processes. Sets of adjacent scars are identified to the north of the first pronounced meander in the Blanes Canyon suggesting a genetic interplay between both types of features. The Blanes Canyon system outflows apparently to the lower Valencia Channel segment, at approximately 2600 m depth (Fig. 2.4a').

Arcuated terraces at the continental slope between the Cap de Creus and the La Fonera canyons are observed in the multibeam bathymetry data (Fig. 2.4a'). The shelf break subparallel scarps delimiting these terraces are the expression of listric faults in depth that imply slumped blocks up to 700 m thick, affecting the entire Plio-Quaternary sediment cover (MARINADA cruise, unpublished seismic reflection profiles). The steepest flanks of these terraces show mass wasting deposits.

Structural-volcanic related features outstand in the NCM. A NNW-SSE mount (the Verdaguer Mount) in the continental rise (Fig. 2.4a'), and a 50 km long E-W oriented structural high at the continental shelf between the La Fonera and Blanes canyons, are the most prominent. North of the Blanes Canyon, a succession of three large steps defines an E-W oriented corridor opening into a broad, flat area covered by acoustically transparent units (Lastras *et al.*, 2007). This corridor has been interpreted as a mass-wasting conduit feeding a flattened sediment pond to the base of the slope.

2.4.1.2. Backscatter

The backscatter mode for the NCM surveyed area is -31 dB [193 DN] (Fig. 2.7). Merging of shaded relief and backscatter maps (Fig. 2.4c') shows a decreasing trend in seafloor backscatter intensity from the outer shelf and slope environments towards the continental rise. Assuming that the backscatter intensity is a response to grain size only (i.e., no sea bed roughness or volume reverberation), this trend suggests that coarser sediments tend to be trapped in shallower physiographic units.

In more detail, we observe relatively higher backscatter strengths in the canyon-channel floor of the Cap de Creus, La Fonera and Blanes canyons than in the surrounding areas (Fig. 2.4c'). This supports the high efficiency of the large NCM canyon-channel systems as sediment bypass conduits. The eastern NCM continental rise shows a N-S oriented high-backscatter anomaly reflecting the superficial acoustic character of the Western Debris Flow (Fig. 2.4c'). The NCM volcanic elements also show characteristic high-backscatter intensities.

2.4.2. South Catalan margin

2.4.2.1. Swath bathymetry

The South Catalan margin (SCM) is about 13,000 km². It is bounded by the Blanes Canyon to the

north, the Valldepins Canyon to the south, and the Valencia Channel to the east (Fig. 2.4a''). The seascape is characterized by a 6 to 18 km wide continental shelf that evolves into a gentle slope rarely steeper than 4° (Fig. 2.4b''). Hypsometric curves illustrate the almost areally equalized distribution of the SCM physiographic units (Fig. 2.6). Its across-slope bathymetric profile shows a sigmoid shape (Fig. 2.5b and 2.6b) that can be described by a Gaussian distribution.

Unlike the NCM, where canyons are deeply incised into the continental shelf, the SCM canyon systems are generally restricted to the slope and rise. Most of them outflow into the Valencia Channel, which in this segment ranges from 2000 m to 2600 m water depth and shows its higher sinuosity, its maximum channel incision (up to 340 m), and its steepest walls (up to 18°).

The northernmost canyons of the SCM, the Arenys and Besos canyons, have a NW-SE general trend (Fig. 2.4a''). These canyon systems are 76 km and 79 km long respectively, and both are incised up to 470 m into the slope. The overall shape of these canyons is linear, being slightly more meandering the Arenys Canyon (sinuosity: 1.06) than the Besos Canyon (sinuosity: 1.03). Both canyon heads are linked to scarped amphitheatre like shapes that illustrate the hard ground characteristic and/or high rest angle of shelf break sediments in this sector. Scarce gully development is observed on canyon-walls. The width of the flat floored channel

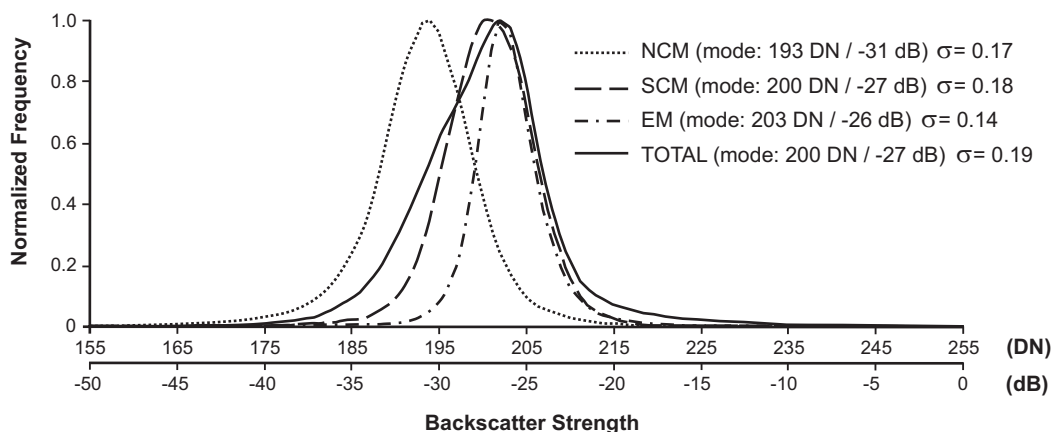


Figure 2.7. Backscatter strength distribution function (in DN and dB values) for the NCM, SCM, EM and for the entire multibeam surveyed area. The inset legend indicates the backscatter strength mode and the standard deviation (σ) calculated for each histogram. These distributions are calculated for the polygons illustrated on Fig. 2.4c.

is almost constant along the canyon systems, most likely maintained by the gently shape of the SCM continental slope (Fig. 2.4b''). Such observations reflect a dominance of down-canyon sediment transport with minor lateral inputs from canyon-walls. Terraces are observed on mid and lower courses of the Arenys canyon-channel system, suggesting different phases of canyon activity through time. Both canyons, the Arenys and Besos, join at their terminus and out flow into the Valencia Channel north-western flank as a single hanging valley at 2380 m water depth.

The NW-SE general trending Foix Canyon is located southwards of the Llobregat Delta, on the Barcelona continental margin. This canyon acts as a preferential conduit for transport of sediments from the shelf towards the slope (Puig *et al.*, 2000). Its upper course consists of two similar highly sinuous arms that merge at 1430 m depth. The southern arm hangs 220 m above the northern one, which indicates a more recent activity of the latter. Maximum canyon wall gradients (up to 23°) and down-cutting (up to 480 m) are attained at these upper courses (Fig. 2.4b''). Coinciding with the smoothing of the slope gradient, the lower course of the Foix Canyon system becomes wider and flatter floored, suggesting a predominance of depositional processes instead of erosional. This occurs down axis of the junction between the Foix Canyon and a southern affluent (Fig. 2.4a''). At 2180 m depth, the Foix Canyon opens into the Valencia Channel. The overall length of the Foix Canyon is 97 km and its sinuosity is 1.23, both calculated from its northern arm.

The swath bathymetry reveals other not so well developed canyons on the SCM slope and rise. The La Berenguera Canyon, northwards of the Foix Canyon, and the Valldepins Canyon, at the southern boundary of the SCM, are the most prominent ones (Fig. 2.4a''). Both canyons are characterised by a general down slope width and incision decrease. The Valldepins Canyon reappears on its lowermost course after merging with a southern canyon-channel system that originates on the Ebro margin. This canyon outflows into the convergence of the Valencia Channel with the Foix Canyon and is hanging 160 m above the channel floor. Another canyon-like feature occurs between the La Berenguera and Besos canyons in the SCM

slope. It shows a wide and smooth channel with no axial incision merging the Valencia Channel at 2300 m water depth.

Small landslides have also been identified in the SCM. Two landslides, called Barcelona slides (Lastras *et al.*, 2007), located offshore Barcelona and northeast of the Foix Canyon, stand out from the swath bathymetry data. Both are buried by more than 50 m of draping post-failure sediment. The headwall scars have horseshoe shape and are located at water depths between 1120 m and 1300 m in a sector of the margin with a mean slope gradient of 1.5°. The depositional area of these slides starts nearly at the same depth (1420 m) where the La Berenguera and Valldepins canyons disappear, at the base of the SCM slope. Their volumes are 0.26 km³ for the southern one and 1.46 km³ for the northern one. Other seismically transparent deposits have been identified between the Foix and Besos canyons and between Arenys and Blanes canyons, none of them atop of the sedimentary sequence (Lastras *et al.*, 2007).

A 200 m high NE-SW trending volcanic ridge stands out at the SCM continental rise, north-eastwards the Foix Canyon lower course (Fig. 2.4a''). This structural feature seems to be related genetically with the alignment of volcanic ridges in the neighbouring Balearic margin.

2.4.2.2. Backscatter

The backscatter intensity mode is -27 dB (200 DN) for the area surveyed in the SCM (Fig. 2.7). Backscatter values decrease from the outer shelf province to the continental rise and from south-west to north-east, following the axis of the Valencia Trough. This backscatter strength distribution suggests trapping of coarse sediments at upslope provinces and the existence of coarse sediment sources in the continental shelf, westwards and south-westwards of the SCM. Such grain size variability translates into a wide backscatter histogram (Fig. 2.7) defined by relatively high statistical dispersion ($\sigma=0.18$).

The continental shelf area between the Blanes and Besos canyons shows generally low backscatter intensities, despite the presence of a high reflec-

tivity body on its northern sector (Fig. 2.4c''). The latter is almost parallel to the present shoreline, is up to 30 m high and reaches up to 110 m depth. It is believed to correspond to a relict coastal sand body accumulated at the end of the last sea-level fall (isotope stage 2 lowstand) (Díaz and Maldonado, 1990; Liqueste *et al.*, 2007). Similar sand bodies have been described in the outer shelf of the Gulf of Lions (Berné *et al.*, 1998).

The thalweg of both the main canyon-channel systems and the Valencia Channel shows relatively high-backscatter intensities in the SCM when compared with surrounding areas. This suggests efficient downslope transport of coarse-grained material through the main SCM by-pass sedimentary systems. The SCM continental rise volcanic ridge shows characteristic high-backscatter strengths.

2.4.3 Ebro margin

2.4.3.1. Swath bathymetry

The Ebro margin (EM) is about 22,000 km². Half of this area corresponds to the continental shelf that is up to 70 km wide (Fig. 2.6c). It is limited to the north by the Valldepins Canyon, to the south by the Ebro shelf southern limit, and to the east by the Valencia Trough axis, which on its northernmost part is occupied by the Valencia Channel (Fig. 2.4a'''). The EM deep basin shallows south-westwards. The EM across-slope bathymetric profile (Fig. 2.5c and 2.6c) displays a concave-upward curvature that can be described with an exponential equation.

The broad continental shelf of the EM shows a <0.5° uniform gentle gradient, which is only disrupted at its southern sector by the Columbretes Islets (Fig. 2.3), a volcanic archipelago. Despite the lack of swath bathymetry data at some parts of the EM shelf break, it is apparently sharp and located at a mean depth of 130 m. The EM continental slope is steep (up to 10°), narrow (up to 8 km) and densely canyonised (Fig. 2.4a''', b'''). Some of the canyons are slightly incised (up to 6 km) into the shelf and their down-cutting rarely exceeds 300 m into the slope. Gully development is restricted to the uppermost courses of the canyons, where erosive processes are dominant. At the base of

the slope (approximately at 1100 m depth) some of the canyons evolve to well-developed turbiditic channel-levee complexes. These form, together with apron and debris flow deposits, the Ebro Turbidite System (Nelson and Maldonado, 1988; Field and Gardner, 1990; Canals *et al.*, 2000).

Only the three northernmost turbiditic canyon-channel systems of the EM end into the Valencia Channel. From north to south these distributary systems are: the Vinaros (length: 78 km; sinuosity: 1.21), the Hirta (length: 74 km; sinuosity: 1.24) and Oropesa (length: 68 km; sinuosity: 1.10), as named by Alonso (1986) (Fig. 2.4a'''). The southernmost EM canyon-channel system, the Columbretes Grande (Fig. 2.4a'''), is 75 km long and shows the highest sinuosity (1.40) of the studied margin. It develops atop a convex relief along the continental slope and rise, ending into the deep basin approximately at 1350 m depth. The Columbretes Grande distributary system shows well-developed levees, cut-off meanders and local avulsions reflecting the predominance of sedimentary processes instead of erosional.

On the slope and rise, between 39°30'N/40°10'N and 0°55'E/1°55'E, some of the turbiditic channels are sharply disrupted by mass-wasting deposits (Fig. 2.4a'''). From the latter, the most outstanding one is the BIG'95 debris flow, which affects up to 2,200 km² of the EM slope and rise and implies an estimated volume of >26 km³ (Lastras *et al.*, 2002; Canals *et al.*, 2004). The main scar is located on the continental rise while secondary scars climb up to the shelf edge (Urgeles *et al.*, 2006). Downslope, block clusters (up to 25 km²) surrounded and crossed by linear depressions characterise an intermediate depositional area. Finally, the BIG'95 distal depositional area follows the flat bottomed (<1° slope) Valencia Trough axis, overlying the uppermost course of the Valencia Channel (Lastras *et al.*, 2002). Its runout distance is 110 km (Canals *et al.*, 2004). On the whole, the BIG'95 represents one of the largest known mass wasting deposits of the Western Mediterranean, together with the Western Debris Flow in the Gulf of Lions (Canals, 1985; Berné *et al.*, 1999) and the Rhone deep-sea fan debris flow (Droz and Bellaiche, 1985).

2.4.3.2. Backscatter

The backscatter mode for the surveyed area in the EM is -26 dB (203 DN) (Fig. 2.7). Inter-canyon areas display lower backscatter values than canyon-channel floors on the EM continental slope (Fig. 2.4c''). A rather uniform distribution of backscatter intensities is observed at the base of the slope and along the continental rise. The EM displays a low backscatter variability ($\sigma=0.14$) if comparing with the NCM ($\sigma=0.17$) and the SCM ($\sigma=0.18$) (Fig. 2.7). This suggests relatively more homogeneous sediment grain size in the EM seafloor than in the other margins.

Merging of backscatter and shaded relief maps shows flow features at the BIG'96 debris flow depositional area, which are illustrated by high-backscatter alignments representing coarse sediment pathways (Lastras *et al.*, 2002). Similar high-backscatter values are observed along the floor of the EM segment of the Valencia Channel (Fig. 2.4c'''), indicating coarse sediment transport along the channel.

2.5. Discussion

Deltaic systems, canyon-channel systems, landslides, and a mid-oceanic valley are the main morpho-sedimentary features observed offshore northeast Iberia. These features are present along the NCM, SCM and EM, though their morphologies and dimensions vary from one margin segment to the next. This suggests that similar sedimentary processes have shaped the seascape of each of these margin segments. From source to sink these processes include mainly delivery of fluvial-sourced terrigenous sediments, deltaic progradation, sediment instability, channelised turbidity currents and bottom currents. Therefore, which are the factors controlling the morphological differences between the NCM, SCM and EM? We suggest that a combination of factors including tectonics, long-term fluvial sediment flux to the margin, sediment grain size and basin depth, controls the morphological variability of the northeast Iberian margin.

2.5.1. Tectonics

The structural framework and the presence of buried Messinian evaporites in the outermost margin seem to have a strong control on the NCM morphodynamics. The complex morphology of the NCM slope reinforces this idea. Regional tectonic studies (Maillard and Mauffret, 1999; Roca *et al.*, 1999), summarised in Fig. 2.1, indicate the presence of extensional faults close to the axis of the main NCM canyons, suggesting a relationship. These faults correspond to NW-SE oriented transverse fracture zones responsible for the segmentation of the Valencia Trough (Maillard and Mauffret, 1999; Mauffret *et al.*, 2001). These fracture zones probably played a key role on the formation of the NCM canyons, both focusing erosive flows along fault lines and creating mechanically weak zones with high erodibility. The structural control is also probably at the origin of the change in orientation of the Blanes and La Fonera canyon heads.

The basinward-dipping listric faults bounding the arcuated terraces at the continental slope between the Cap de Creus and La Fonera canyons are likely originated by overburden thin-skinned extension. The shape of these terraces and the presence of mass-wasting deposits on its steepest flanks suggest that these structures illustrate a very initial stage of canyon development. At the base of the slope, these listric faults are genetically linked to gravity gliding spreading over Messinian salt detachments (dos Reis *et al.*, 2004).

The seascape of the SCM and EM shows much lesser evidences of direct tectonic control than the NCM. In the SCM these evidences are limited to a volcanic mount in the continental rise, the meandering morphology of both the Valencia Channel SCM segment and the Foix Canyon upper course, and the wide NW-SE canyon like feature between the La Berenguera and Besos canyons. The latter is inferred to be formed in response to a Fracture Zone (Maillard and Mauffret, 1999). Such a feature is represented in the neighbouring Balearic margin by a NW-SE alignment of volcanic ridges (Figs. 2.1 and 2.3). The onshore prolongation of this transfer zone would be delineated by the Llobregat Fault that crosses the Valles-Penedes rift in the northeast Iberian Peninsula (Anadon *et al.*, 1982).

The Quaternary volcanic archipelago of the Columbretes Islets is the unique evidence of seascape structural control in the EM. High-resolution seismic profiles in Lastras *et al.* (2004) show the connection of this volcanic outcrop with a sub-seafloor acoustically chaotic dome located under the main headwall of the BIG'95 debris flow. These authors suggest that the oversteepening of the slope originated by the presence of the volcanic dome, combined with seismicity, sediment overloading and the possible presence of gassy sediments and a weak layer, could act as favouring factors and triggering mechanisms for the former mass wasting outbreak.

2.5.2. Long-term sediment flux

Since the Pliocene, the northeastern Iberian margin has had significant input of terrigenous se-

diments. From that time, the sea level oscillations and the long-term sediment flux to the margin have controlled the depositional architecture and, hence, the seascape of the margin. Aside of those areas controlled by neotectonics and assuming that the eustatic history was common along the Catalano Balearic Basin, the rate of sediment supply stands out as a first-order control on the seascape variability of the northeast Iberia.

The long-term sediment flux to the margin directly depends on the hydrology of contributing rivers, which in turn is controlled by climate and drainage basin characteristics (Syvitski and Morehead, 1999). The northeast of Iberia belongs to the Mediterranean climate belt, which is nowadays characterised by seasonal and sporadic rainfalls. In most watersheds of the study area precipitations are less than 500 mm per year and, with the exception of the Ebro River, feed either ephemeral

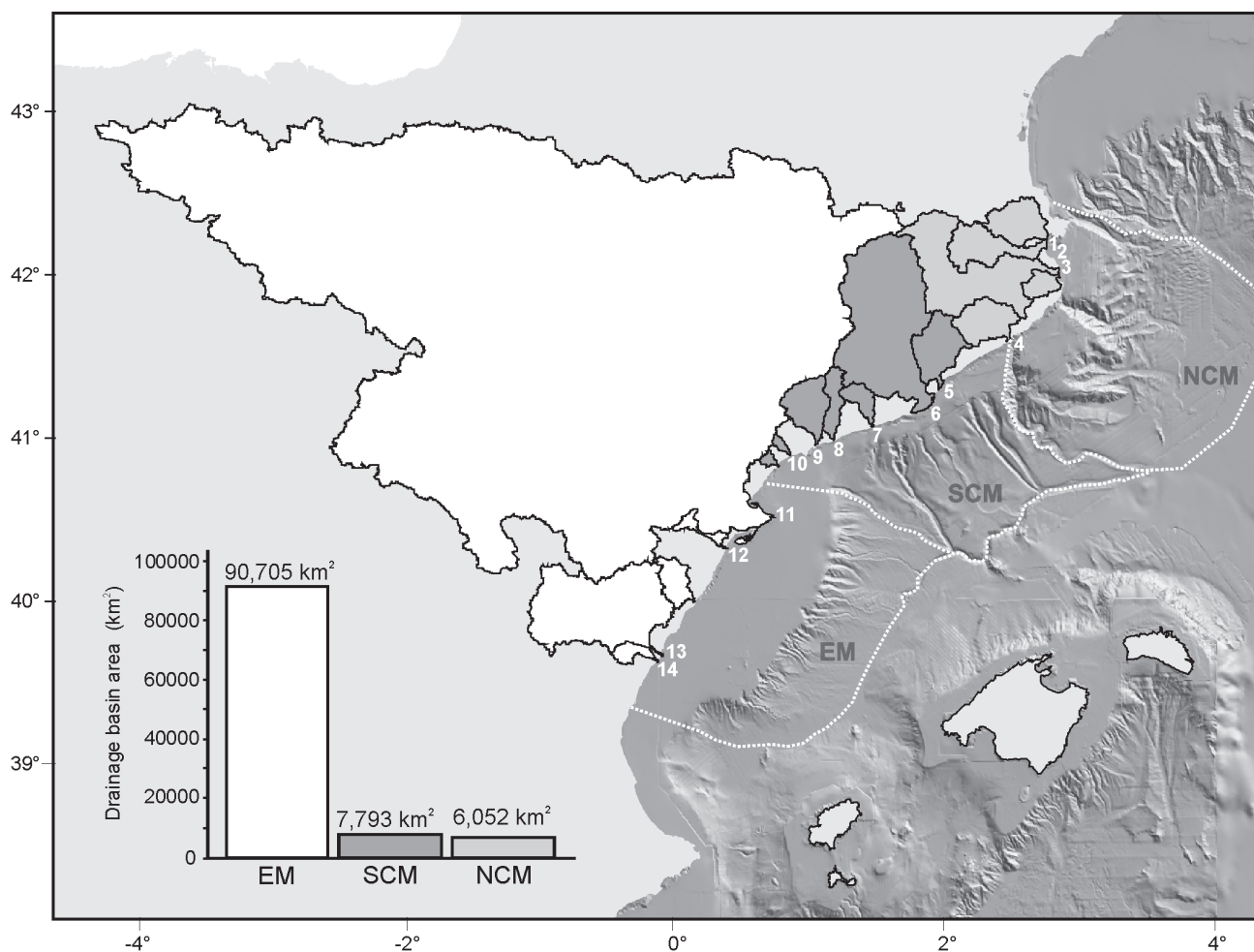


Figure 2.8. Main fluvial drainage basins of the northeast Iberian Peninsula. Note the differences in size between the basins draining into the NCM, SCM and EM. The white numbers refer to the rivers in Fig. 2.9. The offshore white dashed polygons limit the proposed margin subdivision.

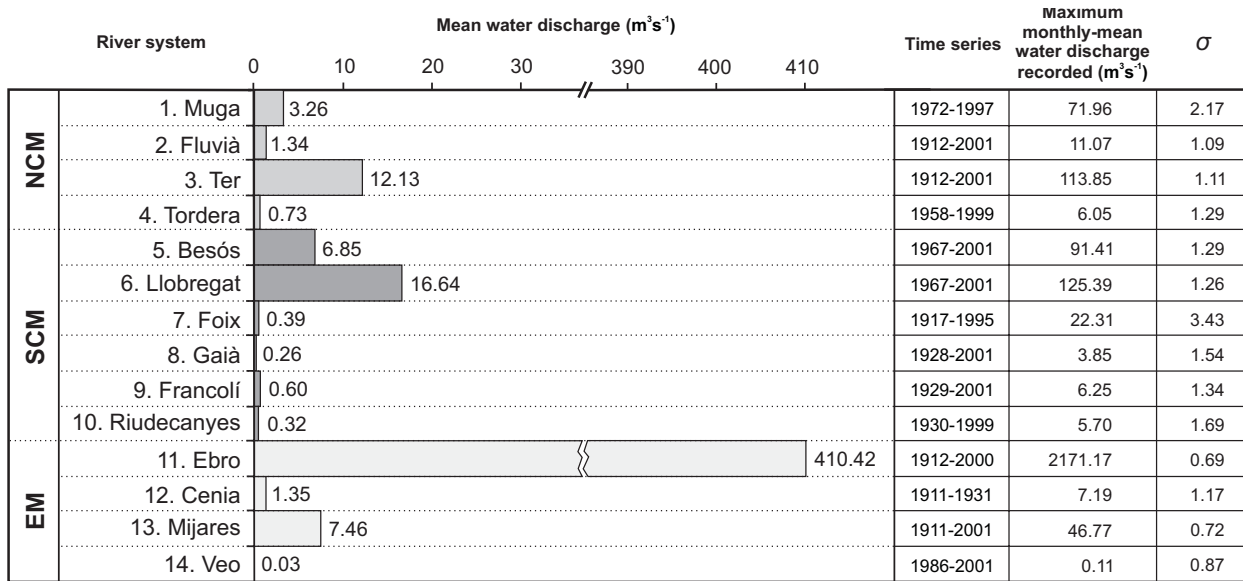


Figure 2.9. Mean water discharge close to the mouth of the main fluvial systems of the northeast Iberian Peninsula. The numeric table includes the time series taken into account, the maximum monthly-mean water discharge recorded (m³s⁻¹) and the standard deviation (σ) calculated from the normalized monthly-mean water discharge values. See river locations on Fig. 2.8. Data is from Canals *et al.* (2004).

or small rivers (UNEP/MAP/MED POL, 2003). The 982 km long Ebro River itself drains 85,708 km², which represents 80% of the total catchment area draining into the studied continental margin (Fig. 2.8). The overall watershed area draining into the EM is 90,705 km², from which 93% corresponds to the Ebro River system. A total of 7,793 km² drains into the SCM, while 6,052 km² drains into the NCM (Fig. 2.8). There is also an influence from the relatively distant Rhône River north eastwards of the study area, that supplies fine particles that are transported as suspended load mainly by the so called Liguro-Provençal Current (LPC), also known as Northern Current, that sweeps the outer shelf and slope south-westwards with an average flux of 1 Sv (106 m³s⁻¹) (Millot, 1999).

The Ebro River mean water discharge has been severely affected by the construction of dams during the last decades (Batalla *et al.*, 2004; Liqueste *et al.*, 2004), resulting in a mean water discharge of 410.42 m³s⁻¹ for the 1912-2000 period as measured close to the river mouth (Canals *et al.*, 2004) (Fig. 2.9). Even if reduced by damming, this discharge is almost 25 times larger than the second largest river in the study area, the Llobregat River, which since 1967 has a mean water discharge of 16.70 m³s⁻¹ (Canals *et al.*, 2004) (Fig. 2.9). On the whole, the water discharge of the Ebro River represents 89% of the total fluvial water contribution to the

northeast Iberian margin. The highest monthly-mean water discharge peak observed in the northeast Iberian watersheds is also registered in the Ebro fluvial system (Fig. 2.9). Nevertheless, the standard deviation calculated for the normalized monthly-mean water discharge values illustrates higher variability in small watersheds (e.g. Foix River) than in the Ebro (Fig. 2.9). It suggests that during flash flood events the sediment load transported by small rivers could be even larger than the one transported by the Ebro, as long as higher water discharge variability tends to imply higher erosive capacity (Tucker and Bras, 2000). However, because the size and relief of the Ebro watershed, the amount of long-term sediment discharge from the Ebro River must be at least one order of magnitude larger than that of the smaller northeast of Iberia fluvial systems. Although no monitoring data exists before the 20th century, we assume that such a ratio has remained quite constant since the Pliocene because climate changes affected the whole margin in the same manner through time.

The large amount of sediments delivered by the Ebro River system has allowed a significant progradation of the EM. The action of south-westwards flowing oceanographic currents, the LPC in the slope and middle-outer shelf and the littoral drift in the inner shelf, determined the location of the EM depocenter south of the Ebro River mouth

(Fig. 2.8). The EM steep slope describing an exponential curvature, the presence of numerous but poorly incised canyons in the continental slope, the sinuous turbiditic channel systems feeding well-developed channel-levee complexes in the continental rise and the presence of large scale sediment failures in the continental slope, are consequences of such a noticeable sediment input to the EM. These features indicate the prevalence of deposition instead of erosion and, thus, progradation and aggradation of the margin instead of denudation. Conversely, the relatively narrow continental shelf of the SCM, its sigmoid and gentle slope profile, the presence of few but well-developed canyons and few and relatively small slope sediment failures probably result from the much lower sediment input to the SCM compared to the EM. The widespread tectonic control on the NCM partially hides the role of sediment flux in shaping the continental margin, although the large size of the canyons clearly indicates the preponderance of erosive processes instead of depositional ones on its continental slope with only local exceptions.

2.5.3. Grain size

Having into account the limitations of backscatter intensity in quantifying and predicting seafloor composition (see Data sets and methods) we use such a property to relatively determine differences in seafloor sediment types. Earlier studies indicate, and it is commonly assumed, that a positive and linear relationship between backscatter strength and sediment grain size (Goff *et al.*, 2000; Edwards *et al.*, 2003; Collier *et al.*, 2004) exists, although, in very particular cases, an opposite correlation has been observed (Gardner *et al.*, 1991; Borgeld *et al.*, 1999; Urgeles *et al.*, 2002). Considering the sedimentary and geographic context and the range of the backscatter intensities we opt for correlating higher backscatter values with coarser sediments in the study area.

The backscatter map of the northeast Iberian continental margin shows a decreasing trend in reflectivity intensity from S to N along the deep margin (Fig 2.4c and 2.7). Highest values are achieved at the EM, while these are substantially lower in the NCM. This indicates a source of coarse sediments southwest of the study area, most probably related

to the sediment inputs from the Ebro River and, to a lesser extent, the Llobregat River, and its north-eastwards deep margin distribution. The trend in backscatter strength suggests an active sediment transfer across the physiographic units, from the emerged lands to the deep basin. The highly reflective character of the thalweg of most canyon-channel systems and the Valencia Channel reinforces this idea.

Some authors have suggested that the slope angle depends on sediment grain size, its ability to rest at an angle of repose and its transport competence with increasing distance from the sediment source at the shelf break (Galloway, 1998, Adams *et al.*, 1998; Adams and Schlager, 2000). Adams and Schlager (2000) conclude that coarser sediments in siliciclastic margins tend to force a more exponential slope curvature and higher slope angle than finer sediments. This fits, in part, with the correlation between backscatter strength and slope curvature we observe at the EM and the SCM. Even then, main backscatter strength differences between the EM and SCM are observed in the deep margin, and not at their upper slope sectors. Furthermore, while the slope profile changes suddenly from an exponential trend in the EM to a Gaussian curvature at the SCM, backscatter intensities show a much more diffuse character. Therefore, although we can not rule out a cause-effect relationship between grain size and slope curvature, the backscatter mosaics does not show strong enough evidences to support this view.

2.5.4. Basin depth and slope gradient

Where sedimentary processes are very active, turbiditic channels tend to adopt an equilibrium profile with a local slope such that the prevailing sediment discharge is carried through the channel with minimum aggradation or degradation (Pirmez *et al.*, 2000). An equilibrium channel profile has a concave-up thalweg profile that adjusts to a base-level, which in the submarine environment corresponds to the deepest point in the basin that can be reached by sediment gravity flows (Carter, 1988).

Contrarily to most modern large turbiditic systems like the Amazon Channel offshore Brazil (Pirmez and Flood, 1995; Pirmez *et al.*, 2000), the Magda-

lena Channel offshore Colombia (Estrada *et al.*, 2005) and the Rhone Channel in the north-western Mediterranean (Droz and Bellaiche, 1985), the baselevel of the northeast Iberian margin turbiditic systems is strongly constrained by basin physiography. The outer margin of the study area deepens north-eastwards, from water depths of 1500 m in the EM to 2700 m at the north-easternmost end of the NCM. Changes in channel sinuosity and thalweg width appear to be closely related to basin depth variability. The channels in the EM display higher sinuosity, narrower thalweg and better developed levees than those in the SCM and NCM. The Columbretes Grande channel (sinuosity 1.40) in the EM represents the end member of such a scenario. It appears from this that shallower basin depths would favour increasing channel sinuosity and narrower thalweg width.

In addition to depth variability, changes in slope gradient also appear to determine the channel sinuosity and thalweg width. The turbidity channel segments with higher sinuosity and wider thalweg occur at the base of the slope of the northeast Iberian margin, where gradients decrease. This is most apparent in the abrupt EM and NCM base of the slope. In the EM the slope gradient shifts from more than 13° to less than 4° , and in the NCM from more than 10° to 2° (Fig. 2.4b). We suggest that the gentle sigmoid SCM bathymetric profile (rarely steeper than 4°) would favour the lack of meanders in their turbidity channels. An exception of this is the meandering character of the upper course of the Foix Canyon, in the SCM (Fig. 2.4a''). This probably results from the structural control exerted by NE-SW oriented fault systems on the sediment dynamics (Fig. 2.1).

Each of the equilibrium profiles defined by the turbidity channels reflects the competing relationship between erosional and depositional processes. As we observed, the relative dominance of one or the other depends on the position of the baselevel, which is at the same time controlled by the basin depth and slope gradient. We consider, hence, the basin depth and slope gradient as active parameters on shaping the seascape and determining the sedimentary dynamics of the northeast Iberian margin.

2.6. Conclusions

The compilation of several multibeam data sets unveiled for the first time the seafloor of almost the whole northeastern Iberian margin. The size and shape of submarine canyons, turbiditic channels and seamounts, the pattern of the across slope bathymetric profiles, and the character of the seafloor reflectivity and slope gradient change markedly along the margin. The mesoscale morphometric analysis of the data set led to the subdivision of the margin in three main segments: the North Catalan margin, the South Catalan margin and the Ebro margin. The quality of the data allowed performing a detailed morphogenetic analysis of the seascape in each of these margin segments and to establish a comparison amongst them.

Tectonics, long-term fluvial sediment flux to the margin, sediment grain size, basin depth and slope gradient appear to be the main mechanisms controlling the seascape of the northeast Iberian margin. The intensity with which these controlling mechanisms act likely determines the observed geomorphic variability.

In the NCM, the structural framework and the outer margin buried Messinian evaporites exert a strong control on seafloor morphology. The SCM and EM morphology seems to be primarily dominated by the margin growth style, which is controlled in turn by the fluvial sediments input, sediment grain size and basin depth. These factors control whether depositional processes prevail against the erosive or the opposite, which has a strong influence in seascape development and margin architecture. The large amounts of sediments delivered by the Ebro River determine the progradational and aggradational pattern in the EM. The EM also shows the coarsest sediment and shallowest basin floor, which also appears to favour the EM wide continental shelf, the steep slope incised by numerous canyons and the presence of well-developed turbiditic channel systems and large scale sediment failures.

Fluvial sediment inputs into the SCM and NCM are one order of magnitude lower than those in the EM. This determines the seascape of the SCM consisting of a narrow shelf, gentle slope with few but well-developed canyons and small sediment failures, illustrating a slight predominance

of denudation processes against aggradation or progradation.

These results demonstrate the importance of establishing quantifiable relationships between sea-floor geomorphology and the variable contribution of seascape shaping processes at basin scale. The northeastern Iberian margin appears as a natural laboratory where these morphogenetic relationships can be numerically quantified from a holistic and synergetic approach because:

- The morphological variability is remarkable across and, specially, along the margin.
- The dimension of the margin perfectly suited for a 1 to 100 km mesoscale analysis.
- There is a complete data set from the area, including high resolution swath bathymetry data, seismic reflection profiles, hydrographical data and fluvial discharge records.
- The background tectonic context and the climatic and eustatic histories are common along the margin, which reduces the uncertainties of the seascape morphogenetic model.
- The depositional systems are variable in terms of typology and sizes in the various physiographic units forming the margin.
- The sediment transfer between physiographic units is active.
- The sedimentary system is essentially closed and consists of several onshore sediment generating fluvial watersheds that converge in a single ultimate deposition zone, the Valencia Fan, that is fed by the Valencia Channel.
- The size and dynamics of the onshore fluvial watersheds are very different.
- There is a wide bibliographic background that allows a multidisciplinary approach to the margin.

Acknowledgements

Funding for this research was provided by research projects EUROSTRATAFORM (EVK3-CT-2002-00079), EURODOM (HPRN-CT-2002-00212), HERMES (GOCE-CT-2005-511234-1), COSTA (EVK3-1999-00028), WEST-MED (REN2002-11216-E MAR), PRODELTA (REN2002-02323), SPACOMA (REN2002-11217-E MAR), Generalitat de Catalunya GRC grants (2001SGR-00076 and 2003XT 00078)

and Spanish MEC FPU (D.A.) and "Ramón y Cajal" (R.U.) fellowships. The manuscript greatly benefited from careful reviews by Dr. Neil Mitchell and Dr. Andrey Akhmetzhanov.

2.7. References

- Adams, E.W., Schlager, W., Wattel, E., 1998. Submarine slopes with an exponential curvature. *Sediment. Geol.* 117, 135-141.
- Adams, E.W., Schlager, W., 2000. Basic types of submarine slope curvature. *J. Sediment Res.* 70(4), 814-828.
- Alonso, B., 1986. El sistema de abanico profundo del Ebro. [Ph.D. Thesis], Univ. Barcelona, Spain, 384 pp.
- Alonso, B., Canals, M., Got, H., Maldonado, A., 1991. Sea-valleys and related depositional systems in the Catalan Sea (northwestern Mediterranean Sea). *AAPG Bull.* 75, 1195-1214.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P., Solé-Sugrañes, L., 1982. Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hisp.* 14, 242-270.
- Batalla, R.J., Gomez, C.M., Kondolf, G.M., 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *J. Hydrol.* 290(1-2), 117-136.
- Berné, S., Loubrieu, B., CALMAR Ship-board Party, 1999. Canyons et processus sédimentaires récents sur la Marge Occidentale du Golfe du Lion. *Premiers Résultats de la Campagne Calmar.* C.R. Acad. Sci. 328, 471-477.
- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.F., De Batist, M., 1998. Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide- and wave-dominated environments of France. *J. Sediment Res.* 68(4), 540-555.
- Bertoni, C., Cartwright, J., 2005. 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean). *Basin Res.* 17, 43-62.
- Borgeld, J.C., Hughes-Clarke, J.E., Goff, J.A., Mayer, L.A., Curtis, J.A., 1999. Acoustic backscatter of the 1995 flood deposit on the Eel shelf. *Mar. Geol.* 154, 197-210.
- Cacchione, D.A., Pratson, L.F., Ogston, A.S., 2002. The shaping of continental slopes by internal tides. *Science* 296, 724-727.
- Canals, M., 1985. Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y glaciés continentales del Golfo de León: fenómenos de desestabilización de la cobertura sedimentaria plio-cuaternaria. [Ph.D. Thesis], Univ. Barcelona, Spain, 618 p.

- Canals, M., Serra, J., Riba, O., 1982. Toponímia de la Mar Catalano-Balear. Amb un glossari de termes genèrics. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears* 26, 169-194.
- Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A.M., De Batist, M., Masson, D., Berné, S., Alonso, B., Hughes-Clarke, J.E., 2000. The Ebro continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes. In: C.H. Nelson, P. Weimer (eds.), *Deep-water Reservoirs of the World: GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference*, Houston, Texas, USA, 152-174 [CD edition].
- Canals, M., Arnau, P., Liqueste, C., Lafuerza, S., Casamor, J.L., 2004. Catalogue and data set on river systems from Mediterranean watersheds of the Iberian Peninsula, Univ. Barcelona, 220 p.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: Case studies from the COSTA project. *Mar. Geol.* 213, 9-72.
- Carter, R.M., 1988. The nature and evolution of deep-sea channel systems. *Basin Res.* 1, 41-54.
- Clavell, E., Berastegui, X., 1991. Petroleum geology of the Gulf of Valencia. In: A.M. Spencer (ed.), *Generation, accumulation and production of Europe's Hydrocarbons: Special Publication EAPG*, Oxford University Press 1, 355-368.
- Collier, J.S., Brown, C.J., 2005. Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments. *Mar. Geol.* 214(4), 431-449.
- Díaz, J.I., Maldonado, A., 1990. Transgressive sand bodies on the Maresme continental shelf, Western Mediterranean Sea. *Mar. Geol.* 91, 53-72.
- dos Reis, A.T., Gorini, C., Mauffret, A., Mepen, M., 2004. Stratigraphic architecture of the Pyreneo-Languedocian submarine fan, Gulf of Lions, Western Mediterranean Sea. *C.R. Geosci.* 336, 125-133.
- Droz, L., Bellaiche, G., 1985. Rhône Deep-sea Fan: morphostructure and growth pattern. *AAPG Bull.* 69(1), 460-479.
- Droz, L., Kergoat, R., Cochonat, P., Berné, S., 2001. Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Mar. Geol.* 176, 23-37.
- DSNO (Dirección Superior de Navegación y Oceanografía) and Comisión Oceanográfica Intergubernamental (UNESCO), 1982. Carta Batimétrica Internacional del Mediterráneo, 1:1.000.000.
- Edwards, B.D., Dartnell, P., Chezar, H., 2003. Characterizing benthic substrates of Santa Monica Bay with seafloor photography and multibeam sonar imagery. *Mar. Environ. Res.* 56, 47-66.
- Emery, K.O., 1980. Continental margins: Classification and petroleum prospects. *AAPG Bull.* 64(3), 297-315.
- Estrada, F., Ercilla, G., Alonso, B., 2005. Quantitative study of a Magdalena submarine channel (Caribbean Sea): implications for sedimentary dynamics. *Mar. Petrol. Geol.* 22, 623-635.
- Field, M.E., Gardner, J.V., 1990. Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: a prograding-slope model. *GSA Bull.* 102, 721-733.
- Galloway, W.E., 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification. *AAPG Bull.* 82, 569-595.
- Gardner, J.V., Field, M.E., Lee, H., Edwards, B.E., Masson, D.G., Kenyon, N., Kidd, R.B., 1991. Ground truthing 6.5 kHz sidescan sonographs: what are we really imaging? *J. Geophys. Res.* 96, B4, 5955-5974.
- Gardner, J.V., Dartnell, P., Mayer, L.A., Hughes-Clarke, J.E., 2003. Geomorphology, acoustic backscatter, and processes in Santa Monica Bay from multibeam mapping. *Mar. Environ. Res.* 56, 15-46.
- Genesseeaux, M., Vanney, J.R., 1979. Cartes bathymétriques du bassin algero-provençal. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.* 4, 191-194.
- Goff, J.A., Orange, D.L., Mayer, L.A., Hughes-Clarke, J.E., 1999. Detailed investigation of continental shelf morphology using high-resolution swath sonar survey: the Eel margin, northern California. *Mar. Geol.* 154, 255-269.
- Goff, J.A., Olson, H.C., Duncan, C.S., 2000. Correlation of side-scan backscatter intensity with grain-size distribution of shelf sediments, New Jersey margin. *Geo-Mar. Lett.* 20, 43-49.
- Hsü, K.J., 1977. The history of the Mediterranean salinity crisis. *Nature* 267, 399-403.
- IOC, IHO, and BODC (2003): Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans, British Oceanographic Data Centre, Liverpool.
- Lastras, G., Canals, M., Hughes-Clarke, J.E., Moreno, A., De Batist, M., Masson, D.G., Cochonat, P., 2002. Seafloor imagery from the BIG '95 debris flow, western Mediterranean. *Geology* 30, 871-874.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., De Batist, M., Calafat, A.M., Casamor, J.L., 2004. Characterisation of the recent BIG '95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. *Mar. Geol.* 213(1/4), 235-255.

- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Frigola, J., Urgeles, R., Calafat, A.M., Acosta, J., 2007. Transparent seismic facies as indicative of slope instability along the northeastern Iberian and Balearic continental margins. *Geologica Acta* 5(1), 33-45.
- Liquete, C., Canals, M., Arnau, P., Urgeles, R., Durrieu de Madron, X., 2004. The impact of humans on strata formation along Mediterranean margins. *Oceanography* 17, 70-79.
- Liquete C, Canals M, Lastras G, Amblas D, Urgeles R, De Mol B, De Batist M, Hughes-Clarke JE, 2007. Long-term development and current status of the Barcelona continental shelf: a source-to-sink approach. *Continental Shelf Research*. doi:10.1016/j.csr.2007.02.007.
- Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., Pinet, B., 1992. Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 57-75.
- Maillard, A., Mauffret, A., 1999. Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). *Basin Res.* 11, 357-379
- Mauffret, A., 1979. Etude géodynamique de la marge des Iles Baléares. *Mém. Soc. Géol. Fr.* 56(132), 96.
- Mauffret, A., Grossouvre, B.D., Dos Reis, A.T., Gorini, C., Nercessian, A., 2001. Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *J. Struct. Geol.* 23, 1701-1726.
- McAdoo, B.G., Pratson, L.F., Orange, D.L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Mar. Geol.* 169, 103-136.
- MediMap Group, 2005. Morpho-bathymetry of the Mediterranean Sea. CIESM / IFREMER special publication, Atlases and Maps, two maps at 1/2000000.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 20, 423-442.
- Mitchell, N.C., 2004. Form of submarine erosion from confluences in Atlantic USA continental slope canyons. *Am. J. Science* 304, 590-611.
- Mitchell, N.C., 2005. Interpreting long-profiles of canyons in the USA Atlantic continental slope. *Mar. Geol.* 214, 75-99.
- Monti, S., Auzende, J.M., Olivet, J.L., Mauffret, A., Rehault, J.P., 1979. Carte bathymétrique de la Méditerranée occidentale, CNEXO.
- Nelson, C.H., Maldonado, A., 1988. Factors controlling depositional patterns of Ebro Turbidite Systems, Mediterranean Sea. *AAPG Bull.* 72, 698-716.
- Nelson, C.H., Maldonado, A., 1990. Factors controlling late Cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea. *Mar. Geol.* 95, 419-440.
- O'Grady, D.B., Syvitski, J.P.M., Pratson, L.F., Sarg, J.F., 2000. Categorizing the morphologic variability of siliciclastic passive continental margins. *Geology* 28(3), 207-210.
- Orsolini, P., Bellaiche, C., Monaco, A., Monti, S., Petitperrin, B., 1981-82. Bathymétrie de la pente et du glacis continental au large du delta du Rhône, 1:100.000.
- Palanques, A., Maldonado, A., 1985. Sedimentology and evolution of the Valencia Valley and Fan (Northwestern Mediterranean). *Acta Geol. Hisp.* 20, 1-19.
- Pirmez, C., Flood, R.D., 1995. Morphology and structure of Amazon Channel. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, *et al.* (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* 155, 23-45. College Station, TX.
- Pirmez, C., Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J., Mohring, D.C., 2000. Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deepwater. *GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference Deepwater Reservoirs of the World*, 782-805.
- Pratson, L.F., Haxby, W.F., 1996. What is the slope of the U.S. continental slope?. *Geology* 24, 3-6.
- Puig, P., Palanques, A., Guillen, J., Garcia-Ladona, E., 2000. Deep slope currents and suspended particle fluxes in and around the Foix submarine canyon (NW Mediterranean). *Deep-Sea Res.* 47, 343-366.
- Rehault, J.P., 1981. Évolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée Occidentale). Thèse d'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 138 p.
- Roca, E., 1992. L'estructura de la Conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi [Ph.D. Thesis]: Univ. Barcelona, Spain, 340 p.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315, 209-233.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. In: G. Rosenbaum, G.S. Lister (eds.). *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer* 8, 107-126.
- Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Vergés, J., Santanach, P., Sans, M., Massana, E., Estévez, A., Santisteban C., 1997. Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-València trough seismic profile. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 8, 431-448.
- Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J.G., Hernandez-Molina, F.J., 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sed. Geol.* 117, 11-32.

Stanley, D.J., Warne, A.G., 1994. Worldwide initiation of holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science* 265, 228-231.

Syvitski, J.P.M., Morehead, M.D., 1999. Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel Margin, northern California. *Mar. Geol.* 154, 13-28.

Tucker, G.E., Bras, R.L., 2000. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. *Water Resour. Res.* 36, 1953-1964.

UNEP/MAP/MED POL, 2003. Riverine transport of water, sediments and pollutants to the Mediterranean Sea. MAP Technical Report Series 141, UNEP/MAP, Athens, 111 p.

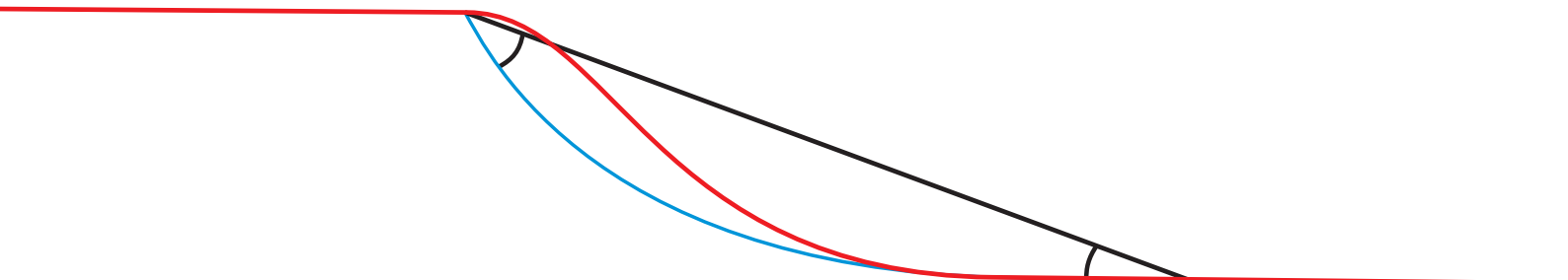
Urgeles, R., Locat, J., Schmitt, T., Hughes-Clarke, J.E., 2002. The July 1996 flood deposit in the Saguenay Fjord, Quebec, Canada: implications for sources of spatial and temporal backscatter variations. *Mar. Geol.* 184, 41-60.

Urgeles, R., Leynaud, D., Lastras, G., Canals, M., Mienert, J., 2006. Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the Ebro continental slope, NW Mediterranean. *Mar. Geol.* 226, 185-206.

Weaver, P.P.E., Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Evans, J., 2000. Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. *Sedimentology* 47(1), 239-256.

A model for the long-profile shape of submarine canyons

Gerber, T.P., Amblas, D., Wolinsky, M.A., Pratson, L.F., Canals, M. (2009) A model for the long-profile shape of submarine canyons. *Journal of Geophysical Research* 114, F03002. doi:10.1029/2008JF001190



A model for the long-profile shape of submarine canyons

Thomas P. Gerber^{a,b}, David Amblas^c, Matthew A. Wolinsky^d, Lincoln F. Pratson^a, Miquel Canals^c

^aDivision of EOS, Nicholas School of the Environment and Earth Sciences, Duke University, NC, USA

^bCurrently at Chevron Energy Technology Company, TX, USA

^cGRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Catalonia, Spain

^dSt. Anthony Falls Laboratory, University of Minnesota-Twin Cities, MN, USA

Accepted 5 May 2009

Abstract

Submarine canyons are shaped by turbidity currents flowing down the continental slope. But canyon morphology also depends on the patterns of sediment deposition that drive long-term outbuilding of continental margins. Relating the importance of each to the shape of canyon long-profiles provides a tool for inferring process from observed (modern and buried) canyon morphologies. Here we present a morphodynamic model that predicts the equilibrium long-profile curvature of a canyon affected by turbidity currents and background sedimentation, the latter defined by the average sigmoidal shape of many clastic margin clinoforms. The model includes the effects of margin progradation (i.e., seaward advance through time) and the downcanyon evolution of turbidity currents. We contrast predictions for equilibrium long-profile shape under three sets of conditions. In the absence of background sedimentation and progradation, the graded canyon long-profile is concave and described by a simple power-law slope-distance relationship that arises from downcanyon increases in discharge due to flow evolution. Similar slope-distance predictions exist for rivers where discharge instead increases from tributary input. Adding background sedimentation can generate graded convex long-profile segments in a manner analogous to rivers experiencing uplift. The curvature of an equilibrium long-profile that progrades basinward with constant form depends on the relative importance of turbidity-current deposition and background sedimentation. To illustrate and quantify model predictions in the field, we present examples of canyons from modern continental margins thought to reasonably approximate each of the three cases.

Keywords: Submarine canyons, clinoforms, turbidity currents

3.1. Introduction

Continental margins are the primary repository for material removed from continental landmasses and, as such, contain the thickest accumulations of sediment in the world [Kennett, 1982; Pratson *et al.*, 2009]. Perhaps the most intriguing aspect of margin seascapes is that many resemble landscapes, even though most continental slopes remain submerged during sea-level lowstands [Daly, 1936; Ewing, 1953]. Nowhere is this truer than along continental slopes, where submarine canyons create seafloor relief just as river valleys create subaerial relief [Shepard, 1981]. In a general

sense, the resemblance is unsurprising. Continental slopes, which mark the steep basinward front of sedimentary prisms that thin landward and seaward, are regions with total relief (1.5–3 km) comparable to that observed along many terrestrial mountain belts. And just as debris flows and rivers erode landscapes, seascapes are also shaped by the action of sediment gravity flows [Parker, 1982; Pratson and Coakley, 1996; Imran *et al.*, 1998]. But while they may appear similar in many respects, the processes shaping their morphology and evolution are unique.

The river long-profile receives considerable attention from geomorphologists because it is relatively

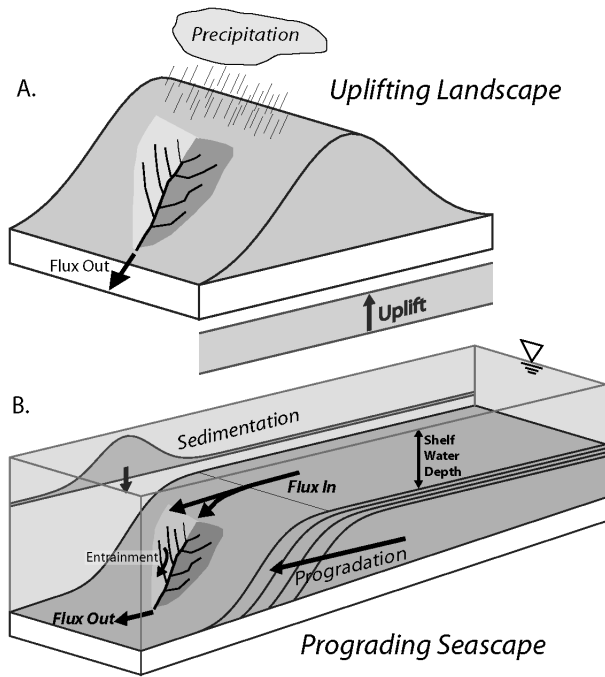


Figure 3.1. Conceptual sketch of contrasting controls on surface (and channel long-profile) form in subaerial regions of uplift and prograding continental slopes.

easy to measure and thought to be particularly useful for establishing geomorphic process laws [Dietrich *et al.*, 2003, and references therein]. Mechanisms controlling long-profile curvature are documented for both degrading terrain, where streams cut into uplifting bedrock to produce sediment [e.g., Whipple and Tucker, 1999], and aggrading terrain, where alluvial rivers store sediment in subsiding basins or subaerial delta plains [e.g., Sinha and Parker, 1996]. Though not always sharp, the delineation of these two distinct environments, one a source of sediment and the other a sink, and thus the control on long-profile form is relatively straightforward. A process-based quantitative framework for relating river long-profiles to the balance of tectonics and fluvial sediment transport is now well established [Snow and Slingerland, 1987; Sinha and Parker, 1996; Sklar and Dietrich, 1998]. In this paper, we identify process signatures in submarine canyon long-profiles by considering the balance of clinof orm-generating margin sedimentation and downcanyon turbidity-current sediment transport (Figure 3.1).

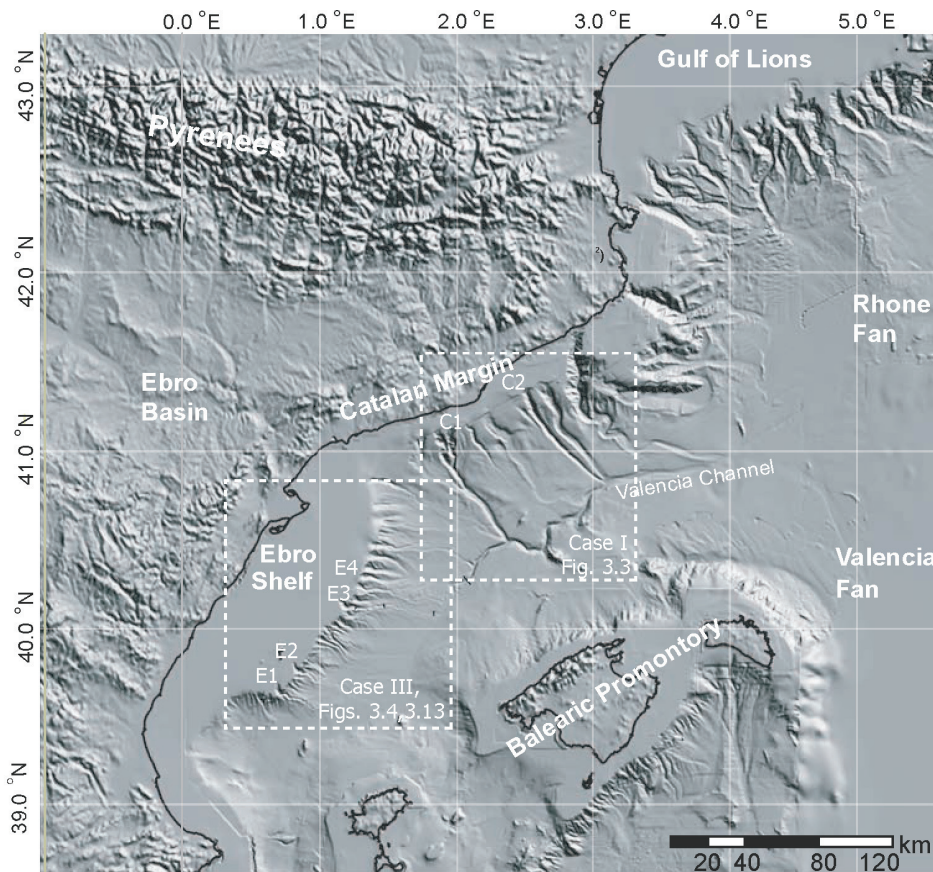


Figure 3.2. Shaded relief digital terrain model (max. grid resolution is 200 m) of the NW Mediterranean Basin and NE Iberian Peninsula. Prominent physiographic features are labeled. Boxes enclose margins referenced extensively in the text and delineate areas highlighted in subsequent figures. As given by Amblas *et al.* [2006], canyons are: E1, 'Columbretes Grande'; E2, 'Columbretes Chico'; E3, 'Oropesa', and E4, 'Hirta'.

Early observations established the predominant view of submarine canyons as erosional features cut by turbidity currents during sea-level lows-tands and conduits for sediment bypassing to

submarine fans [Ewing *et al.*, 1953; Piper, 1978; Shepard, 1981]. This focus followed from early seismic images of continental slopes showing canyons truncating older margin strata. But con-

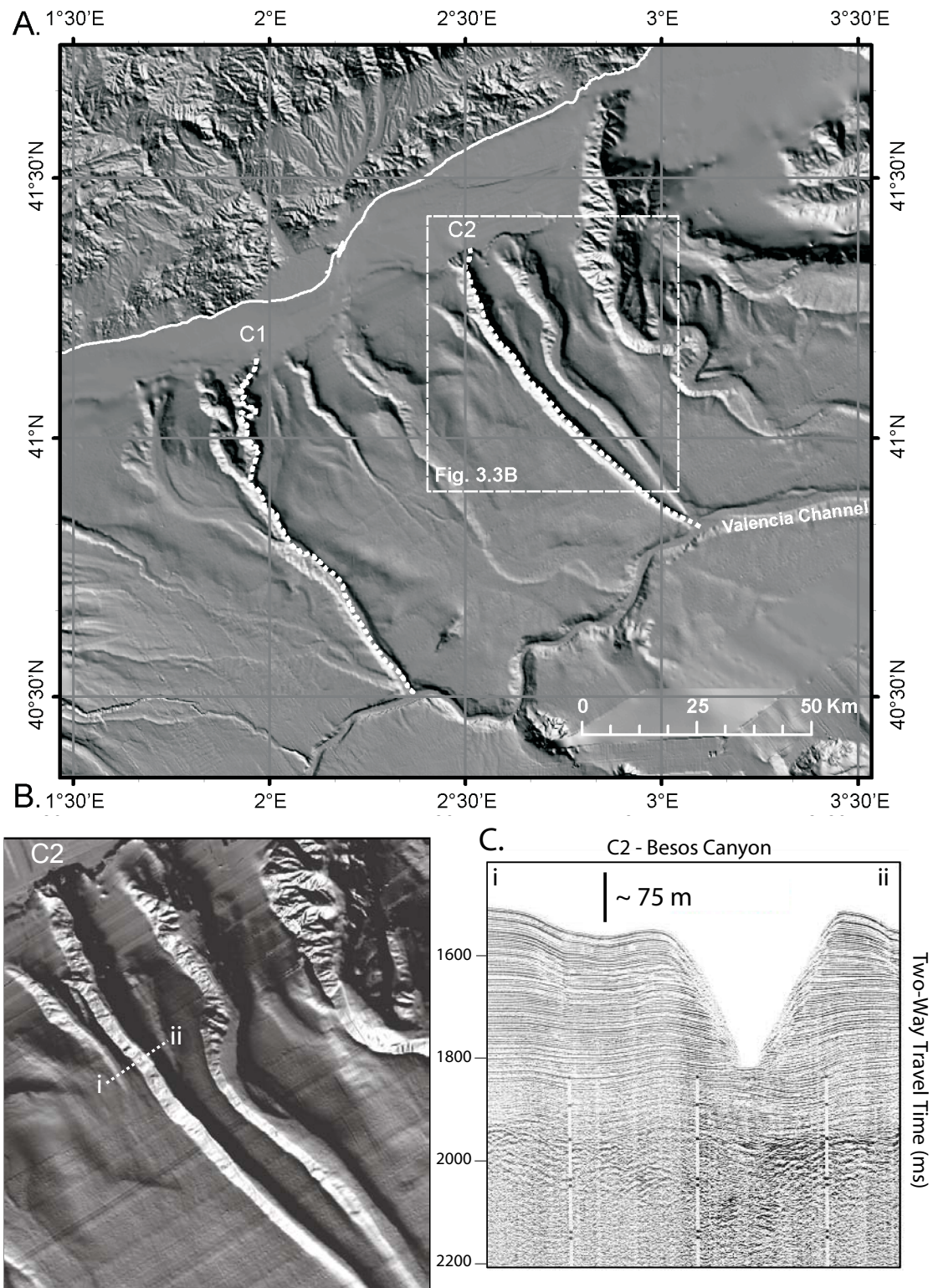


Figure 3.3. (A) Shaded relief digital terrain model (200 m grid) of the Catalan margin. Thalwegs of canyons C1 (Foix) and C2 (Besos) are traced. (B) Higher resolution (50 m grid) bathymetry around Besos canyon with seismic crossing shown in Figure 3.3C. (C) Single-channel seismic profile across Besos Canyon. Depth scale assumes a sound speed of 1500 m s^{-1} .

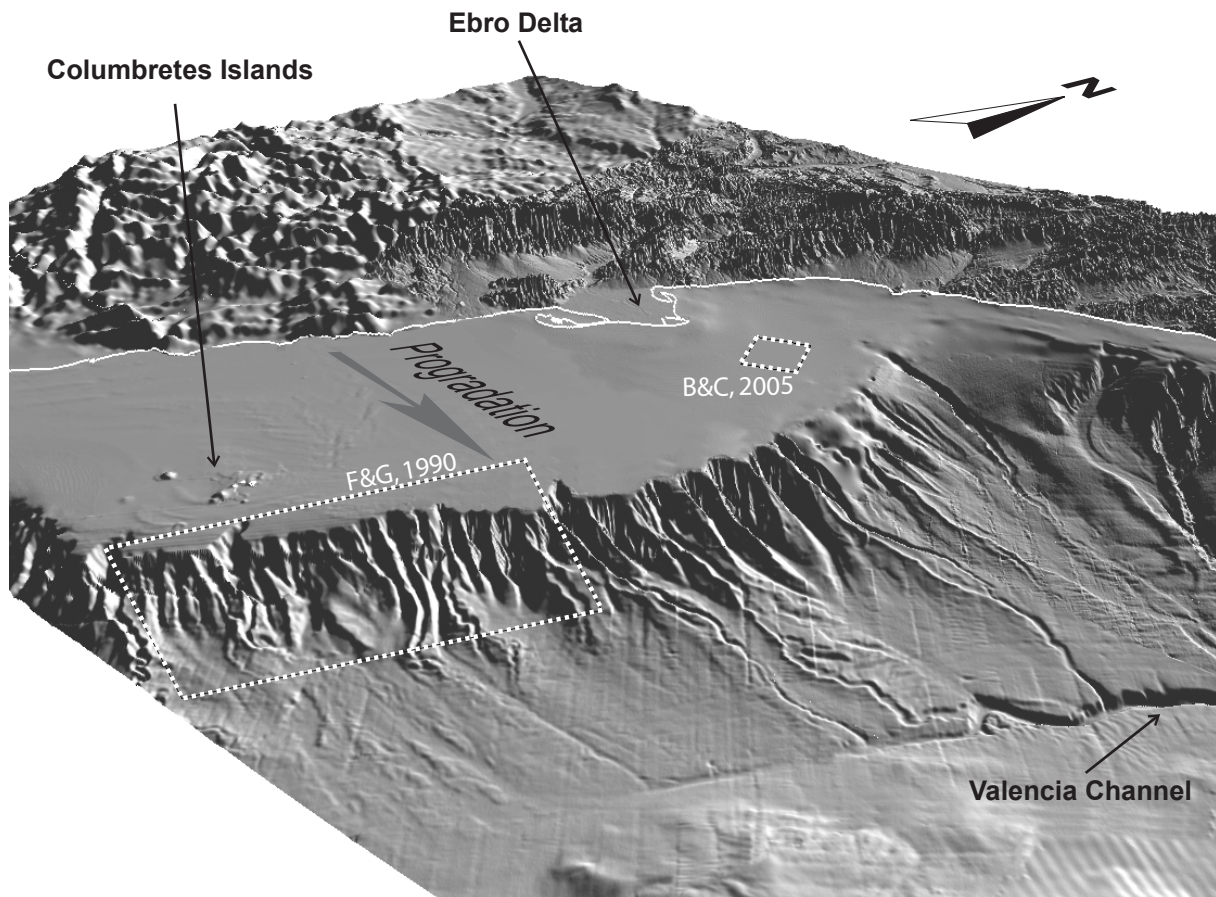


Figure 3.4. Perspective view looking landward towards the Ebro slope, shelf, and coastline. [see Figure 3.2 for scale]. Prominent physiographic features are labeled, and shoreline is traced in white. White dashed boxes enclose areas covered in previous seismic studies. Field and Gardner [1990] present seismic lines "...indicating canyon development resulted from upbuilding", and Bertoni and Cartwright [2005] report "...a nested stacking pattern in slope incisions..." Note patch of low-resolution data seaward of the Bertoni and Cartwright [2005] study area.

formable stacking patterns of nested strata across submarine canyons are well documented [Rona, 1970; Field and Gardner, 1990; Pratson *et al.*, 1994; Bertoni and Cartwright, 2005; Straub *et al.*, 2007] and show canyon relief maintained as margins are constructed. As a case in point, canyons on two adjacent but morphologically dissimilar continental slopes in the NW Mediterranean Basin are shown in Figures 3.3 and 3.4 (location map in Figure 3.2).

On the South Catalan margin, a few deeply entrenched canyons head seaward of a narrow shelf and extend to junctions with the Valencia Channel [Amblas *et al.*, 2006]. A close-up of Besos ('C2') canyon and a seismic crossing midway down its length reveals a single entrenched chute with a nearly constant width and morphology from the shelf break to the canyon mouth [Figures 3.3B-C]. In contrast, numerous canyons, most of lower relief, rim the modern Ebro continental slope, most

heading at or near the edge of a wide continental shelf (Figures 3.2 and 3.4). Using 3D seismic data, Bertoni and Cartwright [2005] reconstructed paleoslope morphology buried beneath the modern Ebro shelf that is strikingly similar to the modern slope. The paleo-canyon strata are stacked in a nested pattern within a gross package of prograding Pliocene clinoforms. Pleistocene canyon strata near the modern Ebro shelf edge are also nested in a constructional fashion [Field and Gardner, 1990]. Of interest here is how the long-profile shape of canyons records entrenchment and sediment bypassing, such as that evidently occurring on the South Catalan margin, versus canyon outbuilding and long-term sediment storage, such as that revealed beneath the modern Ebro slope.

The effect of sediment storage and removal on a submarine canyon long-profile depends on the dominant sediment sources and transport processes.

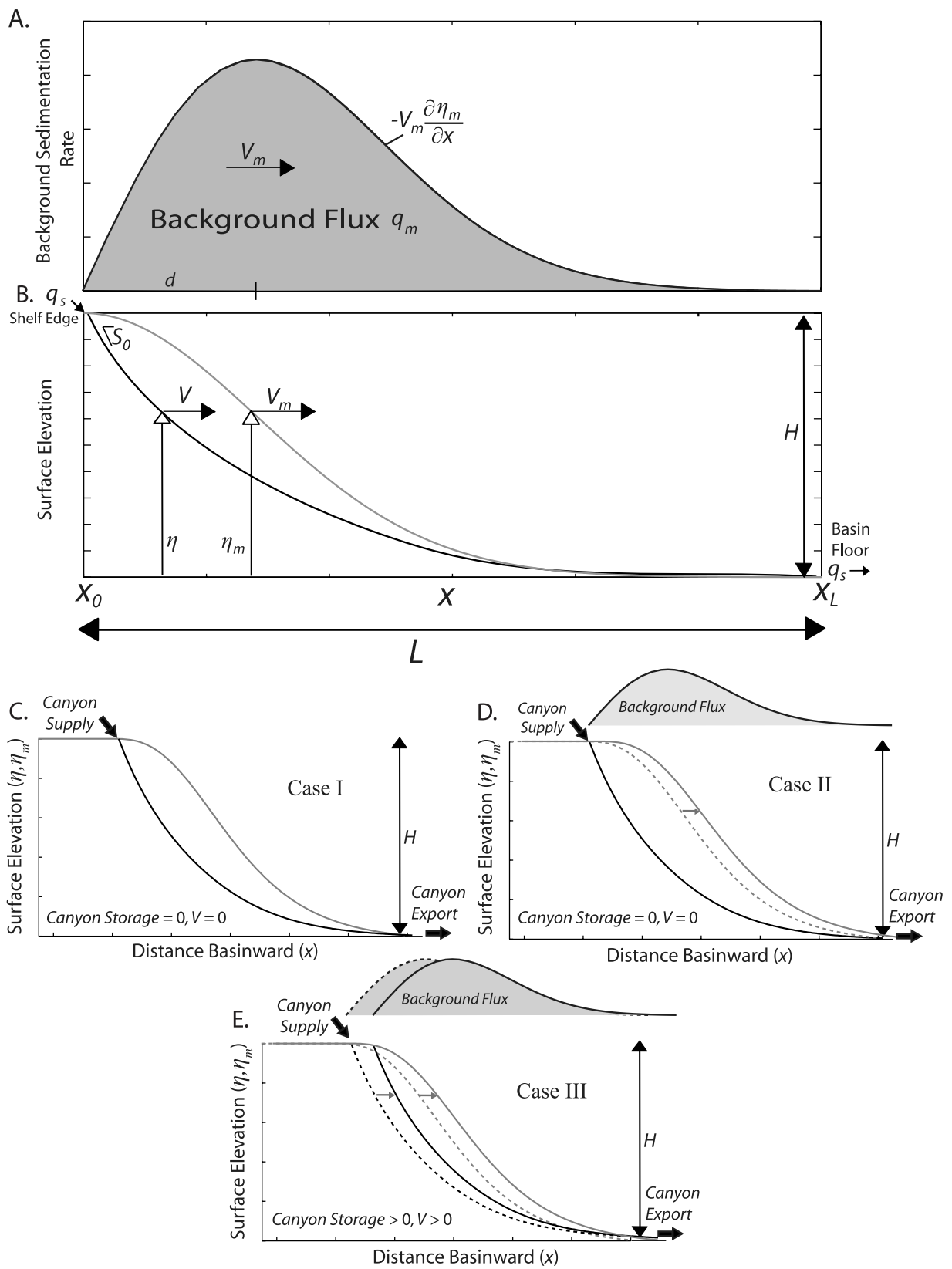


Figure 3.5. (A and B) Definition diagram showing model setup with key variables defined. Figure 3.5A shows background sedimentation pattern that gives rise to a sigmoidal (Gaussian) clinoform, shown as the gray profile in Figure 3.5B (η_m). (C-E) Three cases of canyon equilibrium shown schematically. Each is discussed in the text.

As features within continental margin clinoforms, canyons must be subject to the same pattern of sedimentation controlling overall margin shape. Many studies have investigated the processes governing margin-scale clinoform accretion [Paola, 2000, and references therein]. Virtually all envision margin progradation as the result of sediment being advected across the shelf break, where it deposits and may subsequently be subject to downslope, diffusive transport [e.g., Driscoll and Karner, 2000]. These models have succeeded in capturing the large-scale, strike-averaged morphology of prograding margins, but have not been applied to the coevolution of canyon long-profiles within advancing clinoform prisms.

The role turbidity currents play in controlling downcanyon sediment transport has received considerable attention. The action of turbidity currents, or more broadly sediment gravity flows, is implicit in several diffusive models for clinoform progradation [e.g., Schlager and Adams, 1999], but has also been modeled explicitly in canyon studies. Fukushima *et al.* [1982] applied the now well-established 1D three-equation model to turbidity currents [Parker *et al.*, 1986] generated at the head of Scripps Canyon to investigate the possibility for autosuspension and, hence, a mechanism for canyon incision. However they did not address the long-term evolution of the canyon profile due to repeated turbidity currents, i.e. morphodynamics. Pratson and Coakley [1996] addressed long-term seascape evolution with a rule-based approach abstracting the essential physics of turbidity currents to model canyon initiation and growth. More recently, Mitchell's [2004; 2005] incision model likened turbidity currents to rivers in 'detachment-limited' (i.e., bedrock) conditions and thus explained canyon long-profile concavity by way of subaerial analogue. Pirmez and Imran [2003] demonstrated how canyon long-profiles could be used to reconstruct turbidity-current flow properties in their study of the Amazon canyon and fan channel. Yet despite these efforts, how the sedimentation pattern that determines strike-averaged clinoform morphology combines with localized turbidity-current transport to shape canyon long-profiles is largely unexplored.

In this paper, we predict canyon long-profile shape from a margin-wide sedimentation pattern and a

morphodynamic representation of downcanyon turbidity-current transport. We consider equilibrium canyon profiles that are graded (i.e., no net aggradation or degradation across the profile) or prograding, and identify three sources of canyon long-profile curvature. Each is discussed in terms of important physical variables and the governing nondimensional numbers that encapsulate their roles. To more clearly understand particularly interesting aspects of the model, we then explore three end-member cases. The conditions governing these special cases are further illustrated using actual canyon long-profiles extracted from high-resolution bathymetric data along three continental margins; examples from the U.S. Mid-Atlantic, along with those on the Ebro and South Catalan slopes, are analyzed. Model fitting in each case demonstrates the ability of the model to explain canyon long-profile curvature in rather different margin settings.

3.2. Model Formulation

Our 1-D morphodynamic model applies to long-profiles across a continental margin building into a flat-bottomed tectonically stable basin (Figure 3.5A). We set the landward boundary of the model at or near the shelf break in water depths exceeding minima reached at sea-level lowstands so that conditions are always submarine. We assume that lateral sediment transport parallel to the margin (i.e., along-strike) is negligible. We restrict our analysis to two processes of margin sedimentation that are introduced separately in the sections that follow. Our level of simplification is intended to highlight the first-order effects of sedimentary processes on canyon morphology, although additional components not addressed here can be easily incorporated into future studies.

3.2.1. Background Sedimentation

Our model draws on the well-established view of ancient and modern continental slopes as the foresets of advancing sedimentary clinoforms [Mitchum *et al.*, 1977; Sangree and Windmier, 1977; Pirmez *et al.*, 1998; O'Grady *et al.*, 2000]. Observational and modeling studies of continental margin accretion by clinoform stacking suggest a charac-

teristic pattern of background sedimentation with a peak in mud deposition seaward of the shelf-break followed by a basinward decline [e.g. Pirmez *et al.*, 1998; Driscoll and Karner, 1999; Paola, 2000; Wolinsky and Pratson, 2007]. A synthesis of continental slope profiles by Adams and Schlager [2000] suggests that strike-averaged profiles are approximately Gaussian in form, consistent with sedimentation rates reported from continental margin clinoforms [e.g. Biscaye and Anderson, 1994; Kuehl *et al.*, 1986].

We therefore define a clinoform with a sigmoidal long-profile shape described with a Gaussian curve (Figure 3.5A):

$$(1) \quad \eta_m = \begin{cases} H & , x < x_0 \\ He^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-x_0}{d}\right)^2} & , x > x_0 \end{cases}$$

Here $x - x_0$ [L] measures distance from the shelf edge, η_m [L] is the clinoform elevation above the basin floor, and H [L] is the shelf-to-basin depth. Distance d [L] is the separation of the shelf-break from the profile inflection point. In the absence of other processes, we assume margin growth occurs from progradation of a clinoform with the fixed morphology defined in (1). To capture this, we define a background sediment flux q_m [L^2T^{-1}] that sets a constant progradation rate $V_m = q_m / H$ [LT^{-1}] and a pattern of sedimentation given by:

$$(2) \quad \frac{\partial \eta_m}{\partial t} = \begin{cases} 0 & , x < x_0 \\ -V_m \frac{\partial \eta_m}{\partial x} & , x > x_0 \end{cases}$$

This equation simply states that to maintain a constant long-profile shape, the sedimentation rate at every point must equate to the product of the progradation velocity and local slope. Between (2) and (1), note that the peak sedimentation rate occurs at the long-profile inflection point (d).

3.2.2. Turbidity Currents

In this section we develop a description for how turbidity currents modify the margin clinoform defined in Section 3.2.1. We compute turbidity-current sediment transport q_s [L^2T^{-1}] with a simplified form of the Parker *et al.* [1986] three-equation model. In this approach we assume that turbidity-current hydrodynamics is quasi-static on morphodynamic timescales and occurs in channels with a constant width. As shown by Gerber *et al.* [2008], under these conditions the Parker *et al.* [1986] model reduces to

$$(3a) \quad \frac{\partial q_w}{\partial x} = E_w U, \quad q_w = Uh$$

$$(3b) \quad \frac{\partial q_s}{\partial x} = w_s (E_s - c_b), \quad q_s = Cq_w$$

$$(3c) \quad u_*^2 = RgChS - E_w U^2, \quad S = -\frac{\partial \eta}{\partial x}$$

The turbidity current is described by its flow depth h [L], its depth-averaged velocity U [LT^{-1}], and its depth-averaged suspended sediment concentration C [1]. We consider a single representative grain size that characterizes both the sediment in the flow and the sediment comprising the bed. Equation (3a) expresses conservation of water flux q_w [L^2T^{-1}], which grows downstream through entrainment of overlying clear water, where E_w [1] is a dimensionless coefficient. Equation (3b) expresses conservation of suspended-sediment flux q_s , which evolves due to settling at mean rate w_s [LT^{-1}] and due to entrainment from the bed. Settling flux is proportional to near-bed sediment concentration c_b [1], while sediment entrainment is proportional to E_s [1]. Equation (3c) expresses conservation of momentum in terms of the turbulent shear velocity u_* [LT^{-1}]. Turbulence is driven by excess density in the flow, proportional to bed slope S [1], and is dissipated by surface drag due to fluid entrainment. Here R [1] is sediment submerged specific gravity and g is gravitational acceleration [LT^{-2}].

We close the turbidity-current model using

$$(4a) \quad c_b = r_0 C$$

$$(4b) \quad u_*^2 = C_d U^2$$

$$(4c) \quad E_s = \alpha \left(\frac{u_*}{w_c} \right)^2$$

$$(4d) \quad E_w = \gamma S$$

where C_d is a dimensionless drag coefficient, r_0 is a dimensionless near-bed concentration parameter [Parker *et al.*, 1986], α is a dimensionless sediment entrainment coefficient [Izumi, 2004; Parker, 2006], and γ is a dimensionless water entrainment coefficient [Bo Pederson, 1980; Pirmez and Imran, 2003]. The critical entrainment velocity w_c [LT⁻¹] generally represents the coarsest grains in the flow [Komar, 1985; Kneller, 2003].

Equation (3b) shows that downstream evolution of sediment flux q_s occurs due to imbalances between settling and entrainment, which occur whenever $c_b \neq E_s$. However for our continental-margin scale model it is reasonable to assume that c_b quickly adjusts (i.e., over short distances) to changes in E_s predicted by (4c). Hence we assume a local balance between sediment entrainment and settling so that

$$(5) \quad c_b \approx E_s$$

It is worth emphasizing that (5) does not imply q_s is constant everywhere. Rather, we assume that sediment deposition and entrainment at a point are approximately in balance, but q_s gradually changes downstream due to changes in q_w (3a) and u_* (3c), (4a). By equating E_s and c_b in (3b) and substituting (4b) and (4c), we obtain the quasi-uniform transport rate:

$$(6) \quad q_s = q_w \alpha \frac{u_*^2}{r_0 w_c^2}$$

Combining (3)-(6) gives a simplified model for water and sediment transport by turbidity currents:

$$(7a) \quad \frac{dq_w}{dx} = (\gamma ab) \frac{q_w S^2}{C_d + \gamma S}$$

$$(7b) \quad q_s = k q_w^3 S^2$$

$$(7c) \quad k = \frac{a^3 b^2}{(C_d + \gamma S)^2}$$

$$(7d) \quad a = \frac{C_d \alpha}{r_0 w_c^2}$$

$$(7e) \quad b = Rg$$

Equation (7) is a suitably simplified representation of the three-equation model for our purposes, namely morphodynamic modeling of canyon long-profiles over timescales of continental slope evolution. This formulation is essentially the same as that used in Gerber *et al.* [2008] to study net-depositional turbidity currents, except here we assume that sediment flux q_s is limited by transport capacity (7b) and is thus “transport-limited” in the fluvial sense [Whipple and Tucker, 2002].

3.2.3. Morphodynamic Evolution Equation

Combining (7a)-(7e) with (1) and (2) provides a morphodynamic equation for long-profile canyon evolution driven by background sedimentation and capacity-limited turbidity-current transport:

$$(8a) \quad c_0 \frac{\partial \eta}{\partial t} = \sigma - \frac{\partial q_s}{\partial x}$$

$$(8b) \quad \sigma [x - x_0] = \frac{\partial \eta_m}{\partial t} = \frac{q_m}{d} \left(\frac{x - x_0}{d} \right) e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x - x_0}{d} \right)^2}$$

$$(8c) \quad q_s = KS$$

$$(8d) \quad K = k q_w^3 S$$

$$(8e) \quad \frac{dq_w}{dx} = (\gamma ab) \frac{q_w S^2}{C_d + \gamma S}$$

Equation (8a) is a standard form of the Exner equation, where c_0 is the bed sediment concentration. Here we introduce the diffusivity K in (8c) and (8d) to describe slope-dependent turbidity-current transport. This is similar to other morphodynamic models that describe clinoform accretion using a heuristic diffusion approach [Kenyon and Turcotte, 1985; Jordan and Flemings, 1991; Driscoll and Karner, 1999; Schlager and Adams, 2001], but here K is physically based, arising directly from the turbidity-current morphodynamics of Section 3.2.2.

It is worth comparing our seascape evolution model (8) with typical landscape evolution models (Figure 3.1). Both model types use the Exner equation (8a), but in landscape models σ corresponds to tectonic mass input from below due to uplift, while in our model σ corresponds to mass input from above due to background sedimentation (8b). Our diffusive turbidity-current sediment flux q_s (8c) has a nonlinear dependence on bed slope S and water flux q_w (8d), similar to transport-limited models of fluvial sediment flux [e.g. Dietrich *et al.*, 2003]. However, while in rivers downstream increases in water flux occur due to accumulation of hillslope runoff, here water flux increases downstream due to hydrodynamic entrainment of clear water by the turbidity current (8e).

3.3. Model Predictions

3.3.1 Equilibrium Profiles

Our study of (8a)-(8e) focuses on equilibrium long-profiles. In fluvial landscapes equilibrium profiles result from a balance between bedrock uplift and fluvial erosion that maintains steady-state topography [e.g., Whipple and Tucker, 1999]. On constructional continental margins a more useful definition of equilibrium allows for canyon long-profiles of constant form that prograde with the margin.

We envision three cases, depicted schematically in Figure 3.5. Case I represents a classic graded profile with steady-state topography and negligible background sedimentation (Figure 3.5B). Case II canyons maintain a steady long-profile but canyon relief grows due to progradation of interfluves on

the margin clinoform driven by background sedimentation (Figure 3.5C). Case III canyons are constructional and prograde along with the margin at a rate $V > 0$, maintaining a steady profile and relief in this advecting reference frame (Figure 3.5D).

These equilibrium profiles can be described as traveling wave clinoforms [Kenyon and Turcotte, 1985; Wolinsky and Pratson, 2008], which mathematically have the form

$$(9a) \quad \frac{dx_0}{dt} = V$$

$$(9b) \quad \eta[x, t] = \eta[x - Vt] = \eta[\xi]$$

where ξ measures distance from the prograding canyon head at $x=0$, and bathymetry η has a constant form in this advecting reference frame. Case I and II profiles have $V = 0$ while Case III profiles have $V > 0$. Substituting (9b) into the Exner equation (8a), we find that equilibrium profile solutions to our morphodynamic model must satisfy.

$$(10) \quad -c_0 V \frac{d\eta}{d\xi} = \sigma[\xi] - \frac{dq_s}{d\xi}$$

The LHS of (10) is simply the sedimentation rate required to sustain translation of an equilibrium long-profile across the basin with velocity V (as in (2)). In the limit $V = 0$ this equation represents a steady-state canyon profile in which no net aggradation or degradation occurs.

By considering only equilibrium long-profiles, we neglect transient incision associated with canyon initiation and entrenchment, such as that modeled by Pratson and Coakley [1996]. In our diffusive morphodynamic model long-profile adjustment will approach an equilibrium form on a timescale approximated by $L^2 K^{-1}$ [Paola *et al.*, 1992; Pelletier, 2007], so the equilibrium assumption is only strictly valid for examining variation over timescales that exceed this duration. However the equilibrium analysis is appropriate for our goal of evaluating the first-order controls on canyon long-profile curvature.

If canyon relief equates to continental slope relief (H) and the peak background sedimentation rate

occurs near the shelf-edge ($d \ll L$), the margin-integrated mass balance from $\xi=0$ to $\xi=L$ is obtained from (8b) and (10):

$$(11) \quad \underbrace{c_0 V H}_{\text{Total Storage}} \cong \underbrace{q_m}_{\text{Background Storage}} + \underbrace{q_s|_{\xi=0} - q_s|_{\xi=L}}_{\text{Net Turb.-Curr. Storage}}$$

Equation (11) states that the total supply of sediment available to the canyon is partitioned into a background component (q_m) and a component supplied to the canyon head (q_s at $\xi=0$), minus sediment removed by turbidity currents exiting the canyon mouth (q_s at $\xi=L$). The margin-integrated supply-output balance determines net storage and thus whether V is positive or zero (Figures 3.5B-D). The relative partitioning of sediment supply between background sedimentation and turbidity currents, along with the efficiency of turbidity-current transport, strongly influence the shape of equilibrium canyon profiles. In the following section we explore this influence on canyon long-profile curvature.

3.3.2. Controls on Long-Profile Curvature

To evaluate controls on canyon long-profile curvature we derive a scale-independent version of the model by introducing the canyon length L , canyon head slope S_0 , and initial fluid discharge q_{w0} in the following scalings (Figure 3.5A):

$$(12a) \quad \xi = x - x_0 = L\tilde{x}$$

$$(12b) \quad \eta = S_0 L \tilde{\eta}$$

$$(12c) \quad d = L \tilde{d}$$

$$(12d) \quad S = S_0 \tilde{S}$$

$$(12e) \quad \beta = (C_d + \gamma S) = \tilde{\beta} (C_d + \gamma S_0)$$

$$(12f) \quad q_w = q_{w0} \tilde{q}_w$$

The dimensionless traveling-wave coordinate $0 \leq \tilde{x} \leq 1$ (12a) describes down-canyon position within the advecting profile.

In Appendix A.1 we use (8a)-(8e) to develop an expression for canyon long-profile curvature.

Substituting (12a)-(12f) into (a.6) and (8e) gives a dimensionless model for canyon equilibrium-profile morphology:

$$(13a) \quad \underbrace{\frac{d\tilde{S}}{d\tilde{x}}}_{\text{Curvature}} = \left[-\underbrace{\left(\frac{L}{L_{ST}}\right)}_{\text{Storage \#}} + \underbrace{\left(\frac{L}{L_M}\right)^2}_{\text{Margin \#}} \tilde{x} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\tilde{x}}{\tilde{d}}\right)^2} \tilde{S}^{-1} \right] \times \left(\frac{\tilde{q}_w}{\tilde{\beta}}\right)^{-3} - \underbrace{\left(\frac{L}{L_G}\right)}_{\text{Grade \#}} \tilde{S}^3$$

$$(13b) \quad L_{ST} = \frac{K_E}{c_0 V S_0}$$

$$(13c) \quad L_M = d \sqrt{\frac{K_E}{q_m}}$$

$$(13d) \quad L_G = \frac{2C_d}{3ab\gamma S_0^2}$$

$$(13e) \quad K_E = 2 \left(\frac{C_d S_0}{C_d + \gamma S_0} \right) K_0$$

$$(13f) \quad \frac{d\tilde{q}_w}{d\tilde{x}} = \frac{2}{3} \left(\frac{C_d}{C_d + \gamma S_0} \right) \underbrace{\left(\frac{L}{L_G} \right)}_{\text{Grade \#}} \frac{\tilde{q}_w \tilde{S}^2}{\tilde{\beta}}$$

Equation (13a) shows that there are three sources of canyon long-profile curvature, where negative values (i.e. decreasing slope) denote concavity and positive values denote convexity. The magnitude of long-profile curvature depends on the ratio of canyon length L to three characteristic lengths for slope change: L_{ST} , L_M , and L_G (13b)-(13d).

We call the first two ratios the storage and margin numbers because they depend on canyon progradation ($V > 0$ equates to canyon storage) and background margin sedimentation (q_m), respectively. This dependence is captured in lengths L_{ST} and L_M , both of which depend on effective diffusivity K_E (13e), where K_0 is canyon-head diffusivity. We call the third ratio the grade number because it describes long-profile curvature in a graded ($V = q_m = 0$) canyon.

The grade number depends on the downcanyon evolution of turbidity currents (13f). Physically,

rapidly increasing downcanyon water flux results in increasing transport efficiency, which requires sharply decreasing slope to maintain grade, producing high long-profile concavity. The grade number always acts to increase relative long-profile concavity (13a), and is the only source of concavity for a graded canyon, where background sedimentation is negligible. Moreover, if sufficiently large it can maintain graded long-profile concavity even when background sedimentation is relatively high.

The first two terms in (13a) are closely related to the canyon mass balance described in Section 3.3.1. Under prograding ($V > 0$) conditions the storage number and margin number have opposite signs. In this case a high storage number, which occurs if the effective diffusivity K_E is small relative to progradation velocity V , favors long-profile concavity. Physically, high canyon storage requires the canyon slope to drop significantly so that transport capacity drops and sediment export is limited at the canyon mouth. However canyon-head convexity is favored by a high margin number, which occurs if the effective diffusivity K_E and the depositor width d are small relative to the background supply q_m . In other words, if the background supply contributes significantly to canyon storage and the sedimentation-rate profile is sharply peaked, the influence of sigmoidal curvature will be felt in the upper canyon and concavity will be reduced in the lower canyon.

Table 3.1 summarizes the effects of the storage, margin, and grade numbers on long-profile curvature, and serves as a reference for interpreting slope profiles presented in the following section. It is worth noting that the physical parameters defining each number do not necessarily affect curvature similarly. For example the dominant controls on the grade number, which are also the most likely to vary between canyons, are the sediment entrainment coefficient α and the critical grain settling velocity w_c . Easily entrained sediment results in a high transport capacity, a high grade number, and high concavity. Yet the higher capacity more effectively transports sediment supplied to the canyon head, resulting in a higher effective diffusivity K_E and thus a low storage number, which limits concavity in a prograding canyon.

3.3.3. Sensitivity of Long-Profile Curvature

Section 3.3.2 summarized qualitatively the relative controls on long-profile curvature in terms of the storage, margin, and grade numbers. We proceed by numerically integrating (13a) and (13f) for a series of cases where the relative magnitudes of each number are varied to show their influence on model-predicted long-profile curvature. We also vary \tilde{d} separately but not C_d and γS_0 . The results are summarized in Figure 3.6 and the numbers used in each plot are listed in Table 3.2. In each slope-distance plot, a reference case with fixed

	Storage ($V > 0$)	Margin	Grade
Governing Non-dimensional number	$\frac{L}{L_{ST}}$	$\frac{L^2}{L_M^2}$	$\frac{L}{L_G}$
Source of High Positive Curvature	$L_{ST} \ll L,$ $K_E \ll VS_0$	None	$L_G \ll L,$ $r_0 w_c^2 \ll Rg\alpha\gamma S_0^2$
Source of High Negative Curvature	None	$L_M \ll L,$ $K_E d^2 \ll q_m$	None
Source of Low Curvature	$L_{ST} \gg L,$ $K_E \gg VS_0$	$L_M \gg L,$ $K_E d^2 \gg q_m$	$L_G \gg L,$ $r_0 w_c^2 \gg Rg\alpha\gamma S_0^2$

Table 3.1. Canyon long-profile curvature.

values for the storage, grade, and margin numbers is included to aid comparison.

The reference case in Figure 3.6 is a smooth concave profile, indicated by a negative gradient in canyon slope (dashed). If all three numbers are decreased (increased) an order of magnitude, curvature decreases (increases) but the profiles remain concave (Figure 3.6A). If either the storage number or the grade number is independently increased an order of magnitude (Figure 3.6B), increased concavity results. Because the storage curvature is largely independent of the slope, it essentially drops to zero. The nonlinear influence of slope on grade concavity limits its decay, so it bottoms out asymptotically at a low but nonzero slope.

In contrast, increasing only the margin number decreases concavity, with the sharpest decrease in slope gradient occurring just upstream of the

peak background sedimentation rate \tilde{d} (Figure 3.6C). Still, the long-profile is everywhere concave. If, however, the margin number is elevated by a second order of magnitude, margin dominance occurs in the upper canyon. Now, a convex reach begins just basinward of the canyon head and extends to a point upcanyon from \tilde{d} .

Reduced concavity and the appearance of convex curvature simply reflect the inability of turbidity currents to efficiently transport sediment delivered to the canyon under high background sedimentation rates. The maximum effect of increasing margin number occurs along a reach upcanyon from the peak sedimentation rate at \tilde{d} due to the basinward increase in turbidity-current transport capacity. Put simply, the storage and grade terms are sufficient to maintain concavity at \tilde{d} but not upcanyon. The effect is evident if \tilde{d} is shifted towards the canyon head (Figure 3.6D), where now

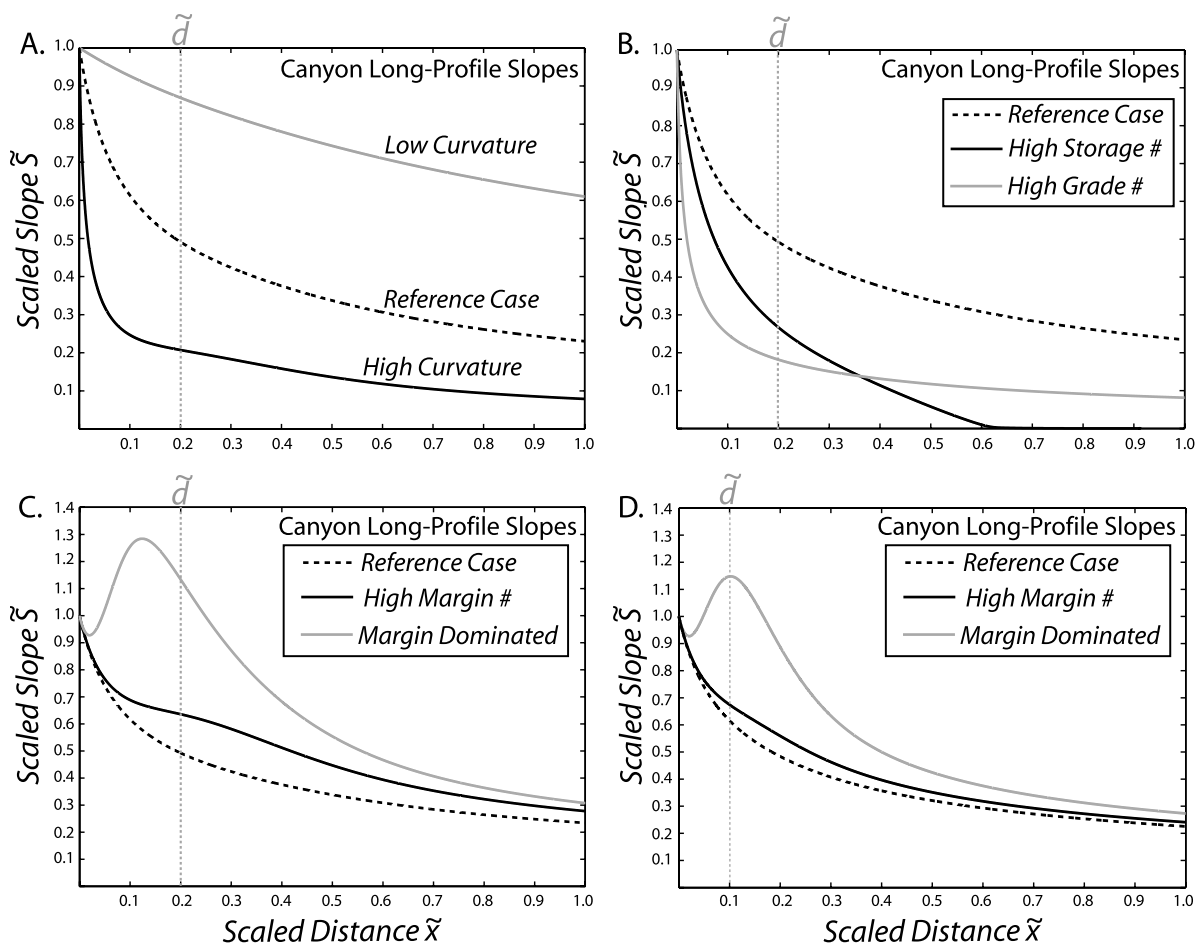


Figure 3.6. (A-D) Slope-distance plots for canyon long-profiles obtained by numerical solution of (13a)-(13f) with $\tilde{S}, \tilde{q}_w[x=0]=1$. Values for the storage, grade, and margin numbers corresponding to each profile are summarized in Table 3.2, and the position \tilde{d} is indicated.

	Storage ($V > 0$)	Margin	Grade
Governing Non-dimensional number	$\frac{L}{L_{ST}}$	$\frac{L^2}{L_M^2}$	$\frac{L}{L_G}$
Reference Value (dashed profile)	1	5	5
Low Magnitude ^a	0.1	0.5	0.5
High Magnitude ^a	10	50	50
Dominance ^a	--	500	--

^a $\tilde{d} = 0.2$ in Figure 3.6A-C and 0.1 in Figure 3.6D (position shown by dotted lines). $C_d = \gamma S_0 = 10^{-3}$ for all panels

Table 3.2. Parameters used to generate Figure 3.6.

the maximum effect of increased margin number on long-profile curvature coincides with the peak background sedimentation rate.

Figure 3.6 shows the persistence of long-profile concavity under a wide range of conditions, due largely to the storage and grade effect on canyon slopes. Departures from that concavity indicate elevated background sedimentation relative to turbidity-current transport in the canyon, influenced not just by the magnitude but also the position of the peak sedimentation rate.

3.4. Case-Specific Model Forms

In this section, we present case-specific forms of (13) that correspond to the equilibrium conditions depicted in Figures 3.5B-D. Two cases for canyon grading are considered. The first (Case I) considers a submarine canyon supplied only by turbidity currents that develop seaward from the canyon head and completely bypass the canyon. The second (Case II) considers long-profile curvature for a canyon in which turbidity-current transport capacity exactly balances background sedimentation to maintain grade. Constructional canyons are addressed in Case III, where we neglect the grade number and cast (10) in a simplified form that describes canyon progradation by a mix of diffusive and background storage. We solve analytically for elevation profiles in Case III to more clearly

illustrate the interplay of clinoform and canyon progradation.

3.4.1. Cases I and II: Graded Canyons

3.4.1.1. Case I

Here we consider a graded canyon supplied only by turbidity currents at its head. In the mass balance (10), the assumptions require a sediment flux at the canyon head matching the flux at the canyon mouth.

Applying the conditions $V = 0$ and $q_m = 0$ to (13a) leaves a simple expression for grade concavity:

$$(14) \quad \frac{d\tilde{S}}{d\tilde{x}} = -\left(\frac{L}{L_G}\right)\tilde{S}^3$$

Implicit above are several model relations introduced in Section 3.2. Because the turbidity-current model equates deposition or erosion with gradients in transport capacity, a graded canyon maintains constant transport capacity by balancing decreases in bed slope with increases in diffusivity K (i.e., (13b)). The initial (canyon head) slope, applied as a boundary condition to (14), sets this transport capacity. Assuming no abrasion or inputs of sediment of different size, downstream increases in K arise from the downstream evolu-

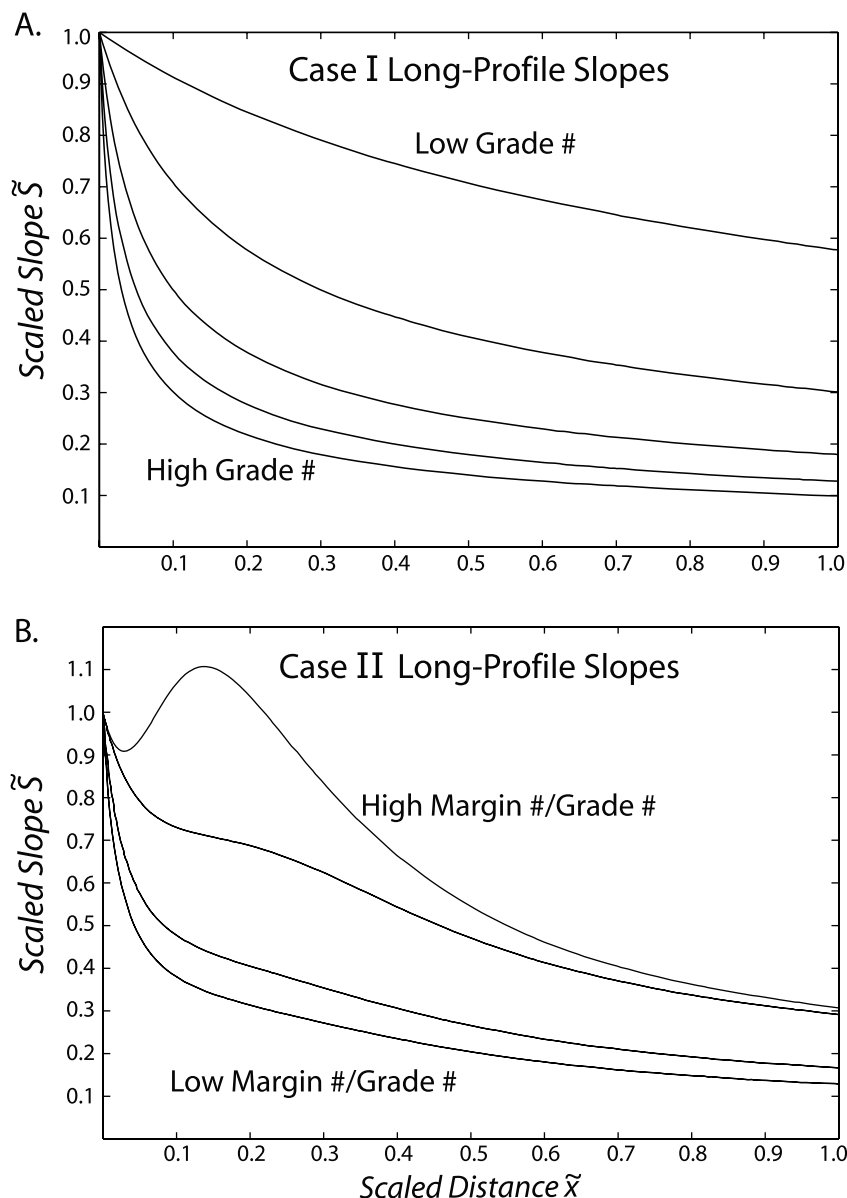


Figure 3.7. (A) Case I graded long-profile slopes predicted by (15) for a range of grade numbers (1, 5, 15, 30, 50). (B) Case II graded long-profile slopes predicted by numerical solution of (16) and (13f) for different ratios of the margin number to grade number (2, 3.33, 10, 50). Boundary conditions and other parameters are identical to those used to construct Figures 3.6A-C.

tion of \tilde{q}_w and E_w . Both depend on bed slope, hence the succinct expression for Case I long-profile curvature.

Equation (14) admits the following solution with $\tilde{S}[x_0=0]=1$:

$$(15) \quad \tilde{S} = \left[1 + 2 \left(\frac{L}{L_G} \right) \tilde{x} \right]^{-1/2}$$

The slope-distance relation for grade concavity is a modified power law. The form of (15) is noteworthy in light of existing models for canyon concavity that borrow heavily on fluvial analogues, a point we revisit below. In Figure 3.7A, a series of slope-distance plots are shown for values of the grade number used to construct Figure 3.6. For a high grade number, profiles predicted by the analytical model nearly coincide with those shown in Figure 3.6B, confirming that grade concavity dominates these cases.

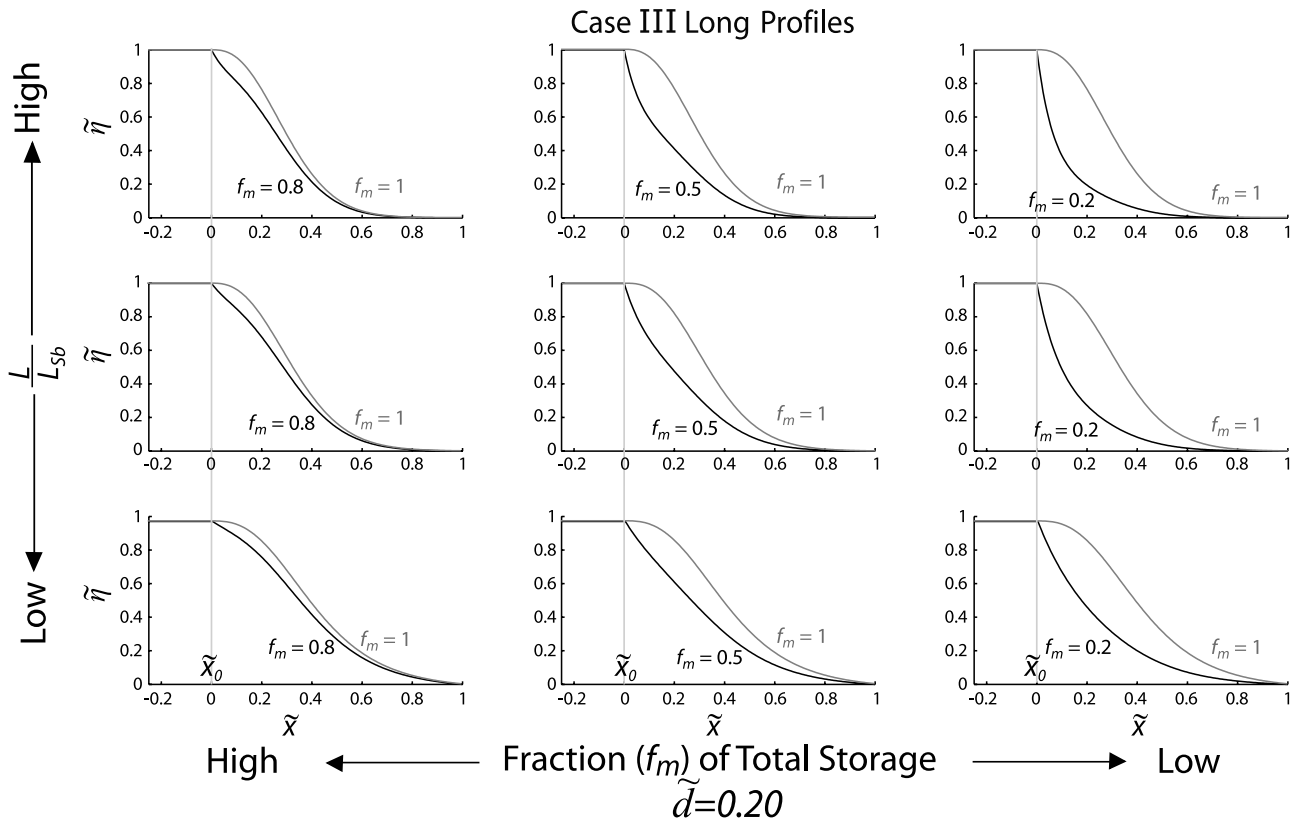


Figure 3.8. Matrix of canyon ($f_m \neq 1$; black profile) and intercanyon ($f_m = 1$; gray profile) profiles for a range of storage numbers and fractions of background sediment storage. Profiles are computed with analytical solution to (19) [see (A6-A8)] for a fixed value of \tilde{d} (shown).

3.4.1.2. Case II

Graded long-profiles in Case I bear only the signature of turbidity currents and are thus always concave. But a more general definition for grade describes a balance between turbidity-current transport capacity and background sedimentation. As suggested by Figure 3.6, a large margin number relative to the grade number limits concavity and can introduce convex canyon reaches. To examine this possibility we set $V = 0$ in (13a) so that only margin and grade curvature, along with the fluid entrainment relation (13f), remain. This leaves

$$(16) \quad \frac{d\tilde{S}}{d\tilde{x}} = \left(\frac{L}{L_M}\right)^2 \tilde{x} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\tilde{x}}{\tilde{a}}\right)^2} \tilde{S}^{-1} \left(\frac{\tilde{q}_w}{\tilde{\beta}}\right)^{-3} - \left(\frac{L}{L_G}\right) \tilde{S}^3$$

An analytical solution to the simplified system is not available, so the same numerical approach used in Section 3.3.3 is repeated here. In Figure 3.7B we show four slope-distance plots for graded conditions and a range of grade and margin

numbers. As in Case I, the end member profiles for Case II approximate those dominated by the grade number and margin number, respectively, in Figures 3.6B and 3.6C.

3.4.2. Case III: Prograding Canyons

Having considered graded long-profiles we now turn to constructional submarine canyons. In Case III we isolate the competition between the storage and margin numbers to study a prograding canyon that stores sediment over time-scales of margin outbuilding. Since the background sedimentation defines a sigmoidal (convexo-concave) clinoform (Figure 3.5A), but diffusive storage will always produce a concave profile, the competition will determine both the sign and magnitude of canyon long-profile curvature.

To simplify, we approximate diffusivity K as a constant. This ignores spatial variability in K from fluid entrainment and slope-dependent shear stress,

the former implying a negligible grade number. We treat diffusive transport governed by this “bulk” diffusivity (denoted K_b) more generally than K defined in Section 3.2.3 (i.e., (8c) and (8d)), and so refer in Case III to the action of sediment gravity flows rather than turbidity currents per se, acknowledging that K_b is not rigorously defined as in the general model. In this way, K_b is analogous to the composite diffusivity introduced by Kenyon and Turcotte [1985] in their approach to modeling the subaqueous reaches of deltas. Details of profile curvature studied below will therefore differ from the results in Figure 3.6 but overall trends remain.

With the $K = K_b$ approximation, (10) becomes

$$(17a) \quad \frac{d^2\eta}{d\xi^2} = -L_{Sb}^{-1} \frac{d\eta}{d\xi} - L_{Mb}^{-2} (x - x_0) e^{\frac{1}{2} \left(\frac{x-x_0}{d} \right)^2}$$

$$(17b) \quad L_{Sb} = \frac{K_b}{c_0 V}$$

$$(17c) \quad L_{Mb} = d \sqrt{\frac{K_b}{q_m}}$$

where the lengths L_{Sb} and L_{Mb} are analogous to L_{ST} and L_M . The relationship between canyon progradation and long-profile curvature is most simply illustrated for a purely constructional canyon. In this case, the diffusive flux at the canyon mouth is assumed negligible so that the mass balance statement (11) expresses the total storage as simply the sum of the background and diffusive inputs:

$$(18) \quad \underbrace{c_0 V H}_{\text{Total Storage}} = \underbrace{q_m}_{\text{Background Storage}} + \underbrace{K_b S_0}_{\text{Diffusive Storage}}$$

$$= (f_m + f_c) c_0 V H; \quad f_c + f_m = 1$$

The canyon progrades at speed V from the total background sedimentation across the margin and diffusive input at the canyon head, each represented as fractions f_c and f_m of the total storage VH . Using (18) to eliminate L_{Mb} from (17) and scaling it by (12a) and relief H ($\eta = H\tilde{\eta}$) leaves

$$(19) \quad \frac{\partial^2 \tilde{\eta}}{\partial \tilde{x}^2} = - \underbrace{\frac{L}{L_{Sb}}}_{\text{Storage \#}} \left[\frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial \tilde{x}} + f_m \tilde{d}^{-2} \tilde{x} e^{\frac{1}{2} \left(\frac{\tilde{x}}{\tilde{d}} \right)^2} \right]$$

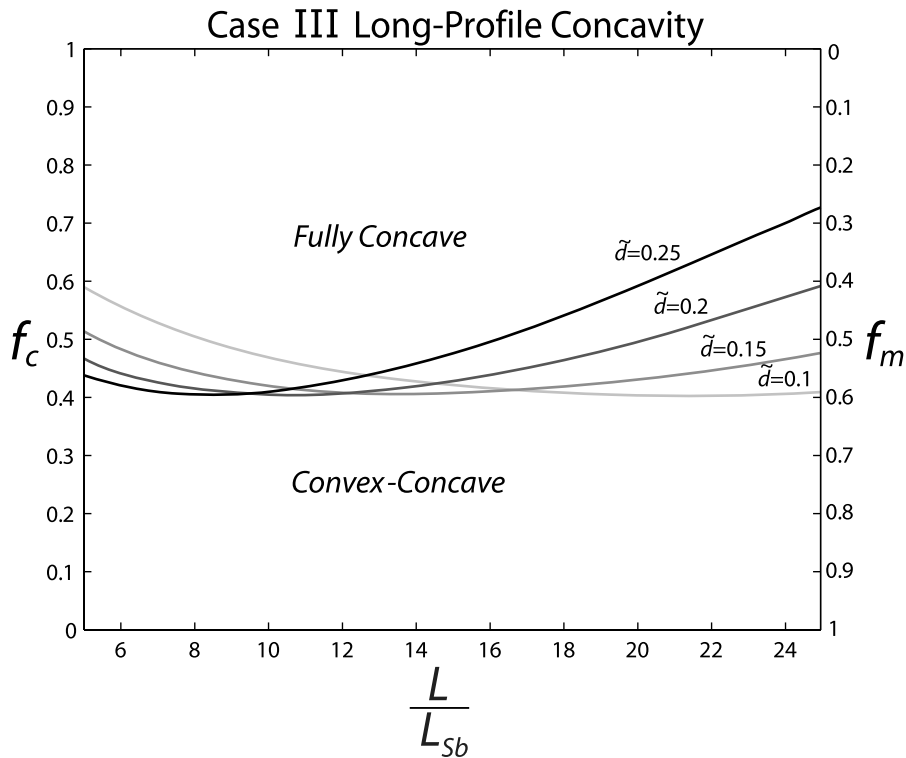


Figure 3.9. Field separating fully concave Case III long-profiles from those with reaches of convex curvature of any measurable length.

The simplified storage number now also defines the margin number through $f_m \tilde{d}^2$. Low values of f_m indicate a predominantly diffusive supply at the canyon head while high values indicate background sedimentation dominates supply to the canyon. In the limit of vanishing background sedimentation (i.e., $f_m \rightarrow 0$), the length L_{sb} is exactly equal to the e-folding length of the prograding, diffusive delta presented by Kenyon and Turcotte [1985].

An analytical solution to (19) for the canyon long-profile elevation is given in Appendix A.2, ((a.6) and (a.7)). A range of predicted canyon long-profiles is shown in Figure 3.8. Nine plots are shown for different values of f_m and L_{sb} . In each plot, we show a model canyon profile (black) predicted with the indicated value of f_m along with a reference profile (grey) with no diffusive input ($f_m = 1$). The latter reveals the convexo-concave morphology of a clinoform supplied only by background sedimentation but subject to diffusion. Full profile concavity only results when the supply of sediment to the prograding canyon is dominated by diffusive input (low f_m). High values for the storage number increase this concavity as the canyon head slope steepens to accommodate the higher sediment supply (high V) relative to the diffusivity (low K_b).

For high f_m , canyons approach the convexo-concave morphology of the margin clinoform everywhere except the canyons' upper reaches. As in Figure 3.6, intermediate values of f_m produce concave profiles with moderately convex reaches coinciding with the peak in background sedimentation. Figure 3.9 shows that L_{sb} and f_m/f_c determine whether the canyon is fully concave.

The Case III long-profiles in Figure 3.8 fall on a continuum of clinoform morphologies. That prograding margin clinoforms exhibit both convexo-concave (sigmoidal) and concave (oblique) geometries is well known and extensively documented [e.g., Adams and Schlager, 2000]. What we argue for is a clinoform view of constructional canyons on prograding margins, where long-profile canyon curvature and relief relative to intercanyon slopes reflect elevated storage by diffusive transport (i.e., sediment gravity flows). With this approach and a more general treatment of K_b (approximately constant), both canyon and intercanyon slopes can be treated similarly (Figure 3.8). Omitting the

effect of spatially evolving flows within the canyon on K only makes long-profiles less concave than they might otherwise be.

3.5. Case-Specific Model Applications

In Section 3.4 we showed that Case I profiles are always concave, but long-profile concavity in Case II and Case III depends on the balance of two competing transport processes. The three cases are particularly useful because they can be used to infer sedimentary processes from canyon morphology in different margin settings.

In this section we present canyon bathymetric long-profiles along three continental margins where observations suggest conditions are reasonably well approximated by the three cases. Each canyon long-profile is plotted with an "intercanyon" profile, obtained by interpolating a surface from bathymetric control points on canyon interfluves and then extracting elevations from it along the trace of the canyon thalwegs. In addition to showing canyon relief, the surface reveals the hypothetical "uncanyonized" margin clinoform. Case-specific model fits to the measured canyon long-profiles provide parameter estimates and help further illustrate the process signatures summarized in Table 3.1. Assuming graded conditions for the first two examples, we compare estimates for the sediment entrainment coefficient of turbidity currents moving a range of grain sizes through the canyons. Margin numbers are also estimated and used to compare canyons on the Case II margin. The Case III example highlights canyon and intercanyon long-profiles on a prograding margin and relates best-fit storage numbers and supply fractions to both.

3.5.1. Case I and Case II Application: Graded Canyons

3.5.1.1. Catalan Margin

Submarine canyons along the Catalan margin of the NW Mediterranean Basin, briefly described in Section 3.1 (Figures 3.2 and 3.3), are thoroughly described in Amblas *et al.* [2006, and references

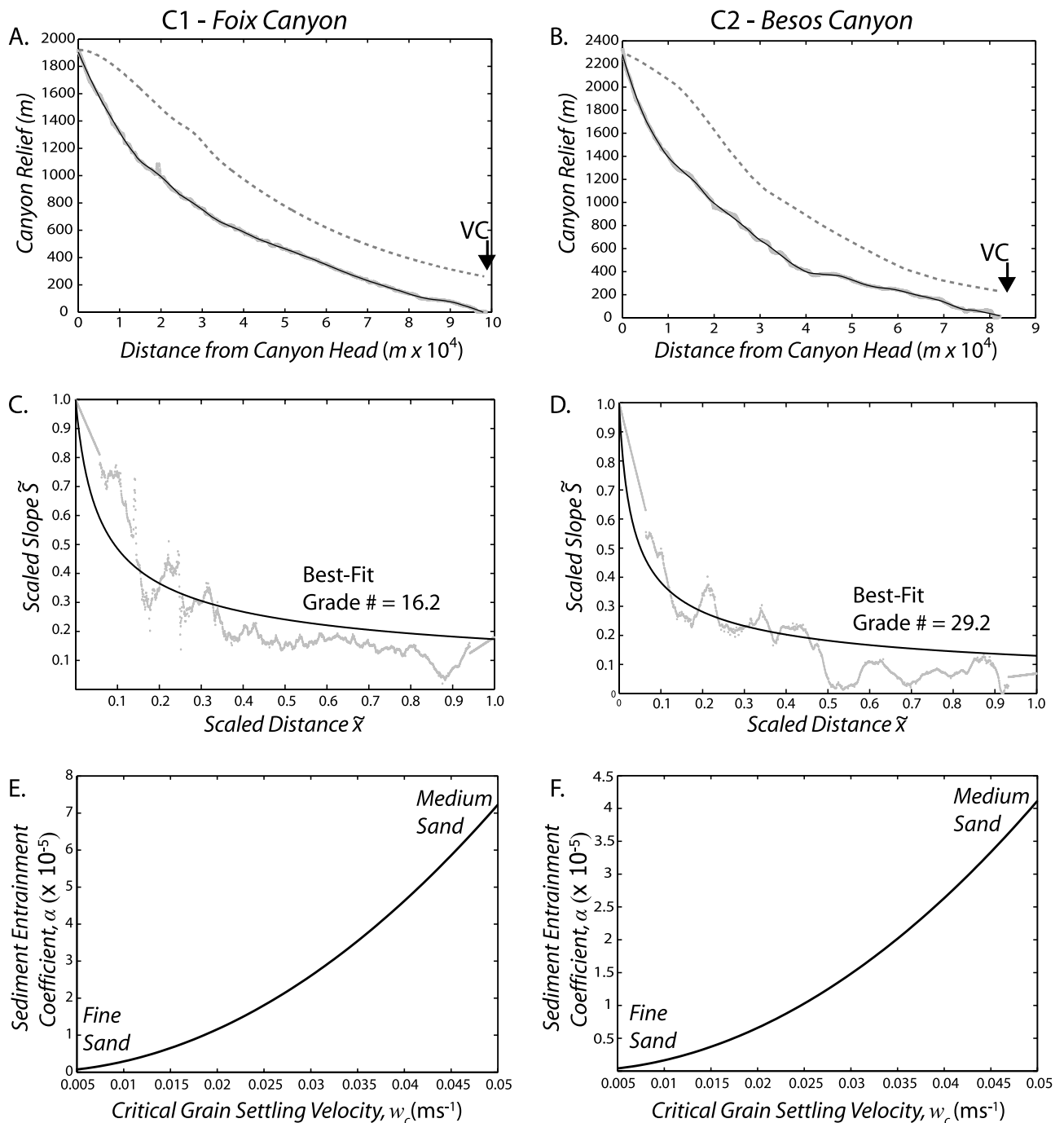


Figure 3.10. [A-B] Long-profiles of Foix and Besos Canyons plotted as relief above their junctions with the Valencia Channel. Profiles extracted by tracing the canyon thalwegs on the bathymetry. Both the raw profiles (gray) and smoothed profiles (black) are shown. Dashed profile is a fit to the intercanyon slopes [see text for explanation]. 'VC' denotes junction with Valencia Channel. [C-D] Long-profile slopes of Foix and Besos Canyons measured from the smoothed profiles shown in Figures 3.10A and 3.10B. Shown in black is the least-squares best fit of the slopes to [15] (the best-fit grade number is also shown). [E-F] Computed sediment entrainment coefficient α for a range of grain sizes using the definition of the grade number from [13d].

therein]. Apart from the structurally influenced canyons in the NE, the few canyons on the South Catalan slope head not more than 20 km seaward of a coast rimmed by a narrow shelf that rolls over gradually to a low-gradient [3-4°] slope. The two

canyons studied here, Foix ('C1') and Besos ('C2'), exhibit high relief and, except for the uppermost reach of Foix, nearly linear thalwegs with no branching or tributaries. Base level for both canyons is the thalweg of the Valencia Channel that runs

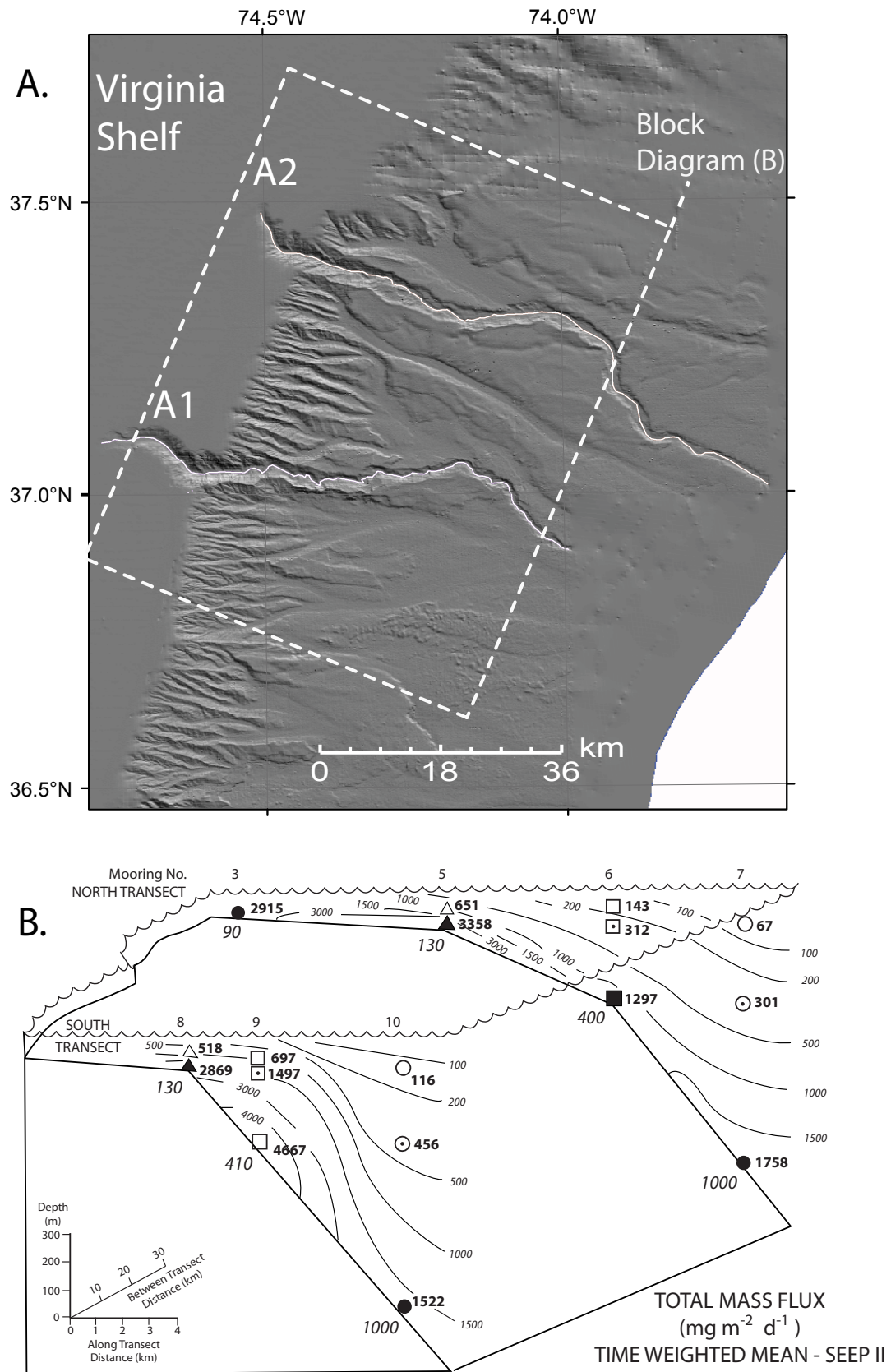


Figure 3.11. (A) Shaded relief bathymetry from the Mid-Atlantic Bight [3 arc second resolution]. Data provided by the National Geophysical Data Center [Coastal Relief Model]. Canyons A1 (Norfolk) and A2 (Washington) are traced. Box encloses the area covered by (B) the diagram reproduced from Biscaye and Anderson [1994] with permission from Elsevier, which shows transects from the SEEP II experiment that measured mass fluxes to the seafloor.

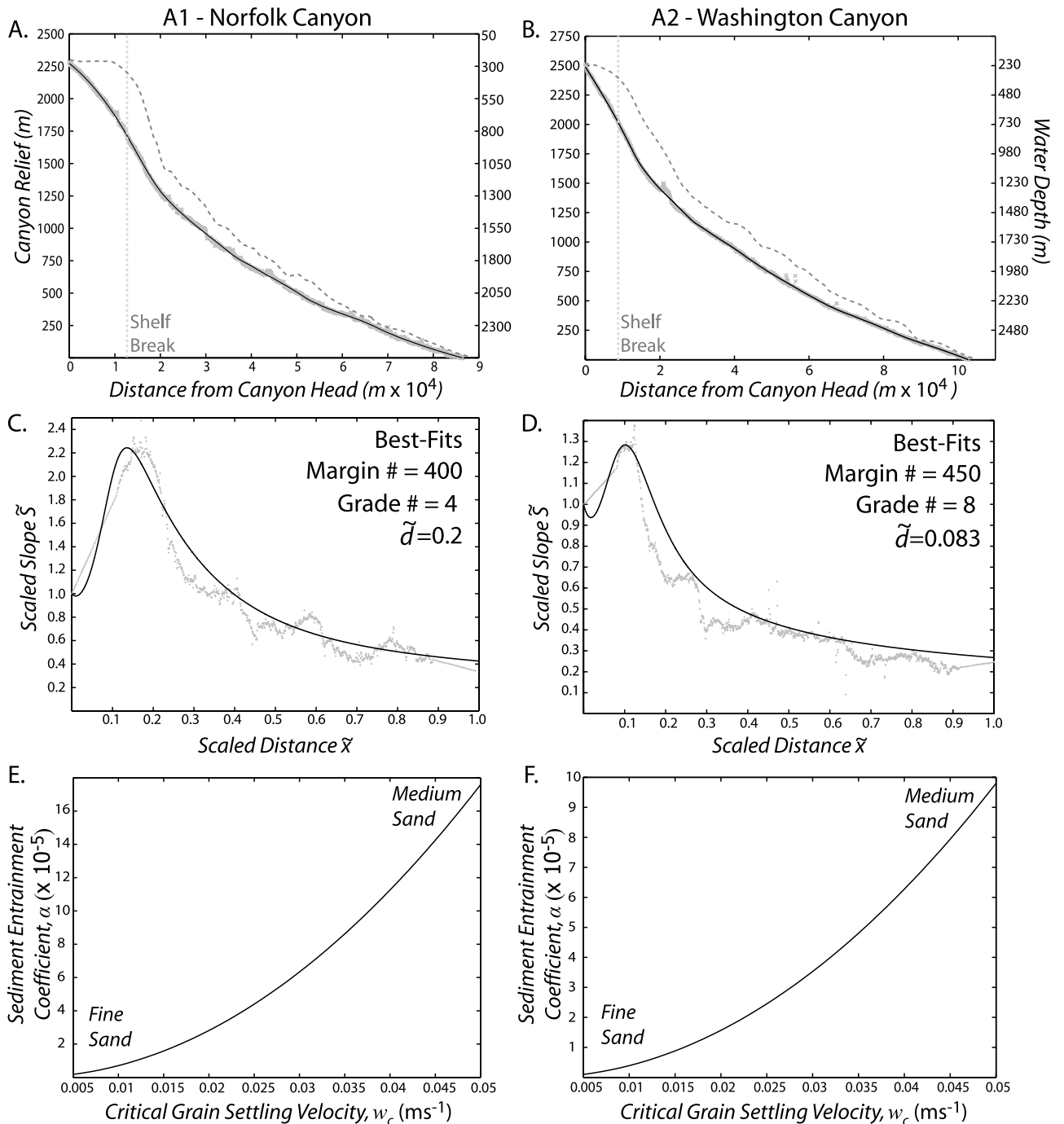


Figure 3.12. (A-B) Long-profiles of Norfolk (A1) and Washington (A2) Canyons plotted both as relief (relative to distal canyon) and water depth (for comparison with Figure 3.11B). Profiles extracted by tracing canyon thalwegs on the bathymetry. Both raw profiles (gray) and smoothed profiles (black) are shown. Dashed profile is a fit to the intercanyon slopes (see text for explanation). (C-D) Long-profile slopes of Norfolk and Washington Canyons measured from the smoothed profiles shown in Figures 3.12A and 3.12B. Shown in black is the least-squares best fit of the slopes to (16) (best-fit grade number, margin number, and \tilde{d} are also shown). For the fits, $C_d = .001$, $\gamma = .072$, and initial slope S_0 was measured from the canyon long-profile. (E-F) Computed sediment entrainment coefficient α for a range of grain sizes using the definition of the grade number from (13d).

along the axis of the Valencia Trough [Alonso *et al.*, 1991, 1995; Canals *et al.*, 2000]. The close-up and seismic cross-section of Besos Canyon show its remarkably uniform chute morphology, which

is shared by adjacent Arenys Canyon (Figs. 3B and 3C). The entrenchment of the canyons probably occurred in tandem with the Valencia Channel, evidenced by their smooth junction and evidence for

a similar pattern of incision in the latter [Amblas *et al.*, 2006].

Together, the observed attributes (a narrow shelf drained by a few large canyons, a smooth low-gradient slope, and evidence for significant bypassing to a contiguous deep sea channel) suggest Case I conditions are a reasonable approximation for both canyons. In this view, the canyons are graded from turbidity-current throughput that exceeds background inputs to the canyon (i.e., negligible margin number). Modern (decadal to centennial) sedimentation rates measured in and around Foix Canyon support this idea, showing that the canyon acts as a preferential conduit for sediment leaving the shelf [Puig and Palanques, 1998].

Assuming the Valencia outlet channel is also graded, (15) is applied to both canyons to extract a best-fit value for the grade number, with the results shown in Figure 3.10. Long-profile concavity is apparent in both canyons' elevation (10A-B) and slope (10C-D) plots, the latter scaled by canyon head slopes S_0 (\hat{S}) and distances L (\hat{x}) to the Valencia Channel. Overlain on the slope-distance plots are the best-fit profiles. Besos Canyon is appreciably more concave than Foix Canyon, but more interesting than the comparison is the magnitude of both their best-fit grade numbers.

If the grade number is dimensionalized assuming a fixed sediment specific gravity Rg , concentration parameter r_0 , fluid entrainment coefficient γ , and measured canyon length L and initial slope S_0 , it depends only on the critical settling velocity w_c and sediment entrainment coefficient α . As pointed out in previous work [Parker, 2006; Izumi, 2004], the sediment entrainment relation (4c) defined by these parameters is probably the most weakly constrained in the three-equation model. It is of interest then to estimate order-of-magnitude values for these from the best-fit grade numbers found above. After dimensionalizing each from the measured profiles and adopting standard values for Rg (= 16.2), γ (= .072), and r_0 (= 1.5), we compute α values for a range of critical settling velocities corresponding to those given by Dietrich [1982] for fine (100 μm) to medium (500 μm) sands. The results are plotted in Figures 3.10E-F and indicate values for α in the range of 10^{-6} - 10^{-4} .

3.5.1.2. US Mid-Atlantic Bight

Case II conditions describe canyons graded from turbidity-current transport balancing a second, significant background source of sedimentation. Evidence suggests the curvature of canyon long-profiles along the Mid-Atlantic US continental slope reflects predominantly Case II conditions (Figure 3.11A).

The long-profiles of Norfolk and Washington Canyons are shown in Figures 3.12A-B. Norfolk Canyon extends further landward from the shelf edge (19 km) than Washington Canyon (13 km), but both show similar planview morphology and exhibit appreciable relief as they cross the continental rise (Figures 3.11 and 3.12). Each canyon's long-profile shows a reach extending from the canyon head to a distance at or beyond the shelf break that is distinctly convex (Figures 3.12A-B). The trend is even more obvious in slope-distance plots (Figures 3.12C-D) scaled by canyon head slopes S_0 (\hat{S}) and canyon lengths L (\hat{x}). Norfolk Canyon's maximum long-profile slope is more than twice that of the canyon head while Washington Canyon's convexity is somewhat less. Seismic profiles crossing both canyons show deeply incised V-shaped thalwegs that truncate slope strata along much of their lengths [Forde, 1981]. The origin and age of these canyons is not known, but they are believed to have been important conduits for sediment transport onto the Hatteras Abyssal Plain through at least the Quaternary and are still active today [Forde *et al.*, 1981; Pratson and Laine, 1989].

Seismic and core data from the eastern US continental margin show that Quaternary sedimentation preferentially occurred seaward of the shelf break along the upper continental slope [Poag, 1985; Poag and Mountain, 1987]. Recent-to-modern sedimentation rates established from ^{14}C dating, ^{210}Pb analysis, and moorings show a similar overall pattern [Biscaye, 1994; Anderson *et al.*, 1994]. A synthesis of sediment trap data collected during the SEEP II experiment along transects adjacent to both Norfolk ('A1') and Washington ('A2') canyons show peak rates along the upper slope that diminish both landward and seaward [Figure 3.11B; Biscaye and Anderson, 1994]. The overall pattern of accumulation is consistent with our geometric approximation for background sedimentation across

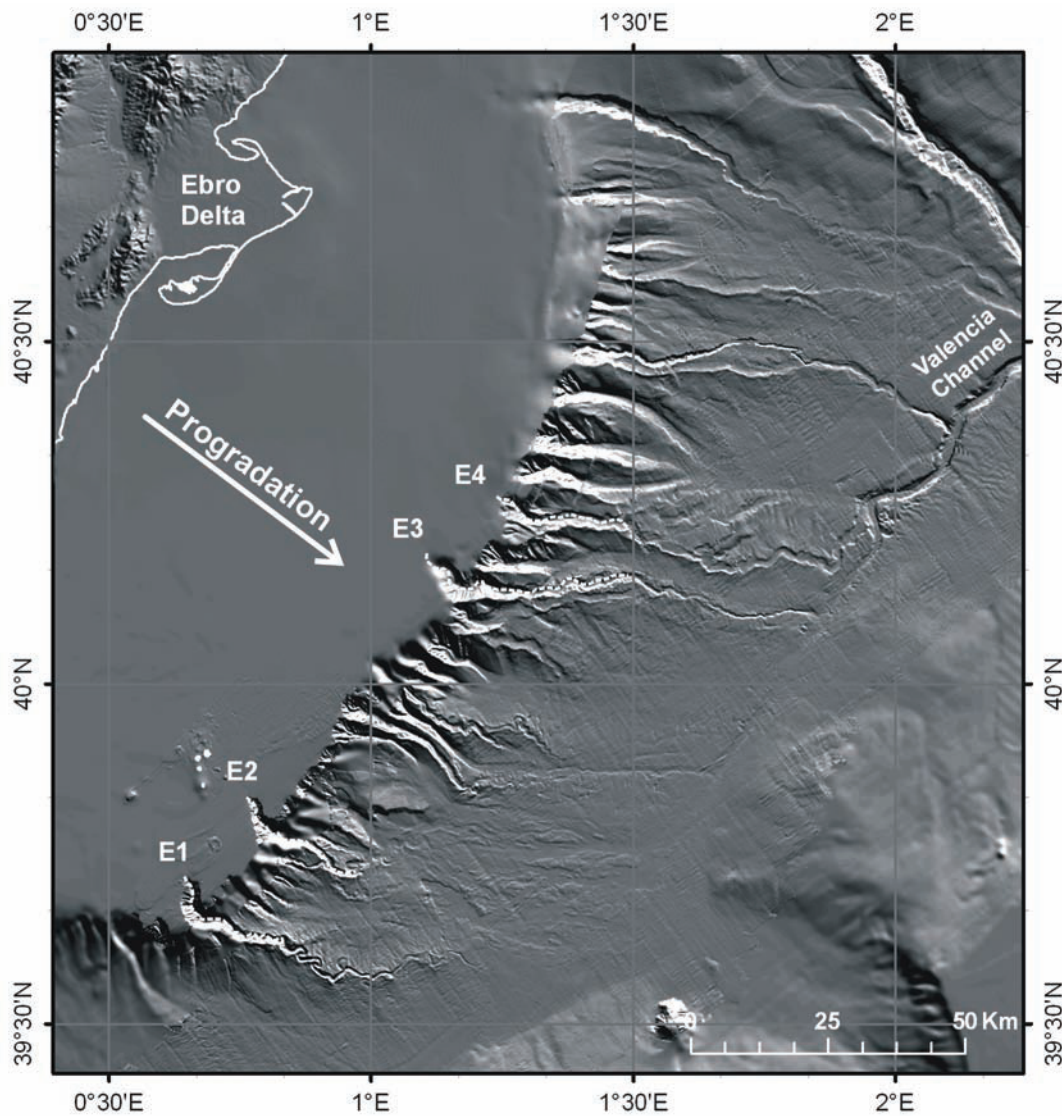


Figure 3.13. Shaded relief map (maximum grid resolution is 50 m) of Ebro continental margin. Canyons E1-E4 are traced over control volume extent (Figure 3.14). Shoreline is shown in white.

the slope, and has in fact been used to illustrate the large-scale clinoform morphology of continental shelves and slopes [Pirmez *et al.*, 1998].

The morphology, along with the observations noted above, suggest background sedimentation plays a significant role in shaping the canyon long-profiles. We numerically fit the slope-distance relations for Case II conditions (13f) and (16) in a least-squares sense to compare the two canyons. We assume background sedimentation begins at the canyon head where the profiles descend below shelf depths. Results are included in the canyon slope-distance plots, where both best-fit profiles (black) and nondimensional numbers are shown (Figure 3.12C-D). Differences between the canyons'

long-profile curvature and both the magnitude and location of the maximum slope are now expressed in model parameters with process significance. High margin numbers are obtained from the fits to both canyons, with Norfolk Canyon showing a higher ratio of margin number to grade number. Norfolk Canyon also shows a more distal (20% of the canyon length) peak sedimentation rate (Figures 3.12C-D).

In detail, poor agreement between the measured and fitted slopes is unsurprising given the constraints placed on the shape of the background sedimentation curve. The model overpredicts the initial slope drop at the canyon heads, since by definition background sedimentation vanishes there. Simul-

taneously fitting both the convex upper canyon reaches and concave lower reaches is similarly limited. Despite these shortcomings, we believe the fits are instructive in light of the open slope sedimentation rates shown in Figure 3.11B.

Distinct peaks in background sedimentation were observed on both transects but their magnitude

and location differ. Along the north transect near Washington Canyon, fluxes were seen to peak in a localized depocenter near the shelf break (~130 mbsl). Along the south transect adjacent to Norfolk Canyon, a peak was also evident but it occurred seaward of the shelf break (~400 mbsl). Overall, the magnitude of the flux estimates was higher on the south transect than the north transect.

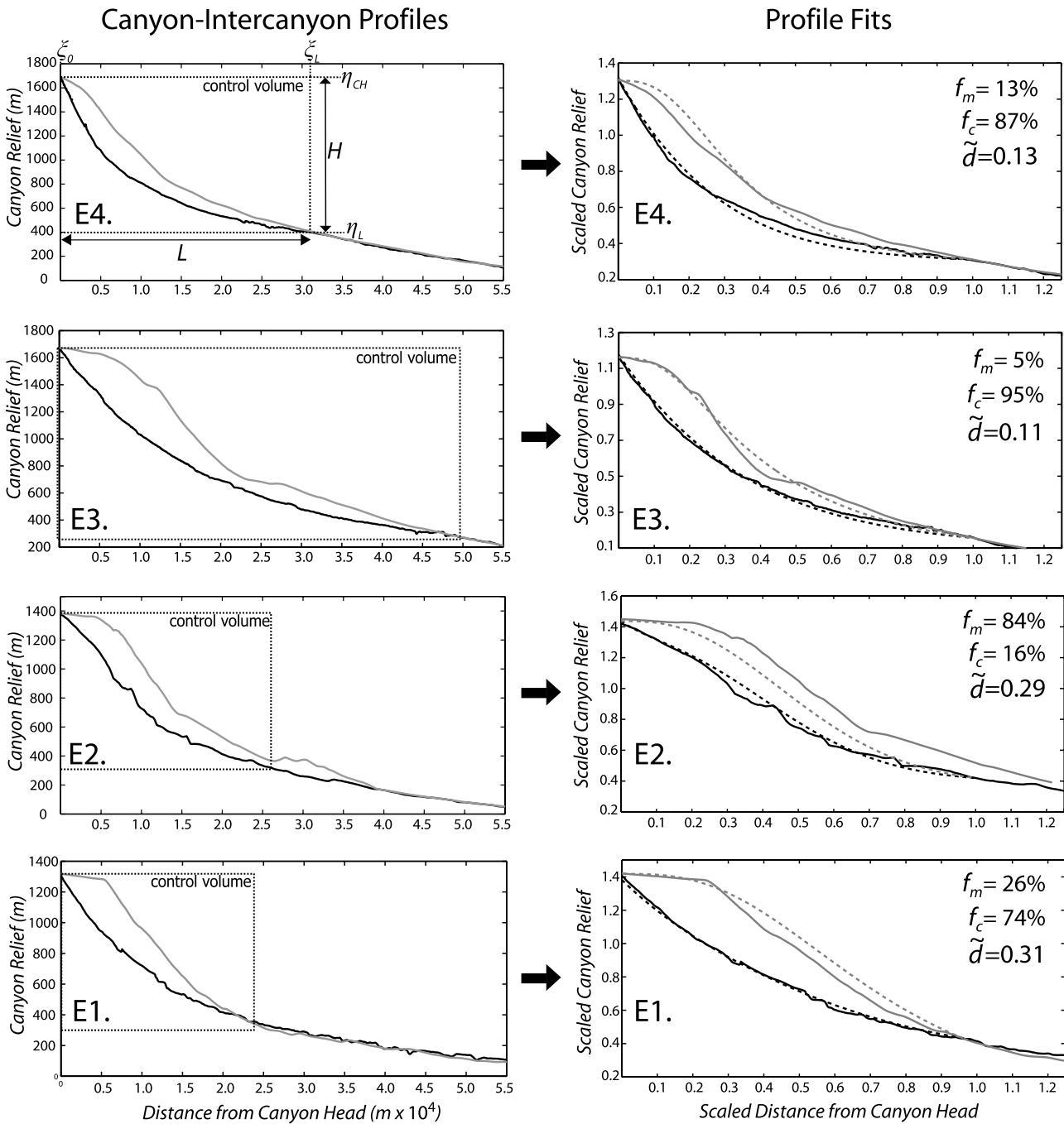


Figure 3.14. (left) Canyon and intercanon long profiles plotted as relief above the Valencia Trough. Black profiles extracted by tracing canyon thalwegs on the bathymetry. Gray long profiles extracted from a surface fit to the intercanon slopes [see text for explanation]. Control volumes bound canyon reaches over which the profiles are fit to the Case III model. (right) Actual (solid) and fitted (dashed) long profiles are plotted over control volumes. Best fit storage fractions for the canyon long profiles are shown.

Whether this translates to the higher margin-to-grade number ratio in Norfolk Canyon is an open question, but overall the observations suggest cross-margin sedimentation strongly influences the observed canyon morphology.

To compare estimates for sediment entrainment coefficients between the Case I and Case II examples, we use best-fit grade numbers from Norfolk and Washington Canyons to construct plots (Figures 3.12E-F) identical to Figures 3.10E-F. Across the fine-to-medium sand range, the sediment entrainment coefficient falls within the same range (10^{-6} - 10^{-4}) obtained for the Case I graded canyons on the Catalan margin.

3.5.2. Case III Application: Prograding Canyons

The Ebro margin of the NW Mediterranean Basin (Figures 3.2 and 3.4) was briefly described in Section 3.1 in terms of its morphology [Amblas *et al.*, 2006] and subsurface architecture [Bertoni and Cartwright, 2005; Field and Gardner, 1990]. Unlike the Catalan slope, the Ebro is relatively steep ($\sim 10^\circ$), separated from the shoreline by a 60-80 km shelf, and dissected by numerous canyons with moderate relief (Figure 3.13). Nested canyon strata seen in seismic data are evidence for canyon construction, and canyon morphology is apparently preserved during margin progradation in the same way that margin clinoforms are preserved and stacked. That buried canyons exist in margin strata has long been recognized [Pratson *et al.*, 1994; Mountain *et al.*, 1996; Alonso *et al.*, 1990], and the nature of canyon upbuilding and outbuilding on the Ebro led Field and Gardner [1990] to propose a model for slope construction by aggradation and progradation of both canyon floors and intercanion slopes. Case III conditions prevailing on the Ebro margin is consistent with this view, so we examine Case III signatures in the morphology of four well-developed Ebro canyons incising the shelf edge. For simplicity, we name these E1 ('1' in Canals *et al.*, [2000], and 'Columbretes Grande' in Amblas *et al.*, [2006]), E2 ('Columbretes Chico' in Amblas *et al.*, [2006]), E3 ('3' in Canals *et al.*, [2000], and 'Oropesa' in Amblas *et al.*, [2006]) and E4 ('4' in Canals *et al.*, [2000], and 'Hirta' in Amblas *et al.*, [2006]) (Figures 3.2 and 3.13).

We used a solution to the dimensional equation (17) ([A9]-[A10] in Appendix A.3) and obtained model best-fit profiles and estimates for L_{sb} , L_{Mb} , and d in a least-squares sense. A control volume bounded by the canyon head and extending to or just beyond the continental rise was chosen for each canyon profile (definition sketch in top left panel, Figure 3.14). The boundary conditions used in the general solution are:

$$(20a) \quad \left. \frac{d\eta}{d\xi} \right|_{\xi=0} = -S_0$$

$$(20b) \quad \eta|_{\xi=L} = \eta_L$$

The canyon head slope S_0 and profile elevation η_L at the basinward control volume boundary were measured directly and input as boundary conditions for the fits. As in Section 3.5.1, background sedimentation was assumed to begin at the canyon head. Unlike the purely constructional example in Section 3.4.2, non-negligible slopes at x_L on all the profiles translate to diffusive sediment export from the canyon control volume. (Note the observed basin floor channel extensions to all four in Figure 3.13).

Fitted (dashed) and actual (solid) canyon long-profiles are shown in Figure 3.14. The corresponding best-fit canyon values of L_{sb} , L_{Mb} , and d are expressed in the plots as the background (fm) and diffusive (fc) fractions of the total canyon storage. Between (17) and (18), these are:

$$(21) \quad \frac{\text{Diffusive Storage}}{\text{Total Storage}} = f_c = \frac{L_{sb}}{H} \Delta S;$$

$$\frac{\text{Background Storage}}{\text{Total Storage}} = f_m = \frac{L_{sb}}{H} \left(\frac{L_{Mb}}{d} \right)^{-2}$$

where ΔS is the change in slope across the control volume for the canyon profile fits. Two additional profiles are in each plot (gray). The intercanion profiles (solid) extracted for each canyon thalweg trace were also fitted with the model (dashed profiles) by specifying zero canyon head slope ($S_0 = 0$) and allowing only L_{Mb} to vary from the corresponding canyon fits. In other words, the best-fit canyon-intercanion profile pairs in each plot share the same background sedimentation profile (d) but

differ in its contribution to total storage. All fitted profiles in Figure 3.14 are scaled by the control volume relief H and distance L .

The fits show variation in f_m for the canyon profiles along the margin, with low values (5% and 13%, respectively) for the two canyons almost directly offshore from the modern Ebro delta (E3, E4) and higher values (26% and 84%, respectively) for the two prominent canyons on the southernmost Ebro slope (E1, E2). All canyons are fully concave except for canyon E2, which shows an extended reach of negative curvature that results in a high value of f_m as predicted by Figure 3.9. Except for E2, the modeled intercanyon profiles are all in reasonable agreement with the overall margin shape obtained from the interfluvial surface. The poor intercanyon fit to E2 is likely due to the presence of a recent, large failure scar on the adjacent slope and linked mass transport deposits at the base of slope [Lastras *et al.*, 2002, 2004].

Canyons E3 and E4 appear to be dominated by diffusive sedimentation, but the best-fit storage length is greater for canyon E3 ($L_{sb} \sim 18$ km) than E4 ($L_{sb} \sim 7.5$ km). In mapview (Figure 3.13), canyon E4 connects with a basin floor channel that appears to have largely shutdown, evidenced by sediment draping across its thalweg. In contrast, the basin-floor extension of canyon E3 is still open and has a direct connection to the upper reach of the Valencia Channel. Compared to E3, E4's greater long-profile concavity and limited evidence for active sediment gravity flows basinward are consistent with the lower diffusivity implied by a shorter storage length.

3.6. Discussion

3.6.1. Case I and Case II Graded Canyons

The value [$\sim 7 \times 10^{-5}$] reported by Ikeda *et al.* [1992] for an analogous parameter to the sediment entrainment coefficient α governing river entrainment of suspended sediment is within our estimated range based on turbidity-current morphodynamics in a graded canyon. The result is perhaps not surprising, since similar sediment entrainment relations also developed for open-channel suspensions [Akiyama and Stefan, 1985] have been successfully

applied to turbidity currents [Parker *et al.*, 1986; Garcia and Parker, 1993; Izumi, 2004]. Comparable α values for rivers and turbidity currents may in fact indicate a process analogue. But though the power-law slope-distance scaling for the Case I graded canyons is also an attribute of many river long-profiles on land, it arises for an entirely different reason. Recognizing this is important because such scaling has been used to interpret canyon long-profiles on continental slopes by way of fluvial analogues.

Downstream evolution of discharge controls the slope gradient in both cases. But river discharge evolves solely from tributary input. In 1-D fluvial models, combining three separate power-law relationships captures the effect of tributaries on the channel long-profile: increase in drainage area with distance (Hack's Law), increase in discharge with drainage area (cumulative precipitation), and increase in channel width with discharge (hydraulic geometry) [Snow and Slingerland, 1987; Whipple and Tucker, 1999]. When these are incorporated into a bedrock incision or sediment transport law based on stream power (slope-discharge product), equilibrium slopes are expressed as a power function of downstream distance (concave for increasing discharge).

In our model for a submarine canyon [see also Straub *et al.*, 2007], flows develop at the canyon head and set its slope according to their initial sediment flux. As the flows move downcanyon, they evolve solely from their interaction with the bed and ambient fluid, leading in the case of sediment bypass to the slope-distance relation in (15). So even for a canyon thalweg of constant width with no lateral inflows basinward of the canyon head, conditions likely to prevail in the Catalan canyons shown above, a power-law slope-distance relation is expected from turbidity-current grading alone.

This slope-distance effect in submarine canyons should be heeded when inferring process signatures analogous to rivers from canyon morphology. For example, "hemipelagic" drainage areas defined for canyons have been causally related to long-profile curvature by assuming cumulative discharge controls canyon slopes just like river slopes [Mitchell, 2004; Mitchell, 2005]. For canyons like Besos (C2), it is unclear that such a drainage

area even exists. But even where intracanyon flow sources are important, the relationship between slope and area will contain the effect we document here, and may explain cases where slopes in adjacent canyons vary systematically with distance rather than drainage area [Mitchell, 2005]. Overall, we stress the importance of incorporating a morphodynamic representation of turbidity currents into analyses of long-profile slopes graded by them.

The convex reaches of Norfolk and Washington Canyons in Figure 3.12 are not unlike those inferred to result from gradients in tectonic uplift affecting rivers [Kirby and Whipple, 2001] and submarine channels [Pirmez *et al.*, 2000]. We invoked the terrestrial analogy in Section 3.2.3 by likening background sedimentation to bedrock uplift. Put simply, negative long-profile curvature studied in Case II simply reveals a balance between turbidity-current transport, which keeps the canyons open, and sedimentation in the canyons, which tends to bury them. Shifts in this balance arising from shifting sediment supply and/or frequency of canyon turbidity currents should produce a corresponding change in long-profile curvature. We isolated the key components of this balance in our margin and grade numbers, along with a generic shape for the background sedimentation curve.

These numbers cannot account explicitly for lateral canyon inputs, which may be particularly important if appreciable background sedimentation implies growth of adjacent interfluves and consequent increases in canyon relief, as inferred for canyons along the Mid-Atlantic Bight [Mitchell, 2004; Mitchell, 2005]. Frequent canyon wall failures that deliver pulses of material to the canyon thalweg may be an important mechanism for reducing long-profile concavity. But if the volume of slumped material entering the canyon per unit distance scales with canyon relief, then the effect may be implicit in the background sedimentation curve. This broader definition for the margin number is not inconsistent with the Mid-Atlantic canyons in Figure 3.12, which each show a clear relationship between curvature, maximum relief, and the predicted value of d .

3.6.2. Case III Prograding Canyons

By focusing sediment supplied to the Ebro slope, along-strike shifts in where the Ebro delta prograded during Pleistocene sea-level lowstands has been recognized as a primary control on where growth of interfluves, canyons, and basin-floor channels occurred [Alonso *et al.*, 1990; Farran and Maldonado, 1990]. As a bulk fraction of total sediment storage supplied to the canyon head, f_c is expected to be higher for canyons more frequently connected to lowstand deltas. Canyons E3 and E4 are both directly offshore from the Ebro floodplain and modern delta, are centered along the margin's strike, and are tributaries of the Valencia Channel. In contrast, canyons E2 and E1 sit on the southern limit of the margin and show no direct connection to the Valencia. The difference in their curvatures may be due to E1's lowstand connection to a second fluvial source south of the Ebro, as evidenced by the large channel-levee complex it has built on the basin floor [Field and Gardner, 1990].

It is worth emphasizing that our focus on storage for the Case III example does not imply an absence of erosion. We noted in Section 3.3.1 that our assumption of equilibrium hinges on the diffusive timescale inherent in (8). We do not attempt to quantify this time-scale but maintain the conservative assumption that it likely exceeds the periodicity of Quaternary sea-level fluctuations. Our model is therefore unlikely to capture canyon incision occurring as a transient response to disequilibrium conditions, such as cyclic supply variations triggered by sea-level change. Field and Gardner [1990] acknowledged this when distinguishing short-term erosion and long-term construction for canyons on the Ebro. In our modeling we treat L_{sb} , L_{Mb} , and d as quantities averaged over periods that are long relative to the diffusive timescale and during which significant margin outbuilding occurs. For this reason we interpret the fitted quantities along the Ebro as indicators of long-term canyon activity, so that long-profile curvature is to first-order controlled by sediment storage. Despite inherent limits in the 1D model and the Case III approximations, our field fits for the Ebro illustrate how a unified approach aids quantitative comparison of canyons on a margin previously recognized for its constructional canyon strata.

3.7. Summary and Conclusions

In this paper we combined a geometric model for sedimentation across a continental margin with a morphodynamic representation of turbidity-current transport to predict equilibrium long-profile curvature for submarine canyons. The 1D model isolates three distinct sources of profile curvature that emerge from a canyon's mass balance and the downcanyon evolution of turbidity currents. We showed the relative importance of each to be a function of a single nondimensional number that scales a canyon's length to a process-specific distance for the canyon slope to change by a magnitude comparable to its initial value. As in fluvial settings, long-profile concavity is predicted for submarine canyons under most conditions examined with our model. Turbidity currents alone, due to their evolution down the canyon, will tend to grade a concave slope (i.e., Case I). The effect is reinforced if the canyon long-profile progrades with constant form from deposition by the flows. Only under high rates of background sedimentation relative to either turbidity-current transport capacity in a graded canyon (i.e., Case II) or deposition by the flows in a prograding canyon (i.e., Case III) will concave long-profile morphology give way to a convexo-concave clinoform.

We purposefully limited our analysis to equilibrium canyon long-profiles subject to two principal processes. The simple approach helps clarify interactions between the processes under study, but at the same time limits applicability in field settings where other factors not included in the model (e.g., tectonics, oceanographic currents, mass failures) may influence canyon morphology. For this reason we chose three field sites that at the very least demonstrate our motivation to identify process signatures in the morphology of canyons on rather different continental margins. In particular, each highlights aspects of canyon sedimentation not previously related to canyon long-profile curvature and not directly analogous to rivers. The Catalan margin draws attention to mechanisms capable of generating concavity in canyons dominated by turbidity currents bypassing to a deep-sea fan. The US Atlantic margin illustrates the importance of accounting for clinoform-generating background sedimentation in canyons kept open by turbidity-current transport. The Ebro margin emphasizes

constructional canyon morphology and suggests it need not be treated separately from the shelf-slope clinoforms that define the shape of canyon interfluves. By addressing these points we have provided a tool for inferring sedimentary processes from morphologies observed in the growing body of surface and subsurface geophysical data along continental slopes.

Acknowledgements

This research was supported by the HERMES project, EC contract GOCE-CT-2005-511234, funded by the European Commission's Sixth Framework Programme under the priority "Sustainable Development, Global Change and Ecosystems". It has also been made possible thanks to the support from the European Science Foundation under the EUROCORES Programme EUROMARGINS (EC contract ERAS-CT-2003-980409) and the Spanish projects PROMETEO-2 (reference CTM2007-66316-C02-01/MAR) and GRACCIE CONSOLIDER (reference CSD2007-00067). Work by Gerber and Pratson was also generously supported by the U.S. National Science Foundation (OCE-04-05515). We thank Kyle Straub, Kelin Whipple, and an anonymous referee for their constructive reviews of the manuscript.

Appendix A

A. Submarine Canyon Long-profile Model Derivations

A.1. Long-profile Curvature

Here we derive an expression for canyon long-profile curvature (13), which amounts to combining (8)-(10) to arrive at an ordinary differential equation for the spatial gradient in canyon slope:

$$S = -\frac{\partial \eta}{\partial x}$$

To do this, we first substitute (8d) into the last term in (8a), which is then expanded using the product rule of differentiation:

$$(A1) \quad \frac{\partial q_s}{\partial x} = \frac{\partial(kq_w^3 S^2)}{\partial x} = 2kq_w^3 S \frac{\partial S}{\partial x} + S^2 \left(3q_w^2 k \frac{\partial q_w}{\partial x} + q_w^3 \frac{\partial k}{\partial x} \right)$$

Equation (A1) contains spatial gradients of q_w (8e) and k , the latter obtained by differentiating (7c) with respect to x :

$$(A2) \quad \frac{\partial k}{\partial x} = -\frac{2\gamma a^3 b^2}{(C_d + \gamma S)^3} \frac{\partial S}{\partial x}$$

By substituting (A2) and (8e) into (A1) and simplifying algebraically, we get:

$$(A3) \quad \frac{\partial q_s}{\partial x} = (a^3 b^2) \frac{q_w^3 S}{(C_d + \gamma S)^3} \times \left[(2C_d) \frac{\partial S}{\partial x} + (3ab\gamma) S^3 \right]$$

Using the relationships $S = -\frac{\partial \eta}{\partial x} = -\frac{d\eta}{d\xi}$ and $\frac{\partial q_s}{\partial x} = \frac{dq_s}{d\xi}$ along with (8b), we can rewrite (10) in the following form:

$$(A4) \quad c_0 V S = \frac{q_m}{d} \left(\frac{\xi}{d} \right) e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\xi}{d} \right)^2} - \frac{dq_s}{d\xi}$$

Finally, (A3) can be substituted into the last term in (A4), which upon rearranging provides an expression (13) for the canyon long-profile curvature (spatial gradient in slope):

$$(A5) \quad \frac{dS}{d\xi} = (2C_d a^3 b^2)^{-1} \left[-c_0 V + \frac{q_m}{Sd} \left(\frac{\xi}{d} \right) e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\xi}{d} \right)^2} \right] \times \left(\frac{\beta}{q_w} \right)^3 - \left(\frac{3ab\gamma}{2C_d} \right) S^3$$

For convenience in (A5) we have defined $\beta = (C_d + \gamma S)$.

A.2. Case III Analytical Solution (Section 3.4.2)

A general solution to (19) with constants of integration c_1 and c_2 has the form:

$$(A6) \quad \tilde{\eta}[\tilde{x}] = -\theta f_m \tilde{d} \sqrt{\frac{\pi}{2}} e^{\zeta} \operatorname{erf} \left[\frac{\tilde{d}^2 \tilde{x} - \theta}{\tilde{d} \sqrt{2}} \right] - \theta^{-1} e^{-\theta \tilde{x}} c_1 + c_2$$

$$(A7) \quad \zeta = \frac{1}{2} \left(\frac{\theta}{\tilde{d}} \right)^2 - \theta \tilde{x}$$

where $\theta = L/L_{sb}$.

A specific solution is obtained from the following boundary conditions:

$$(A8a) \quad \left. \frac{d\tilde{\eta}}{d\tilde{x}} \right|_{\tilde{x}=0} = -\theta f_c$$

$$(A8b) \quad \tilde{\eta}|_{\tilde{x}=1} = 0$$

A.3. Case III Analytical Solution (Section 3.5.2)

A general solution to (17) has the form:

$$(A9) \quad \eta[x] = -\frac{q_m}{K_b} d \sqrt{\frac{\pi}{2}} e^{\zeta} \operatorname{erf} \left[\frac{d^2 - xL_{sb}}{L_{sb} d \sqrt{2}} \right] - L_{sb} c_1 e^{-x/L_{sb}} + c_2$$

$$(A10) \quad \zeta = \frac{1}{2} \left(\frac{d}{L_{sb}} \right)^2 - \frac{x}{L_{sb}}$$

Note that we have substituted the definition for L_{Mb} (17c) into (A10) so that d and q_m/K_b can be solved for independently. The boundary conditions given in the text (20a,b) are used to obtain a specific solution for fitting to the long-profiles in Section 3.5.2.

3.8 References

- Adams, E.W., and W. Schlager, (2000), Basic types of submarine slope curvature, *J. Sediment. Res.*, 70, 814-828.
- Akiyama, J., and H. Stefan, (1985), Turbidity current with erosion and deposition, *J. Hydraul. Eng.*, 111, 1473-1496.
- Alonso, B., M.E. Field, J.V. Gardner, and A. Maldonado, (1990), Sedimentary evolution of the Pliocene and Pleistocene Ebro margin, northeastern Spain, *Mar. Geol.*, 95, 313-331.

- Alonso, B., M. Canals, H. Got, and A. Maldonado, (1991), Seavalleys and related depositional systems in the Catalan Sea (northwestern Mediterranean Sea), *AAPG Bull.*, 75, 1195-1214.
- Alonso, B., M. Canals, A. Palanques, and J.P. Rehault, (1995), A deep-sea channel in the northwestern Mediterranean Sea: Morphology and seismic structure of the Valencia Channel and its surroundings, *Mar. Geophys. Res.*, 17, 469-484.
- Ambias, D., M. Canals, R. Urgeles, G. Lastras, C. Lliquete, J.E. Hughes-Clarke, J.L. Casamor, and A.M. Calafat, (2006), Morphogenetic mesoscale analysis of the northern Iberian margin, NW Mediterranean Basin, *Mar. Geol.*, 234, 3-20.
- Anderson, R.F., G.T. Rowe, P. Kemp, S. Trumbore, and P.E. Biscaye, (1994), Carbon budget for the mid-slope depocenter of the Middle Atlantic Bight: a test of the shelf export hypothesis, *Deep Sea Res.*, 11, 669-703.
- Bertoni, C., and J. Cartwright, (2005), 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean), *Basin Res.*, 17, 43-62.
- Biscaye, P.E., (1994), Shelf Edge Exchange Processes in the Southern Middle Atlantic Bight: SEEP-II, *Deep Sea Res.*, 11, 229-230.
- Biscaye, P.E. and R.F. Anderson, (1994), Fluxes of particulate matter on the slope of the southern Middle Atlantic Bight: SEEP-II, *Deep Sea Res.*, 11, 459-509.
- Bo Pederson, F. (1980), *Environmental Hydraulics: Stratified Flows. Lecture notes on coastal and estuarine studies*, Vol. 18, Berlin:Springer, 278pp.
- Canals, M., J.L. Casamor, R. Urgeles, G. Lastras, A.M. Calafat, D. Masson, S. Berne, B. Alonso, and M. De Batist, (2000), The Ebro continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes, in *Deepwater Reservoirs of the World*, GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, edited by P. Weimer *et al.*, pp. 152-174 (CD ROM).
- Daly, R.A., (1936), Origin of submarine canyons, *Am. J. Sci.*, 31, 401-420.
- Dietrich, W.E., (1982), Settling velocity of natural particles, *Water. Resour. Res.*, 18, 1615-1626.
- Dietrich, W.E., D.G. Bellugi, L.S. Sklar, and J.D. Stock, (2003), Geomorphic Transport Laws for Predicting Landscape Form and Dynamics, in *Prediction in Geomorphology*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 36, edited by P.R. Wilcock and R.M. Iverson, pp. 103-132, AGU, Washington, D.C.
- Driscoll, N.W., and G.D. Karner, (1999), Three-dimensional quantitative modeling of clinoform development, *Mar. Geol.*, 154, 383-398.
- Ewing, M., B.C. Heezen, D.B. Ericson, J. Northrop, and J. Dorman, (1953), Exploration of the Northwest Atlantic Mid-Ocean Canyon, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 64, 865-868.
- Farrán, M., and A. Maldonado, (1990), The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns, *Mar. Geol.*, 95, 289-312.
- Field, M.E., and J.V. Gardner, (1990), Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding-slope model, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 102, 721-733.
- Forde, E.B., (1981), Evolution of Veatch, Washington, and Norfolk submarine canyons: Inferences from strata and morphology, *Mar. Geol.*, 39, 197-214.
- Forde, E.B., D.J. Stanley, W.B. Sawyer, and K.J. Slagle, (1981), Sediment transport in Washington and Norfolk submarine canyons, *Appl. Ocean Res.*, 3, 59-62.
- Fukushima, Y., G. Parker, and H.M. Pantin, (1985), Prediction of ignitive turbidity currents in Scripps Submarine Canyon, *Mar. Geol.*, 67, 55-81.
- Garcia, M., and G. Parker, (1993), Experiments on the entrainment of sediment into suspension by a dense bottom current, *J. Geophys. Res.*, 98, 4793-4807.
- Gerber, T.P., L.F. Pratson, M.A. Wolinsky, R. Steel, J. Mohr, J.B. Swenson, and C. Paola, (2008), Clinoform progradation by turbidity currents: modeling and experiments, *J. Sediment. Res.*, 78, 220-238.
- Ikeda, S., N. Izumi, and R. Ito, (1992), Effects of pile dikes on flow retardation and sediment transport, *J. Hydraul. Eng.*, 117, 1459-1478.
- Imran, J., G. Parker, and N. Katapodes, (1998), A numerical model of channel inception on submarine fans, *J. Geophys. Res.*, 103, 1219-1238.
- Izumi, N., (2004), The formation of submarine gullies by turbidity currents, *J. Geophys. Res.*, 109, C03048, doi: 10.1029/2003JC001898.
- Jordan, T.E., and P.B. Flemings, (1991), Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation, and unsteady tectonism: A theoretical evaluation, *J. of Geophys. Res.*, 96, 6681-6899.
- Kennett, J.P., (1982), *Marine Geology*, 813 pp., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Kenyon, P.M., and D.L. Turcotte, (1985), Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 1457-1465.
- Kirby, E., and K. Whipple, (2001), Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, *Geology*, 29, 415-418.
- Kneller, B., (2003), The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture, *Mar. Petrol. Geol.*, 20, 901-910.

- Komar, P.D., (1985), The hydraulic interpretation of turbidites from their grain sizes and sedimentary structures, *Sedimentology*, 32, 395-409.
- Kuehl, S.A., D.J. DeMaster, C.A. Nittrouer, (1986), Nature of sediment accumulation on the Amazon continental shelf, *Cont. Shelf Res.*, 6, 209-225.
- Lastras, G., M. Canals, J.E. Hughes-Clarke, A. Moreno, M. De Batist, D.G. Masson, and P. Cochonat, (2002), Seafloor imagery from the Big '95 debris flow, western Mediterranean, *Geology*, 30, 871-874.
- Lastras, G., M. Canals, R. Urgeles, M. De Batist, A.M. Calafat, and J.L. Casamor, (2004), Characterization of the recent Big '95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data, *Mar. Geol.*, 213, 235-255.
- Mitchell, N.C., (2004), Form of submarine erosion from confluences in Atlantic USA continental slope canyons, *Amer. J. Sci.*, 304, 590-611.
- Mitchell, N.C., (2005), Interpreting long-profiles of canyons in the USA Atlantic continental slope, *Mar. Geol.*, 214, 75-99.
- Mitchum, R.M. Jr., P.R. Vail, and J.B. Sangree, (1977), Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, in *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG Memoir, vol. 26, edited by C.E. Payton, pp. 117-133.
- Mountain, G.S., J.E. Damuth, C.M.G. McHugh, J.M. Lorenzo, and C.S. Fulthorpe, (1996), Origin, reburial, and significance of a middle Miocene canyon, New Jersey continental slope, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 150, pp. 283-292.
- O'Grady, D.B., J.P.M. Syvitski, L.F. Pratson, and J.F. Sarg, (2000), Categorizing the morphologic variability of siliciclastic passive continental margins, *Geology*, 28, 207-210.
- Paola, C., (2000), Quantitative models of sedimentary basin filling, *Sedimentology*, 47 (Suppl.1), 121-178.
- Paola, C., P.L. Heller, and C.L. Angevine, (1992), The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory, *Bas. Res.*, 4, 73-90.
- Parker, G., (1982), Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents, *Mar. Geol.*, 46, 307-327.
- Parker, G., (2006), Theory for a clinoform of permanent form on a continental margin emplaced by weak, dilute muddy turbidity currents, in *River, Coastal, and Estuarine Morphodynamics*, Proc. 4th Inter. Assoc. of Hydraul. Eng. Res. Symp., edited by G. Parker and M. Garcia, pp. 553-561.
- Parker, G., Y. Fukushima, and H.M. Pantin, (1986), Self-accelerating turbidity currents, *J. Fluid Mech.*, 171, 145-181.
- Pelletier, J.D., (2007), Erosion-rate determination from foreland basin geometry, *Geology*, 35, 5-8.
- Piper, D.J.W., (1978), Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains, in *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*, edited by D.J. Stanley and G. Kelling, G., pp. 163-175, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, PA.
- Pirmez, C., and J. Imran, (2003), Reconstructing turbidity currents in Amazon Channel, *Mar. Petrol. Geol.*, 20, 823-849.
- Pirmez, C., R.T. Beaubouef, S.J. Friedmann, and D.C. Mohrig, (2000), Equilibrium Profile and Baselevel in Submarine Channels: Examples from Late Pleistocene Systems and Implications for the Architecture of Deepwater Reservoirs, in *Deepwater Reservoirs of the World*, GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, edited by P. Weimer *et al.*, pp. 782-805 (CD ROM).
- Pirmez, C., L.F. Pratson, and M.S. Steckler, (1998), Clinoform development by advection-diffusion of suspended sediment: Modeling and comparison to natural systems, *J. Geophys. Res.*, 103, 24,141-24,158.
- Poag, C.W., (1985), Depositional history and stratigraphic reference section for the central Baltimore Canyon trough, in *Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin*, edited by C.W. Poag, pp. 217-264, Van Nostrand Reinhold, New York.
- Poag, C.W., and G.S. Mountain, (1987), Late Cretaceous and Cenozoic evolution of the New Jersey continental slope and upper rise: An integration of borehole data with seismic reflection profiles, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, edited by C.W. Poag, and A.B. Watts, pp. 673-724, Washington D.C.
- Pratson, L.F. and B.J. Coakley, (1996), A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 108, 225-234.
- Pratson, L.F., W.B.F. Ryan, G.S. Mountain, and D.C. Twichell, (1994), Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106, 395-412.
- Pratson, L.F., and E.P. Laine, (1989), The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the Mideast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character, *Mar. Geol.*, 89, 87-126.
- Pratson, L.F., Nittrouer, C.A., Wiberg, P.L., Steckler, M.S., Swenson, J.B., Cacchione, D.A., Karson, J.A., Murray, A.B., Wolinsky, M.A., Gerber, T.P., Mullenbach, B.L., Spinelli, G.A., Fulthorpe, C.S., O'Grady, D.M.,

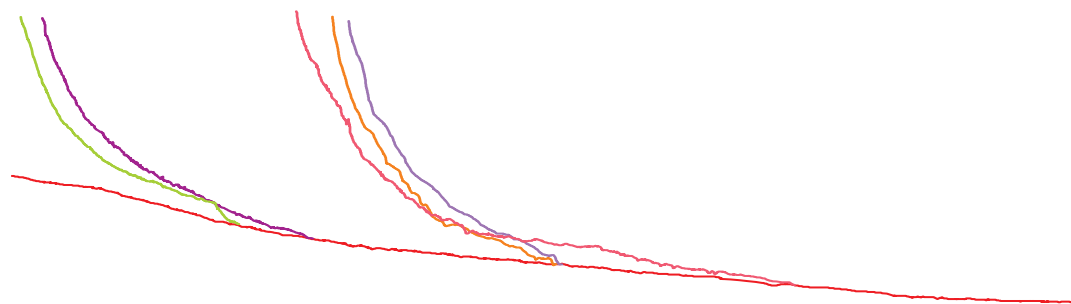
- Parker, G., Driscoll, N.W., Burger, R.L., Paola, C., Orange, D.L., Field, M.E., Friedrichs, C.T., Fedele, J.J. (2009) Seascape evolution on clastic continental shelves and slopes. In *Continental Margin Sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publication 37, 339-380.
- Puig, P., and A. Palanques, (1998), Nepheloid structure and hydrographic control of the Barcelona continental margin, northwestern Mediterranean, *Mar. Geol.*, 149, 39-54.
- Rona, P.A., (1970), Submarine canyon origin on upper continental slope off Cape Hatteras, *J. Geol.*, 78, 141-152.
- Sangree, J.B., and J.M. Widmier, (1977), Seismic stratigraphy and global changes in sea level 9, Seismic interpretation of depositional facies, in *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG Memoir, vol. 26, edited by C.E. Payton, pp. 165-184.
- Schlager, W., and E.W. Adams, (2001), Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes, *Geology*, 29, 883-886.
- Shepard, F.P., (1981), Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence, *AAPG Bull.*, 65, 1062-1077.
- Shepard, F.P., and R.F. Dill, (1966), *Submarine canyons and other sea valleys*, 381pp. Rand McNally, Chicago, IL.
- Sinha, S.K. and G. Parker, (1996), Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers, *Water Resour. Res.*, 32, 1417-1428.
- Sklar, L., and W.E. Dietrich, (1998), River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, in *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 107, edited by K.J. Tinkler and E.E. Wohl, pp. 237-260.
- Snow, R.S., and R.L. Slingerland, (1987), Mathematical modeling of graded river profiles, *J. Geol.*, 95, 15-33.
- Straub, K.M., D.J. Jerolmack, D. Mohrig, and D.H. Rothman, (2007), Channel network scaling laws in submarine basins, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12613, doi:10.1029/2007GL030089.
- Whipple, K.X., and G.E. Tucker, (1999), Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, 104, 17661-17674.
- Whipple, K.X., and G.E. Tucker, (2002), Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2000JB000044.
- Wolinsky, M.A., and L.F. Pratson, (2007), Overpressure and slope stability in prograding clinoforms: Implications for marine morphodynamics, *J. Geophys. Res.*, 112, F04011, doi:10.1029/2007JF000770.

List of symbols

c	turbidity current depth-averaged suspended sediment concentration	γ	water entrainment coefficient
c_θ	bed sediment concentration	σ	mass input from above due to background sedimentation
c_b	near-bed sediment concentration	ζ	distance from the prograding canyon head at x_0
C_d	drag coefficient		
d	separation of the shelf-break from the profile inflection point		
E_s	sediment entrainment		
E_w	clear water entrainment		
f_c	fraction of the total storage (diffusive input)		
f_m	fraction of the total storage (margin input)		
g	gravitational acceleration		
H	shelf-to-basin depth (continental slope relief)		
h	turbidity current flow depth		
K	diffusivity (describes slope-dependent turbidity current transport)		
K_0	canyon-head diffusivity		
K_b	bulk diffusivity		
K_E	effective diffusivity		
L	canyon length		
L_G	grade number (describes the long-profile curvature in a graded canyon)		
L_M	margin number (describes the background margin sedimentation)		
L_{ST}	storage number (describes the canyon progradation)		
q_m	background sediment flux		
q_s	turbidity current sediment flux		
q_w	water flux		
q_{w0}	initial fluid discharge		
R	sediment submerged specific gravity		
r_0	near-bed concentration		
S	bed slope		
S_0	canyon head slope		
U	turbidity current depth-averaged velocity		
u_*	turbulent shear velocity		
V	progradation velocity		
V_m	margin progradation velocity		
w_c	critical grain settling velocity		
w_s	mean settling rate		
$x - x_0$	distance from the shelf edge		
η_m	clinoform elevation above the basin floor		
α	sediment entrainment coefficient		

Transient erosion in the Valencia Trough turbidite systems, NW Mediterranean Basin

Amblas, D., Gerber, T.P., Canals, M., Pratson, L.F., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A.M. (2011) Transient erosion in the Valencia Trough turbidite systems, NW Mediterranean Basin. *Geomorphology* 130, 173-184. doi:10.1016/j.geomorph.2011.03.013



Transient erosion in the Valencia Trough turbidite systems, NW Mediterranean Basin

David Amblas^a, Thomas P. Gerber^b, Miquel Canals^a, Lincoln F. Pratson^c, Roger Urgeles^d, Galderic Lastras^a, Antoni M. Calafat^a

^aGRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Catalonia, Spain

^bDepartment of Geology, University at Buffalo, NY, USA

^cDivision of Earth & Ocean Sciences, Duke University, NC, USA

^dDept. Geologia Marina, Institut de Ciències del Mar, CSIC, Catalonia, Spain

Accepted 23 March 2011

Abstract

Submarine canyons can efficiently drain sediments from continental margins just as river systems do in subaerial catchments. Like in river systems, submarine canyons are often arranged as complex drainage networks that evolve from patterns of erosion and deposition. In the present paper we use a morphometric analysis of submarine canyon-channel long-profiles to study the recent sedimentary history of the Valencia Trough turbidite system (VTTS) in the NW Mediterranean Sea. The VTTS is unique in that it drains sediment from margins with contrasting morphologies through a single “trunk” conduit, the Valencia Channel. The Valencia Channel has been active since the late Miocene, evolving in response to Plio-Quaternary episodes of erosion and deposition. The integrated analysis of long-profiles obtained from high-resolution bathymetric data across the entire turbidite system shows evidence for transient canyon incision in the form of knickpoints and hanging tributaries. Multiple factors appear to have triggered these periods of incision. These include a large debris flow at 11,500 yr BP that disrupted the upper reaches of the VTTS and glacio-eustatic lowstands that forced shifting of sediment input to the VTTS. Based on these inferences, long-term time-averaged incision rates for the Valencia Channel have been estimated. The evidence we present strongly suggests that Foix Canyon has played a key role in the drainage dynamics of the VTTS in the past.

This study builds conceptually on a recent modeling study that provides a morphodynamic explanation for the long-term evolution of submarine canyon thalweg profiles. The procedure and results from this work are of potential application to other submarine sediment drainage systems, past and present, including those containing mid-ocean type valleys like the Valencia Channel.

Keywords: Submarine canyons, turbidity currents, long-profiles, knickpoints, transient erosion

4.1. Introduction

Submarine canyons are one of the most intriguing features of Earth’s surface. They are some of Earth’s largest erosive landforms and the main transport path for sediment accumulating in the deep ocean basins. Not surprisingly, submarine canyons have been a main focus of study for the marine science community. Although submarine canyons were first recognized in the 19th century

(Dana, 1863), they were not mapped in detail until the late 20th century following advances in geophysical technology. Today we have submarine canyon images with a resolution comparable to subaerial DEMs, which has allowed us to deepen our understanding of canyon form and evolution.

Though there is still some controversy surrounding submarine canyon genesis (Pratson *et al.*, 2009, and references therein), it is widely accepted that

they evolve and grow from the action of sediment gravity flows, mainly turbidity currents (Shepard, 1981), but also other flows like dense shelf water cascades (Canals *et al.*, 2006). The long-term effect of gravity flows passing through a canyon shapes its morphology. Thus canyon morphologic variability is largely due to differences in flow-related factors, such as the characteristic flow size, density and grain size (Pratson *et al.*, 2000; Kneller, 2003; Gerber *et al.*, 2009). Together, these factors and the overall basin setting determine the canyon morphodynamics.

A very useful canyon measure for inferring morphodynamic processes is the along-thalweg depth profile (i.e. canyon long-profile). Like in rivers, the long-profile of canyons tends to display smooth curvature despite the topographic irregularity of the adjacent seafloor. This observation has motivated studies aimed at reconstructing flow properties from canyon and channel long-profiles that are assumed to be in steady-state with an average fluid and sediment discharge (e.g. Pirmez *et al.*, 2000; Kneller, 2003; Pirmez and Imran, 2003; Mitchell, 2005a; Gerber *et al.*, 2009). In addition, submarine canyons show discontinuities in their long profile that resemble widely observed subaerial knickpoints. In river basins, knickpoints are generally interpreted as evidence for downstream base level fall, and their form has been used to infer erosion laws (i.e. detachment- vs. transport-limited erosion) governing upstream migration (Howard *et al.*, 1994; Whipple and Tucker, 2002). Submarine knickpoints have been shown to initiate where tectonic motion displaces the seafloor (e.g. Mitchell, 2006) and where channel levees are breached (e.g. Pirmez *et al.*, 2000). However, there is no consensus on the form of a turbidity-current transport law governing knickpoint migration (Mitchell, 2006; Gerber *et al.*, 2009) or on whether changes in an ultimate submarine "base level" can generate knickpoints (e.g. Adeogba *et al.*, 2005). Moreover, while subaerial studies of knickpoints have been conducted at the scale of an entire drainage network (Crosby and Whipple, 2006), most submarine examples have been documented over a single reach.

Classically, the sedimentary record of submarine basins has been described using an analysis of depositional bodies, especially outer-shelf pro-

grading clinofolds (e.g. Mitchum *et al.*, 1977; Nittrouer *et al.*, 1986; Cattaneo *et al.*, 2004; Rabineau *et al.*, 2005) and deep-sea fans (e.g. Normark, 1970; Bouma *et al.*, 1986; Palanques *et al.*, 1994; Covault and Romans, 2009). Morphologic anomalies in canyon long-profiles also contain valuable information about previous equilibrium conditions and can be used to unveil the long-term sedimentary history either in single canyons or in submarine valley networks. In the present study we use these anomalies to address the long-term evolution of the entire Valencia Trough turbidite system (VTTS), defined here as the submarine drainage extending from the saddle of the Eivissa Channel, at the southern end of the Valencia Trough, to the Algero-Balearic abyssal plain, at its northern terminus. Our approach is similar to the subaerial drainage basin analysis recently done for the Colorado River (Cook *et al.*, 2009).

Methods for determining terrestrial erosion rates (e.g. cosmogenic radionuclides, fission tracks, He dating) are generally not available in the submarine environment (Mitchell *et al.*, 2003), although recent studies have used optically stimulated luminescence (OSL; e.g. Olley *et al.*, 2004) to date sand grains in modern deep-water transport systems (e.g. Boyd *et al.*, 2008). In this paper we focus on detailed long-profile bathymetry compiled across the large VTTS to roughly estimate maximum time-averaged channel erosion rates. To do this we combine the shape of the network's smooth long-profiles with that of two prominent knickpoints to estimate the depth of entrenchment in the Valencia Channel. We then consider possible triggers for the entrenchment and consequent knickpoint initiation, focusing on processes in both the upper and lower portions of the drainage network. By reconstructing the dynamics of channel adjustment we assess the extent to which turbidite channels adjust their morphology and relief following perturbations to the drainage network.

4.2. Study Area

The Valencia Channel is the main conduit through which sediment is transported along the deep Catalano-Balearic Basin, i.e. the portion of the Western Mediterranean Basin extending from the Balearic Archipelago to the southeast with the

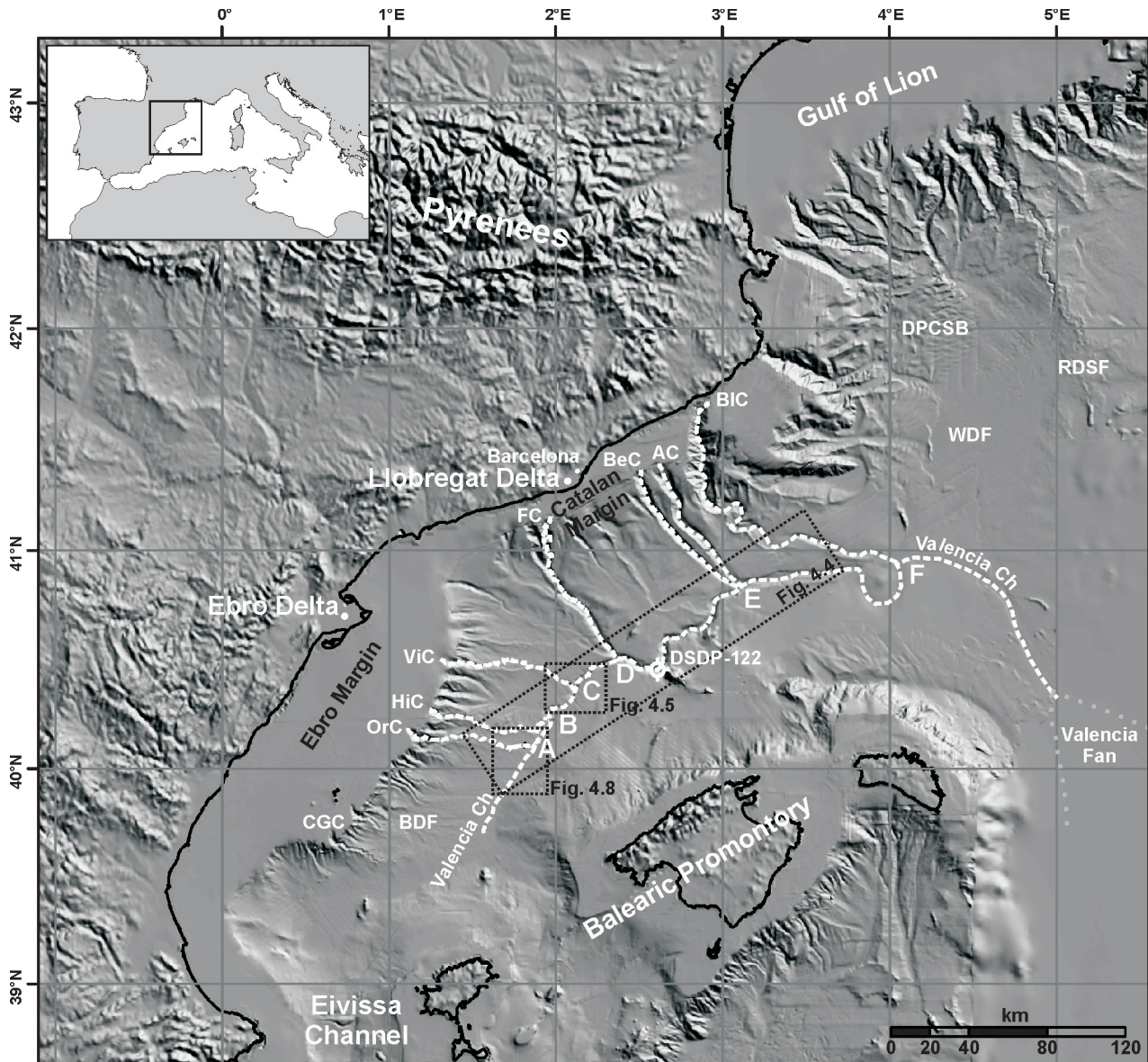


Figure 4.1. DTM of the study area. Illumination is from the NE. Elevation data are a combination of different multi-beam data sets and global digital databases. The white dashed lines follow the axis of the main Valencia drainage network. BIC, Blanes Canyon; AC, Arenys Canyon; BeC, Besòs Canyon; FC, Foix Canyon; ViC, Vinaròs Canyon; HiC, Hirta Canyon; OrC, Orpesa Canyon; CGC, Columbretes Grande Canyon; RDSF, Rhône Deep-Sea Fan; DPCSB, Deep Pyrenean Canyons Sedimentary Body; WDF, Western Debris Flow; BDF, BIG'95 Debris Flow. White capital letters (A-F) near canyon junctions with the Valencia Channel show the location of the bathymetric zooms displayed in Fig. 4.3. Black dotted boxes show location of Figs. 4.4, 4.5 and 4.8.

Iberian mainland as its northwestern limit (Palanques and Maldonado, 1985; Alonso *et al.*, 1991; Canals *et al.*, 2000; Amblas *et al.*, 2006). This deep-sea channel (Fig. 4.1), classified by Canals *et al.* (2000) as a mid-ocean type valley, routes sediment from a network of submarine canyons and canyon-valley systems crossing the Ebro and Catalan margins, and also from localized large unconfined landslides (Alonso *et al.*, 1991; Canals *et al.*, 2000; Lastras *et al.*, 2002; Amblas *et al.*, 2006). The 430 km long Valencia Channel starts approximately at

1600 m water depth and terminates on the Valencia Fan (Palanques and Maldonado, 1985), which lies on the northernmost part of the Algero-Balearic abyssal plain at about 2800 m water depth (Fig. 4.1).

Almost the entire length of the Valencia Channel follows the Valencia Trough axis, and thus parallels the bordering Iberian and Balearic continental margins. The Valencia Trough is one of the extensional sub-basins that define the northwestern Neogene Mediterranean rift system (Maillard and

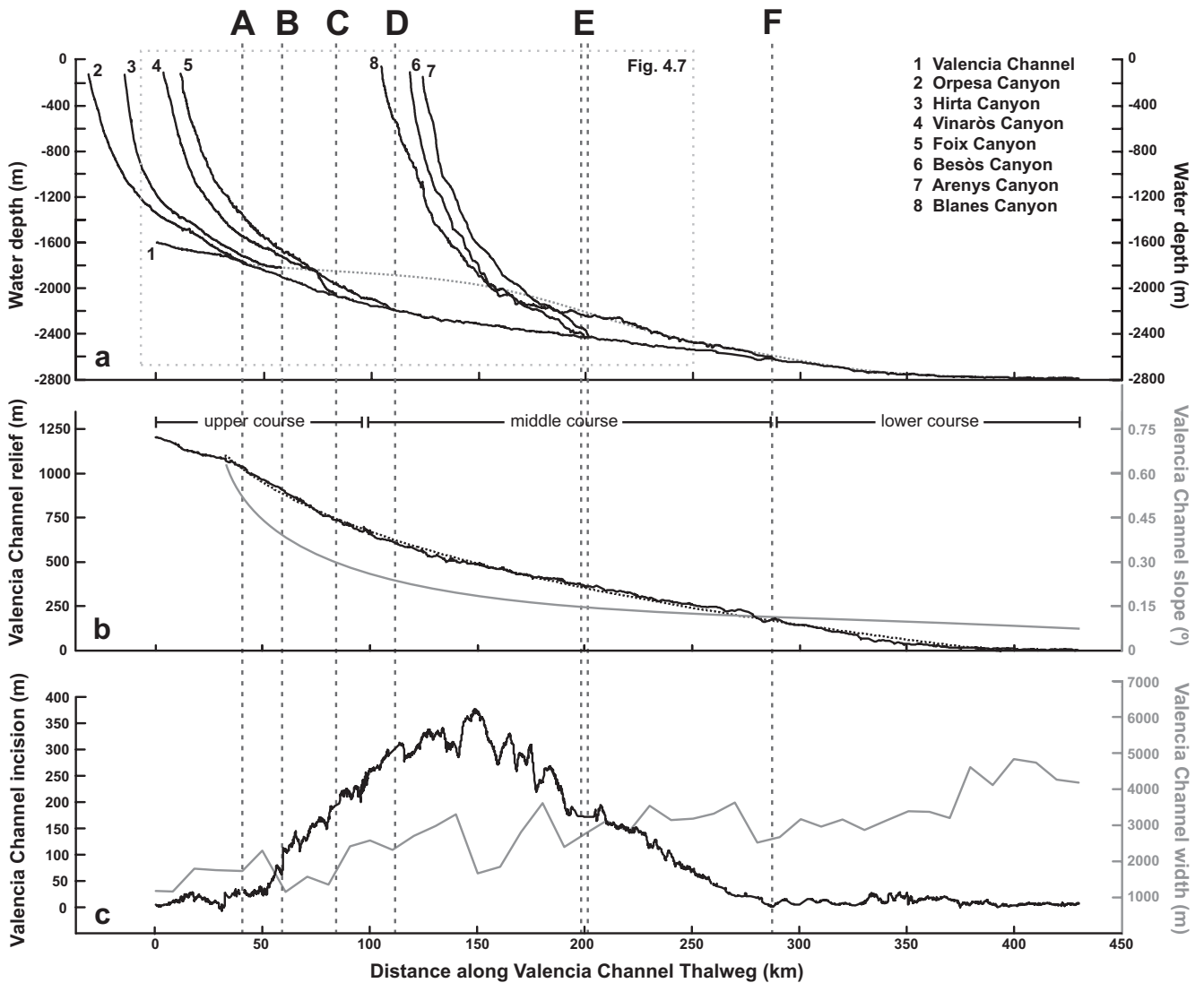


Figure 4.2. Elevation-distance plots for the Valencia Trough turbidite systems. (A) Longitudinal profiles of the main submarine valleys feeding the Valencia Channel from the southernmost modern tributary (Orpesa) to the Valencia Fan (distal end of plot) extracted from swath bathymetry (50 m grid resolution). Gray dotted curve is the smoothed bathymetric profile of the Valencia Channel margin parallel to its thalweg. Gray dotted box shows limits of Fig. 4.7. Vertical dashed lines (A–F) mark junctions of canyons with the Valencia Channel (see Fig. 4.3). (B) Valencia Channel long-profile plotted with its elevation power-law fit (dotted curve) and the gradient of that fit (gray curve). (C) Valencia Channel relief profile measured along the northern margin of the channel, and channel width measurements taken every 10 km (gray curve).

Mauffret, 1999). The trough, Late Oligocene–Early Miocene in age, is delineated by NE–SW oriented horsts and grabens (Roca *et al.*, 1999).

Incision in the Valencia Trough may have originated under subaerial conditions during the Messinian salinity crisis (Cita *et al.*, 1978; Alonso *et al.*, 1995; Maillard *et al.*, 2006). Some of the submarine valleys draining into the Valencia Channel are also of Messinian origin, though there is not a one to one relationship between Messinian Canyons and present-day Canyons (e.g. Urgeles *et al.*, 2010).

Other canyons appear to have formed during Plio-Quaternary lowstands and some appear to coincide with tectonic faults (Alonso *et al.*, 1991, 1995; Berné *et al.*, 1999; Amblas *et al.*, 2004, 2006; Kertzhus and Kneller, 2009; Petter *et al.*, 2010). However, the current shape of the VTTS reflects submarine erosion and deposition by sediment gravity flows during Pliocene and Quaternary times (Palanques *et al.*, 1994; Alonso *et al.*, 1995).

Following the margin morphologic analysis performed by Amblas *et al.* (2006), we define the Va-

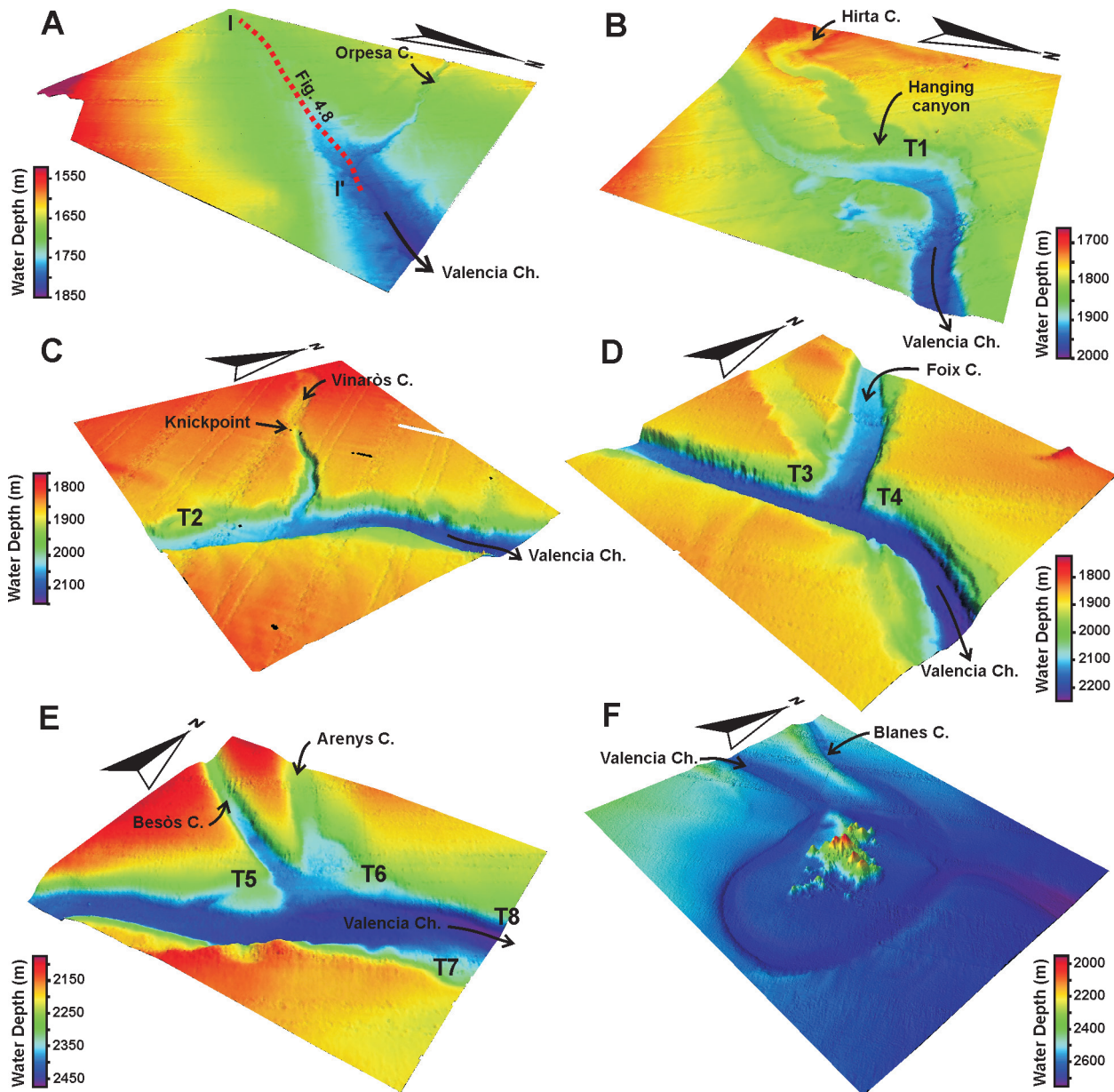


Figure 4.3. 3D perspective view of canyon junctions (A-F) with the Valencia Channel (at 4x vertical exaggeration). Key features are labeled, as well as the location (in A) of the seismic line shown in Fig. 4.8. Terraces in the Valencia Channel are also indicated (T1–T8).

Valencia Channel upper course as the Ebro Margin reach, the middle course as the South Catalan Margin reach, and the lower course as the segment downstream from Blanes Canyon junction, marking the boundary with the North Catalan margin (Figs. 4.1 and 4.2). This classification slightly differs geographically to that proposed by Alonso *et al.* (1995) before comprehensive multibeam bathymetry data from the area were available. The Valencia Channel is unique in that it incorporates sediment output from two distinctly different sediment routing systems in a semi-confined basin.

The upper course of the Valencia Channel is fed by numerous, relatively small canyon-channel systems (i.e. the Ebro turbidite system) initiating on the outermost section of the wide Ebro constructional shelf (60–80 km) or on the upper slope (Canals *et al.*, 2000; Kertznus and Kneller, 2009). On the other hand, the middle course is fed by a few large canyons incised into the rather narrow South Catalan shelf and in a smooth slope, with evidence for significant sediment bypassing to the Valencia Channel (Amblas *et al.*, 2006). This contrast between neighbouring margins has moti-

vated the development of a morphodynamic model describing the controls on the long-profile shape of submarine canyons (Gerber *et al.*, 2009).

4.3. Submarine canyon-channel morphology

During the last decade several cruises performed extensive multibeam surveying in the Catalano-Balearic Basin, which provided an almost complete image of the VTTS. Survey and data set characteristics are thoroughly described in Amblas *et al.* (2006). The data resolution (50 m) allows us to characterize not only the largest sediment conduits (i.e. submarine canyons and canyon-channel systems) in the basin but also details of their morphology, including thalwegs, axial incisions, canyon walls, levees and terraces.

As the major focus of our study, we extracted the long-profiles of major canyons feeding the Valencia

Channel by tracing thalwegs on the bathymetry. The modern VTTS is bound by Orpesa Canyon (the southernmost modern tributary of the Valencia Channel) and Blanes Canyon (the northernmost modern tributary of the Valencia Channel) (Fig. 4.1). These long-profile elevation-distance plots are shown together with the Valencia Channel profile in Fig. 4.2a, which illustrates the entire VTTS up to its distal end (i.e. Valencia Fan). In general, long-profile curvature is upward concave (i.e. decreasing in downslope direction), though there are slight differences between them.

Blanes Canyon (length: 184 km; sinuosity: 1.47) is the northernmost of the Valencia Channel tributaries and is incised up to 1500 m into the Catalan margin continental shelf. The canyon head parallels the nearby (less than 4 km) coastline and the upper course is characterized by steep (more than 25°) gullied walls (Lastras *et al.*, 2011). The structural grain beneath the base of the slope may be responsible for the meandering morphology of

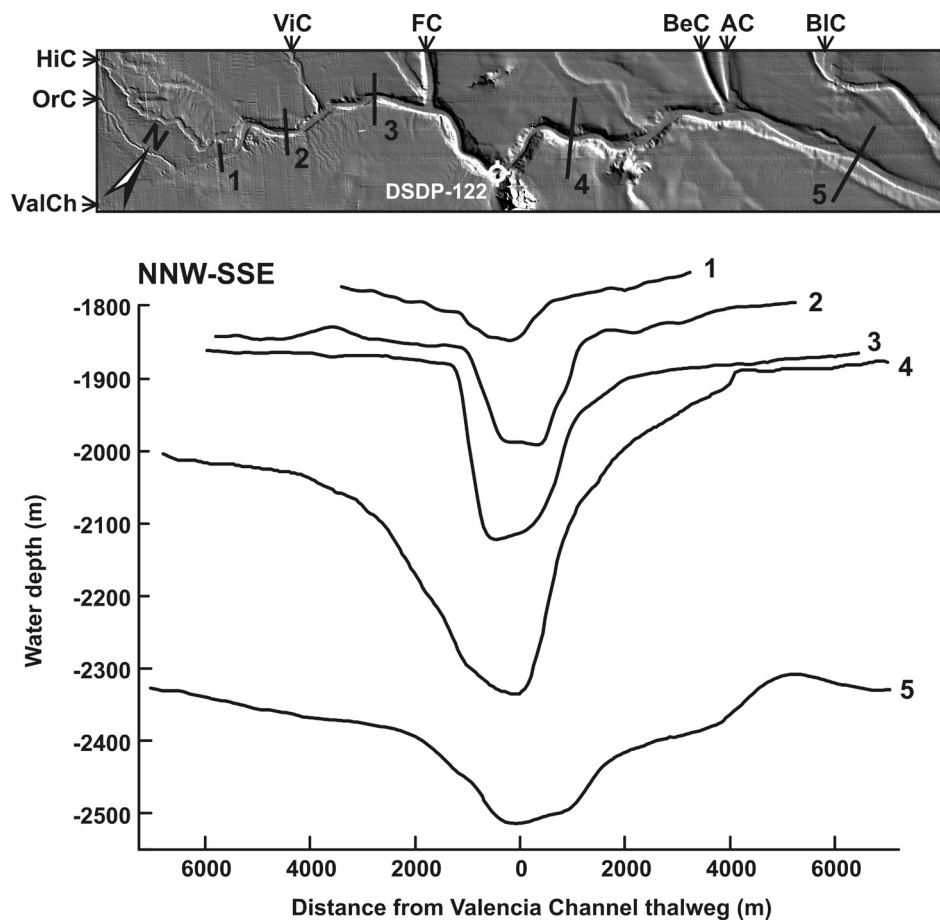


Figure 4.4. Bathymetric cross-sections of the Valencia Channel between canyon junctions. See Fig. 4.1 for location. ValCh, Valencia Channel; BIC, Blanes Canyon; AC, Arenys Canyon; BeC, Besòs Canyon; FC, Foix Canyon; ViC, Vinaròs Canyon; HiC, Hirta Canyon; OrC, Orpesa Canyon.

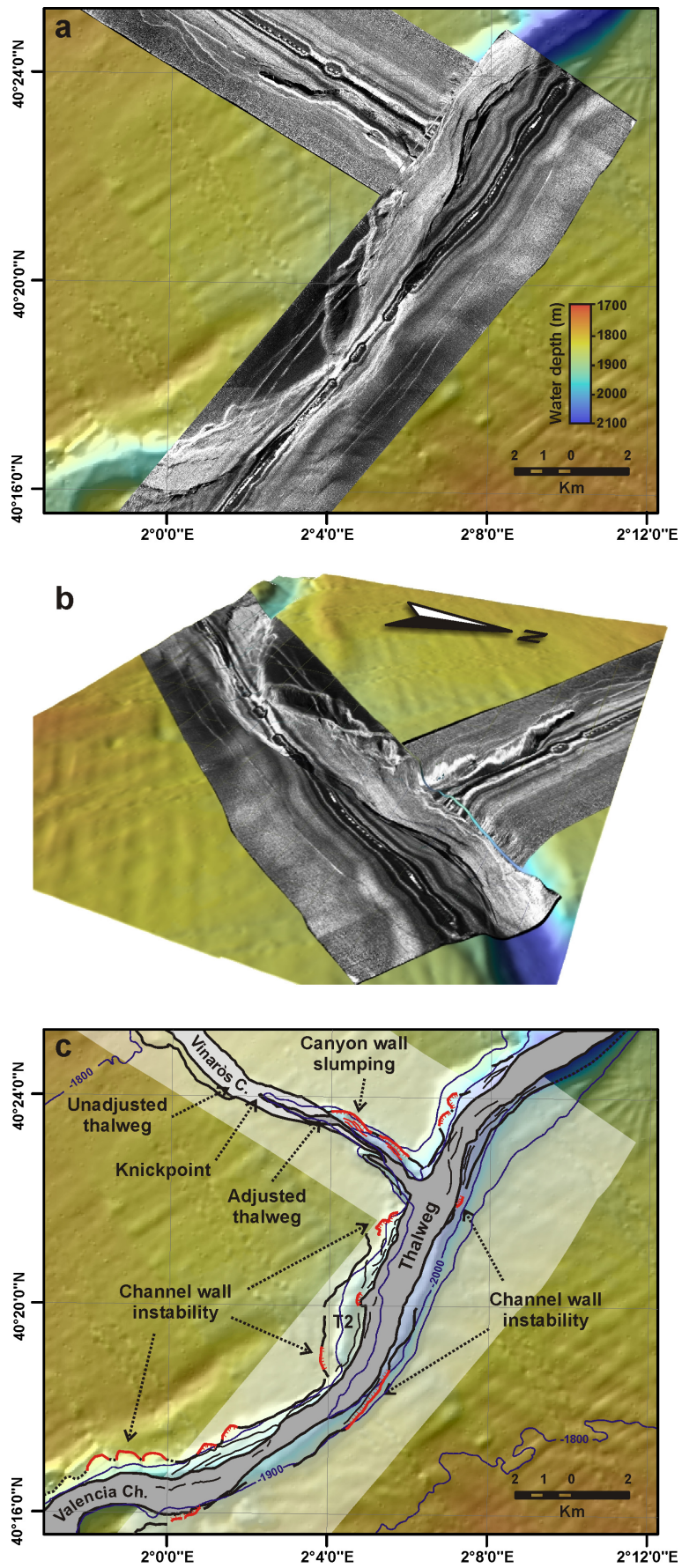


Figure 4.5. Vinaròs canyon junction with the Valencia Channel. See Fig. 4.1 for location. (A and B) 30 kHz TOBI side-scan sonographs draped on multibeam bathymetry data. (C) Main geomorphic features including the Vinaròs Knickpoint and the Valencia Channel terrace T2.

the lower course flat-floored channel (Amblas *et al.*, 2006). Blanes Canyon joins the lower Valencia Channel segment at approximately 2600 m water depth (Fig. 4.3f). The Arenys (length: 76 km; sinuosity 1.06) and Besòs (length: 79 km; sinuosity: 1.03) canyons are mostly restricted to the slope and rise and display a linear NW–SE trend. Both canyons are incised up to 470 m into the Catalan margin slope. Canyon-walls have few gullies and the thalwegs are almost flat-floored with nearly constant width. Arenys and Besòs canyons converge immediately above the Valencia Channel and join it as a wide single valley in 2380 m of water depth (Fig. 4.3e). Foix Canyon (97 km long) is located south of the Llobregat Delta and is the southernmost of the Catalan Margin canyons. Its upper course consists of two similar highly sinuous arms that merge at 1430 m depth. The southern arm hangs 220 m above the northern one, indicating more recent activity of the latter. Total sinuosity of the canyon calculated from its northern arm is 1.23, which is probably influenced by tectonic faults beneath its upper course (Amblas *et al.*, 2006). Maximum canyon wall gradients (up to 23°) and down-cutting (up to 480 m) are observed in the upper course. The lower course of Foix Canyon becomes wider and flat floored and joins the Valencia Channel at

2180 m water depth (Fig. 4.3d). Vinaròs (length: 78 km; sinuosity: 1.24), Hirta (length: 74 km; sinuosity: 1.24) and Orpesa (length: 68 km; sinuosity: 1.10) canyons are the only Ebro margin tributaries to the Valencia Channel. These canyons, also called respectively “5”, “4” and “3” in Canals *et al.* (2000), display narrower thalwegs and better-developed constructional levees than those in the Catalan margin. They join the Valencia Channel at 2030, 1900 and 1775 m water depth respectively (Fig. 4.3a–c). The Columbretes Grande Canyon, called “1” in Canals *et al.* (2000), is located south of the Ebro margin and it is disconnected from the VTTS (Fig. 4.1). This 75 km long canyon shows the highest sinuosity (1.40) of the studied margin and it develops atop a convex relief along the continental slope and rise, ending into the deep basin approximately at 1350 m water depth.

The Valencia Channel shows maximum incision (370 m) in the middle course, about 150 km away from the head, downstream from Foix Canyon junction (Fig. 4.2c and 4). In this segment the deep-sea channel achieves high sinuosity (Fig. 4.1) and maximum channel-wall steepness (up to 18°). The Valencia Channel thalweg shows a very gentle slope (maximum: 0.6°) with an upward

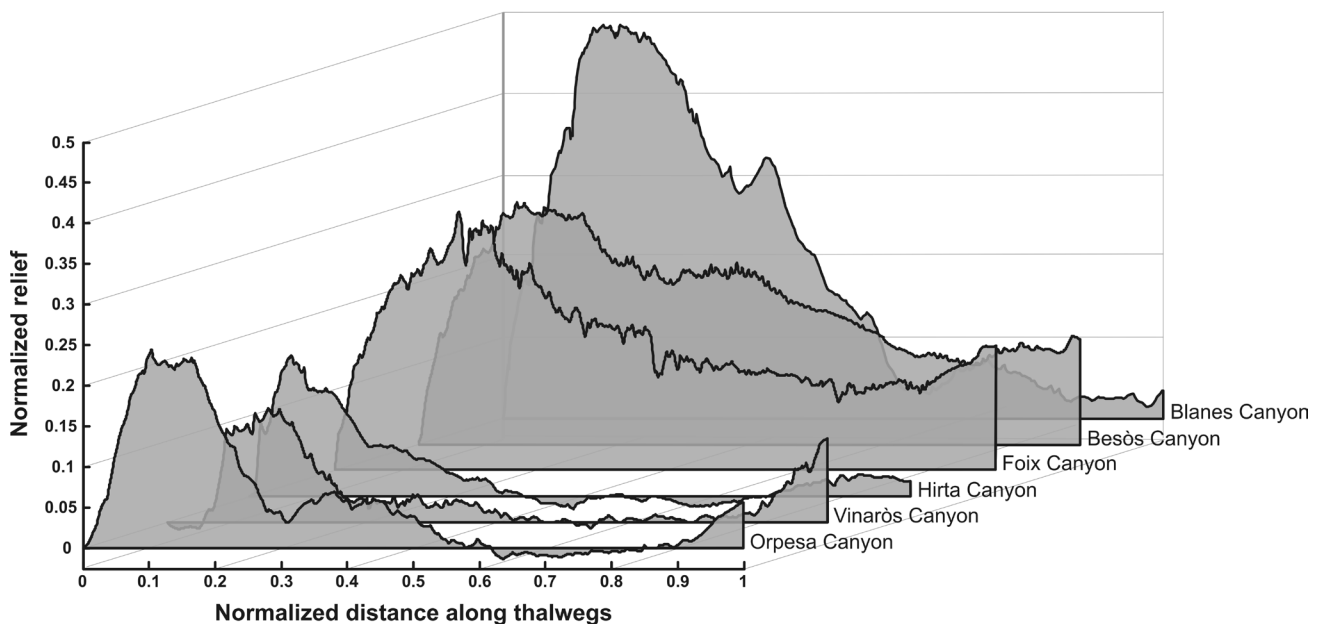


Figure 4.6. Distance-relief plots normalized by the total relief (from canyon head to the junction with the Valencia Channel) for submarine canyons draining into the Valencia Channel. Local relief is computed from a best-fit surface to inter-canyon margin profiles. The plots highlight differences in the amount of canyon entrenchment.

concave curvature along most of its length (Fig. 4.2b). Large terraces have been identified along the Valencia main course, two along the Ebro margin-reach and six along the South and North Catalan margin reach of the Channel (named T1–T8 in Fig. 4.3). Sidescan sonographs obtained using the 30 kHz TOBI system show numerous instability features in the Valencia Channel flanks near the Vinaròs junction (Fig. 4.5).

For the purpose of comparing distance-relief plots for each canyon feeding the Valencia Channel, best-fit surfaces to inter-canyon margin profiles are computed. These are obtained by interpolating a surface from bathymetric control points on canyon and channel interfluvies. The surface reveals a hypothetical smooth margin that provides a reference elevation for calculating canyon relief along the trace of the canyon thalwegs. Distance-relief plots normalized by the total relief show outstanding differences in the amount of canyon entrenchment (Fig. 4.6). Southern canyons (Hirta, Vinaròs and Orpesa Canyons) display lower relief

than northern canyons (Blanes, Besòs and Foix canyons) and have lower courses that are mostly perched above the surrounding basin floor (negative relief) showing predominance of depositional processes along the lower course of channels in the Ebro Margin.

Most of the Ebro and Catalan canyon-channel tributaries grade smoothly into the Valencia Channel (i.e. no jump in the long profile elevation), but on closer inspection anomalies are seen at or near some junctions (Figs. 4.3, 4.5 and 4.7). Hirta Canyon appears to be hanging 60 m above the Valencia Channel, and Vinaròs Canyon shows a sharp increase in slope at a long-profile discontinuity 8 km upstream of its junction. We describe these features as knickpoints and discuss their morphodynamic implications in the following section.

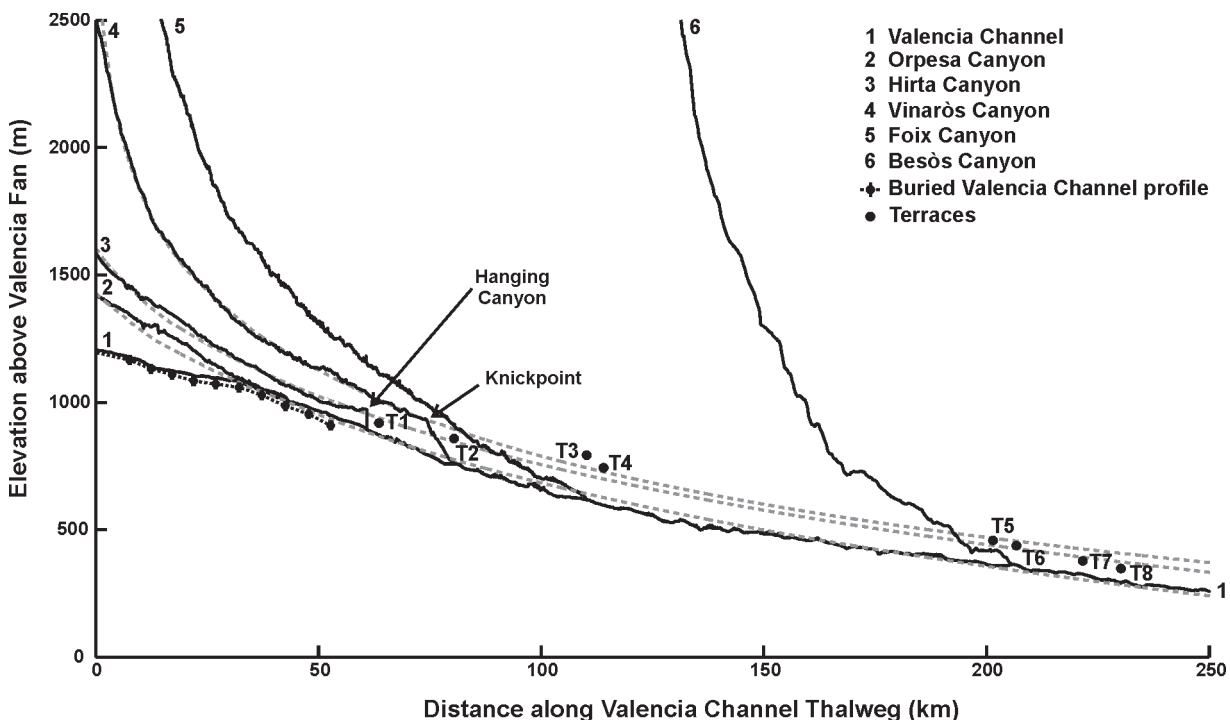


Figure 4.7. Zoom of the upper and middle course of the Valencia drainage network (see Fig. 4.2a for location) showing interpreted features of canyon-channel long-profiles. For Hirta and Vinaròs canyons, dashed lines show power-law fits to profiles above knickpoints that are projected below the knickpoints and down the Valencia axis. Also shown is a power-law fit to the Orpesa and Valencia combined long-profile. Black dotted line shows the location of the buried (by the BIG'95 debris flow) Valencia Channel profile upper course measured from high-resolution seismic reflection profiles nearly perpendicular to the present Valencia Channel thalweg (see seismic survey tracklines in Fig. 4.8). Terraces (T1–T8) observed along the Valencia Channel are also indicated.

4.4. Discussion

4.4.1. Long-profile analysis

The concordance between the Valencia Channel and most of its tributaries (Blanes, Besòs, Arenys, Foix and Orpesa, Fig. 4.3) suggests tandem entrenchment of the submarine drainage network. As pointed out by Mitchell (2005b), this is essentially an application of Playfair's Law for fluvial systems (Playfair, 1802; Niemann *et al.*, 2001) to submarine channel networks. This implies that turbidity currents occur frequently enough to keep each tributary confluence at the same elevation as the Valencia Channel. This is clearly not the case for the prominent knickpoints seen on the long-profiles of Vinaròs and Hirta canyons (Fig. 4.3).

The knickpoint in Vinaròs Canyon (Fig. 4.5) indicates localized erosion across the steepened step that defines it. We assume that the disequilibrium steepening was caused by a change in the Valencia Channel's entrenchment relative to Vinaròs Canyon, since no hard variations in substrate erodibility has been documented in the area (Field and Gardner, 1990; Alonso *et al.*, 1990, 1995; Canals *et al.*, 1995). In this view, the long-profile below the knickpoint is in equilibrium with the current Valencia Channel but the upstream segment defines a long-profile that is continuous with that of a relict Valencia Channel thalweg. In other words, the location of the knickpoint marks the boundary between the adjusted and unadjusted reaches of the canyon-channel system, and has migrated upstream from its junction with the Valencia Channel while maintaining its steep form (Figs. 4.5 and 4.7).

We interpret Hirta Canyon's hanging terminus similarly. Yet unlike Vinaròs Canyon, Hirta Canyon's knickpoint is evidently stationary. We therefore infer that turbidity-current activity has largely shutdown in Hirta Canyon, freezing the knickpoint as a hanging valley (Figs. 4.3b and 4.7).

We illustrate the geometry of the long-profile adjustment using simple least-squares fits to the Ebro margin long-profiles. We choose a power-law slope-distance relation for each canyon following process-based studies on canyon form (Mitchell, 2004; Gerber *et al.*, 2009). We first fit the concor-

dant long-profiles of the Orpesa Canyon and the Valencia Channel (profiles 1 and 2, Fig. 4.7). We then fit the segments of Hirta and Vinaròs canyons that lie above the observed knickpoints and extend the fitted profiles along the course of the Valencia Channel (profiles 3 and 4, Fig. 4.7). We interpret the basinward projection of the Hirta and Vinaròs long-profile fits as an estimate for a relict Valencia Channel long-profile. The average depth difference between the extrapolated profiles and the modern Valencia long-profile in the present junction is 140 m for the Vinaròs Canyon and 60 m for the Hirta Canyon. Both extrapolated profiles approximate the elevation of numerous terraces observed above the modern Valencia thalweg (Figs. 4.3 and 4.7).

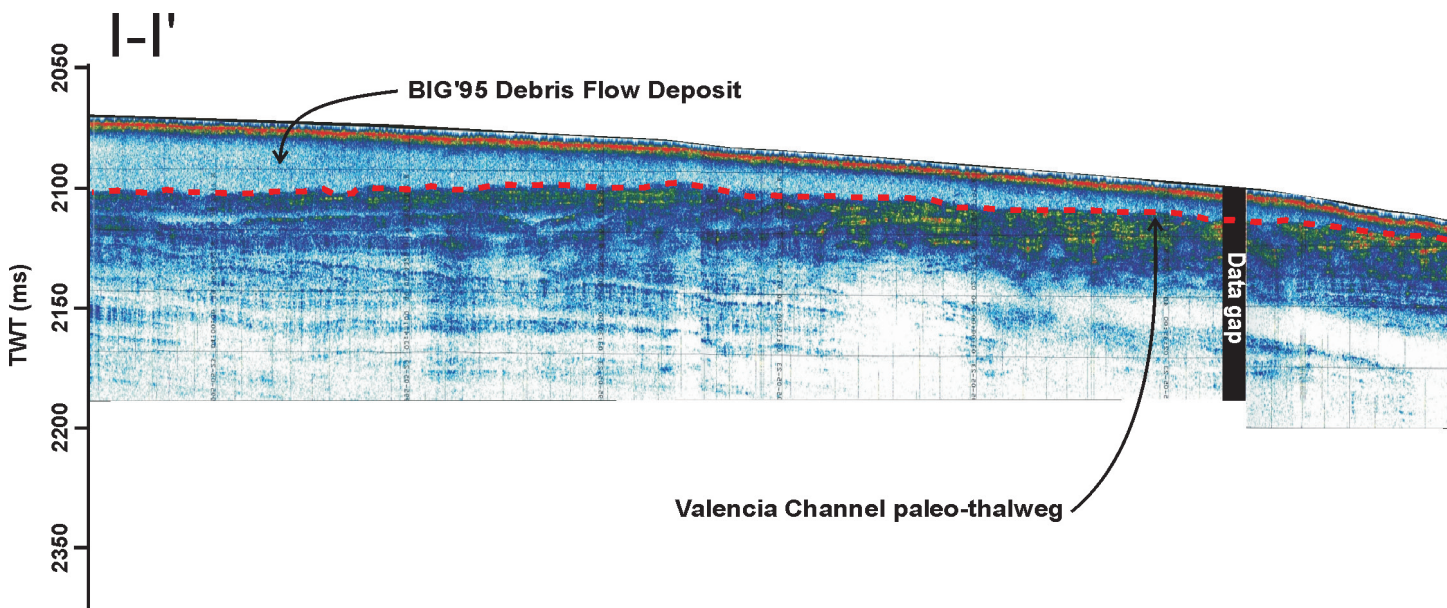
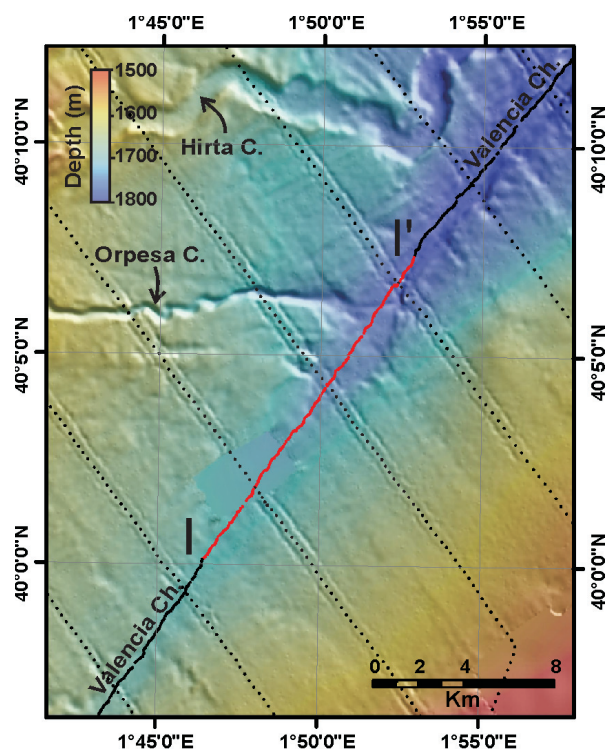
The long-profile fits in Fig. 4.7 imply that entrenchment of the Valencia Channel outpaced that occurring at the outlet of Hirta and Vinaròs canyons. The observations noted above from Hirta Canyon suggest it may no longer be active, in which case upstream flows (mainly from Orpesa Canyon) have continued sculpting the Valencia Channel as Hirta's terminus became a hanging valley. Yet the Vinaròs Canyon appears active, so the origin of its knickpoint is more controversial. In the following section we discuss factors both upstream and downstream of the Hirta and Vinaròs junctions with the Valencia Channel that may have caused their disequilibrium form.

4.4.2. Controls on long-profile adjustment

4.4.2.1 Change in sedimentation style (upstream control)

There is abundant evidence that the Ebro margin segment of the Valencia Channel has been affected by past instability on the adjacent continental slope (Canals *et al.*, 2000; Lastras *et al.*, 2002, 2004; Urgeles *et al.*, 2006). Debris flows periodically disrupted canyon tributaries south of Orpesa and buried the upper reaches of the Valencia Channel. A high-resolution seismic profile that approximately follows the uppermost course of the present Valencia Channel thalweg (Fig. 4.8) shows acoustically transparent seismic facies (30 ms TWT maximum thickness in the considered segment) burying a paleo-surface interpreted as the ancient Valencia Channel floor. The transpa-

Figure 4.8. Very high resolution seismic reflection profile showing the distal deposit of the BIG'95 debris flow covering a surface (dotted line) interpreted as a former upper thalweg of the Valencia Channel. See Fig. 4.1 for location. Red line in the location box shows the position of the seismic profile, while the black dotted lines show the rest of the seismic survey navigation in the selected zone.



rent deposit belongs to the distal end of the large BIG'95 debris flow sourced from the Ebro continental slope around 11,500 cal. yr. BP (Lastras *et al.*, 2002). Seismic profiles nearly perpendicular to the present Valencia Channel thalweg (see tracklines in Fig. 4.8) reveal no significant shifting of the channel position since the debris flow event and part of the buried Valencia Channel thalweg profile (Fig. 4.7). Like the reaches of Vinaròs and Hirta canyons above their knickpoints, this buried profile is not concordant with the current Valencia Channel profile.

Therefore, the disruption of part of the VTTS probably caused a sudden change in sedimentation style in the upper segment of the Valencia drainage network, with a significant decrease in sediment transport and incision capacity (Fig. 4.9). The truncation of canyons by the source area of the BIG'95 debris flow (Lastras *et al.*, 2004) illustrates this. Therefore, the downcutting of the Valencia Channel should be dominated by turbidity currents from the canyons draining the Catalan margin, i.e. the current Valencia Channel mid-course. This could have generated the local lowering of the base level at the termini of Hirta and Vinaròs canyons, followed by knickpoint formation. It was probably strengthened by a relative increase of the size and/or frequency of turbidity currents from Orpesa Canyon. This is clear not only from its long-profile, but also its incision into the BIG'95 debris flow described above (Fig. 4.8).

4.4.2.2. Change in spatial gradient (downstream control)

As discussed above, knickpoints in Vinaròs and Hirta canyons and the present Valencia Channel profile illustrate an “upstream” wave of erosion in the turbidite system. Interestingly, these anomalies all lay upstream of the Foix Canyon junction. No remarkable discontinuities are observed downstream along the Catalan margin (Figs. 4.2a and 4.7). Consequently, Foix Canyon and the canyons downstream stand out as key components in the Valencia drainage network.

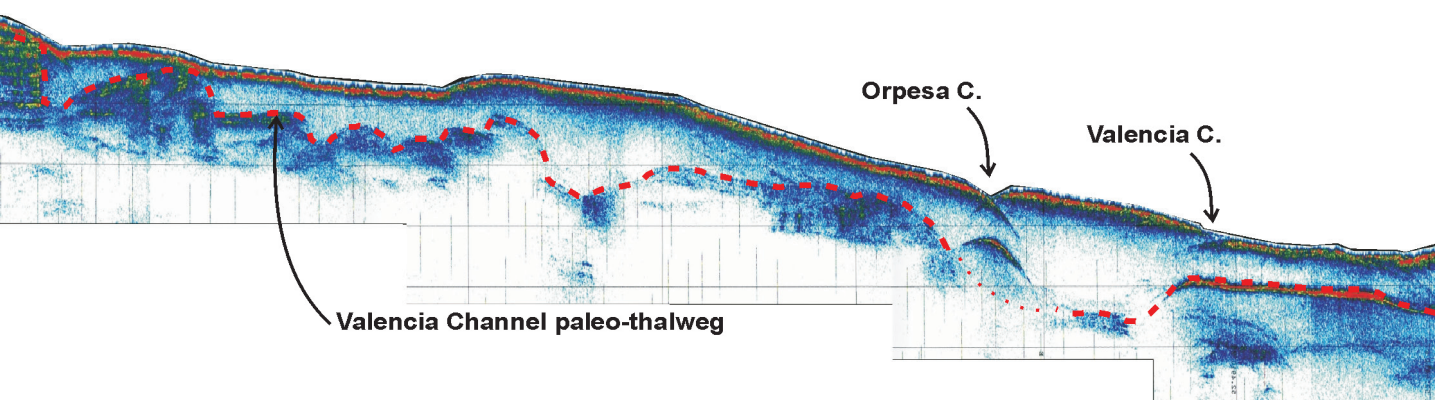
Foix Canyon’s high-relief, smooth and low-gradient slope, and a gentle junction with the Valencia Channel suggest significant sediment bypassing to the contiguous Valencia Channel. In this view, Foix Canyon is graded from turbidity current throughput that exceeds clinoform-generating background sedimentation (Case I conditions in Gerber *et al.*, 2009). This agrees with modern sediment transfer studies that show the canyon as a preferential conduit for sediment leaving the Catalan continental shelf to the south of Barcelona (Puig and Palanques, 1998; Puig *et al.*, 2000).

An absolute increase of turbidity current inputs to the Valencia drainage network from Foix Canyon, but also from Arenys, Besòs and Blanes canyons, might increase transport capacity and erosion rates downstream of their junctions. Given the long-profile pattern in Fig. 4.7, this downstream control would seem to require the development of a strong spatial gradient in downcutting rates along the Valencia Channel middle course (Fig. 4.9). A decrease in direct turbidite inputs from

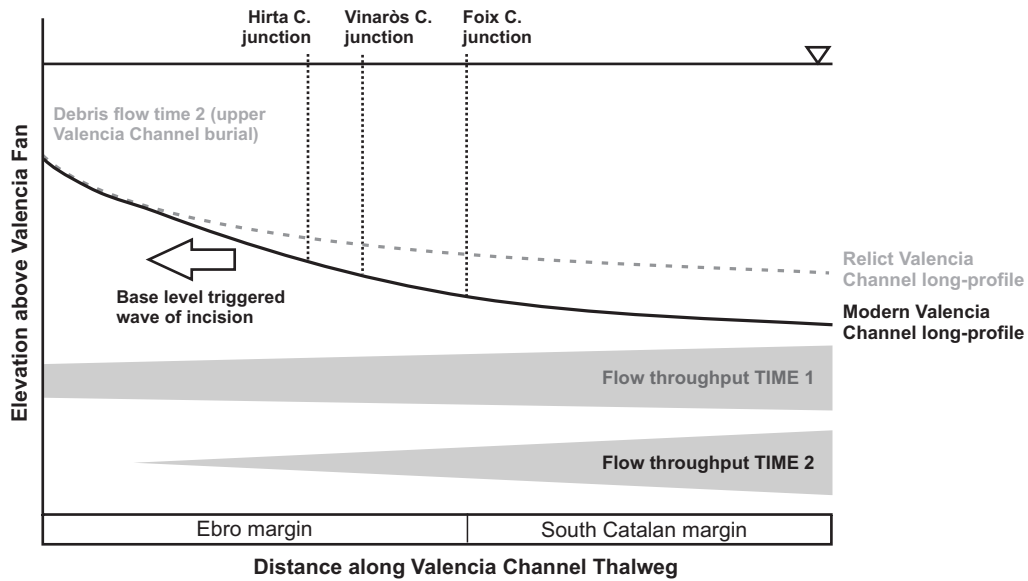
the Ebro margin to the Valencia Channel due to burial of drainage conduits, as discussed above, would further increase the gradient in transport capacity downstream of the Catalan margin inputs. Furthermore, an absolute increase in the number of flows entering directly into the Foix Canyon during glacioeustatic lowstands, when the canyon head was close to paleo-river mouths (i.e. the paleo-Llobregat River mouth), would also increase erosion capacity along the Catalan reach of the Valencia Channel (Fig. 4.9).

Maximum incision (370 m) of the Valencia Channel occurs after Foix Canyon junction (Fig. 4.2c). Cross-sections of the Valencia Channel located between canyon junctions show a clear increase in relief downstream of that junction (Fig. 4.4). This is also well-illustrated in seismic profiles across the Valencia Trough (Alonso *et al.*, 1995). Most of the terraces in the Valencia Channel are observed down to the Foix junction (Figs. 4.3 and 4.7). All these observations reinforce the hypothesis that Foix Canyon drives the VTTS dynamics.

The location of the VTTS base-level has been highly variable during the Plio-Pleistocene (Palanques *et al.*, 1994, 1995). The variation is mainly due to the internal factors described above (i.e. changes in catchment area and sediment dynamics) but also because of external ones (i.e. sediment contribution from systems outside the VTTS). Sediment is delivered to the Valencia Channel lower course from northerly sediment flows traversing the Rhône deep-sea fan and associated canyons and channels (Droz and Bellaiche, 1985; Palanques *et al.*, 1995). Gulf of Lion cascading events also supply periodically large amounts of sediment to the deep-basin (Canals *et al.*, 2006).



a. Upstream control



b. Downstream control

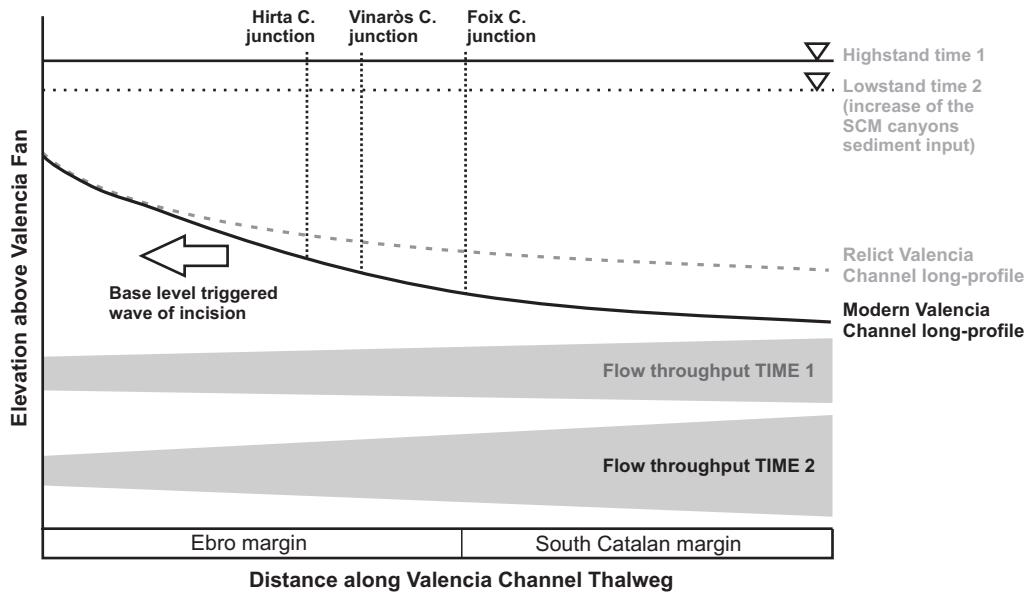


Figure 4.9. Cartoon illustrating the conceptual model for transient profile adjustment triggered by upstream (A) and downstream (B) controls. In both cases, the relative flow throughput (i.e. flow-event frequency) at different parts of the Valencia Channel is represented. In (a), the trigger mechanism is a decrease in flow throughput (time 2) along the Ebro reach of the Valencia Channel following the disruption and burial of the upper reaches of the VTTS by a submarine debris flow. In (b), the profile is adjusted by increased flow throughput (time 2) during sealevel lowstands along the South Catalan Margin (SCM) reach of the Valencia Channel, when canyon heads are close to river mouths. The vertical thickness of the flow throughput wedges is proportional to relative flow-event frequency.

4.4.3. Long-term time-averaged net erosion rates

Glacio-eustatic oscillations and large sediment instability events have been identified as the likely

triggers for channel migration and long-profile anomalies in the VTTS (Fig. 4.9). The estimated age for the last large landslide affecting the upper catchment of the VTTS is 11,500 cal. yr. BP (Lastras *et al.*, 2002). The last lowstand episode (110–120 m

below present sea level) occurred during Marine Isotope Stage (MIS) 2, about 18,000 yr BP (Waelbroeck *et al.*, 2002).

The total incision of the Valencia Channel with respect to the projected power fits to the Vinaròs (140 m) and Hirta (60 m) canyons (Fig. 4.7), combined with timing for drainage network disturbance, provides estimates for time-averaged net erosion rates. If incision followed the last major landslide on the Ebro margin then the downcutting rate is 12.1 m kyr⁻¹ around Vinaròs junction and 5.2 m kyr⁻¹ around Hirta junction. If incision was triggered during the last glacio-eustatic lowstand then the downcutting rates are 7.7 and 3.3 m kyr⁻¹, respectively. These values should be regarded as maximum time-averaged net erosion rates because we are using the most recent events capable of triggering the channel adjustment. If the VTTS adjustment commenced during an earlier lowstand (e.g. during the MIS 4 lowstand, see Waelbroeck *et al.*, 2002) or after an earlier landslide (e.g. Ebro margin buried landslides identified in seismic reflection profiles, see Lastras *et al.*, 2007) we would obviously calculate slower denudation rates.

The given range of values should not be considered as pure erosion rates but rather net erosion rates. In other words, long-term time-averaging integrates many episodes of erosion and deposition. Hence, they should be regarded as maximum relief generation rates.

Turbidity currents erode the seabed through the shear stress they exert as they move over it (Pratson *et al.*, 2000). Unfortunately, measuring turbidity currents in situ is difficult, so experimental and numerical studies are the only source of erosion rate estimates (Garcia and Parker, 1989; Kneller *et al.*, 1999, Pratson *et al.*, 2000, 2001). Consequently, the uncertainties concerning the scaling of laboratory-derived relationships make comparisons with natural turbid surges essentially qualitative. However, numerical models consistently show that the erosive capacity of a turbidity current tends to increase with its size or the slope length (Pratson *et al.*, 2000; Mitchell, 2004). This is because entrainment of sediment into the current increases its momentum, which in turn increases the current's transport capacity and thus its ability

to erode the bed. For reference, numerical simulations of turbidity currents by Pratson *et al.* (2000) suggest erosion rates of a few meters per event. Using a 3D slope stability model applied to a submarine canyon on the nearby Gulf of Lion, Sultan *et al.* (2007) suggested that slope instabilities and reshaping of canyon walls can be triggered after only 5 m of axial incision.

Thus, it is reasonable to expect high long-term erosion rates caused by repeated turbidity currents in the Valencia Channel in light of the observed size of the drainage network, the outstanding relief and width of the Valencia Channel in its middle-course (Fig. 4.2), the development of extensive levees along the lower course (Alonso *et al.*, 1995) and the extension of the Valencia Fan (Palanques *et al.*, 1994). Furthermore, it is also remarkable the morphologic inconsistency between the buried long-profile of the ancient Valencia Channel upper course (Fig. 4.7) and the present profile, which again points to drastic channel adjustment after the occurrence of the BIG'95 debris flow at the Ebro margin. The terminal Valencia Lobe (Droz *et al.*, 2006), which extends more than 150 km downdip on the Algero-Balearic abyssal plain east of the Minorca Island, also records the activity of the Valencia Channel in fresh bedforms and erosional features as well as layers containing pteropod shells of Holocene age (Morris *et al.*, 1998). At this stage the extent to which these fresh bedforms and erosional features are attributable to repeated turbidity currents and not the frequent highstand cascades of dense shelf water is unknown (Canals *et al.*, 2006; Gaudin *et al.*, 2006). Direct evidence of long-term erosion in the Valencia Channel was observed during Deep Sea Drilling Project Leg 13 site 122 (Ryan *et al.*, 1973), located very close to the middle-course of the current thalweg (Figs. 4.1 and 4.4). Sediments recovered from the borehole showed a late-middle Quaternary coarse-grained top unit directly overlying Upper Pliocene sediments (Ryan *et al.*, 1973). The time-gap estimated for the unconformity is at least one million years.

4.5. Conclusions

The analysis of along-thalweg depth profiles (i.e. long-profiles) in turbidite systems yields information about the sedimentary history of a submarine

basin. In the present study we examine long-profiles to address the long-term evolution of the Valencia Trough turbidite system (VTTS).

The VTTS is unique because it drains sediment from different margin morpho-types that share a common final conduit, the Valencia Channel. This margin-to-margin interconnection allows the propagation of local effects through the whole system. The integrated analysis of turbidite channel long-profiles shows evidence for transient incision in the VTTS in the form of a knickpoint in Vinaròs Canyon and a hanging tributary in Hirta Canyon. Based on the location and form of these morphologies we identify two main triggering mechanisms that may have caused their disequilibrium form: (1) a change in sedimentation style forced by a large debris flow at 11,500 yr BP that disrupted the upper reaches of the VTTS, and (2) a change in downcutting rates along the Valencia Channel middle course due to shifting sediment input during glacio-eustatic lowstands. From our morphometric observations, we conclude that the South Catalan canyons, especially Foix Canyon, played a key role in the drainage dynamics of the VTTS.

Long-term time-averaged Valencia Channel incision rates have been estimated based on the two incision triggering mechanisms inferred above. From assumed dates for the onset of incision in these two scenarios, incision rates around the Vinaròs junction are from 7.7 to 12.1 m kyr⁻¹, while near Hirta junction are from 3.3 to 5.2 m kyr⁻¹. These values should be taken as rough estimates for maximum relief generation rates in the submarine channel.

In this paper we have shown how new detailed bathymetry across an entire basin provides clues to the evolution of submarine drainage networks shaped primarily by the action of turbidity currents. Like studies of landscape evolution from DEMs, our work makes inferences about seascape evolution from high-quality bathymetry. Even in the absence of extensive subsurface data, much can be learned about recent basin evolution from detailed observations of the modern seascape.

Acknowledgements

This research was supported by the HERMIONE project, EC contract 226354-HERMIONE, funded by the European Commission's Seventh Framework Programme, and the HERMES Project, EC contract GOCE-CT-2005-511234, funded by the European Commission's Sixth Framework Programme under the priority "Sustainable Development, Global Change and Ecosystems". It has also benefited from inputs by the PROMETEO (CTM2007-66316-C02-01/MAR), EDINSED3D (CTM2007-64880/MAR), and the GRACCIE CONSOLIDER (CSD2007-00067) projects, both funded by the Spanish RTD Programme. GRC Geociències Marines is supported by Generalitat de Catalunya "Grups de Recerca Consolidats" grant 2009 SGR 1305. The paper was substantially improved by constructive reviews by P.P. Cunha and editor T. Oguchi.

4.6. References

- Adeogba, A.A., McHargue, T.R., Graham, S.A., 2005. Transient fan architecture and depositional controls from near-surface 3-D seismic data, Niger Delta continental slope. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 89, 627-643.
- Alonso, B., Field, M.E., Gardner, J.V., Maldonado, A., 1990. Sedimentary evolution of the Pliocene Ebro margin, northeastern Spain. *Mar. Geol.* 95, 313-331.
- Alonso, B., Canals, M., Got, H., Maldonado, A., 1991. Sea-valleys and related depositional systems in the Catalan Sea (northwestern Mediterranean Sea). *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 75, 1195-1214.
- Alonso, B., Canals, M., Palanques, A., Rehault, J.P., 1995. A deep-sea channel in the northwestern Mediterranean Sea: Morphology and seismic structure of the Valencia Channel and its surroundings. *Mar. Geophys. Res.* 17, 469-484.
- Amblas, D., Canals, M., Lastras, G., Berné, S., Loubrieu, B., 2004. Imaging the seascapes of the Mediterranean. *Oceanography* 17(4), 144-155.
- Amblas, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Hughes-Clarke, J.E., 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean basin. *Mar. Geol.* 234, 3-20.
- Berné, S., Loubrieu, B., CALMAR Ship-board Party, 1999. Canyons et processus sédimentaires récents sur la Marge Occidentale du Golfe du Lion. *Premiers Résultats de la Campagne Calmar. C.R. Acad. Sci.* 328, 471-477.

- Bouma, A., Normark, W. R., Barnes, N. E., 1986. *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer Verlag, New York.
- Boyd, R., Ruming, K., Goodwin, I., Sandstrom, M., Schröder-Adams, C., 2008. Highstand transport for coastal sand to the deep ocean: a case study from Fraser Island, southeast Australia. *Geology* 36, 15-18.
- Canals, M., Alonso, B., Baraza, J., Ercilla, G., Calafat, A.M., Masson, D.G., Farran, M., Sorribas, J., Estrada, F., Cavaller, M., Prieto, M.J., Rodríguez, J.P., Maillard, N., 1995. Estudio oceanográfico multidisciplinar del Mar Catalano-Balear; Informe de la Campaña BIG 95. Cruise report (in Spanish, with English Abstr.). Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain, 94 pp.
- Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A.M., De Batist, M., Masson, D., Berné, S., Alonso, B., Hughes-Clarke, J.E., 2000. The Ebro continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes. In: Nelson, C.H., Weimer, P. (Eds.), *Deep-water Reservoirs of the World: GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference*, Houston, Texas, pp.152-174 (CD edition).
- Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354-357.
- Cattaneo, A., Trincardi, F., Langone, L., Asioli, A., Puig, P., 2004. Clinoform generation on Mediterranean margins. *Oceanography* 17(4), 105-117.
- Cita, M.B., Ryan, W.B.F., Kidd, R.B., 1978. Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their change. In: Hsü, K.J., Montadert, L., and others (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 42, Part I*, Government Printing Office, Washington D.C., pp. 991-1002.
- Cook, K.L., Whipple, K.X., Heimsath, A.M., Hanks, T.C., 2009. Rapid incision of the Colorado River in Glen Canyon – insights from channel profiles, local incision rates, and modeling of lithologic controls. *Earth Surf. Process. Landforms* 34, 994-1010.
- Covault, J.A., Romans, B.W., 2009. Growth patterns of deep-sea fans revisited: Turbidite-system morphology in confined basins, examples from the California Borderland. *Mar. Geol.* 265, 51-66.
- Crosby, B.T., Whipple, K.X., 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 82, 16-38.
- Dana, J.D., 1863. *Manual of Geology: Treating of the Principles of the Science with Special Reference to American Geological History, for the Use of Colleges, Academies, and Schools of Science*. Theodore Bliss & Co., Philadelphia, 798 pp.
- Droz, L., Bellaiche, G., 1985. Rhône Deep-sea Fan: morphostructure and growth pattern. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 69, 460-479.
- Droz, L., dos Reis, A.T., Rabineau, M., Berné, S., Bellaiche, G., 2006. Quaternary turbidite systems on the northern margins of the Balearic Basin (Western Mediterranean): a synthesis. *Geo-Mar. Lett.* 26, 347-359.
- Field, M.E., Gardner, J.V., 1990. Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: a prograding-slope model. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 721-733.
- Garcia, M., Parker, G., 1989. Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition. *Science* 245(4916), 393-396.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* 234, 111-128.
- Gerber, T.P., Amblas, D., Wolinsky, M.A., Pratson, L.F., Canals, M., 2009. A model for the long-profile shape of submarine canyons. *J. Geophys. Res.* 114, F03002.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geophys. Res.* 99, 13971-13986.
- Kertzus, V., Kneller, B., 2009. Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development. *Basin Res.* 21, 738-758.
- Kneller, B. C., Bennett, S.J., McCaffrey, W.D., 1999. Velocity structure, turbulence and fluid stresses in experimental gravity currents. *J. Geophys. Res.* 104[C3], 5381-5391.
- Kneller, B., 2003. The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Mar. Petrol. Geol.* 20, 901-910.
- Lastras, G., Canals, M., Hughes-Clarke, J.E., Moreno, A., De Batist, M., Masson, D.G., Cochonat, P., 2002. Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean. *Geology* 30, 871-874.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., De Batist, M., Calafat, A.M., Casamor, J.L., 2004. Characterisation of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. *Mar. Geol.* 213, 235-255.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Frigola, J., Urgeles, R., Calafat, A.M., Acosta, J., 2007. Slope instability along the northeastern Iberian and Balearic continental margins. *Geol. Acta* 5, 35-47.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Lavoie, C., Church, I., De Mol, B., Duran, R., Calafat, A.M., Hughes-Clarke, J.E., Smith, C., Heussner, S., Euroleón cruise shipboard party, 2011. Geomorphology of Blanes and La Fonera

- canyon heads, western Mediterranean Sea. *Mar. Geol.* doi:10.1016/j.margeo.2010.11.005.
- Maillard, A., Mauffret, A., 1999. Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). *Basin Res.* 11, 357-379.
- Maillard, A., Gorini, C., Mauffret, A., Sage, F., Lofi, J., Gaullier, V., 2006. Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (Northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Sediment. Geol.* 188-189, 69-91.
- Mitchell, N.C., 2004. Form of submarine erosion from confluences in Atlantic USA Continental Slope canyons. *Am. J. Sci.* 304, 590-611.
- Mitchell, N.C., 2005a. Interpreting long-profiles of canyons in the USA Atlantic continental slope. *Mar. Geol.* 214, 75-99.
- Mitchell, N.C., 2005b. Erosion of canyons in continental slopes. In: Hodgson, D.M., Flint, S.S. (Eds.), *Submarine Slope Systems; Processes and Products*. Geological Society Special Publications 244, London, pp. 131-140.
- Mitchell, N.C., 2006. Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *GSA Bull.* 118, 589-605.
- Mitchell, N.C., Dade, W.D., Masson, D.G., 2003. Erosion of the submarine flanks of the Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 108 (F1), 6002. doi:10.1029/2002JF000003.
- Mitchum, R.M.Jr., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea levels, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: in Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG Memoir 26, pp. 117-133.
- Morris, S.A., Kenyon, N.H., Limonov, A.F., Alexander, J., 1998. Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around the Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: implications for palaeoflow reconstruction. *Sedimentology* 45, 365-377.
- Niemann, J.D., Gasparini, N.M., Tucker, G.E., Bras, R.L., 2001. A quantitative evaluation of Playfair's Law and its use in testing long-term stream erosion models. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1317-1332.
- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A., DeMaster, D.J., Kowsmann, R.O., 1986. The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *GSA Bull.* 97, 444-458.
- Normark, W.R., 1970. Growth patterns of deep-sea fans. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 54, 2170-2195.
- Olley, J.M., Pietsch, T., Roberts, R.G., 2004. Optical dating of Holocene sediment from a variety of geomorphic settings using single grains of quartz. *Geomorphology* 60, 337-358.
- Palanques, A., Maldonado, A., 1985. Sedimentology and evolution of the Valencia Valley and Fan (Northwestern Mediterranean). *Acta Geol. Hisp.* 20, 1-19.
- Palanques, A., Alonso, B., Farrán, M., 1994. Progradation and retreat of the Valencia fanlobes controlled by sea level changes during the Plio-Pleistocene (Northwestern Mediterranean). *Mar. Geol.* 117, 195-205.
- Palanques, A., Kenyon, N.H., Alonso, B., Limonov, A., 1995. Erosional and Depositional Patterns in the Valencia channel Mouth: An example of a Modern Channel-Lobe Transition Zone. *Mar. Geophys. Res.* 17, 503-517.
- Petter, A.L., Kim, W., Muto, T., Steel, R.J., 2011. Comment on 'Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development'. *Basin Res.* 23, 118-121.
- Pirmez, C., Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J., Mohrig, D.C., 2000. Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deep water reservoirs. In: Weimar, P., Slatt, R.M., Coleman, J., Rosen, N.C., Nelson, H., Bouma, A.H., Styzen, M.J., Lawrence, D.T. (Eds.), *Deep-water Reservoirs of the World*. GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, pp. 782-805.
- Pirmez, C., Imran, J., 2003. Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Mar. Petrol. Geol.* 20, 823-849.
- Playfair, J., 1802. *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*. Cadell and Davies, London, and Greech, Edinburgh.
- Pratson, L.F., Imran, J., Parker, G., Syvitski, J.P.M., Hutton, E., 2000. Debris Flows vs. Turbidity Currents: a Modeling Comparison of Their Dynamics and Deposits. In: Bouma, A.H., Stone, C.G. (Eds.), *Fine-grained Turbidite Systems*. Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir 72/SEPM Special Publication 68, pp. 57-72.
- Pratson, L.F., Imran, J., Hutton, E.W.H., Parker, G., Syvitski, J.P.M., 2001. BANG1D: a one-dimensional, Lagrangian model of subaqueous turbid surges. *Comput. Geosci.* 27(6), 701-716. doi:10.1016/S0098-3004(00)00123-0.
- Pratson, L.F., Nittrouer, C.A., Wiberg, P.L., Steckler, M.S., Swenson, J.B., Cacchione, D.A., Karson, J.A., Murray, A.B., Wolinsky, M.A., Gerber, T.P., Mullenbach, B.L., Spinelli, G.A., Fulthorpe, C.S., O'Grady, D.B., Parker, G., Driscoll, N.W., Burger, R.L., Paola, C., Orange, D.L., Field, M.E., Friedrichs, C.T., Fedele, J.J., 2009. Seascape evolution on clastic continental shelves and slopes. In: Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L., (Eds.), *Continental-Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. IAP Special Publication 37, Blackwell Publishing, Oxford, pp. 339-380.
- Puig, P., Palanques, A., 1998. Nepheloid structure and hydrographic control on the Barcelona continental margin, NW Mediterranean. *Mar. Geol.* 149, 39-54.

Puig, P., Palanques, A., Guillen, J., Garcia-Ladona, E., 2000. Deep slope currents and suspended particle fluxes in and around the Foix submarine canyon (NW Mediterranean). *Deep-Sea Res.* 47, 343-366.

Rabineau, M., Berne, S., Aslanian, D., Olivet, J.L., Joseph, P., Guillocheau, F., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles. *Mar. Petrol. Geol.* 22, 775-804.

Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315, 209-233.

Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W.D., Pautot, G., Stradner, H., Wezel, F.C., 1973. Valencia Trough, site 122. DSDP Leg 13 site 122 Report, 91-109.

Sultan, N., M. Gaudin, S. Berne, M. Canals, R. Urgeles, Lafuerza, S., 2007. Analysis of slope failures in submarine canyon heads: an example from the Gulf of Lions. *J. Geophys. Res.* 112, F01009. doi:10.1029/2005j000408.

Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 65, 1062-1077.

Urgeles, R., Leynaud, D., Lastras, G., Canals, M., Mienert, J., 2006. Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the Ebro continental slope, NW Mediterranean. *Mar. Geol.* 226, 185-206.

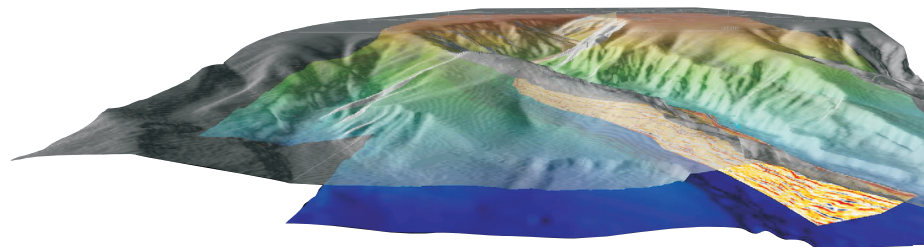
Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I., Hardman, M., 2010. New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Res.* doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00477.x.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Sci. Rev.* 21, 295-305.

Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *J. Geophys. Res.* 107(B2), 2039. doi:10.1029/2000JB000044.

Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin

Amblas, D., Gerber, T.P., De Mol, B., Urgeles, R., Garcia-Castellanos, D., Canals, M., Pratson, L.F., Robb, N., Canning, J. (2012) Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin. *Geology* 40(6), 543-546. doi:10.1130/G33178.1



Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin

David Amblas^a, Thomas P. Gerber^b, Ben De Mol^c, Roger Urgeles^d, Daniel Garcia-Castellanos^e, Miquel Canals^a, Lincoln F. Pratson^f, Nicholas Robb^g, Jason Canning^g

^aGRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Catalonia, Spain

^bDepartment of Geoscience, Indiana University, PA, USA

^cGRC Geociències Marines, Parc Científic de Barcelona, Universitat de Barcelona, Catalonia, Spain

^dDept. Geologia Marina, Institut de Ciències del Mar, CSIC, Catalonia, Spain

^eGroup of Dynamics of the Lithosphere, Institut de Ciències de la Terra, CSIC, Catalonia, Spain

^fDivision of Earth and Ocean Sciences, Duke University, NC, USA

^gBG Group, Thames Valley Park, UK

Accepted 16 January 2012

Abstract

Net-depositional submarine canyons are common in continental slope strata but how they survive and prograde on constructional margins is poorly understood. In this study we present field evidence for the co-evolution of a submarine canyon and the adjacent continental slope. Using a 3D seismic data cube that images the Ebro margin (NW Mediterranean), we identify a preserved canyon on a Middle Pleistocene paleo-surface and relate it directly to its expression on the present-day seafloor. A subparallel stacking pattern of seismic reflectors, similar to that seen between prograding clinoforms in intercanyon areas, is observed between the modern and paleo-canyon thalwegs. The concavity of the modern long-profile differs from the convex-concave long-profile on the middle Pleistocene surface, suggesting a long-term change in canyon sedimentation. We interpret this change as a shift to a canyon dominated by turbidity currents from one strongly influenced by the pattern of sedimentation that built the open-slope canyon interflues. We uncover support for our interpretation in previous studies of the Ebro margin.

Keywords: submarine canyon, constructional margin, seismic geomorphology, Ebro margin, NW Mediterranean

5.1. Introduction

It has long been recognized that buried canyons exist in continental margin strata (Miller *et al.*, 1987; Field and Gardner, 1990; Pratson *et al.*, 1994). Increasingly available three-dimensional seismic datasets from deep-water settings around the world show that many modern submarine canyons have ancestors in the subsurface (e.g. Wonham *et al.*, 2000; Deptuck *et al.*, 2007; Straub and Mohrig, 2009). These observations have broadened our view of canyons as purely erosive features (Shepard, 1981) to one in which canyons may also be perpetuated through long-term margin construction, producing nested canyon successions.

Several ideas have been put forward to explain the evolution of net-depositional canyons. Alternating periods of vertical fill and incision (Wonham *et al.*, 2000; Bertoni and Cartwright, 2005; Deptuck *et al.*, 2007), the interplay of gravity flows and bottom currents (Zhu *et al.*, 2010), and large sheet-like gravity flows (Straub and Mohrig, 2009) have all been proposed. Yet none of these models consider canyon evolution in light of well-established ideas for how margin clinoforms prograde. Gerber *et al.* (2009) tackled this problem by proposing a model for the long-profile (i.e. along-thalweg depth profile) shape of canyons based on the competition between turbidity currents and background sedimentation from the water column. The key element

of their approach is the treatment of canyons on constructional margins as clinoforms which, together with intercanyon open slopes, define the strike-averaged long-profile shape of the margin.

In this study we identify the seismic signature of canyon and intercanyon aggradation and progradation in a 3D seismic data set from the Ebro margin (EM) in the NW Mediterranean Sea. We identify and map a preserved middle Pleistocene paleosurface representing one of the initial phases of the Ebro turbidite system. We then compare the morphology of a modern EM canyon to its ancestor morphology defined on the paleosurface. We discuss the canyon's evolution in light of what is known about the middle to late Pleistocene conditions along the margin. Our work adds the weight of field evidence to the claim that submarine canyons and their interfluvial co-evolve on constructional margins, an idea that can improve stratigraphic predictions for slope strata.

5.2. Geological framework

We limit our field analysis to the region around the modern Orpesa Canyon on the EM (Fig. 5.1). This passive margin is characterized by a relatively wide continental shelf (70 km in the studied sector) built principally by sediment inputs from the Ebro River since the Middle Miocene (Urgeles *et al.*, 2010, and references therein). The modern EM continental slope is densely canyonised, though few canyons exceed 500 m of relief in their upper courses. At the base of the slope some of the canyons grade into well-developed channel-levee complexes (Canals *et al.*, 2000; Amblas *et al.*, 2006).

The Orpesa Canyon is the southernmost modern tributary of the Valencia Trough turbidite systems. The concordance of the Orpesa Canyon long-profile with the modern Valencia Channel, the main conduit of the turbidite systems, suggests recent activity in the canyon (Amblas *et al.*, 2011). Here we analyse its evolution from the mid-Pleistocene to the Holocene, a period of rapid high-amplitude sea-level fluctuations and increased sedimentation along the EM (Nelson, 1990; Kertznus and Kneller, 2009).

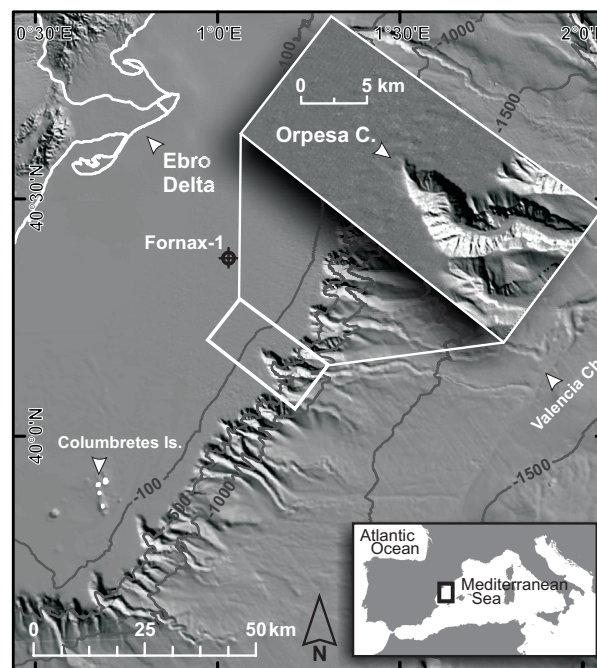


Figure 5.1. Digital terrain model (DTM) of the Ebro continental margin built from three-dimensional (3-D) seismic data, multibeam bathymetry, and global digital databases. White box encloses the area of the 3-D seismic survey examined in this study. C, canyon; Ch, channel; Is, island.

5.3. Data set and methods

Our study is based on a subset of a 3D seismic survey from BG Group that covers 600 km² around the Orpesa canyon-head and nearby continental shelf (Fig. 5.1). Seismic traces were processed to near zero phase and migrated with a single-pass 3D pre-stack time migration. The seismic grid cells for the study are subsampled to 25 x 25 m. We consider the upper 0.15 to 1 s (two-way travel time) beneath the modern shelf and slope. This interval includes almost the entire Pleistocene and Holocene succession with an average vertical resolution of about 9 m.

For the time-depth conversion in the distance-depth profiles we used the function detailed in Urgeles *et al.* (2010), calibrated from the sonic log in the Fornax-1 well (Fig. 5.1). To restore the paleobathymetry along these profiles we have removed the 2-D flexural isostatic subsidence related to the weight of the increased water column and the weight of the sediment layer above the paleorelief (Allen and Allen, 2005). This is equivalent to a simplified backstripping in which the tectonic

subsidence is known to be negligible. For the flexural calculations we use a pure elastic thin-plate approach (Turcotte and Schubert, 1982) with an equivalent elastic thickness of 15 km (Gaspar-Escribano *et al.*, 2004) and a 1.92 g cm^{-3} mean sediment density calculated from the nearby Fornax-1 exploration well data (adopted Young's modulus is $7 \times 10^{10} \text{ Pa}$). To backstrip we also applied the sediment decompaction parameters (described in Urgeles *et al.*, 2010), using a 0.479 initial porosity [dimensionless] and a 0.42 compaction coefficient [km^{-1}], both calculated from the Fornax-1 well data.

5.4. Analysis and discussion

5.4.1. Horizon definition

The seismically imaged Holocene-Pleistocene strata in the study area consist of prograding shelf-margin clinoforms with canyons incising the outer shelf and slope (Fig. 5.2). The sigmoidal clinoforms consist of alternating moderate to high amplitude continuous reflections with a highly progradational and aggradational geometry (Fig.

5.2B). In the upper interval these clinoform reflectors are associated with divergent and transparent seismic facies. In strike section this interval is characterized by the appearance of the paleo-Orpesa canyon, which is evidenced by nested high-amplitude seismic reflectors (Fig. 5.2C).

The surface that separates the two seismically distinct intervals described here is most likely related to the first Pleistocene glacioeustatic lowstand that approached shelf-edge depths, corresponding to Marine Isotopic Stage (MIS) 16 (Lisiecki and Raymo, 2005) and its successive transgression. This surface, here named Pt1, appears in strike profiles as a valley-shaped horizon that truncates the underlying reflections and shows areas of localized incision (Fig. 5.2C). Several lowstands of comparable magnitude have followed MIS16 during the mid- and late-Pleistocene (Lisiecki and Raymo, 2005). The main EM outer shelf and upper slope depocenters record maximum rates of deposition during these periods, more than three times that of the Pleistocene highstands (Nelson, 1990). Our proposed age for Pt1 and the sedimentary units above is in agreement with the proposed age for

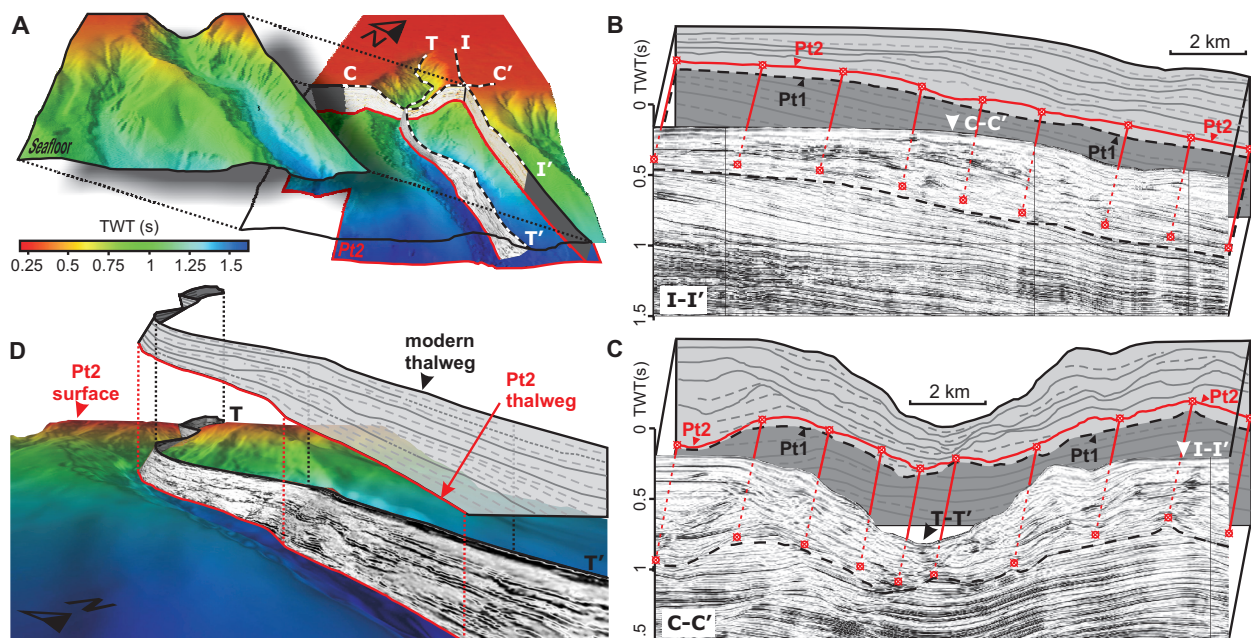


Figure 5.2. (A) Three-dimensional (3-D) view of stacked modern and mid-Pleistocene (Pt2) surfaces around Orpesa Canyon along with locations of seismic profiles, shown as white dashed lines. TWT, two-way traveltime. (B) View along bounding interfluvium. (C) View across canyon. (D) View between Pt2 and modern Orpesa thalweg. Interfluvium profile displays the progradation and aggradation of shelf-margin clinoforms, while the canyon profile illustrates nested stack of canyon reflectors beneath present-day canyon. Seismic profile between Pt2 and modern Orpesa thalweg, in a 3-D view from southeast (D), shows general subparallel stacking pattern of seismic reflections, similar to prograding clinoform architecture observed within same interval in open slope adjacent to canyon.

the rapid development of the channel-levee facies observed on the slope and base-of-slope (Field and Gardner, 1990). Similar results have been reported from the nearby Gulf of Lion prograding margin (Baztan *et al.*, 2005). The average Quater-

nary sediment supply, including both highstand and lowstand periods, was more than double that of the Pliocene due to increased erosion caused by climatic deterioration (Nelson, 1990).

Just above surface Pt1 there is a mappable seismic surface that we name Pt2. We treat Pt2 as a reference stratigraphic horizon and use it to produce a detailed map of the mid-Pleistocene Orpesa Canyon and its surrounding margin (Fig. 5.3A and DR5.1). We choose this surface because (1) it can be correlated through most of the area of interest and (2) Orpesa Canyon is well-developed by Pt2 time but shows only incipient form at Pt1 time. The mapping of Pt2 was carried out on a line-by-line basis, using a combination of seismic cross-sections, time and horizon-slices and 3D visualization. Slope, root-mean-square (rms) and coherency-dip seismic attributes (Fig. DR5.1) have been used for stratigraphic interpretation and canyon characterization.

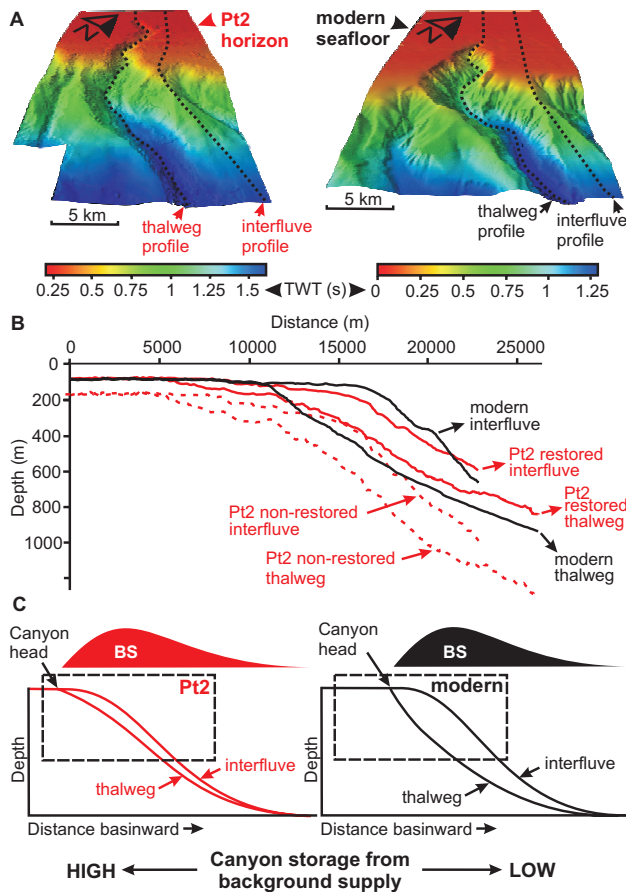


Figure 5.3. (A) Three-dimensional views of mid-Pleistocene (Pt2 horizon) and modern Orpesa Canyon. Black dotted lines show locations of profiles in part B. (B) Bathymetric profiles along Orpesa thalweg and its bounding interfluvium for Pt2 and modern seafloor. For the time-depth conversion we used function detailed in Urgeles *et al.* (2010). Mid-Pleistocene profiles were restored to paleobathymetry using backstripping technique. Note change in shape between restored mid-Pleistocene and modern thalweg long-profile from convex-concave to concave-up. Note also progressive steepening of the intercanon clinofom from mid-Pleistocene to present. (C) Conceptual model for coupled progradation of canyons and interfluviums (based on model presented by Gerber *et al.*, 2009). Long-profiles that prograde with equilibrium form have shapes that reflect dominant source of storage. Interfluvium long-profile shape reflects background pattern of sedimentation (BS) while canyon long-profile shape depends on mix of background and diffusive sedimentation, the latter caused by turbidity-currents.

5.4.2. Modern vs. Middle Pleistocene physiography

The modern Orpesa Canyon is 68 km long, has a relatively narrow and flat-floored thalweg (maximum width: 700 m), and follows a moderately sinuous course (sinuosity index: 1.10) (Fig. 5.1). The middle and lower courses show well-developed channel-levee complexes and the upper course displays steep (locally up to 40°) gullied flanks. Maximum canyon downcutting is 450 m and shelf indention is ~ 8 km.

The morphology of the modern upper canyon is strikingly similar to its mid-Pleistocene ancestor, showing that canyon physiography is broadly maintained through time (Fig. 5.2A and 5.3A). The Pt2 Orpesa canyon head displays a meandering thalweg flanked by steep walls with gully development (Fig. 5.3A and Fig. DR5.1). The paleocanyon head is incised around 9 km into the mid-Pleistocene continental shelf. Along with overall margin progradation, the canyon-channel system has migrated in time slightly to the NE (Fig. DR5.2). This is a general trend seen in all the EM canyons (Field and Gardner, 1990; Kertznus and Kneller, 2009).

5.4.3. Long-term canyon construction

The way EM canyons survive during margin progradation is evident in the seismic architecture between Pt2 and the seafloor. Seismic cross-sections show canyon-fill deposits with nested

high amplitude seismic reflectors (Fig. 5.2C). More interesting is that the seismic profile coupling the modern Orpesa thalweg with the Pt2 thalweg reveals a general subparallel stacking pattern of moderate to high-amplitude seismic reflections (Fig. 5.2D), similar to the prograding clinoform architecture observed in the same chronostratigraphic interval outside the canyon (Fig. 5.2B). From this we can only conclude that over the past 0.5 m.y. the canyon has been a site of net sediment storage, despite periods of erosion and transient disequilibrium associated with sea-level lows-tands.

Insight into the processes responsible for sediment storage in Orpesa Canyon can be gained by comparing its Pt2 long-profile with its present-day form (Fig. 5.3). While the backstripped Pt2 long-profile clearly shows a sigmoidal (convex-concave) curvature, the modern Orpesa long-profile displays a positive (concave-up) curvature (Fig. 5.3B) similar to all Valencia Trough turbidite system modern canyons along the EM (Amblas *et al.*, 2011). Following the model of Gerber *et al.* (2009), we interpret this change in long-profile curvature as a change in the relative importance of background sedimentation, construed here as a mix of hemipelagic settling and deposition from weak shelf gravity flows that dissipate below wave base (*sensu* Parker, 2006). The mid-Pleistocene (Pt2) canyon long-profile resembles the interfluve

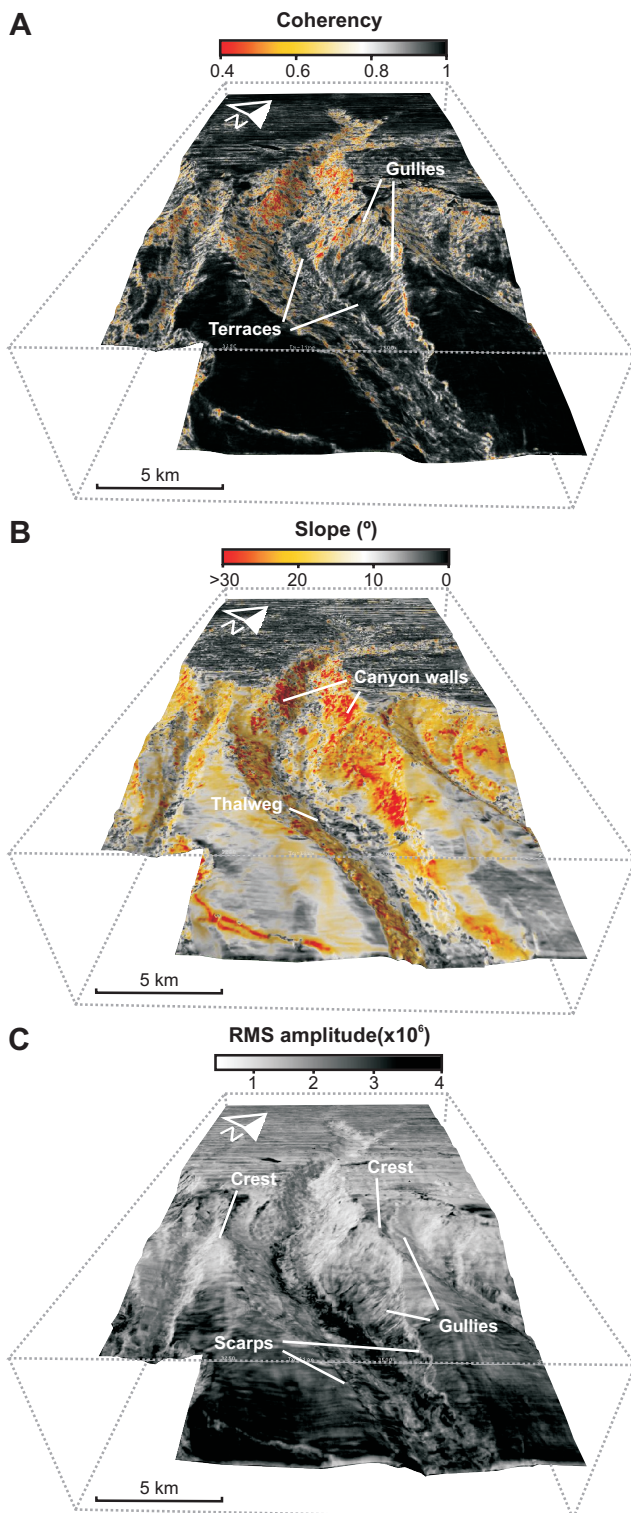


Figure DR5.1. Perspective views of 3-D seismic post-stack attributes for the Pt2 horizon draped on the mid-Pleistocene paleo-relief. These attributes have been used for stratigraphic interpretation and canyon characterization. (A) Coherency highlights how much adjacent seismic traces are alike and, therefore, enhances variations in seismic data related to changes in continuity. In this dataset it is measured in a 30 ms window along Pt2 and helps distinguish canyon wall facies with high discontinuity from intercanyon facies with high coherency. Terraces and canyon wall gullies stand out on the coherency map. (B) Slope map shows the steepness of the Pt2 surface and clearly differentiates canyon walls from the thalweg. (C) Root-mean-square (RMS) amplitude map shows the overall reflection strength in a 30 ms window centered over the Pt2 surface. Although it is very sensitive to noise, the map illustrates paleo-canyon features such as crests, gullies and scarpes.

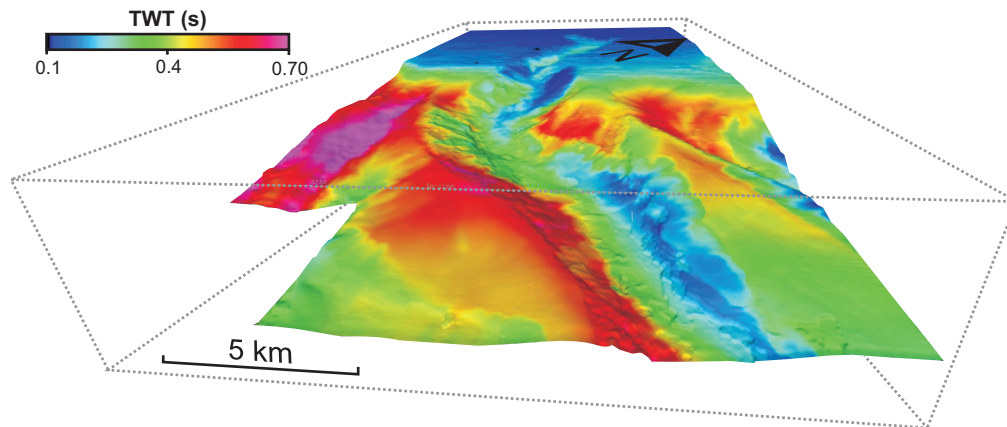


Figure DR5.2. Isopach map calculated between the seafloor and Pt2 horizon superimposed on the Pt2 paleo-relief. Warm colours indicate more accumulation than cold colours. Note the lateral migration of Orpesa Canyon to the NE and the burial of the adjacent canyons.

long-profile and its convex reach is located near the clinoform inflection point that defines the mid-Pleistocene shelf break. This suggests that the Pt2 canyon and interfluvium were shaped by a similar pattern of background sedimentation (Fig. 5.3C). In contrast, we think long-profile concavity in the modern canyon is a consequence of a shift in the relative importance of turbidity-current sedimentation in the canyon. Long-profile concavity is expected in submarine canyons and channels shaped by sediment transport in sustained, fully-developed turbidity currents (Mitchell, 2005; Gerber *et al.*, 2009; Spinewine *et al.*, 2011), and will thus characterize equilibrium long profiles under conditions of sediment bypass or net-deposition, the latter balancing subsidence and/or causing basinward progradation.

The shift in dominant canyon processes we infer is not the result of a single highstand to lowstand transition. Rather, we argue for a long-term increase in the relative importance of turbidity currents in Orpesa Canyon over the past 0.5 m.y., and find evidence for such a change in previous work on the EM. The progressive steepening of the EM observed in the intercanion clinoform profiles (Fig. 5.3B) was also reported by Kertznus and Kneller (2009), who inferred that such steepening increased the frequency of mass wasting and resulting sediment gravity flows through time (Kertznus and Kneller, 2009; Petter *et al.*, 2011). If true, the frequency of turbidity currents sourced from the upper reaches of Orpesa Canyon likely increased. The comparison between Pt2 and the

present seafloor also reveals a gradual loss of relief in the canyons adjacent to Orpesa Canyon as they were buried (Fig. DR5.2). The change from numerous, closely-spaced canyons to fewer, more widely-spaced and larger canyons through the Mid- and Late Pleistocene is observed along the entire EM (Kertznus and Kneller, 2009). We think this trend reflects the progressive capture of cross-shelf flows by the surviving canyons, increasing their effective shelf drainage area and thus the size and frequency of downcanyon flows. Taken together, more favourable conditions for flow generation within the canyon and a larger shelf area over which shelf flows are captured by the canyon support our long-profile based inference.

5.5. Conclusions

Field and Gardner (1990) first recognized stacked Pleistocene submarine canyons on 2-D seismic profiles of the Ebro margin upper slope. In this paper we present a 3-D seismic study on the morphology and architecture of a single EM canyon through its evolution from the mid-Pleistocene to the Present. By mapping a regional seismic reflection that locally defines the paleo-canyon surface, we are able to compare the canyon's evolution to that of its interfluvium. Seismic reflectors beneath both the modern canyon thalweg and its bounding interfluvium show progradation and aggradation, indicating margin-wide sediment storage on the continental slope over the last 0.5 m.y. A comparison of the modern canyon long-profile with the

buried long-profile restored to paleobathymetry demonstrates a clear change in dominant sedimentary processes in the canyon. Our study motivates broadened thinking about canyon evolution on prograding margins and demonstrates how buried canyon long-profiles can be used to infer past conditions on the margin.

Acknowledgments

Three-dimensional seismic data were provided by BG Group and we thank them for permission to publish this paper. The work was funded by Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN) through project EDINSED3D (CTM2007-64880/MAR). Amblas acknowledges additional financial support from the European Commission's Seventh Framework Programme through project HERMIONE (EC contract 226354), and from the Spanish I+D+I projects GRACCIE-CONSOLIDER (CSD2007-00067), DOS MARES (CTM2010-21810-C03-01/MAR) and TopoMed (CGL2008-03474-E/BTE). We acknowledge the support from SeismicMicrotechnologies for Kingdom Suite Educational License Grant and to dGB EarthSciences for providing access to Opendtect software. The "Generalitat de Catalunya" is acknowledged for support through "Grups de Recerca Consolidats" grants 2009-SGR-146 and 2009-SGR-1305. We also thank Angelo Camerlenghi and Matthew A. Wolinsky for valuable discussions on earlier stages of this study, and David Mohrig, Rob Gawthorpe and an anonymous reviewer for constructive reviews that helped shape and improve the manuscript.

5.6. References

Allen, P.A., and Allen, J.R., 2005, *Basin Analysis: principles and applications* (second edition): Oxford, Blackwell Scientific Publications, 549 p.

Amblas, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Lliquete, C., Hughes-Clarke, J.E., Casamor, J.L., and Calafat, A.M., 2006, Morphogenetic mesoscale analysis of the Northeastern Iberian margin, NW Mediterranean basin: *Marine Geology*, v. 234, no. 1-4, p. 3-20.

Amblas, D., Gerber, T.P., Canals, M., Pratson, L.F., Urgeles, R., Lastras, G., and Calafat, A.M., 2011, Transient erosion in the Valencia Trough turbidite systems, NW Mediterranean Basin: *Geomorphology*, v. 130, p. 173-184.

Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P., and Canals, M., 2005, Axial incision: the key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion): *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 805-826.

Bertoni, C., and Cartwright, J., 2005, 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean): *Basin Research*, v. 17, p. 43-62.

Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A.M., De Batist, M., Masson, D., Berné, S., Alonso, B., and Hughes-Clarke, J.E., 2000, The Ebro continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes, in Nelson, C.H., Weimer, P. eds., *Deep-water Reservoirs of the World: Houston, Texas, GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference*, p. 152-174, CD-ROM.

Deptuck, M.E., Sylvester Z., Pirmez, C., and O'Byrne, C., 2007, Migration-aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope: *Marine and Petroleum Geology*, v. 24, p. 406-433.

Field, M.E., and Gardner, J.V., 1990, Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: a prograding-slope model: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 721-733.

Gerber, T.P., Amblas, D., Wolinsky, M.A., Pratson, L.F., and Canals, M., 2009, A model for the long-profile shape of submarine canyons: *Journal of Geophysical Research*, v. 114, F03002.

Gaspar-Escribano, J.M., Garcia-Castellanos, D., Roca, E., and Cloetingh, S., 2004, Cenozoic vertical motions of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): The role of tectonics, isostasy, and surface transport: *Tectonics*, v. 23, TC1004, doi: 10.1029/2003TC001511.

Kertzhus, V., and Kneller, B., 2009, Clinof orm quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development: *Basin Research*, v. 21, p. 738-758.

Lisiecki, L.E., and Raymo, M.E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records: *Paleoceanography*, v. 20, PA1003.

Miller, K.G., Melillo, A.J., Mountain, G.S., Farre, J.A., and Poag, C.W., 1987, Middle to late Miocene canyon cutting on the New Jersey continental slope: Biostratigraphic and seismic stratigraphic evidence: *Geology*, v. 15, p. 509-512.

Mitchell, N.C., 2005, Interpreting long-profiles of canyons in the USA Atlantic continental slope: *Marine Geology*, v. 214, p. 75-99.

Nelson, C.H., 1990, Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin: *Marine Geology*, v. 95, p. 395-418.

Parker, G., 2006, Theory for a cliniform of permanent form on a continental margin emplaced by weak, dilute muddy turbidity currents, in Parker, G. And Garcia, M., eds., *River, Coastal, and Estuarine Morphodynamics: Proceedings of the 4th International Association of Hydraulic Engineering and Research Symposium on River, Coastal, and Estuarine Morphodynamics*, p. 553-561.

Petter, A.L., Wonsuck, K., Muto, T., and Steel, R.J., 2011, Cliniform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development: *Comment: Basin Research*, v. 23, p. 118-121.

Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., and Twichell, D.C., 1994, Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 395-412.

Shepard, F.P., 1981, Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 65, p. 1062-1077.

Spinewine, B., Sun, T., Babonneau, N., and Parker, G., 2011, Self-similar long profiles of aggrading submarine leveed channels: Analytical solution and its application to the Amazon channel: *Journal of Geophysical Research*, v. 116, F03004.

Straub, K.M., and Mohrig, D., 2009, Constructional canyons built by sheet-like turbidity currents: observations from offshore Brunei Darussalam: *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, no. 1, p. 24-39.

Turcotte, D.L., and Schubert, G., 1982, *Geodynamics: Application of continuum physics to geological problems*: New York, John Wiley and Sons, 450 p.

Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I., and Hardman, M., 2010, New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean: *Basin Research*, doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00477.x.

Wonham, J.P., Jayr, S., Mougamba, R., and Chuilon, P., 2000, 3D sedimentary evolution of a canyon fill (Lower Miocene-age) from the Mandrove Formation, offshore Gabon: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 175-197.

Zhu, M., Graham, S., Pang, X., and McHargue, T., 2010, Characteristics of migrating submarine canyons from the middle Miocene to present: Implications for paleoceanographic circulation, northern South China Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 307-319.

Síntesi dels resultats i discussió general

Capítol

6

Aquest treball parteix de la compilació, processat i anàlisi de diferents conjunts de dades de batimetria de multifeix del mar Catalanobalear, així com de l'estudi de perfils de sísmica de reflexió 2D i 3D. La integració de la informació batimètrica amb dades derivades de models digitals globals, tant batimètriques com topogràfiques, ha permès adquirir una visió de conjunt del relleu de la conca Catalanobalear, i dels sistemes sedimentaris que conté. Alhora, aquestes dades desvelen una notable variabilitat morfològica dels fons marins en aquest sector. Al primer article (**capítol 2**) inclòs a la Tesi proposem una discretització del marge peninsular del mar Catalanobalear en tres grans segments diferenciats: el marge català del nord (entre els canyons del Cap de Creus i Blanes), el marge català del sud (entre els canyons de Blanes i Valldepins) i el marge de l'Ebre (Figura 2.3). Aquesta segmentació es basa essencialment en les diferències observades en la distribució hipsomètrica de les províncies fisiogràfiques de plataforma, talús i glacis continental, en la forma dels seus perfils batimètrics tipus i en les dimensions i característiques morfològiques dels canyons submarins que contenen. Aparentment, i basant-nos en les morfologies de mesoescala observades, els processos sedimentaris que actuen en cadascun d'aquests marges són, a grans trets, comuns. Inclouen l'aportació de sediments terrígens d'origen fluvial, la progradació deltaica, la inestabilitat sedimentària, els corrents de terbolesa canalitzats i els corrents de fons, entre d'altres. Al **capítol 2** de la Tesi ens preguntem quins són els mecanismes que condicionen la variabilitat morfològica observada als tres marges i suggerim l'estructura tectònica, el flux de sediment fluvial aportat al marge a llarg termini, la mida de gra del sediment, la profunditat de la conca i el pendent submarí, com els més destacats.

La morfologia complexa del talús del marge català del nord, juntament amb la localització, orientació i forma dels canyons del Cap de Creus, La Fonera i Blanes, assenyalen la tectònica com el mecanisme de control morfodinàmic dominant en aquest segment. Aquesta hipòtesi es sosté per la presència de grans zones de transferència d'orientació NW-SE, responsables de l'aprimament de l'escorça i de la compartimentació tectònica del marge, tal i com es documenta i il·lustra al **capítol 2** (Figura 2.1). Tot i que al marge català del sud i al marge de l'Ebre hi ha indicis concrets de control estructural en algunes de les morfologies que s'hi observen, el flux de sediment s'erigeix com el factor de control morfodinàmic dominant. Des del Pliocè (Nelson, 1990), i probablement des del Miocè (Bartrina et al., 1992; Evans i Arche, 2002), l'aportació de sediment al marge de l'Ebre hauria estat almenys un ordre de magnitud superior a l'aportació rebuda als marges catalans del nord i del sud. Aquest fet hauria determinat la progradació de la plataforma continental de l'Ebre i hauria condicionat la morfologia i el desenvolupament dels canyons submarins encaixats en el talús, així com el seu perfil batimètric. Els canyons del marge català del sud, que es mostren ben individualitzats, presenten una morfologia lineal d'amplada pràcticament constant en tot el seu recorregut, excepte a la capçalera del canyó del Foix. En canvi, els canyons del marge de l'Ebre són més nombrosos, menys encaixats i el seu curs és notablement més sinuós (Figura 2.4). Els perfils sísmics a través dels canyons d'un i altre marge també mostren diferències notables. El perfil sísmic del canyó del Besòs (Figura 3.3), al marge català del sud, demostra que la seva morfologia s'ha mantingut estable al llarg del temps, sense variacions remarcables en el seu encaixament i sense una progradació destacable. En canvi, el perfil sísmic a través del canyó d'Orpesa (Figura 5.2), al marge de l'Ebre, denota una progradació del canyó molt notable i contínua des del Pleistocè mitjà. Aquesta informació s'il·lustra als **capítols 3 i 5** de la Tesi i en les publicacions que s'hi citen.

La variabilitat en les formes sedimentàries observades al talús depèn de la capacitat dels fluxos sedimentaris per intercanviar sediment amb el fons marí damunt el que es propaguen. El balanç final d'aquest intercanvi sedimentari determina l'empremta morfològica generada, que pot ésser erosiva, deposicional o de no deposició degut a un efecte de *bypass* sedimentari. La morfologia i l'estratigrafia subjacents del canyó del Besòs, com la del d'Arenys, indica aquest procés de *bypass*. En canvi, al marge de l'Ebre els canyons exhibeixen un balanç positiu, deposicional, i prograden de la mateixa manera que ho fa el talús on es troben encaixats.

Quins són els processos sedimentaris principals que controlen la morfologia dels canyons submarins? Com interactuen els processos que governen la progradació dels marges continentals i els processos que mantenen els canyons actius? Per respondre a aquestes qüestions, al segon article (**capítol 3**) de la Tesi presentem un model numèric morfodinàmic basat en estratègies típiques de la geomorfologia fluvial aplicades als canyons submarins (Figura 3.5). És sabut que el perfil longitudinal dels conductes de drenatge, tant subaeris com submarins, aporta informació rellevant sobre els processos geomòrfics que l'han esculpit. Al model morfodinàmic demostrem la possibilitat de predir la forma del perfil longitudinal dels canyons submarins a partir de les equacions de govern que descriuen (1) el patró de sedimentació de fons resultant de l'acció combinada de corrents de terbolesa no confinats de baixa densitat i la pluja hemipelàgica, i (2) els corrents de terbolesa confinats. El primer d'aquests processos és el responsable de l'acreció de clinofomes a escala de marge i d'aportar convexitat al perfil dels canyons, mentre que el segon és el responsable de mantenir els canyons actius i oberts, i d'aportar concavitat al seu perfil. Cal recordar que la concavitat en la curvatura del perfil dels canyons submarins segueix una relació del tipus llei de potència entre el pendent i la distància del curs del canyó, que s'explica per un increment en el flux de sediment derivat de la pròpia evolució dels corrents de terbolesa canyó avall. Per tant, el factor limitant de la concavitat del perfil dels canyons és la taxa de sedimentació de fons present al marge, que es descriu geomètricament per una corba de tipus gaussià.

Al **capítol 3** contrastem els resultats analítics del model numèric amb el perfil longitudinal dels canyons del marge català del sud (Figura 3.10), del marge de l'Ebre (Figura 3.14) i del marge atlàntic central dels Estats Units d'Amèrica (Figura 3.12), que representen tres exemples paradigmàtics del model. El perfil còncav dels canyons del marge català del sud indica que el procés geomòrfic que hi domina són els corrents de terbolesa i que la influència de la sedimentació de fons és negligible. Aquests canyons els anomenem de tipus I i es troben en situació d'equilibri morfodinàmic (en anglès *graded*), és a dir, no presenten agradació (deposició) ni degradació (erosió) al llarg del seu perfil. Per altra banda, el perfil convex-còncav dels canyons de Norfolk i Washington al marge atlàntic dels Estats Units d'Amèrica mostra la convivència d'ambdós processos, (1) els corrents de terbolesa que mantenen els canyons actius i (2) la sedimentació de fons que tendeix a enterrar-los al mateix temps que promou la progradació del marge. Aquests canyons, que també es troben en situació d'equilibri morfodinàmic, els anomenem de tipus II. Finalment, els canyons del marge de l'Ebre són constructius, és a dir, prograden mercès al balanç deposicional que existeix entre els corrents de terbolesa i la sedimentació de fons. Aquests canyons els anomenem de tipus III i prograden amb el marge, mantenint un perfil i un relleu en equilibri, de manera que poden ésser tractats morfodinàmicament com a "clinofomes viatgeres". Al **capítol 5** exemplifiquem aquest darrer tipus paradigmàtic de perfil longitudinal de canyó submarí a partir de l'estudi de l'evolució del canyó d'Orpesa, al marge de l'Ebre, des del Pleistocè mitjà fins a l'actualitat. Més endavant, en aquest apartat, discutirem breument els resultats més destacats d'aquest estudi.

Al model presentat al **capítol 3** hi contemplem perfils longitudinals de canyons en equilibri morfodinàmic a llarg termini. Tanmateix, en aquest model obviem els fenòmens transitoris d'incisió com els associats a l'origen i encaixament dels canyons o bé els derivats de pertorbacions al sistema morfodinàmic. Al tercer article (**capítol 4**) d'aquesta Tesi il·lustrem fenòmens d'incisió transitòria a partir d'un estudi morfomètric del perfil longitudinal dels canyons i canals que conformen el sistema turbidític del solc de València (Figura 4.1). La major part d'aquests canyons presenten un perfil longitudinal morfològicament coherent amb el perfil del canal de València on drenen (Figura 4.2), fet que suggereix que l'encaixament s'ha esdevingut en paral·lel i en equilibri. Aquesta observació és vàlida pels canyons de Blanes, Besòs, Arenys, Foix i Orpesa. Ara bé, el perfil longitudinal de dos canyons concrets del marge de l'Ebre, els canyons de Vinaròs i Hirta, presenten un canvi sobtat en el seu pendent (en anglès *knickpoint*), fet que indica condicions de desequilibri i reajustament morfodinàmic respecte el conjunt del sistema turbidític actual del solc de València. El segment del canyó que es troba curs amunt del *knickpoint* és diagnòstic del perfil d'equilibri previ al desajust del sistema morfodinàmic. Aquesta observació, combinada amb la identificació d'altres

morfologies relictas al canal de València com, per exemple, algunes terrasses, ens permet estimar la forma del perfil longitudinal del canal de València en èpoques pretèrites (Figura 4.7). Aquesta estimació la fem a partir de corbes d'ajust seguint el mètode de mínims quadrats. A partir d'aquí plantejarem dues hipòtesis no excloents sobre els mecanismes que haurien desencadenat el reajustament morfodinàmic observat. La primera està relacionada amb l'ocurrència de l'esllavissament BIG'95 al marge de l'Ebre (Lastras et al., 2002). La segona amb els canvis de nivell del mar quaternaris lligats a les oscil·lacions climàtiques globals. Ambdós factors haurien provocat un canvi en la sedimentació del sistema turbidíctic del canal de València i el seu reajustament, que s'hauria traduït en les diferents formes de desequilibri morfodinàmic observades al relleu submarí actual (Figura 4.9). En funció dels dos escenaris esmentats, al **capítol 4** proposem una estimació de les taxes d'erosió màximes que hauria experimentat el canal de València durant els darrers mil·lennis. El fet que no es trobin anomalies morfològiques més avall de la confluència del canyó del Foix amb el canal València indicaria el paper determinant dels canyons del marge català del sud i del canyó de Blanes en el control morfodinàmic del sistema turbidíctic del solc de València.

Com ja hem comentat més amunt en aquest mateix apartat, els canyons submarins es poden desenvolupar en marges constructius a partir de mecanismes netament deposicionals. Aquesta és la tesi que defensem al model presentat al **capítol 3** i que il·lustrem al **capítol 5** a partir de l'estudi d'un volum de sísmica 3D del marge de l'Ebre, a l'entorn del canyó d'Orpesa (Figura 5.1). La digitalització del paleorelleu del Pleistocè mitjà, precursor de l'actual canyó d'Orpesa, l'hem fet seguint criteris estratigràfics i geomorfològics, servint-nos de l'anàlisi d'atributs sísmics propis de la sísmica 3D. A grans trets observem que la morfologia del canyó s'ha mantingut durant el darrer mig milió d'anys. Ara bé, l'anàlisi comparativa de detall del perfil batimètric longitudinal del canyó actual respecte el del Pleistocè mitjà, aquest últim degudament restituït amb tècniques de backstripping, revela canvis significatius en la seva curvatura (Figura 5.3). El canyó actual mostra un perfil còncav mentre que el seu equivalent pleistocè presenta una curvatura convexa que dona al perfil una forma sigmoide equivalent a la que identifiquem als interfluvis, tan actuals com pleistocens. Aquesta observació, seguint els arguments exposats al **capítol 3**, denota un canvi en els processos sedimentaris que governen la morfodinàmica del canyó, passant d'un domini compartit entre corrents de terbolesa i sedimentació de fons al Pleistocè mitjà a un domini clar dels corrents de terbolesa en l'actualitat. Al **capítol 5** exposem els arguments per concloure que aquest canvi en els processos dominants al canyó d'Orpesa respon a un canvi a llarg termini i a escala de marge i que, per tant, no es deu només a variacions en l'estil de sedimentació del marge derivades d'una simple transició d'alt a baix nivell del mar degut a les oscil·lacions glacioeustàtiques quaternàries.

Per entendre l'evolució del canyó d'Orpesa des del Pleistocè mitjà fins a l'actualitat, al **capítol 5** ens fixem en el reblliment sedimentari del seu eix. El perfil sísmic que uneix l'eix del canyó actual amb el del pleistocè revela un apilament subparal·lel de reflectors sísmics d'amplitud moderada i alta, de forma semblant a l'arquitectura sísmica que presenten les clinofomes progradants de l'interfluvi veí (Figura 5.2). Aquesta observació indica que, si més no durant el darrer mig milió d'anys, el canyó ha evolucionat a llarg termini a partir de mecanismes deposicionals, tot i els períodes concrets d'erosió i de desequilibri transitori que es poguessin derivar de períodes de nivell del mar baix. Aquesta asserció confirma el plantejament recollit al model del **capítol 3** i suggereix la necessitat de depassar la percepció dels canyons submarins com a sistemes merament erosius.

6.1 Bibliografia

Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J., Roca, E. (1992) Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 219-247.

Evans, G., Arche, A. (2002) The flux of siliciclastic sediment from the Iberian peninsula, with particular reference to

the Ebro. A: S.J. Jones i L.E. Frostick (eds.), *Sediment flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Geological Society Special Publications 191, Londres, Regne Unit, 199-208.

Nelson, C.H. (1990) Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin. *Marine Geology* 95, 395-418.

Lastras, G., Canals, M., Hugues-Clarke, J.E., Moreno, A., De Batist, M., Masson, D.G., Cochonat, P. (2002) Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, Western Mediterranean. *Geology* 30(10), 871-874.

Conclusions i
línies d'investigació futures

Capítol
7

7.1. Conclusions generals

Als diferents articles recollits en aquesta Tesi hom discuteix les causes de la variabilitat morfològica dels marges continentals passius silicoclàstics, amb un especial èmfasi en les xarxes de drenatge del talús continental i la conca profunda. L'aproximació a la qüestió s'ha abordat tenint en compte diferents escales espacials, emprant un seguit de tècniques geofísiques de caracterització del fons i el subsòl marins, i considerant diversos mètodes d'anàlisi, alguns fins ara inèdits en geologia marina, els quals convergeixen en el plantejament de models conceptuals i numèrics sobre l'evolució del fons marí en ambients marins profunds.

En aquest treball reivindicuem la utilitat dels estudis morfoestratigràfics per tal de reconèixer els principals processos de transport geomòrfic, altrament dits processos morfodinàmics, que afecten als marges continentals passius silicoclàstics i, més en particular, als canyons submarins. De forma anàloga als treballs dedicats a la morfodinàmica fluvial, l'estudi del perfil longitudinal de les vies de drenatge submarí, essencialment canyons submarins, ens ha permès identificar els processos geomòrfics de primer ordre que en determinen la forma i l'evolució. Aquests són els corrents de turbolesa confinats i la sedimentació de fons (en anglès, *background sedimentation*). D'aquesta manera, associem la concavitat en la curvatura del perfil longitudinal dels canyons a un domini preponderant dels corrents de turbolesa confinats, mentre que la convexitat la relacionem a una aportació destacada de la sedimentació de fons. Aquestes observacions les formulem mitjançant un nou model numèric que aporta una explicació morfodinàmica a l'evolució del perfil longitudinal dels canyons submarins, i que té en compte la interacció entre els processos responsables de la progradació dels marges continentals i els processos clàssics d'afaiçament dels canyons. Els resultats d'aquest model, contrastats i validats amb dades de camp reals, donen peu a discutir sobre l'equilibri i la transitorietat de les formes de drenatge observades als relleus actuals i pretèrits. També remarquen la necessitat d'entendre els canyons submarins, massa sovint considerats només com a formes de relleu purament erosives, com a sistemes capaços d'evolucionar en marges constructius a partir de mecanismes netament deposicionals.

Les conclusions generals d'aquesta Tesi, tot just exposades, poden contribuir a refinar les prediccions estratigràfiques en ambients de talús continental, moderns i fòssils, a millorar el coneixement de la distribució de reservoris sedimentaris d'hidrocarburs o aigua en seqüències de talús, i a replantejar models geomorfològics sobre el desenvolupament dels canyons submarins a escala global.

General conclusions

In the research papers included in this Thesis we discuss the causes of morphosedimentary variability on siliciclastic passive margins, with a particular focus on submarine drainage networks. We use a number of geophysical techniques to characterize the seafloor and subseafloor and consider methods of analysis not commonly used in marine geology. Our results include new process-based conceptual and quantitative models of seascape evolution in deepwater environments.

In this work we show the utility of morphostratigraphic studies in recognizing the main geomorphic transport processes (or morphodynamic flux laws) affecting siliciclastic passive margins. Similar to studies on fluvial morphodynamics, the study of submarine canyon and channel long profiles sheds light on the fundamental geomorphic processes controlling their form and dynamics. We argue for two dominant, formative processes: confined turbidity currents and clinoform-generating background sedimentation. We explain the concave up curvature of submarine canyon long-profiles as the result of a predominance of turbidity current sedimentation in the canyon while convexity is related to a

predominance of background sedimentation. We formalize these ideas in a new morphodynamic model that explains the long-profile shape of submarine canyons in terms of simplified models of sediment transport. The results of the model provide a framework for discussing the equilibrium and transience of drainage morphologies, both modern and ancient. More generally, our approach broadens the view of submarine canyons as purely erosive features by considering their evolution in light of net depositional processes.

The conclusions of this Thesis can be translated to improved stratigraphic prediction in slope strata, a better knowledge of hydrocarbon and water resource distribution in these settings, and a broadened view of submarine canyon development.

7.2. Conclusions regionals

D'aquest treball també n'hem extret conclusions d'abast regional, principalment referides a la conca Catalanobalear. A continuació mencionarem les que considerem més rellevants.

La compilació de dades de batimetria de multifeix del mar Catalanobalear ha fet palesa la notable variabilitat morfològica dels seus fons i ha permès plantejar una discretització del marge a partir de criteris essencialment morfològics. Les morfologies del talús del marge català del nord es troben principalment condicionades per estructures tectòniques de mesoescala que determinen l'orientació i la localització dels canyons submarins. Als marges català del sud i de l'Ebre, en canvi, el factor de control morfodinàmic dominant és el flux de sediment. Les diferències morfològiques entre un i altre marge responen a variacions en la intensitat i el volum total del sediment aportat pels sistemes fluvials que hi drenen i, en conseqüència, a diferències en la transferència de sediment al marge i la conca profunda. La mida de gra del sediment i la profunditat de la conca també haurien condicionat la variabilitat morfològica observada entre els diferents segments del marge continental. Aquestes observacions realcen l'interès del marge peninsular del mar Catalanobalear com un laboratori natural ideal per dur-hi a terme estudis de morfodinàmica. L'esmentat model morfopredictiu del perfil longitudinal dels canyons submarins s'ha inspirat i validat de manera significativa amb dades d'aquest marge.

Els canyons del marge català del sud són conductes eficients de *bypass* o transvasament de sediment, tal i com ho indiquen la seva morfologia, la seva estratigrafia, i la relació morfològica i hidrodinàmicament coherent que mantenen amb el canal de València on desguassen. La curvatura còncava del perfil longitudinal dels canyons del marge català del sud suggereix que aquests es troben morfodinàmicament dominats per l'acció de corrents de terbolesa. L'anàlisi morfomètrica completa del sistema turbidític del solc de València indica que el canyó de Blanes i els canyons del marge català del sud, especialment el canyó del Foix, haurien estat decisius en l'evolució morfodinàmica del sistema turbidític, sobretot en períodes de nivell del mar baix i després de la pertorbació que suposà l'esllavissament BIG'95 al marge de l'Ebre fa uns 11.500 anys.

Els perfils sísmics del marge de l'Ebre que presentem en aquesta Tesi, junt amb d'altres recollits a la bibliografia, indiquen la persistència a llarg termini dels canyons submarins actuals. Per tant, els canyons del marge de l'Ebre són sistemes de drenatge submarí on s'emmagatzema sediment durant períodes de temps prou llargs, de manera semblant a les clinoformes progradants que conformen els interfluvis, tal i com ho demostra el perfil sísmic que il·lustra el rebliment sedimentari del canyó d'Orpesa des del Pleistocè mitjà. L'anàlisi comparativa entre els perfils longitudinals pleistocè i actual del canyó d'Orpesa denota un canvi en l'estil de sedimentació al marge. La convexitat en la curvatura del perfil pleistocè restituint indica una aportació destacada de sedimentació de fons, semblantment als actuals canyons de Norfolk i Washington al marge atlàntic central dels Estats Units d'Amèrica. Per altra banda,

la concavitat en el perfil modern del canyó d'Orpesa suggereix la preponderància de corrents de terbolesa confinats. El canyó d'Orpesa actual connecta de forma hidrodinàmicament coherent amb el canal de València, del qual és el canyó tributari més meridional. Tanmateix, els canyons de Vinaròs i Hirta, al nord del canyó d'Orpesa, mostren evidències de desequilibri i reajustament morfofodinàmic respecte el conjunt del sistema turbidític actual del solc de València. L'estudi d'aquestes anomalies morfològiques ens ha permès reconstruir l'evolució de la xarxa de drenatge durant els darrers mil·lennis tot i considerant dues hipòtesis diferents sobre els mecanismes causants de la pertorbació morfofodinàmica observada. Aquesta anàlisi també ens ha permès proposar una estimació de les taxes d'erosió màximes que hauria experimentat el canal de València durant aquest període de temps, que en cap cas hauria superat els $12,1 \text{ m}\cdot\text{ka}^{-1}$ a la zona de confluència dels dos canyons en desequilibri morfofodinàmic esmentats.

Regional conclusions

The compilation of multibeam bathymetry data sets available for the Catalanobalearic sea reveals remarkable variability in seascape morphology along the northeast Iberian margin. The morphometric analysis performed here leads to a subdivision of the margin into three main segments: North Catalan margin, South Catalan margin and Ebro margin. The North Catalan margin is morphologically controlled mainly by mesoscale tectonic structures that determine the orientation and location of submarine canyons. On the other hand, the sediment flux appears to be the main controlling factor affecting the morphologies of the South Catalan and Ebro margin. The differences between these two margins are related to long-term variations in the intensity and total volume of sediments delivered by fluvial systems. Sediment grain size and basin depth also stand out as mechanisms controlling the seascape evolution of the northeast Iberian margin. These observations highlight the value of the Catalanobalearic Basin as a natural laboratory to perform morphodynamic studies. The model for the long-profile shape of submarine canyons mentioned above was inspired by and validated with data from this study area.

The morphology and stratigraphy of the South Catalan margin canyons suggest significant long-term sediment bypass to the contiguous Valencia Channel. These observations, together with the concave-up curvature displayed by the long-profiles of these canyons, suggest that turbidity-current throughput exceeds background inputs to the canyons. The morphometric analysis shows that Blanes and South Catalan canyons played a key role in the drainage dynamics of the turbidite systems in the Valencia Trough, especially during glacio-eustatic lowstands and after the large BIG'95 debris flow at 11.500 yr BP that disrupted part of the Ebro margin reach of the turbidite systems.

Seismic profiles from the Ebro margin reveal long-lived submarine canyons building out into the basin. A seismic profile combining the modern thalweg of Orpesa Canyon with the mid-Pleistocene thalweg reveals long-term sediment storage similar to the prograding clinoform architecture observed in the canyon interfluvium. A comparison of the buried and modern canyon long profile suggests a long-term change in dominant sedimentary processes in the canyon, from background sedimentation in the mid-Pleistocene to turbidity current sedimentation in the modern or submodern. The concordance between the Valencia Channel and the Orpesa Canyon long profiles suggests tandem entrenchment of both drainage systems. This is clearly not the case for the prominent knickpoints seen on the long-profiles of the neighboring Vinaròs and Hirta canyons. A detailed analysis of these morphologic anomalies provides clues to the evolution of the Valencia Trough drainage network during the last few millennia. We consider two main triggering mechanisms for the observed disequilibrium forms. Following one of these two scenarios, we estimate that the maximum long-term time-averaged incision rate for the Valencia Channel around the Vinaròs junction is $12,1 \text{ m}\cdot\text{ka}^{-1}$.

7.3. Línies d'investigació futures

Tot seguit esmentarem algunes idees que s'han plantejat arran dels treballs presentats en aquesta Tesi. Algunes d'aquestes idees ja s'estan executant o plantejant fermament, mentre que altres formen part de la llista de bons desitjos.

1) Ampliació del model morfodinàmic

El model morfodinàmic que plantegem al capítol 3 contempla la formulació teòrica de dos processos sedimentaris: la sedimentació de fons i els corrents de terbolesa. El model és intencionadament simple amb l'objectiu de destacar els processos sedimentaris de primer ordre que condicionen la morfologia dels canyons submarins a llarg termini i d'entendre com interaccionen aquests processos. Covault *et al.* (2011) analitzen el perfil longitudinal de diferents canyons d'arreu del món i, referint-se al model que aquí presentem, escriuen que "s'haurien de dedicar esforços per ampliar el model amb els efectes de l'aixecament i la deformació tectòniques". Tal i com s'apunta al capítol 3, el model pot ésser fàcilment ampliat a d'altres processos que puguin influir en la morfologia de determinats canyons, com ara la tectònica, els corrents marins, les cascades d'aigües denses o els esllavissaments. En un futur pot ésser convenient dedicar esforços a aquesta línia d'investigació.

2) Modelització de l'evolució de l'encaixament del canal de València

Els arguments que hem exposat al capítol 4 assenyalen que el perfil longitudinal del canal de València ha sofert un encaixament progressiu condicionat per pertorbacions en el flux sedimentari. La modelització d'aquest reajustament morfodinàmic ha de permetre quantificar i geometritzar l'evolució del seu perfil longitudinal. La caracterització de l'evolució temporal del canal de València pot ajudar a entendre l'evolució morfodinàmica de cadascun dels canyons que hi drenen. El plantejament del problema consistirà en considerar l'actual vora del canal de València com l'estadi inicial de desenvolupament del canal. A partir d'aquesta condició inicial, es modelitzarà la incisió progressiva del canal a partir de processos difusius, com els descrits al capítol 3, fins assolir el perfil actual.

3) Desenvolupament de models morfodinàmics experimentals de "microescala" en laboratori per generar paisatges estadísticament similars als observats al talús continental

Per aquesta via hom pretén acotar els factors autigènics de control del relleu en un entorn on els factors al·logènics són coneguts i controlats. Els resultats obtinguts han de permetre avaluar i refinar el model numèric presentat al capítol 3, així com validar les interpretacions realitzades a partir de les dades de camp. En aquesta línia s'han iniciat contactes amb el *Morphohydraulics Research Group* de la *National Taiwan University* (Dr. S. Lai), el qual disposa d'equipaments capdavanters per la realització d'experiments morfodinàmics a escala reduïda, incloent la possibilitat d'analitzar-los mitjançant posicionament làser de resolució submil·limètrica i algoritmes avançats de tractament d'imatges. En aquests experiments també es mirarà d'identificar processos morfodinàmics poc coneguts com els que controlen els estadis inicials de formació i desenvolupament dels canyons submarins. Aquesta col·laboració es farà conjuntament amb el *Department of Geoscience*, de la *Indiana University of Pennsylvania* de EUA (Dr. T.P. Gerber).

4) Aprofundiment en l'ús de la tècnica d'anàlisi de xarxes neuronals aplicat a la identificació de fàcies de rebliment de canyó en cubs de sísmica 3D

La identificació de fàcies de canyó en cubs de sísmica 3D té implicacions evidents en el camp de la recerca de reservoris d'hidrocarburs. L'automatització d'aquest procés mitjançant tècniques d'intel·ligència

artificial és un camp que hem considerat durant la fase d'execució de l'estudi presentat al capítol 5. Seria convenient refinar els paradigmes d'aprenentatge basats en seqüències d'atributs sísmics per millorar els resultats obtinguts en el reconeixement automàtic de fàcies de rebliment de canyó.

5) Ampliació de l'estudi paleomorfoodinàmic

Seria convenient ampliar l'estudi morfoevolutiu plantejat al capítol 5 tant en l'espai, considerant altres canyons, com en el temps, considerant estadis evolutius intermedis als tractats. D'aquesta manera es reforçaria la validesa del model i les interpretacions que acompanyen l'estudi. També seria interessant analitzar dades de sísmica 3D d'altres marges constructius, en altres contextos geogràfics, per tractar d'identificar si el canvi d'estil sedimentari observat al marge de l'Ebre respon a una tendència global, atribuïble a canvis en les condicions climàtiques del planeta. En aquesta línia cal destacar l'article de Peizhen *et al.* (2001) que, basant-se en dades sobre taxes d'acumulació sedimentària als principals oceans del món, advoca per canvis globals en la taxa d'erosió lligats a canvis en la tendència de la ciclicitat climàtica als darrers 2-4 Ma. Alguns autors que ja treballen en aquesta línia són Kertznus i Kneller (2009).

7.4 Bibliografia

Covault, J.A., Fildani, A., Romans, B.W., McHargue, T. (2011) The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles. *Geosphere* 7, 313-332. doi:10.1130/GES00610.1.

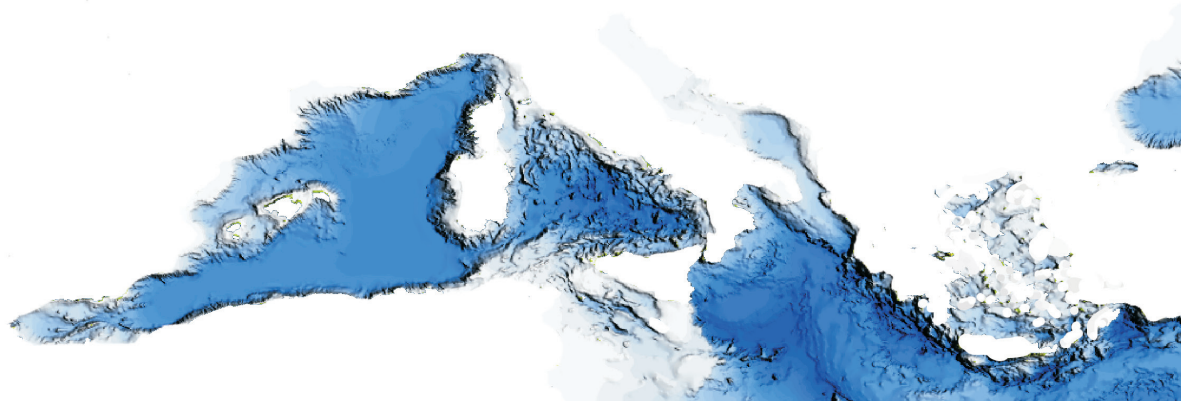
Kertznus, V., Kneller, B. (2009) Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development. *Basin Research* 21, 738-758.

Peizhen, Z., Molnar, P., Downs, W.R. (2001) Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410, 891-897.

Imaging the Seascapes of the Mediterranean

Annex

Amblas, D., Canals, M., Lastras, G., Berné, S., Loubrieu, B. (2004) Imaging the Seascapes of the Mediterranean. *Oceanography* 17(4), 144-155. doi:10.5670/oceanog.2004.11.



Imaging the seascapes of the Mediterranean

David Amblas^a, Miquel Canals^a, Galderic Lastras^a,
Serge Berné^b, Benoît Loubrieu^b

^aGRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Catalonia, Spain

^bInstitut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), Brittany, France

Published December 2004

Abstract

The Mediterranean Sea is a relative newcomer to Earth's landscape. Due to its complex tectonic history, this mid-latitude sea is composed of a cluster of basins. Their seascape is in most cases dominated by geologically young structures, but also by sedimentary processes. Among the latter, sedimentary processes related to the dynamics of the largest rivers in the Mediterranean (Ebro, Rhône, Po, Danube, and Nile) stand out. This overview article illustrates the main sedimentary processes and their products contributing to shape the Mediterranean seascape within a source-to-sink approach. To highlight this approach, this article mainly focuses on one of the EUROSTRATAFORM project study areas: the northwestern Mediterranean.

Keywords: multibeam bathymetry; backscatter intensity; mesoscale; seascape shaping mechanisms; NW Mediterranean

A.1. Structural background of the Mediterranean

After a complex tectonic history of thrusting and rifting involving the Eurasian, African and Arabian plates, the northward motion of Arabia finally closed the link between the eastern parts of the Mediterranean and the remnants of the Tethys Ocean in the late Miocene, around 9 million years ago. From this time onwards, the Mediterranean developed the enclosed basin physiography that is seen today.

The Mediterranean Sea is a geologically active region as shown by its seismic and volcanic activity, and the uplift of the present-day landmasses. The landscape thus continues to develop in a highly dynamic manner, which has important consequences for this region's continental margin. Some of the main geological structures in the Mediterranean are clearly reflected in its present seafloor morphology.

A.2. Overall physiography of the Mediterranean

The Mediterranean Basin occupies an area of almost 2.6 million km², with an average water depth of approximately 1,500 m. The Mediterranean Sea is composed of a series of small basins (Figure A.1) involving a large number of continental fragments. These basins, which are very different in terms of dimensions, physiography and geologic evolution, can be grouped into western and eastern sets, separated by the relatively shallow Strait of Sicily. The Black Sea is an isolated basin adjacent to the eastern Mediterranean Sea.

The western Mediterranean has an area of approximately 0.9 million km², and includes the Alboran Sea, the Algerian-Balearic Basin, the Catalano-Balearic Sea, the Gulf of Lions, the Ligurian Sea and the Tyrrhenian Basin. At the westernmost end of the western Mediterranean area there is the only connection of the present Mediterranean Sea to the global ocean through the Gibraltar Strait. This passage, only 14 km wide, exerts an

important control on the water circulation in the Mediterranean Sea and has largely determined its singularity.

The continental shelves tend to be narrow off the southern and northern Iberian Peninsula, the Balearic Islands, Corsica, Sardinia, the western Italian coast, northern Africa and the Maritime Alps, where mountain slopes drop almost straight into the sea. Larger continental shelves, more than 50 km wide, are present off the Ebro and Rhone Rivers mainly due to the progradation of deltaic systems (Figure A.2). The continental shelf off the north of Tunisia is also wide but, in this case, it is because of structural control. Bathyal plains occupy large areas in the western Mediterranean. These are located between the Balearic Islands, north of Africa and Sardinia with depths reaching 2,800 m, and in the Tyrrhenian basin with depths up to 3,430 m. These bathyal plains formed during the thinning of continental crust that took place in the rifting phases when the Balearic Islands, Corsica and Sardinia rotated away from the Eurasian continent, and the Tyrrhenian Sea opened.

Conversely, the eastern Mediterranean has a highly varied physiographic character. It includes the Strait of Sicily, the Adriatic Sea, the Ionian Sea, the Levantine Basin, the Aegean Sea, and the Marmara Sea. The eastern Mediterranean occupies an area of approximately 1.7 million km². These seas and basins are underlain by oceanic crust under the main area, and thinned continental crust below their peripheries. This sector is more difficult to describe in terms of physiography than the western basins. There are important tectonic structures that determine the morphology and development of the basins. The main structures clearly visible in the bathymetry of the eastern Mediterranean are the Hellenic Trench and the Mediterranean Ridge. The Hellenic Trench is a subduction zone reaching a maximum depth of 4,661 m to the west of Crete and represents the deepest point in the Mediterranean. This trench confines the Aegean Sea to the north, arching from the western Peloponnese to the south-east of Rhodes Island, south-west of the Anatolian Peninsula. The Mediterranean Ridge runs parallel to this structure, from the Ionian Basin to the west, to the Cyprus arch to the east. This 1,500 km long structure represents a huge wedge-shaped tectono-sedimentary body

emplaced as a consequence of the Africa-Aegean plates convergence.

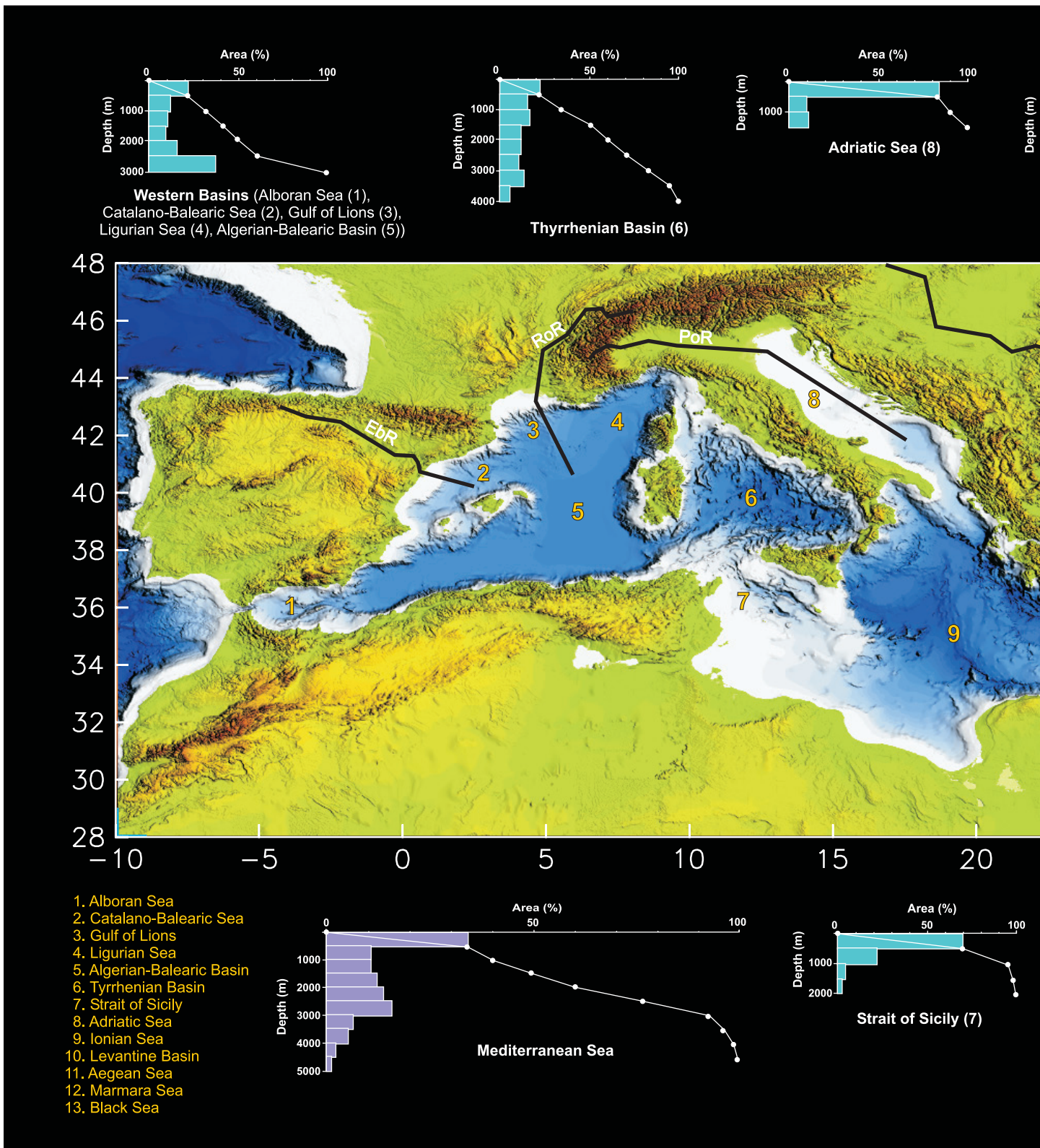
The continental shelves in the eastern basin are narrow off the Peloponnese, Crete and southern and northern Turkey. However, they are well developed particularly to the east of Tunisia, in the area directly under the influence of deposits from the Nile Delta River, and in the Adriatic, where large portions are shallower than 100 m (Figure A.2). The Aegean Sea is also relatively shallow, a result of its relatively young crust rather than high sediment input. Basin floors are deeper, but smaller, than those in the western basin. Maximum depths are up to 4,200 m in the Ionian Abyssal Plain and 3,200 m in the Herodotus Abyssal Plain.

The Black Sea is an inland sea segregated from the eastern Mediterranean, connecting only to the Bosphorus Strait and the Marmara Sea. Its floor, with depths up to 2,130 m, is shallower than those observed in the Mediterranean. The continental shelves are narrow on the Black Sea's southern margin, and due to the Danube River's influence, are wide on its northern margin (Figure A.1).

A.3. The fluvial dominated seascapes of the Mediterranean

Continental margins are affected by processes extending from sediment source to sediment sink or, in other words, from erosional to depositional areas. From this viewpoint the margin may be divided into different units that are interlinked by the flux of sediment: emerged lands, continental shelf, continental slope, continental rise, and basin floor.

Taking a general overview of the Mediterranean region topography we note that, apart from the deltaic zones of large rivers, the coastlines are mostly surrounded by mountain ranges (Figure A.1). Only the coastal plains from eastern Tunisia to the Sinai Peninsula are free of mountains. The existence of surrounding mountains largely determines the seascape of the Mediterranean since it makes the basin boundaries very steep, thus impeding the development of settlements. In addition, the potential energy storage from mountainous areas makes the amount of erodible sediments



very high. These sediments are then transported downslope by both permanent and non-permanent rivers, therefore contributing to the infill of this landlocked basin. Locally modern-day sedimentation is dominated by organic-rich oozes, volcanic ashes, or aeolian sediments mostly coming from the arid areas of northern Africa. However, the

seascape of the Mediterranean Sea is primarily related to its fluvial regime, aside of those areas dominated by neo-tectonics or volcanic processes. There are few large rivers with well-defined coastal plains and deltas in the Mediterranean Sea. The most important ones from west to east are: Ebro, Rhône, Po, Danube, and Nile (Figure A.2). These

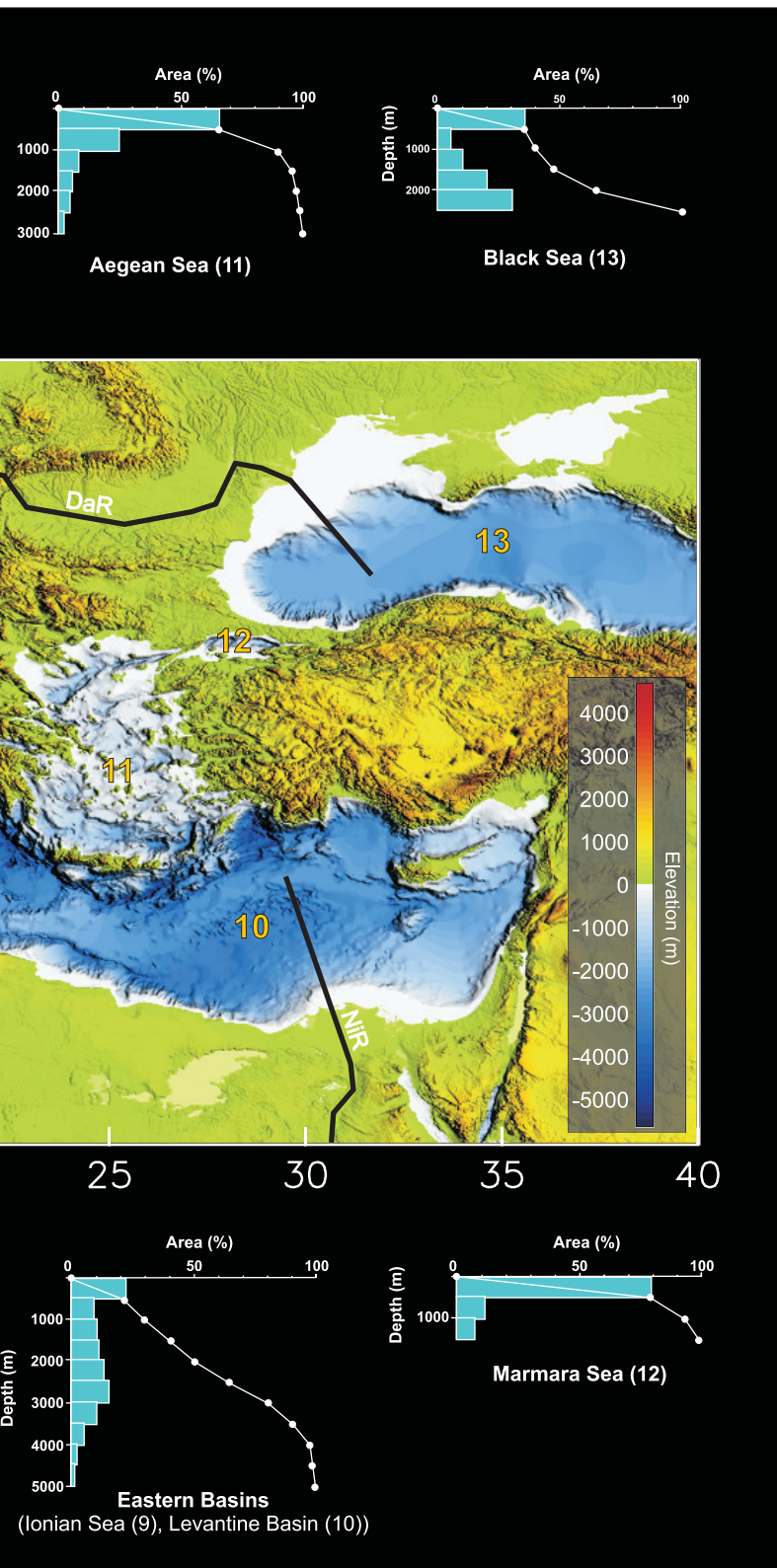


Figure A.1. Topography and bathymetry of the Mediterranean region at one minute (latitude by longitude) grid resolution produced from the GEBCO Digital Atlas published by the British Oceanographic Data Centre on behalf of the International Ocean Commission, International Hydrographic Organization, and British Oceanographic Data Centre (2003). The Mediterranean Sea is composed of several individual basins. The hypsographic curves for these basins tell us about the morphogenetic processes that have shaped them. Color bars represent the distribution of the areas at 500 m depth intervals, and white dots illustrate the depth cumulative curves. As we observe in the hypsographic curves, we can group the Mediterranean basins into: (a) Shelf basins, with depths usually less than 500 m [Adriatic Sea, Aegean Sea, Marmara Sea, Strait of Sicily]; (b) Margin-dominated basins, with a balanced areal distribution of continental shelf, slope, rise, and abyssal plain sections [western Mediterranean basins in general, and the Black Sea]; (c) Deep basins, predominated by abyssal plains (Tyrrhenian Sea, Ionian Sea, and Levantine Basin). The physiographic distribution of each basin mainly results from the interplay between tectonic and sedimentary evolution processes. The whole Mediterranean hypsographic curve shows an overall balanced distribution of the main submarine physiographic provinces. Bold black lines show the location of the topographic profiles (Figure 2) along the main river systems, from their catchment areas to the deeper parts of the associated submarine continental margins. EbR: Ebro River; RoR: Rhône River; PoR: Po River; DaR: Danube River; NiR: Nile River.

are perennial rivers supplied by very large hydrographical basins that in most cases collect water beyond the boundaries of the Mediterranean climatic belt. Smaller rivers play an important role in margin sedimentation but are either ephemeral or carry small volumes of water due to the seasonal and sporadic nature of rainfall in most Mediterra-

nean environments. Despite the rainfall regime being highly variable both at the basin scale and regional scale, the precipitation is usually low, often below 500 mm of total annual rainfall. These low precipitation rates, combined with high evaporation and infiltration, explain why most riverbeds are dry most of the year. This makes the closure

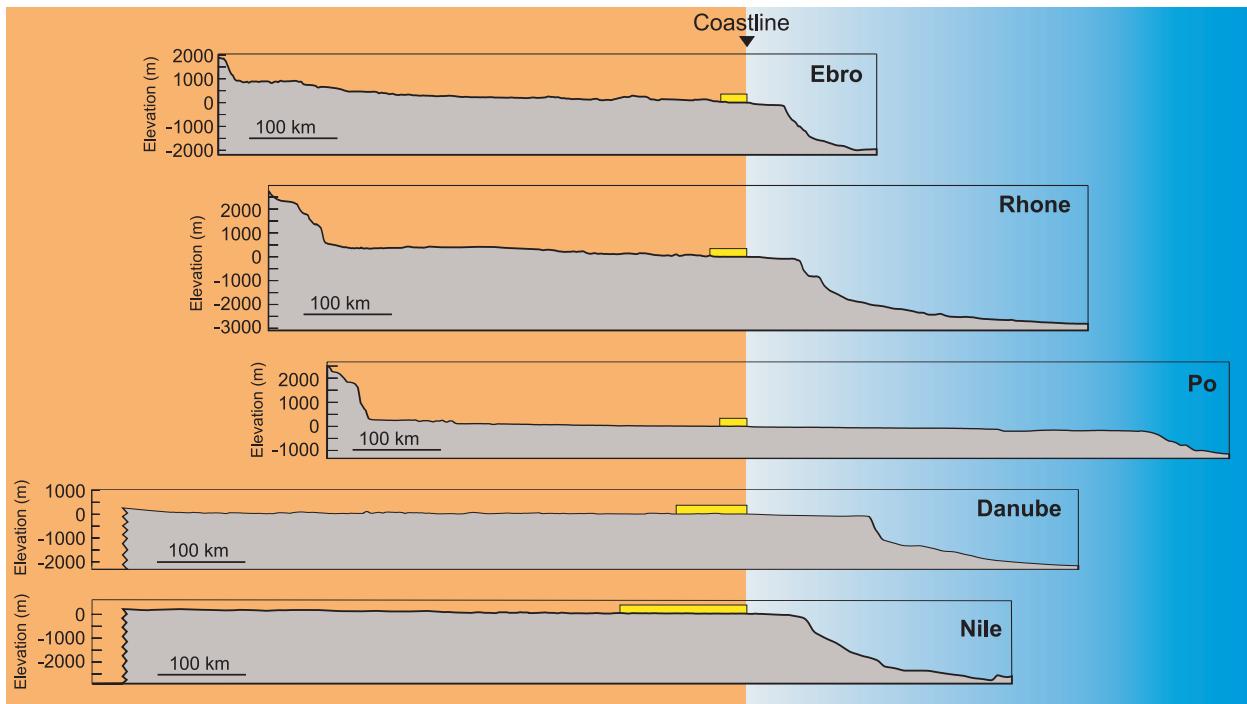


Figure A.2. Topographic profiles along the main river systems of the Mediterranean, from catchment areas to the deeper parts of the associated continental margins. See Figure A.1 for location. The profiles have been drawn in a way that they extend onshore and off shore from coastline for ease of comparison. Yellow rectangles show the extent of the present-day emerged deltaic plains. Because of the length of the Nile and Danube Rivers, which are over 6,650 km and 2,850 km, respectively, their upper courses and headwaters are not represented. The Ebro, Rhône, Po, Danube, and Nile Rivers are characterized by large hydrographic basins and by large associated deltas that have prograded for tens to hundreds of kilometers. The submarine shape of these fluvial-influenced margins is highly variable. The enclosed, shallow character of the Adriatic Basin largely determines the large-scale geometry of deposits contributed by the Po River. The Ebro, Rhône, Danube, and Nile Rivers, which develop without major physiographic constraints, have developed prograding continental shelves and slopes leading to wide continental rises. Note the differences between the sizes of the emerged deltaic plains.

of the mouths of many Mediterranean rivers by sediment bars a common feature.

The Ebro, Rhône, Po, Danube, and Nile deltas formed after the wedge shaped accumulation of terrigenous materials at varying sedimentation rates (up to 10 cm/yr). These depositional systems have prograded for hundreds of kilometers since the end of the Messinian salinity crisis, about 5 million years ago (see below). Despite this, the main growth stage defining the deltas we know today started with the attainment of the modern sea-level highstand, from about 8,500 to 6,500 years ago. One of the most studied delta systems in the Mediterranean is the Ebro delta (Figure A.3), covering an area of 2,170 km², of which only ~320 km² correspond to its subaerial part. The modern delta consists of transgressive and highstand deposits accumulated during the Holocene,

from 10,000 years before present to the present (Somoza *et al.*, 1998). Its shape is inherited both from river influence and marine dynamics. The construction of large dams and the increase in water management along the Ebro system during the last century resulted in the dramatic reduction of sediment discharge at the river mouth. Therefore, the impact of human activities on the shape and development of the Ebro Delta is not only noticeable but will grow in the coming decades (see Liqueste *et al.*, this issue).

The Messinian salinity crisis event refers to the drying up of the Mediterranean that produced a dramatic change in the sedimentation and a marked landscape change in the region (Clauzon *et al.*, 1996). In fact, apart from those areas morphologically controlled mainly by deltaic systems or neo-tectonic processes, the present seascape

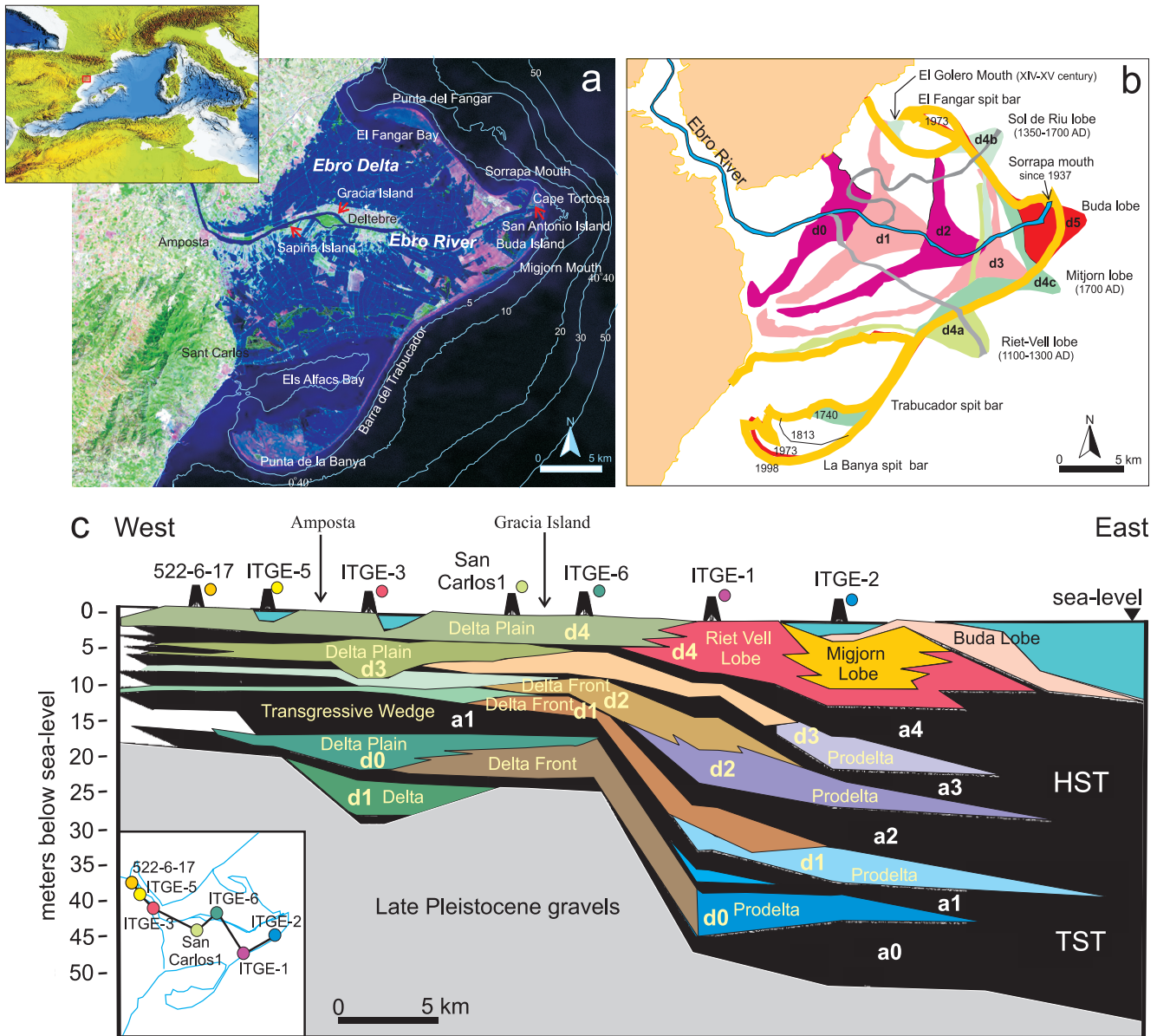


Figure A.3. (a) Landsat image of the Ebro delta. The overall shape of the Ebro delta corresponds to a river-dominated delta reshaped by marine dynamics. (b) Map showing a reconstruction of the Holocene evolution of the Ebro delta lobes based on correlation between well logs, high-resolution seismic profiles, electric subsurface conductivity maps, and historical data (modified from Somoza *et al.*, 1998). The Ebro prodelta is made of several lobate sedimentary wedges surrounding the subaerial delta, which result from the migration and stacking of former deltaic lobes. (c) Well-log correlation of Holocene sedimentary units beneath the Ebro delta plain. Deposits in black are aggradational (marine clay wedges, inland peats), whereas those with colors are progradational deltaic deposits. The latter units consist of sandy delta-front facies with clinofolds grading seawards into prodeltaic grey silts, and landwards into delta plain red silts and pebbly sands (modified from Somoza *et al.*, 1998). The modern Ebro delta consists, therefore, of transgressive and highstand deposits accumulated during the Holocene (10,000 years ago to present). The overall stacking pattern of this Mediterranean delta is progradational.

has been strongly determined by the Messinian event. The dramatic sea-level fall (due to the complete closure of the seaways between the Atlantic and the Mediterranean at that time) caused a spectacular change in the rivers' base levels and a major erosional discontinuity in the margin.

During this time, a series of evaporites, over 1,500 m thick in some places, were deposited in the Mediterranean basin floors. Salt tectonics related to these deposits are still playing a key role in margin morphodynamics over large areas. Currently, the landscaping impact of the Messinian event can be

observed onshore as deeply incised palaeovalleys filled with later sediments. Offshore, it is also thought that the morphology of some deep submarine canyons is inherited from Messinian times.

One of the best examples of continental slope and shelf canyon incision is the Gulf of Lions located in the northwestern Mediterranean (Figure A.4). As in other areas of the Mediterranean, some of its canyon systems relate directly to Messinian incisions. Others are linked to the position of former streams during Plio-Quaternary lowstands (i.e., the Last Glacial Maximum lowstand) (Berné *et al.*, 1999). Other canyons originated through retrogressive slides, independent of former features in the shelf (Alonso *et al.*, 1991; Pratson, 1996; Berné *et al.*, 1999) and some are related to faults or salt-tectonics. The shape and dimension of canyons differ substantially from each other. There are

canyons deeply incised into the continental shelf, others restricted to the slope, others sinuously shaped, and some with roughly linear morphologies. Mediterranean canyons can be hundreds of kilometers long, several kilometers wide, up to 800 m incised into the slope and with gradients of over 20 degrees on their walls (see Canals *et al.*, 2004).

Canyons generally evolve downslope to well-developed channel-levee complexes at the base of the continental rise. These sedimentary systems typically supply deep sea fans, which often represent the terminal storage of sediment coming from the surrounding emerged lands. The Nile deep-sea fan, covering about 140,000 km², is one of the largest submarine fan-shaped terrigenous deposits in the world. Sediments in there are transported by the Nile River drainage system and originate from large eroded areas in the African

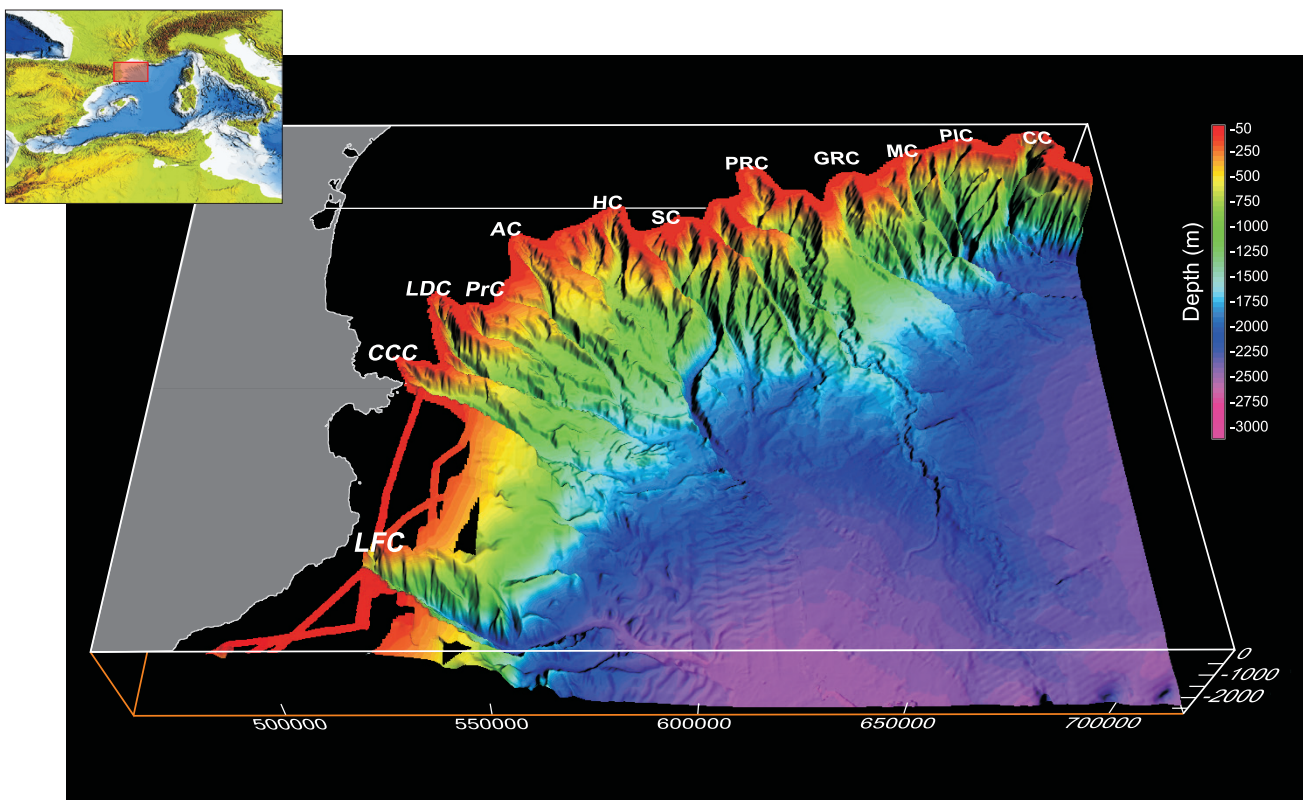


Figure A.4. Three-dimensional view of the Gulf of Lions and Northern Catalan margin. This swath map is generated by multibeam data acquired during several cruises by Ifremer and the University of Barcelona. Vertical scale is magnified 12 times. The continental margin is characterized by the presence of canyons deeply incised into the continental shelf and slope. These erosive features reach, in some cases, hundreds of kilometers long, several kilometers wide, up to 800 m incised into the slope with slope gradients of over 20 degrees on the walls. Note the presence of a huge continental rise deposit related upslope to the Petit-Rhône Canyon system. This feature corresponds to the Rhône Deep Sea Fan (shown in Figure A.5). LFC: La Fonera Canyon; CCC: Cap de Creus Canyon; LDC: Lacaze-Duthiers Canyon; PrC: Pruvost Canyon; AC: Aude Canyon; HC: Hérault Canyon; SC: Sète Canyon; PRC: Petit-Rhône Canyon; GRC: Grand-Rhône Canyon; MC: Marseille Canyon; PIC: Planier Canyon; CC: Cassidaigne Canyon.

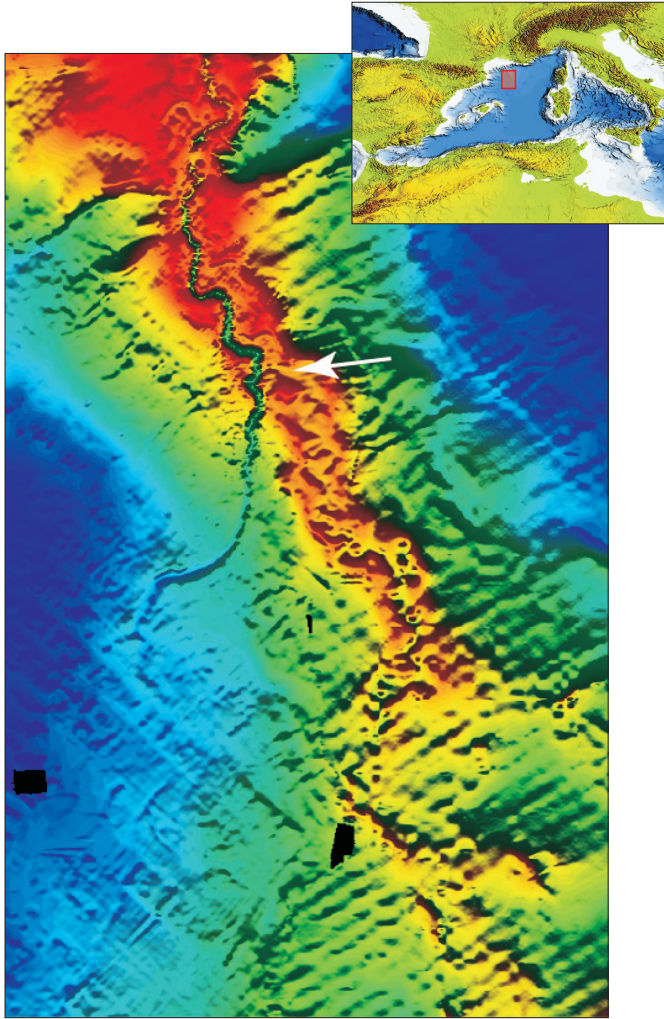


Figure A.5. Distal part of the Rhône deep-sea fan. This image has been obtained by extracting the depth of a planar surface representing the regional slope, from the actual bathymetric Digital Terrain Model. The meandering channel formed levees by overspilling of turbidity currents, that jointly with overall vertical aggradation of the systems made the channel increasingly hanging with respect to the surrounding environment through time. Breaching of one levee (avulsion point marked by an arrow) led to the formation of a new channel that fed the Rhône neofan from the end of the last glacial period onwards. Note several abandoned channels to the south, forming some kind of “bird-foot” pattern similar to those observed in river dominated deltas. Also note the northeast-southwest trending escarpment, formed by salt tectonism associated with the underlying Messinian deposits. Source: multibeam data from Ifremer’s “CALMAR” (Berné *et al.*, 1999) and “DELTARHO” cruises. Image courtesy of Jean Marie Augustin at Ifremer.

craton. On the Gulf of Lions’ continental rise in the western Mediterranean, large depocenters are also observed. Of these, the Rhône Fan is the largest, with a maximum width of over 90 km (Figure A.5) (Droz and Bellaiche, 1985). Slope instability is also a major process mobilizing sediment from the continental slope, even from the shelf edge or further downslope, to the deeper parts of the continental margin. These mass-wasting events can transport huge amounts of sediment and reshape the seafloor very quickly when compared to other previously mentioned processes. In the Mediterranean Sea, numerous mass-movement deposits have been identified. Among these, the BIG’95 submarine landslide is prominent (Figure A.6), with a 26 km³ deposit covering 2,000 km² of the Ebro continental slope and base of slope (Lastras *et al.*, 2002). The occurrence of this event has been dated using sediment cores, giving an age of about 11,500 years before present. Other mass-movement deposits have been identified in the western Mediterranean, mainly on the Gulf of Lions continental

rise, where several other quite recent (around 21,000 years before present) debris-fl ow deposits have been described (Droz *et al.*, 2001). In some cases, submarine canyon-channel systems join together at the base of the continental slope or in the continental rise and continue as a single, and often margin-parallel, deep-sea channel. The Valencia Channel, located on the Catalano-Balearic Sea, is a well-developed example in the western Mediterranean (Figure A.7). This deep-sea channel trends northeastwards following the Valencia Trough axis, an early Miocene-Pleistocene extensional basin that separates the Iberian margin to the west from the Balearic margin to the east. The Valencia Channel not only collects sediment transported from the canyonchannel systems eroded into the Catalan margin, but also from the Ebro turbiditic system (Canals *et al.*, 2000) and by large unconfined mass-wasting events. Among the latter, the BIG’95 submarine landslide, which partially buries the uppermost course of the Valencia Channel, is the most outstanding example. This deep-sea

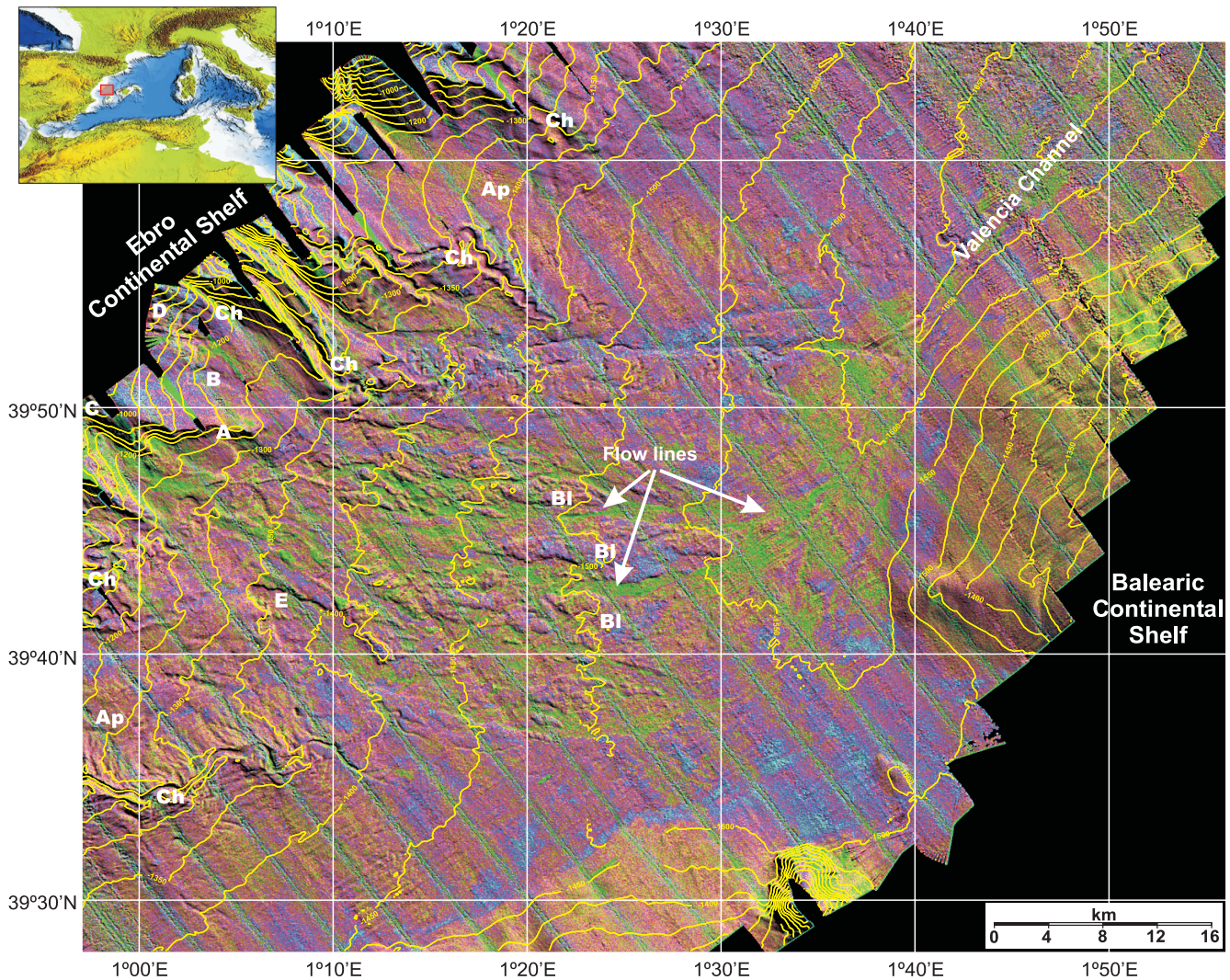


Figure A.6. Seafloor-backscatter data are used to image the product of one of the youngest major mass-wasting events in the Northwest Mediterranean Sea: a 26 km³ debris-flow deposit that covers 2,000 km² of the Ebro continental slope and base-of-slope off shore eastern Iberian Peninsula. This combined backscatter (green: highest backscatter; purple and blue: lowest backscatter) and shaded relief map of the BIG'95 debris flow area (contours every 50 m) shows a pattern of low-backscatter patches representing large sediment blocks that moved while keeping their internal coherence, and high-backscatter alignments restricted to topographic lows that represent coarse sediment pathways amongst the blocks. A: headwall; B to E: secondary scars; BI: debris blocks; Ap: apron; Ch: canyon-channel system. Flow lines are also labelled. Northwest-trending striping is an acquisition artifact. Modified from Lastras *et al.* (2002).

channel finally vanishes into the Valencia fan, at the northernmost part of the Algerian-Balearic abyssal plain, 400 km away from its head.

Apart from trenches, the deepest physiographic unit in sea basins is the abyssal plain. In the Mediterranean these are shallower (up to 4,200 m in depth) than those in the larger ocean basins (from 3,000 m to 6,000 m in depth). The sediments in this environment are mainly composed of very fine particles from hemipelagic settling because most of the coarser sediment coming from the

emerged lands is left on the continental shelf, slope, and rise. Exceptions occur when large, powerful turbidity currents carry coarse sediment across the abyssal plain from further upslope. In fact, the largest mass-wasting deposit observed in the western Mediterranean Sea is the 60,000 km², 500 km³ turbiditic deposit that occupies almost the whole Algerian-Balearic abyssal plain (Rothwell *et al.*, 1998). Despite its importance in terms of area and volume, it lacks a prominent signature on the western Mediterranean seascape.

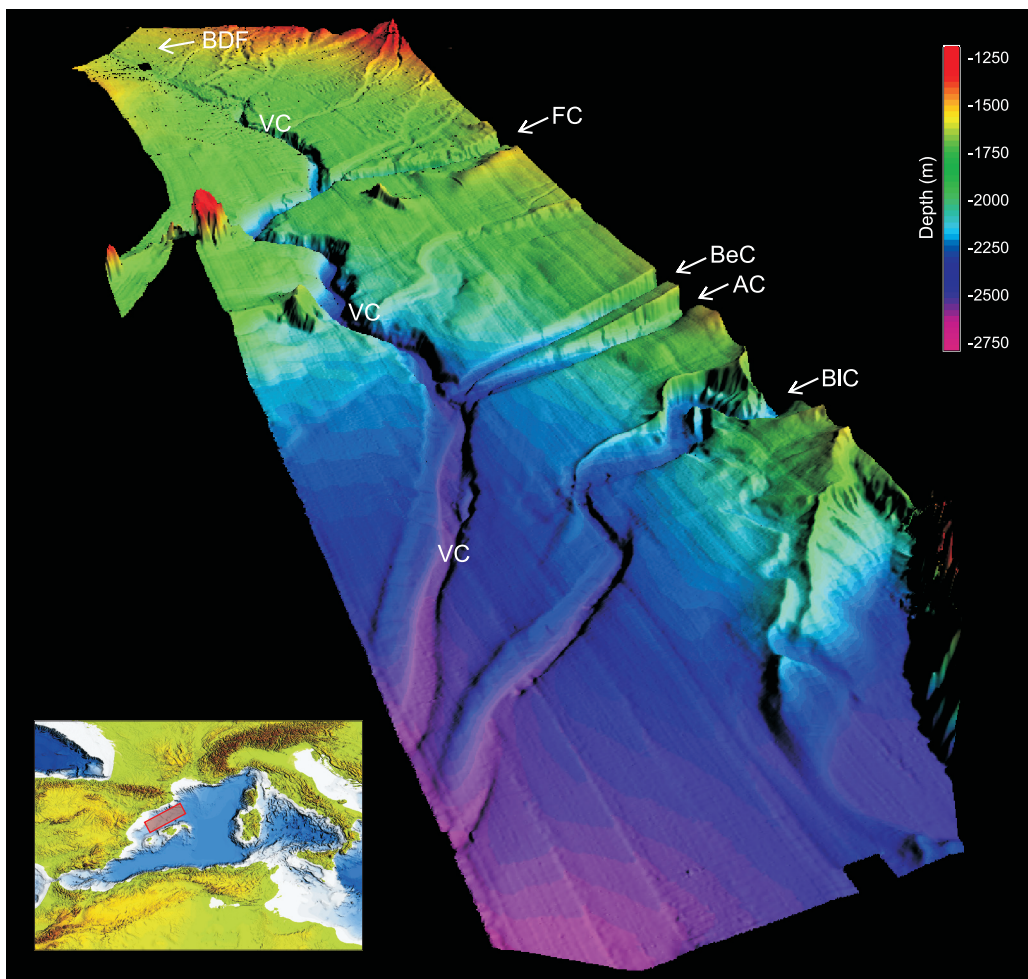


Figure A.7. Three-dimensional view of the Valencia Channel. This shaded relief image is generated by multibeam data acquired during University of Barcelona's "Marinada" and "BIG-95" cruises. Vertical scale is magnified 12 times. The Valencia Channel is a deep-sea channel more than 400 km long that ranges from 2,000 m to 2,500 m in depth. It runs parallel to the northeastern Iberian margin, collecting sediment from the Ebro turbidite system channels, from the canyon systems eroded into the Catalan margin, and from large unconfined mass-wasting events (i.e., the BIG'95 debris flow). Note the connection of these tributary systems with the Valencia Channel. This drainage system leads into the Valencia fan, at the northernmost part of the Algerian-Balearic abyssal plain. On a global scale, deep-sea channels are less common than other types of sea valleys, such as canyons, turbiditic channels, or slope gullies. VC: Valencia Channel; FC: Foix Canyon; BeC: Besòs Canyon; AC: Arenys Canyon; BIC: Blanes Canyon; BDF: BIG'95 Debris Flow.

A.4. Concluding remarks

The submarine morphology of ocean basins and margins discussed here illustrate the processes that have generated it. The analysis of the seascape, combined with sub-seafloor studies, is necessary to understand the mechanisms of continental margin evolution. Currently, multibeam echosounders are acquiring unprecedentedly highly detailed seafloor images. As a consequence, our knowledge of seafloor sculpting processes is improving rapidly. The present seascape of Mediterranean basins is mainly controlled by neo-tectonic processes and

fluvio-sedimentary systems. Among the latter, the deposits and sediment bypass structures related to the activity and inputs of the largest rivers stand out. Because of its geographic and geologic variability, the Mediterranean may be used as an almost perfect laboratory for studying landscaping processes on submarine environments.

Acknowledgements

We thank the support of the European projects COSTA (EVK3-1999-00028), EUROSTRATAFORM (EVK3-CT-2002-00079), EURODELTA (EVK3-CT-

2002-1020001), and EURODOM (HPRN-CT-2002-00212), the Spanish RTD project PRODELTA (REN2002-02323), the Generalitat de Catalunya GRC grant (2001SGR-00076), and a Spanish MECD FPU fellowship (Amblas).

A.5. References

- Alonso, B., M. Canals, H. Got, and A. Maldonado. 1991. Seavalleys and related depositional systems in the Catalan Sea (Northwestern Mediterranean Sea). *AAPG Bulletin* 75(7):1195-1214.
- Berné, S., B. Loubrieu, and the CALMAR shipboard party. 1999. Canyons et Processus Sédimentaires Récents sur la Marge Occidentale du Golfe du Lion. Premiers Résultats de la Campagne Calmar. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 328:471-477.
- Canals, M., J.L. Casamor, R. Urgeles, G. Lastras, A.M. Calafat, M. De Batist, D. Masson, S. Berné, B. Alonso, and J.E. Hughes-Clarke. 2000. The Ebro continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes. Pp. 152-174 in *Deep-water Reservoirs of the World*, C.H. Nelson, and .P. Weimer, eds. GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Houston, Texas, USA (CD edition).
- Canals, M., J.L. Casamor, G. Lastras, A. Monaco, J. Acosta, S. Berné, B. Loubrieu, P.P.E. Weaver, A. Grehan, B. Dennielou. 2004. The role of canyons in strata formation. *Oceanography* 17(4), 81-91.
- Clauzon, G., J.P. Suc, F. Gautier, A. Berger, and M.F. Loutre. 1996: Alternate interpretation of the Messinian Salinity Crisis: Controversy resolved? *Geology* 24:363-366.
- Droz, L., and G. Bellaiche. 1985. Rhône Deep-sea Fan: Morphostructure and Growth pattern. *AAPG Bulletin* 69(1):460-479.
- Droz, L., R. Kergoat, P. Cochonat, and S. Berné, 2001. Recent Sedimentary Events in the Western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology* 176:23-37.
- International Ocean Commission, International Hydrographic Organization, and British Oceanographic Data Centre (IOC/IHO/BODC). 2003. Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans. British Oceanographic Data Centre, Liverpool.
- Lastras, G., M. Canals, J.E. Hughes-Clarke, A. Moreno, M. De Batist, D.G. Masson, and P. Cochonat. 2002. Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean. *Geology* 30(10):871-874.
- Pratson, L.F., and B.J. Coakley. 1996. A Model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *GSA Bulletin* 108(2):225-234.
- Rothwell, R.G., J. Thomson, and G. Kähler. 1998. Low sea-level emplacement of a very Large Late Pleistocene "megaturbidite" in the western Mediterranean Sea. *Nature* 392:377-380.
- Somoza, L., A. Barnolas, A. Arasa, A. Maestro, J.G. Rees, and F.J. Hernandez-Molina. 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro Delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology* 117:11-32.

**Glossari,
abreviatures,
símbols i sigles**

Glossari¹

canyó submarí (*angl., submarine canyon*) Vall submarina de morfologia bastant abrupta, estreta i sinuosa, de vessants molt rostos, encaixada al marge continental, la qual neix a la vora de la plataforma continental o en ple talús continental, i mor al glacis continental o a la plana abissal; té una secció transversal en forma de V, o amb fons aplanat si té sediments; excavat pels corrents de turbiditat, sovint es desenvolupa a la prolongació dels grans rius o de les grans falles.

clinoforma de talús (*angl., slope cliniform*) Geometria progradant de les superfícies de dipòsit de la plataforma submarina que s'estén des del nivell de base de les onades fins a la part més profunda.

colada rocallosa² (*sin. compl., corrent rocallós, debris flow; angl., debris flow*) Colada de fang que engloba una proporció molt elevada (més d'un 50%) d'elements granulomètrics de les classes blocs, graves i sorra.

corrent de terbolesa (*sin. compl., corrent de turbiditat; angl., turbidity current*) Massa d'aigua turbulenta carregada de materials detrítics d'origen terrigen (argiles, sorres i d'altres clasts) mantinguts en suspensió, i que a causa de la seva densitat, més elevada que la de l'aigua envoltant, s'esguimba per gravetat pels pendents marins o lacustres i acaba expandint-se per la plana abissal o pel fons lacustre; en disminuir la velocitat, se sedimenten els elements detrítics transportats per la forta turbulència i donen lloc a les *turbidites*, les quals per acumulacions successives engendren els *conoïdes submarins* al peu dels *canyons submarins* i del talús continental; a causa de l'alta velocitat adquirida quan descendeixen (fins a 100

km/h), aquests corrents de terbolesa són susceptibles d'erosionar els canyons.

espai d'acomodació (*sin. compl., espai disponible, espai d'acomodament; angl., accommodation space*) Espai d'una conca sedimentària (marina o lacustre) potencialment disponible per a la sedimentació, comprès entre el fons de la conca i el nivell de la mar (o llac), que depèn de tres factors: la subsidència o elevació del fons de la conca, la posició del nivell marí i els aportaments sedimentaris.

eustàsia³ (*sin. compl., eustatisme; angl., eustasy, eustatism*) Variacions globals del nivell de la mar mesurades en relació amb el centre de la Terra i causades pels canvis de la quantitat d'aigua marina i/o del volum de les conques oceàniques (d'1.2 a 1.5 cm/1000 anys). Primer cas: les variacions de volum de les conques semblen ésser causades especialment per l'expansió oceànica, sigui ràpida (formació de dorsals molt voluminosos amb grans relleus oceànics) o, per contra, lenta (dorsals estretes i de poc relleu). Si es dona la primera possibilitat hi ha ascensió del nivell dels oceans, i si es dona la segona, descens. Els altres factors que intervenen en l'eustatisme són: la col·lisió entre continents, els fenòmens de subducció, el vulcanisme submarí, l'ompliment sedimentari de les conques marines. Segon cas: variacions de la massa total d'aigua marina, que poden ésser causades per l'acumulació del glaç damunt les terres emergides (variacions glacioeustàtiques) i l'aportació d'aigua juvenil a través de les emissions volcàniques. La síntesi a escala planetària dels moviments eustàtics ha permès d'establir una corba eustàtica general per a tot el Fanerozoic, la qual ha esdevingut un criteri de correlació estratigràfica, a causa del fet que els oceans han romàs sempre intercomunicats.

¹ Font: Riba, O. (director) *et al.* (1997) Diccionari de Geologia. Enciclopèdia Catalana, Barcelona, 1407 pp.

² Cal puntualitzar que aquesta definició del terme colada rocallosa, recollida al Diccionari de Geologia (Riba *et al.*, 1997), deriva del coneixement d'aquest procés en ambients subaeris. En el medi submarí, en canvi, aquest tipus de flux està compost bàsicament per sediments de mida llim i argila, tot i que en alguns casos aquests es poden trobar consolidats o semiconsolidats i formar blocs cohesius. Per tant, en aquesta Tesi emprem el mot colada rocallosa per referir-nos a la massa detrítica fangosa que s'escola per efecte de la gravetat en condicions subaquàtiques.

³ Quan hom pren en consideració les variacions eustàtiques globals i els moviments verticals de subsidència o aixecament respecte un datum o nivell de referència, generalment el basament, la variació de nivell del mar s'anomena canvi relatiu del nivell del mar. En aquesta Tesi el terme nivell del mar es refereix al nivell del mar relatiu, si no s'especifica el contrari.

event⁴ (*angl., event*)

glacis continental (*sin. compl., peu de talús; angl., continental rise, rise*) Part més pregona i externa del marge continental submarí, situada entre el talús continental i la plana abissal, amb un declivi d'1:100 a 1:700 i amplades de centenars de km; sol trobar-se adossat a qualsevol altre relleu submarí de vessants rostos; el conjunt pot ésser d'origen estructural i pertànyer a una superfície d'erosió, però generalment és una superfície de sedimentació pertanyent a conoides submarins, més o menys coalescents, on els sediments poden ésser d'origen divers: corrents de turbiditat, olistòlits, *mud flows, grain flows, slumps, rock falls*, etc.

hemipelàgic (*angl., hemipelagic*) Dit d'un dipòsit sedimentari marí format per l'acumulació lenta al fons d'organismes pelàgics i de partícules detrítiques fines.

marge continental (*angl., continental margin*) 1. Regió immersida de la vora d'un continent que fa d'unió amb els fons oceànics, on té lloc la transició de l'escorça oceànica amb l'escorça continental. Hom en distingeix dos tipus: el marge passiu, en què el trànsit s'estableix en una mateixa placa litosfèrica, i el marge actiu, on la transició té lloc entre dues plaques que se subdueixen o que han entrat en col·lisió. Morfològicament comprèn la plataforma continental, el talús continental i el glacis continental. 2. Àrea localitzada a la vora d'un continent on es poden acumular volums molt importants de sediments, sia en àrees adjacents d'escorça continental o d'escorça oceànica.

morfodinàmica⁵ (*angl., morphodynamics*)

⁴ En aquesta Tesi fem la forma *event* basant-nos en l'accepció anglesa del mot homònim, que fa referència a un fenomen, incidència, succés o esdeveniment altament rellevant. L'ús d'aquesta forma, no reconeguda pel Diccionari de la llengua catalana de l'Institut d'Estudis Catalans (DIEC), és fruit de la manca d'un mot en llengua catalana que abrasi plenament la definició esmentada. Potser el que més s'hi acostava és *succés*.

⁵ La definició de morfodinàmica emprada en aquesta Tesi pertany al marc conceptual de la geodinàmica entesa en el sentit més ampli, i es refereix a l'estudi de l'evolució del relleu submarí en resposta a l'erosió i deposició de sediment. Les lleis físiques que controlen aquesta evolució s'engloben essencialment en els camps de la hidrodinàmica i la sedimentologia.

plataforma continental (*angl., continental shelf, shelf*) Part del marge continental submergida, compresa entre la línia de costa (o línia de baixamar) i el cantó (o ruptura de pendent), a uns -200 m de profunditat, que mena al talús continental; es caracteritza per ésser una superfície força plana i llisa, amb pendents inferiors a 0,1° i recoberta de sediments molt diversos: graves, sorres, llots i llims orgànics, bancs de mol·luscs, alguers (o prats d'algues), esculls coral·lins, etc.

ruptura de pendent⁶ (*angl., knickpoint, break of slope*) Canvi de la declivitat d'un relleu (d'un vessant, un talús, el perfil longitudinal d'un riu) que produeix una forma entrant o sortint.

sedimentació de fons⁷ (*angl., background sedimentation*)

silicoclàstic⁸ (*angl., siliciclastic*) Dit de les roques clàstiques no carbonàtiques que tenen un contingut molt alt, o absolut, d'elements silícics, com el quarz i/o els silicats.

talús continental (*angl., continental slope, slope*) Part externa del marge continental que uneix, mitjançant un pendent (d'uns 5 °), la zona nerítica de plataforma amb els grans fons oceànics, és a dir, des de la ruptura de pendent (aproximadament als -200 m, el cantó) fins a enllaçar amb el glacis, de pendent més feble, i fins a les planes abissals. El talús sol ésser solcat pels canyons o recs, i és una zona d'esllavissaments i de corrents turbidítics.

⁶ En el cas del perfil longitudinal de rius i canyons submarins els canvis sobtats en el pendent poden respondre a processos diferents, com els canvis de nivell de base dels sistemes de drenatge o els moviments tectònics, i indiquen condicions de desequilibri i reajustament morfodinàmic.

⁷ En aquesta Tesi fem el terme sedimentació de fons per referir-nos a l'acció combinada de fluxos sedimentaris no confinats de baixa densitat i la sedimentació hemipelàgica, que són els responsables de conferir el perfil sigmoïdal característic de les clinofomes de talús.

⁸ En aquesta Tesi fem l'adjectiu silicoclàstic per referir-nos als marges continentals que són dominats per aportacions sedimentàries terrígenes de composició majoritàriament silícia d'origen fluvial.

Abreviatures, símbols⁹ i sigles

AC	<i>Arenys Canyon</i>	ES	<i>Ebro shelf</i>
angl.	anglès	ESRI	<i>Environmental Systems Research Institute</i>
BDF	<i>BIG'95 Debris Flow</i>	et al.	(<i>et alii</i> , ll.) i altres
BeC	<i>Besòs Canyon</i>	EUA	Estats Units d'Amèrica
BG	<i>British Gas</i>	EURODELTA	<i>proj. European Coordination on Mediterranean Prodeltas</i>
BLC	<i>Blanes Canyon</i>	EURODOM	<i>proj. European Deep Ocean Margins</i>
BODC	<i>British Oceanographic Data Centre</i>	EURO-STRATAFORM	<i>proj. European Margin Strata Formation</i>
BP	<i>before present</i>	FC	<i>Foix Canyon</i>
BPS	<i>Bottom Parametric Source</i>	fig.	figura / figure
C.	<i>Canyó / Canyon</i>	FPU	<i>Formación de Profesorado Universitario</i>
cal.	<i>calibrated</i>	GEBCO	<i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i>
CC	<i>Cassidaigne Canyon</i>	GIS	<i>Geographic Information System</i>
CCC	<i>Cap de Creus Canyon</i>	GMT	<i>Generic Mapping Tools</i>
CGC	<i>Columbretes Grande Canyon</i>	GRACCIE	<i>proj. Multidisciplinary research consortium on gradual and abrupt climate changes and their impacts on the environment</i>
Ch.	<i>Channel</i>	GRC	<i>Grand-Rhône Canyon</i>
CIESM	<i>Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée</i>	GRCGM	Grup de Recerca Consolidat en Geociències Marines
CLP	Corrent Liguero-Provençal (o Corrent del Nord)	HC	<i>Hérault Canyon</i>
COSTA	<i>proj. Continental Slope Stability</i>	HERMES	<i>proj. Hotspot Ecosystem Research on the Margins of European Seas</i>
CSIC	<i>Consejo Superior de Investigaciones Científicas</i>	HERMIONE	<i>proj. Hotspot Ecosystem Research and Man's Impact on European Seas</i>
DaR	<i>Danube River</i>	HiC	<i>Hirta Canyon</i>
dB	decibels	HST	<i>highstand systems tract</i>
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>	Hz	<i>hertz</i>
dept.	departament	l.	llla
DIEC	Diccionari de la llengua catalana (Institut d'Estudis Catalans)	i.e.	(<i>id est</i> , ll.) és a dir
DN	<i>digital number</i>	IEO	<i>Instituto Español de Oceanografía</i>
DPCSB	<i>Deep Pyrenean Canyons Sedimentary Body</i>	IFREMER	<i>Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer</i>
DR.	<i>Data Repository</i>	IHO	<i>International Hydrographic Organization</i>
DSDP	<i>proj. Deep Sea Drilling Project</i>	IOC	<i>Intergovernmental Oceanographic Commission</i>
e.g.	(<i>exempli gratia</i> , ll.) per exemple	IODP	<i>prog. Integrated Ocean Drilling Program</i>
EbR	<i>Ebro River</i>		
ED	<i>Ebro Delta</i>		
ed.	editor		
EDINSED	<i>proj. Evolución de la dinámica sedimentaria en márgenes continentales durante periodos de cambio climático</i>		
eds.	editors		
EM	<i>Ebro Margin</i>		

⁹ La simbologia corresponent al Capítol 3 es recull al final de l'esmentat capítol (pàg. 121).

Is.	<i>Island</i>	Pt.	<i>Pleistocè / Pleistocene</i>
JCR-ISI	<i>Journal Citation Report - Institute for Scientific Information</i>	RDSF	<i>Rhône Deep-Sea Fan</i>
ka	<i>quiloany</i>	ref.	<i>referència / reference</i>
kHz	<i>quilohertz / kilohertz</i>	RMS	<i>Root Mean Square</i>
kyr	<i>kiloyear</i>	RoR	<i>Rhône River</i>
LBC	<i>La Berenguera Canyon</i>	σ	<i>desviació estàndard</i>
LDC	<i>Lacaze-Duthiers Canyon</i>	S2S	<i>Source to sink</i>
LFC	<i>La Fonera Canyon</i>	SAN	<i>seguici sedimentari d'alt nivell</i>
ll.	<i>l·latí</i>	SBN	<i>seguici sedimentari de baix nivell</i>
LID	<i>Llobregat Delta</i>	SC	<i>Sète Canyon</i>
LST	<i>lowstand systems tract</i>	SCM	<i>South Catalan Margin</i>
m.y.	<i>million years</i>	SIG	<i>Sistema d'Informació Geogràfica</i>
Ma	<i>milió d'anys</i>	<i>sin. compl.</i>	<i>sinònim complementari</i>
mbsl	<i>meters below sea level</i>	SOEST	<i>School of Ocean and Earth Science and Techonology</i>
MC	<i>Marseille Canyon</i>	SPACOMA	<i>proj. Slope Stability on Europe's Passive Continental Margins</i>
MEC	<i>Ministerio de Educación y Ciencia</i>	STRATAFORM	<i>proj. Strata Formation on Margins</i>
MIS	<i>marine isotope stages</i>	TOBI	<i>Towed Ocean Bottom Instrument</i>
MN	<i>Minnesota</i>	TOPAS	<i>Topographic Parametric Source</i>
ms	<i>mil·lisegon / millisecond</i>	TOPOMED	<i>proj. Plate re-organization in the western Mediterranean: Lithospheric causes and topographic consequences</i>
msnm	<i>metres sota el nivell del mar actual</i>	TRANSFER	<i>proj. Tsunami Risk and Strategies for the European Region</i>
NC	<i>North Carolina</i>	TWTT	<i>two way travel time</i>
NCM	<i>North Catalan Margin</i>	TX	<i>Texas</i>
NGDC	<i>National Geophysical Data Center</i>	UB	<i>Universitat de Barcelona</i>
NiR	<i>Nile River</i>	UK	<i>United Kingdom</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>	USA	<i>United States of America</i>
NOCS	<i>National Oceanography Centre Southampton</i>	ValCh	<i>Valencia Channel</i>
NSF	<i>National Science Foundation</i>	ViC	<i>Vinaròs Canyon</i>
NY	<i>New York</i>	VM	<i>Verdaguer Mount</i>
ODP	<i>proj. Ocean Drilling Program</i>	VpC	<i>Valldepins Canyon</i>
OMG	<i>Ocean Mapping Group</i>	VTTS	<i>Valencia Trough turbidite systems</i>
OrC	<i>Orpesa Canyon</i>	WDF	<i>Western Debris Flow</i>
OSL	<i>Optically stimulated luminescence</i>	WESTMED	<i>proj. Imaging the Western Mediterranean Margins</i>
p.ex.	<i>per exemple</i>	WHIPS	<i>Woods Hole Image Processing System</i>
PA	<i>Pennsylvania</i>		
Pa	<i>Pascal</i>		
PlC	<i>Planier Canyon</i>		
PoR	<i>Po River</i>		
PrC	<i>Pruvot Canyon</i>		
PRC	<i>Petit-Rhône Canyon</i>		
prog.	<i>program</i>		
proj.	<i>project</i>		
PROMETEO	<i>proj. Estudio integrado de cañones y taludes profundos del Mediterráneo Occidental: un hábitat esencial</i>		

