

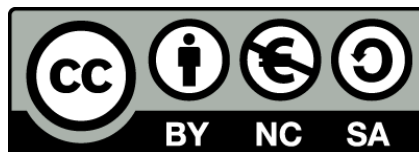


UNIVERSITAT DE
BARCELONA

**Anàlisi de sistemes de canyons submarins en marges
continentals amb característiques contrastades,
i el seu paper en el transport i acumulació
de deixalles marines**

**Analysis of submarine canyon systems from continental
margins with contrasting characteristics, and their role
on the transport and accumulation of marine litter**

Xavier Tubau i Carbonell



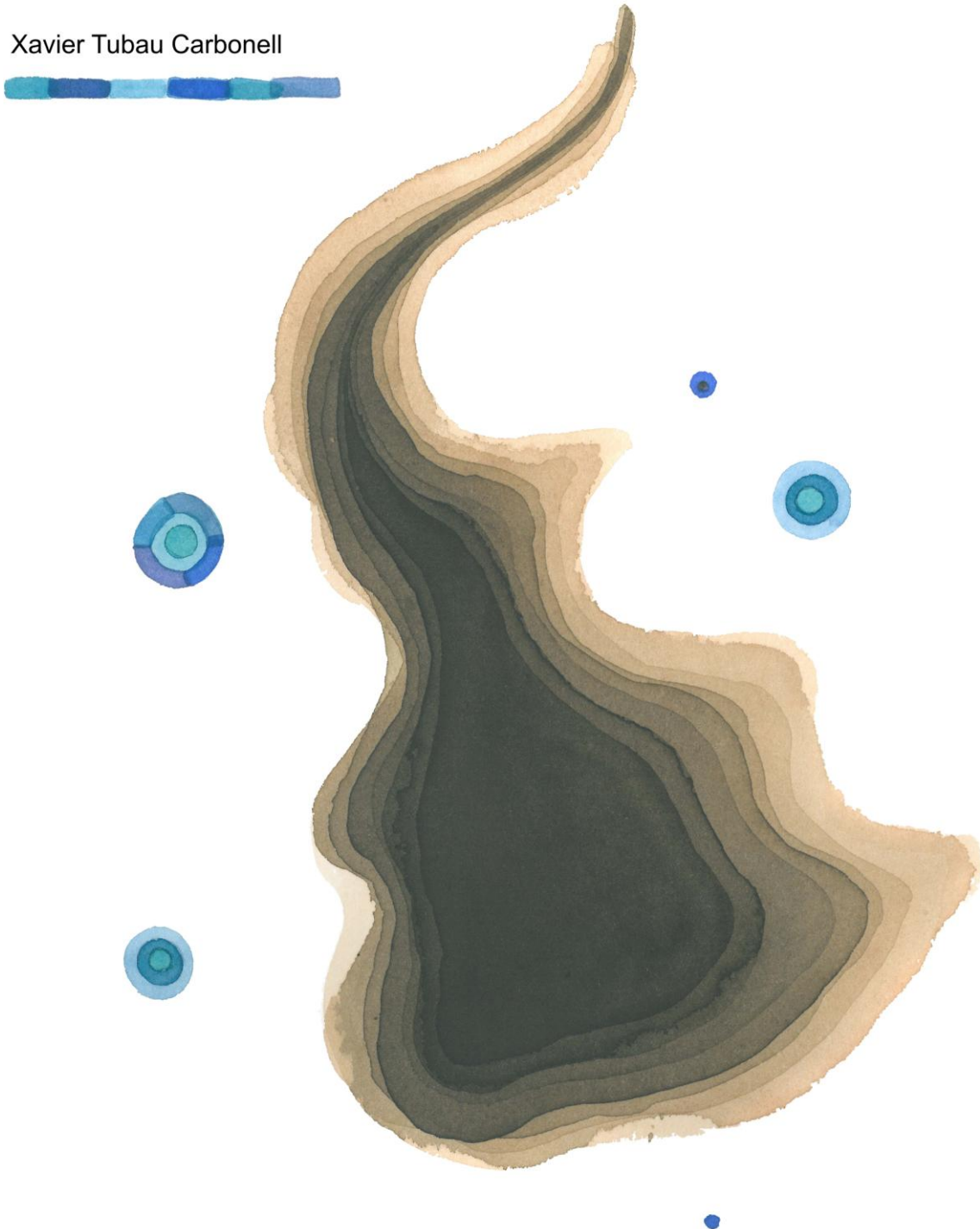
Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – Compartir Igual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – Compartir Igual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0. Spain License.**

Anàlisi de sistemes de canyons submarins en marges continentals amb característiques contrastades, i el seu paper en el transport i acumulació de deixalles marines

Xavier Tubau Carbonell



Programa de Doctorat en Ciències del Mar

Universitat de Barcelona

Anàlisi de sistemes de canyons submarins en marges continentals amb característiques contrastades, i el seu paper en el transport i acumulació de deixalles marines

Analysis of submarine canyon systems from continental margins with contrasting characteristics, and their role on the transport and accumulation of marine litter

Memòria de Tesi Doctoral

presentada per

Xavier Tubau i Carbonell

Sota la direcció del Dr. Miquel Canals i Artigas i del Dr. Galderic Lastras i Membrive
Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines

Facultat de Geologia



Barcelona, novembre del 2015

Aquesta Tesi ha estat realitzada al Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la Universitat de Barcelona, dins el Grup de Recerca Consolidat en Geociències Marines (ref. 2014 SGR 1068). No l'hauria pogut realitzar sense un Ajut de Personal Investigador predoctoral en Formació (APIF) que m'atorgà la Universitat de Barcelona (2009-2011), d'una beca predoctoral de *Formación de Profesorado Universitario* (FPU) del *Ministerio de Educación, Cultura y Deporte* (ref. AP2010-0057, 2011-13), i de contractes a càrrec de projectes de recerca des del final de l'anterior fins desembre de 2014. La meua investigació s'emmarca en els projectes PERSEUS (*Policy-oriented marine Environmental Research in the Southern EUropean Seas*, contracte 287600) del VII Programa Marc de la Comissió Europea, HERMIONE (*Hotspot Ecosystem Research and Man's Impact On European Seas* contracte 226354-HERMIONE) del VI Programa Marc de la Comissió Europea, GRACCIE (*Multidisciplinary Research Consortium on Gradual and Abrupt Climate Changes and their Impacts on the Environment*, ref. CSD2007-00067) del Programa CONSOLIDER-INGENIO 2010 del PN I+D+i, DOS MARES (*Cañones y taludes profundos en los MARES Mediterráneo y Cantábrico: desde la sincronía entre forzamientos externos a los recursos vivos*, ref. CTM2010-21810-C03-01/MAR) del PN I+D+i, i NUREIEV (*NUevos RETos en la investigación de cañones submarinos: Indicadores del Estado ambiental y Variabilidad espacio-temporal – El papel de los temporales*, ref. CTM2013-44598-R) del Programa Estatal de I+D+i Orientada a los Retos de la Sociedad. Una estada al *Monterey Bay Aquarium Research Institute* (MBARI) de Califòrnia, Estats Units, fou finançada pel *Ministerio de Educación, Cultura y Deporte* dins el programa d'estades breus associat a beques de FPU (ref. AP2010-0057). Altres estades breus, així com l'assistència a congressos, han estat finançades per l'*European Science Foundation* (ESF, ref. 3984) i per la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona a través del programa d'Ajuts a la Recerca de la seva Comissió de Recerca.

Als meus pares i a la Berta.

Dibuix de la coberta: Núria Tomàs Mayolas – pintora –

Agraïments

Quantes vegades hem dit: “d’aquesta aigua no en beuré”. Doncs és un error, cal provar-la perquè possiblement ens agradi més del que pensem.

La primera vegada que vaig dir que no, va ser ara fa onze anys quan, tot decidint quin seria el meu futur, ma mare em proposà de fer Geologia. Sense estar-ne del tot convençut vaig començar Geologia i de mica en mica em va anar agradant fins què em va apassionar.

La segona vegada que vaig dir que no, va ser a les acaballes de la llicenciatura, quan l’Oriol em comentà cursar l’assignatura de Geologia Marina amb la finalitat de provar alguna cosa nova que fins ara no havíem vist a la carrera. Doncs bé, després d’insistir-hi li vaig fer cas, i el resultat, un pas endavant cap a aquesta Tesi Doctoral.

Arribats a aquest punt, fou en Miquel Canals, qui m’oferí la oportunitat de no només fer una Tesi Doctoral en el camp de les Geociències Marines, sinó de treballar en un grup d’investigació i tot allò què ha suposat: participar en campanyes oceanogràfiques, presentar treballs a congressos científics, viatjar, reunions, conèixer gent i sobretot, adquirir una sèrie d’aptituds què avui fan de mi, una persona més madura. Vull agrair al Galderic Lastras, les aportacions i la paciència d’en per estar darrera de tots i cadascun dels pòsters, articles i resta de treballs què configuren la present Tesi i també, per ensenyar-me a ser polit, eficient i exigent amb la feina ben feta.

Aquesta Tesi és fruit del treball en equip durant els darrers cinc anys de la meva vida, i dic en equip, perquè la seva realització no hauria estat possible sense l’esforç incondicional de la família i els amics, el recolzament i ajuda del companys de feina i la dedicació dels promotors de la mateixa, en Miquel i en Galderic.

Als meus pares els vull agrair haver estat en tot moment al meu costat durant aquesta Tesi i durant tota la meva vida. Gràcies a ells, a la Montserrat i l’Esteve, sóc qui sóc i he après a no defallir, a lluitar, a aixecar-me una i altre vegada i a tirar endavant costi el que costi fins el final. A la Berta, la meva font d’energia i la persona amb qui ho comparteixo tot, vull agrair-li que formi part de la meva vida i donar-li les gràcies per fer-me feliç cada dia, fer-me veure les coses des de un altre punt de vista i perquè no dir-ho, aguantar “rotllos” eterns de geologia durant cinc anys (què és diu depresa).

Si no hagués fet geologia, tampoc hagués conegut a l'Oriol, un dels meus millors amics amb el qui hem viscut i viurem moments inoblidables.

No puc deixar d'agrair els cops de mà i bons moments compartits amb els companys de feina: Rayo, Aitor, miniRut, Lluís, Toni, José Luis, Isa, David, Anna Aymà, Jaume, Rubén, Ruth Durán, Olaia, Patri, Anna, Judith, Albert, Mercè, Marina, Pilar i Yaniel. En aquest sentit, no oblidaré tots aquells moments que han aplanat el camí i han posat un toc d'humor en aquest viatge, la complicitat amb l'Aitor, la miniRuth i en Rayo, els "inputs" d'en Yaniel", les discussions per l'aire condicionat o les reflexions filosòfiques d'en Lluís, les quals, sempre són i seran contrastats per en Rubén, qui ho sap tot.

Vull donar les gràcies als co-autors i els revisors dels articles els quals han invertit moltes hores en polir els meus errors, la feina latent però imprescindible de la Teresa, Maite, Elisenda i la Montse, les hores que en Rayo ha dedicat a ensenyar-me com funciona l'ArGIS i altres programes, els consells i punts de vista de l'Aaron i amb molt d'afecte, respecte i agraïment pels membres d'MBARI que em van ensenyar, acollir i integrar al seu equip com un més d'ells durant la meva estada a Monterey.

Vull acabar, animant a tots aquells que dieu: "d'aquesta aigua no en beuré" a què la proveu, doncs no sabeu el que us perdeu.

Gràcies a tots!

Índex

Resum	15
Resumen	18
Abstract	21
Enfocament i objectius	24
Objectius específics	25
Organització	26
CAPÍTOL 1. INTRODUCCIÓ	
1.1. Marges continentals i valls submarines	32
1.1.1. Tipus de marges continentals i llurs característiques principals	32
1.1.2. Tipus de valls submarines i llurs característiques principals	37
1.2. Els canyons submarines	41
1.2.1. Rellevància	41
1.2.2. Morfologia i evolució	43
1.2.2.1. Traçat, grau de rebliment i subdivisions	43
1.2.2.2. Gènesi i desenvolupament	47
1.2.2.3. Forçaments externs i processos morfodinàmics	52
Canvis del nivell del mar i relació amb sistemes fluvials	54
Processos costaners i oceanogràfics	57
1.2.3. Distribució global	61
1.2.4. Impactes antropogènics	64
1.3. Àrees d'estudi	69
1.3.1. El marge continental de Catalunya	69
1.3.1.1. Marc geogràfic i fisiografia general	69
1.3.1.2. Evolució geològica i estructura	74
1.3.1.3. Processos oceanogràfics i transferència de sediment	79
1.3.2. El marge continental del sud de Califòrnia	84
1.3.2.1. Marc geogràfic i fisiografia general	84
1.3.2.2. Evolució geològica i estructura	86
1.3.2.3. Processos oceanogràfics i transferència de sediment	89
1.4. Metodologia i paquets de dades	92
1.4.1. Procedència de les dades: campanyes oceanogràfiques	92
1.4.2. Ecosondatge de multifeix	93
1.4.2.1. Fonaments i sistemes d'adquisició emprats	93

1.4.2.2. Processat i productes derivats	99
1.4.3. Sísmica de reflexió.....	100
1.4.3.1. Fonaments i sistemes d'adquisició emprats	100
1.4.3.2. Processat i productes derivats	102
1.4.4. Observació amb vehicles submarins	104
1.4.4.1. Vehicles operats remotament (ROVs).....	104
1.4.4.2. Vehicles subaquàtics autònoms (AUVs).....	107

CAPÍTOL 2. RESULTATS

2.1. Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea	112
Abstract	112
2.1.1. Introduction.....	113
2.1.2. Geological setting.....	115
2.1.3. Data set and methods	117
2.1.3.1. Data set	117
2.1.3.2. Extraction of stream networks.....	118
2.1.4. Results	120
2.1.4.1. Morphology of the Foix Canyon System	120
Canyon heads.....	121
Upper canyon.....	122
Middle and lower canyon	124
2.1.4.2. Drainage network analysis	126
Morphometric attributes.....	126
Rim gullies and toe gullies	132
Drainage pattern of canyons and gullies	133
2.1.5. Discussion.....	136
2.1.5.1. Parameterization of the drainage of a submarine canyon	136
2.1.5.2. Parameterization of the Foix Canyon and canyon activity.....	137
2.1.5.3. Canyon flank gullies and canyon evolution.....	140
2.1.6. Conclusions.....	142
2.1.7. Acknowledgements	143
2.1.8. References.....	144
2.2. Submarine canyons of Santa Monica Bay, Southern California: Variability in morphology and sedimentary processes.....	153
Abstract	153

2.2.1. Introduction.....	154
2.2.2. Regional setting.....	156
2.2.3. Methods	159
2.2.4. Results	162
2.2.4.1. Santa Monica Canyon.....	162
2.2.4.2. Santa Monica large scours	164
2.2.4.3. The Redondo Canyon-Channel System	164
The Redondo Canyon.....	166
The Redondo Fan and sediment wave field	168
2.2.5. Discussion.....	173
2.2.5.1. The Santa Monica and Redondo axial channels.....	173
2.2.5.2. The Redondo Fan channels	174
2.2.5.3. Distribution of terraces	175
2.2.5.4. Longitudinal profiles, knickpoints and DCFS in submarine canyons.....	176
2.2.5.5. The role of turbidity currents in bedform development.....	176
Crescent-shaped bedforms.....	177
Scours and sediment waves.....	179
2.2.5.6. Canyon activity and evolution.....	180
2.2.6. Conclusions.....	182
2.2.7. Acknowledgements	183
2.2.8. References.....	184
2.3. Marine litter on the floor of deep submarine canyons of the Northwestern Mediterranean Sea: The role of hydrodynamic processes	194
Abstract	194
2.3.1. Introduction.....	195
2.3.2. Study area.....	198
2.3.2.1. Geological and physiographic setting	198
River network and fluvial inputs.....	199
Submarine drainage network	203
2.3.2.2. Meteorological and oceanographic setting	205
Year-round weather patterns.....	205
Extreme oceanographic events	207
Dense shelf water cascading.....	208
Offshore convection.....	209
Severe coastal storms	209

2.3.2.3. Human pressures and litter sources.....	210
Land-based litter sources.....	210
Marine-based litter sources.....	211
2.3.3. Materials and methods	214
2.3.3.1. Swath bathymetry mapping.....	214
2.3.3.2. Monitoring of marine litter on the seafloor.....	214
2.3.3.3. Analysis of ROV data	215
2.3.4. Results	219
2.3.4.1. Litter type, abundance and distribution	219
2.3.4.2. Litter sources.....	225
2.3.4.3. Litter interactions with organisms	226
2.3.5. Discussion.....	230
2.3.5.1. Marine litter in the north-Catalan canyons: the wider view.....	230
2.3.5.2. Sources of litter in the north-Catalan canyons	235
Land-sourced litter.....	235
Marine-sourced litter.....	237
2.3.5.3. Litter interaction with oceanographic processes.....	238
2.3.5.4. Litter interaction within marine ecosystems	241
2.3.6. Conclusions.....	242
2.3.7. Acknowledgements.....	243
2.3.8. Supplementary figure and tables	244
2.3.9. References.....	247
2.4. Resum de resultats.....	264
CAPÍTOL 3. SÍNTESI I DISCUSSIÓ DELS RESULTATS	
CAPÍTOL 4. CONCLUSIONS I LÍNIES D'INVESTIGACIÓ FUTURES	
CAPÍTOL 5. BIBLIOGRAFIA	
Annex I. Acrònims, abreviatures i símbols	319

Resum

Els canyons submarins són grans fondalades excavades als marges continentals, les quals sovint es comporten com a via preferent per a la transferència de tot tipus de substàncies i materials (sediments, aigua, matèria orgànica i deixalles) des de la línia de costa i la plataforma continental fins el marge i la conca pregons mercès a l'acció de processos hidrodinàmics afavorits per l'efecte de la gravetat. Els canyons submarins han cridat l'atenció d'investigadors i gestors doncs són indrets d'alta producció primària i biodiversitat, a més de contenir i modular part de la història eustàtica i sedimentària de la Terra. Força canyons submarins fòssils, i els dipòsits associats, formen reservoris d'hidrocarburs ben coneguts arreu del món.

L'estudi dels canyons submarins enllaça nombroses branques de l'àmbit de les Ciències del Mar, que persegueixen entendre llur gènesi i evolució geològica, el rol dels processos oceanogràfics que hi actuen, la dinàmica sedimentària que els hi és pròpia i les característiques dels ecosistemes marins que allotgen, i gestionar els seus recursos i estat de conservació.

En aquesta Tesi hem investigat sis canyons submarins situats als marges continentals català central (canyó submarí del Foix) i del nord (canyons submarins del Cap de Creus, la Fonera i Blanes), i del sud de Califòrnia (canyons submarins de Santa Mònica i Redondo), amb la finalitat d'aprofundir en el coneixement dels processos de transport sedimentari que s'hi produeixen, de les seves resultants morfosedimentàries de detall, i del paper que juguen en la transferència i acumulació de deixalles d'origen antròpic. Per assolir allò que preteníem hem utilitzat dades de batimetria de multifeix i de sísmica de reflexió de molt alta resolució adquirides amb mètodes ara ja convencionals, des de vaixells en superfície, i amb un vehicle subaquàtic autònom (AUV), i també imatges obtingudes *in situ* amb un vehicle subaquàtic operat remotament (ROV). Els resultats assolits han estat publicats en tres articles que formen el cos d'aquesta Tesi, els quals resumim breument en els paràgrafs següents.

L'estudi morfomètric detallat del canyó del Foix ha permès il·lustrar la complexitat de les xarxes de drenatge dels talussos de marges continentals passius, comparables en certa mesura a les xarxes fluvials. El principal element que contribueix a la complexitat morfològica, i també a la jerarquització, de les lleres que conformen els sistemes de canyons submarins són els xaragalls de vessant, l'evolució dels quals a hores d'ara resulta de l'acció subjacent de fluxos gravitatius i de les interferències provocades per l'acció de l'home sobre el fons, en especial per la pesca de ròssec. La modelització de la xarxa de drenatge i la seva parametrització

morfomètrica subseqüent permeten quantificar i analitzar objectivament la forma, la mida, el patró de desenvolupament i la capacitat de transport del conjunt de lleres que conformen un sistema de canyó submarí i, per tant, discriminar les rutes de transport principals.

L'estudi d'altíssima resolució de la geomorfologia i el recobriment sedimentari més superficial dels canyons submarins de Santa Mònica i de Redondo, a Califòrnia, ens ha permès resoldre el significat de les formes de fons observades i interpretar els processos responsables del seu desenvolupament. Destaquen especialment una successió d'ones de sediment rítmiques al fons del canyó de Redondo i un conjunt de cicatrius erosives al curs inferior del canyó de Santa Mònica. Pel que fa a les ones de sediment, l'anàlisi acurada d'aquestes formes de fons sedimentàries ha permès provar la seva migració ascendent, només explicable per l'acció de corrents de terbolesa, les quals a més de transportar sediment també n'intercanvien amb la llera del canyó, fet determinant del tipus d'empremta generada.

Hem identificat els tipus de deixalles presents als canyons del Cap de Creus, la Fonera i Blanes, analitzant-ne també llur distribució i abundància. A partir d'aquestes observacions hem mirat d'escatir quins són els processos hidrosedimentaris responsables del transport de les deixalles cap als trams intermedis i distals dels canyons investigats. A partir de la categorització de les deixalles, hem aproximat els seus orígens i vies d'entrada al medi marí, que té lloc al llarg de la línia de costa en el seu conjunt, comptant també amb l'acció del vent, i puntualment per les desembocadures fluvials, i mar enfora per efecte de l'activitat pesquera i de la navegació recreativa i de transport de mercaderies. Els plàstics, lleugers i fàcils de transportar per la dinàmica marina, i les restes d'arts de pesca, resultants de l'aprofitament històric intensiu dels recursos vius de la zona, són els tipus de deixalles més abundants. La interacció entre deixalles i organismes és ambivalent, doncs hem observat que tan pot ésser perjudicial com beneficiosa. On més gran és l'acumulació de deixalles, si més no en nombre d'ítems, és preferentment a profunditats superiors als 1.000 o 1.500 m, segons el canyó considerat. D'acord amb els patrons de distribució observats i els processos hidrosedimentaris que ocorren al marge català del nord, considerem que les cascades d'aigües denses de plataforma i els grans temporals de llevant són els principals causants de la transferència de deixalles canyó avall. Aquesta interpretació se sosté per la capacitat d'aquests processos per resuspendre, remobilitzar i transportar de manera altament eficient i en grans volums aigua densa, sediments i, pel que es veu, substàncies estranyes com les deixalles des de la plataforma continental fins la conca profunda, a més de 2.000 m.

Els tres articles de la nostra Tesi proporcionen una visió més amplia i més transdisciplinària dels processos hidrodinàmics que operen als canyons submarins, de les morfologies generades i dels efectes colaterals d'aquests processos en l'actual període Antropocè, caracteritzat per l'abast de la petjada humana arreu del planeta. En aquest aspecte concret, el de la petjada humana als fons marins profunds, és de plena aplicació la idea de que "no per poc conegut, és menys rellevant". Per tant, la nostra Tesi també conté un crit d'alerta front al caràcter estès de l'impacte antropogènic a l'ambient marí. En aquest marc, conèixer el funcionament dels canyons submarins assoleix encara més transcendència, doncs no es tracta només de Geologia, o de Sedimentologia, sinó que va molt més enllà.

Resumen

Los cañones submarinos son grandes hondonadas excavadas en los márgenes continentales, las cuales a menudo se comportan como vía preferente para la transferencia de todo tipo de sustancias y materiales (sedimentos, agua, materia orgánica y desechos) desde la línea de costa y la plataforma continental hasta el margen y la cuenca profundas gracias a la acción de procesos hidrodinámicos favorecidos por el efecto de la gravedad. Los cañones submarinos han llamado la atención de investigadores y gestores pues son lugares de alta producción primaria y biodiversidad, además de contener y modular parte de la historia eustática y sedimentaria de la Tierra. Muchos cañones submarinos fósiles, y los depósitos asociados, forman reservorios de hidrocarburos bien conocidos en todo el mundo.

El estudio de los cañones submarinos enlaza numerosas ramas del ámbito de las Ciencias del Mar, que persiguen entender su génesis y evolución geológica, el rol de los procesos oceanográficos que en ellos actúan, la dinámica sedimentaria que les es propia y las características de los ecosistemas marinos que alojan, así como gestionar sus recursos y estado de conservación.

En esta Tesis hemos investigado seis cañones submarinos situados en los márgenes continentales catalán central (cañón submarino del Foix) y del norte (cañones submarinos del Cabo de Creus, la Fonera y Blanes), y del sur de California (cañones submarinos de Santa Mónica y Redondo), con el fin de profundizar en el conocimiento de los procesos de transporte sedimentario que en ellos ocurren, de sus resultantes morfológicas de detalle, y del papel que juegan en la transferencia y acumulación de desechos de origen antrópico. Para lograr lo que pretendíamos, hemos utilizado datos de batimetría de multihaz y de sísmica de reflexión de muy alta resolución adquiridos con métodos ahora ya convencionales, desde barcos en superficie y con un vehículo subacuático autónomo (AUV), así como imágenes obtenidas *in situ* con un vehículo subacuático operado remotamente (ROV). Los resultados alcanzados han sido publicados en tres artículos que forman el cuerpo de esta Tesis, los cuales se resumen brevemente en los párrafos siguientes.

El estudio morfométrico detallado del cañón del Foix ha permitido ilustrar la complejidad de las redes de drenaje de los taludes de márgenes continentales pasivos, comparables en cierta medida a las redes fluviales. El principal elemento que contribuye a la complejidad

morfológica, y también a la jerarquización, de los cauces que conforman los sistemas de cañones submarinos son las cárcavas de ladera, la evolución de las cuales en la actualidad resulta de la acción subyacente de flujos gravitativos y de las interferencias provocadas por la acción del hombre sobre el fondo, en especial por la pesca de arrastre. La modelización de la red de drenaje y su parametrización morfométrica subsiguiente permiten cuantificar y analizar objetivamente la forma, el tamaño, el patrón de desarrollo y la capacidad de transporte del conjunto de cauces que conforman un sistema de cañón submarino y, por tanto, discriminar las principales rutas de transporte.

El estudio de altísima resolución de la geomorfología y el recubrimiento sedimentario más superficial de los cañones submarinos de Santa Mónica y de Redondo, en California, nos ha permitido resolver el significado de las formas de fondo observadas e interpretar los procesos responsables de su desarrollo. Destacan especialmente una sucesión de ondas de sedimento rítmicas en el fondo del cañón de Redondo y un conjunto de cicatrices erosivas en el curso inferior del cañón de Santa Mónica. En cuanto a las ondas de sedimento, el análisis minucioso de estas formas de fondo sedimentarias ha permitido probar su migración ascendente, sólo explicable por la acción de corrientes de turbidez, las cuales además de transportar sedimento también lo intercambian con el cauce del cañón, hecho determinante del tipo de huella generada.

Hemos identificado los tipos de basuras presente en los cañones del Cap de Creus, la Fonera y Blanes, analizando también su distribución y abundancia. A partir de estas observaciones hemos tratado de averiguar cuáles son los procesos hidrosedimentarios responsables del transporte de las basuras hacia los tramos intermedios y distales de los cañones investigados. A partir de la clasificación de las basuras, hemos aproximado su origen y vías de entrada al medio marino, que tiene lugar a lo largo de la línea de costa en su conjunto, contando con la acción del viento, y puntualmente a través de las desembocaduras fluviales, y mar adentro por efecto de la actividad pesquera y de la navegación recreativa y de transporte de mercancías. Los plásticos, ligeros y fáciles de transportar por la dinámica marina, y los restos de artes de pesca, resultantes del aprovechamiento histórico intensivo de los recursos vivos de la zona, son los tipos de basuras más abundantes. La interacción entre basuras y organismos es ambivalente, pues se ha observado que tanto puede ser perjudicial como beneficiosa. Donde mayor es la acumulación de basura, por lo menos en número de ítems, es preferentemente a profundidades superiores a los 1.000 o 1.500 m, según el cañón de que se trate. De acuerdo con los patrones de distribución observados y los procesos hidrosedimentarios que ocurren en

el margen catalán del norte, consideramos que las cascadas de aguas densas de plataforma y los grandes temporales de levante son los principales causantes de la transferencia de basuras cañón abajo. Esta interpretación se sostiene por la capacidad de estos procesos para resuspender, removilizar y transportar de manera altamente eficiente, y en grandes volúmenes, agua densa, sedimentos y, por lo que se ve, sustancias extrañas como las basuras desde la plataforma continental hasta la cuenca profunda, a más de 2.000 m.

Los tres artículos de nuestra Tesis proporcionan una visión más amplia y más multidisciplinar de los procesos hidrodinámicos que operan en los cañones submarinos, de las morfologías generadas y de los efectos colaterales de estos procesos en el actual período Antropoceno, caracterizado por el alcance de la huella humana en todo el planeta. En este aspecto concreto, el de la huella humana en los fondos marinos profundos, es de plena aplicación la idea de que "no por poco conocido, es menos relevante". Por lo tanto, nuestra Tesis también contiene una llamada de alerta frente al carácter extendido del impacto antropogénico sobre el ambiente marino. En este marco, conocer el funcionamiento de los cañones submarinos alcanza aún más trascendencia, pues no se trata sólo de Geología, o de Sedimentología, sino que va mucho más allá.

Abstract

Submarine canyons are large valleys carved into the continental margins, which often act as a preferred pathway for the transfer of all kinds of substances and materials (sediment, water, organic matter and litter) from the shoreline and the continental shelf to the deep margin and basin through the action of hydrodynamic processes favoured by gravity. Submarine canyons have attracted the attention of researchers and managers as they are places of high primary production and biodiversity, and contain and modulate part of the eustatic and sedimentary history of the Earth. Many fossil submarine canyons, and the associated deposits, form well-known hydrocarbon reservoirs worldwide.

The study of submarine canyons connects many disciplines in the field of marine sciences, which seek to understand their origin and geological evolution, the role of oceanographic processes, their sediment dynamics and the characteristics of the marine ecosystems they support, and also to manage their resources and conservation status.

In this PhD Thesis we have investigated six submarine canyons located in the central (Foix submarine canyon) and north (Cap de Creus, la Fonera and Blanes submarine canyons) Catalan continental margins, and in the continental margin of Southern California (Santa Monica and Redondo submarine canyons). Our main aim has been to improve the understanding of sediment transport processes within the canyons, unveil the resulting morphologies, and illuminate their role in the transfer and accumulation of marine litter. Our dataset was obtained by means of state of the art high-resolution multibeam bathymetry and seismic reflection systems from surface vessels and an advanced autonomous underwater vehicle (AUV), jointly with an underwater remotely operated vehicle (ROV) that provided *in situ* seafloor imagery. The main results obtained have been published in three scientific papers that form the core of this PhD Thesis, which are briefly summarized in the following paragraphs.

The detailed morphometric study of the Foix Canyon has shown the complexity of drainage networks on the slopes of passive continental margins, which are comparable to some extent to fluvial networks. The main elements contributing to the morphological complexity and the hierarchisation of the channels that form submarine canyon systems are slope gullies, whose present evolution results from the underlying action of gravity flows and human interferences on the seafloor, mainly by bottom trawling. The modelling of the drainage network and their

subsequent morphometric parameterization allow to objectively quantifying and analysing the shape, size, pattern of development, and the transport capacity of all channels that make up a submarine canyon system and therefore discriminate major transport routes.

The high-resolution analysis of the geomorphology and sediment cover of the Santa Monica and Redondo submarine canyons, in California, has allowed understanding the significance of the observed bedforms and subsequently interpreting the processes responsible for their development. Particularly, we notice a succession of rhythmic sediment waves on the seafloor of Redondo Canyon and a set of erosive scours on the lower reaches of Santa Monica Canyon. Regarding sediment waves, their detailed analysis has allowed proving its upward migration, which can be only explained by the action of turbidity currents, which in addition of carrying sediment exchange it with the canyon floor, thus determining the resulting footprint.

We have identified the types of litter present in Cap de Creus, Fonera and Blanes canyons, also analysing their distribution and abundance. From these observations we find out which hydrosedimentary processes are responsible for the transport of litter to the intermediate and distal sections of the investigated canyons. From the classification of litter we have approached their origin and entry pathways to the marine domain, which takes place along the coastline as a whole, also counting with the action of wind, and punctually through river mouths, and offshore due to fishing and recreational and merchant shipping. Plastic, which is lightweight and easy to carry by ocean dynamics, and lost or dumped fishing gear resulting from intensive historical exploitation of living resources in the area, are the most abundant types of litter. The interaction between organisms and litter is ambiguous, as it has been observed to be both detrimental and beneficial. Litter accumulation is larger, at least in number of items, at depths in excess of 1.000 or 1.500 m, depending on the canyon considered. According to the observed patterns of distribution and the hydrosedimentary processes occurring in the northern Catalan margin, dense shelf water cascading and severe coastal storms appear as the main transferring mechanisms of litter down-canyon. This interpretation is supported by the ability of these processes to resuspend, remobilize and efficiently transport large volumes of dense water, sediment and, as we have seen, alien objects such as litter from the continental shelf to the deep margin and basin, beyond 2.000 m deep.

The three papers in our PhD Thesis provide a broader and more multidisciplinary vision of the hydrodynamic processes operating in submarine canyons, the resulting morphologies and the

side effects of these processes in the present Anthropocene epoch, which is characterized by the long reach of the human footprint over the entire planet. In respect to the human footprint on the deep seafloor the concept of “the lesser known is not the less important” can be fully applied. Therefore, our PhD Thesis also conveys a warning message against the pervasive character of the anthropogenic impact on the marine environment. In this setting, knowing the functioning of submarine canyons becomes even more relevant as it goes much beyond than just Geology or Sedimentology.

Enfocament i objectius

Els canyons submarins són presents a la majoria de marges continentals de la Terra, i representen vies preferents de transport de la plataforma continental cap al marge distal i la conca profunda. Des del seu descobriment a mitjans del segle XIX, els canyons submarins han estat objecte d'estudi des de diferents perspectives. El seu estudi geològic inclou la caracterització morfològica, del recobriment sedimentari quan n'hi ha, i la monitorització de processos actius. Amb aquesta finalitat, hom emprà ecosondes de multifeix, sistemes de sísmica de reflexió, mostrejadors, línies instrumentades i sensors col·locats al fons o enterrats dessota. Tota aquesta bateria instrumental es desplega des de vaixells i des de vehicles subaquàtics, i també des d'estructures que s'instal·len directament al fons, aplicant estratègies de treball ajustades a cada cas.

L'empenta de les tecnologies a les darreres dècades ha fet avançar moltíssim la quantitat i la qualitat de dades del fons i del subsòl marí, i també les observacions *in situ* a la columna d'aigua. Penseu, per exemple, que les primeres campanyes de batimetria de multifeix a l'Estat espanyol es feren amb el vaixell Hespérides l'any 1991. Les aportacions de la Geologia i d'altres disciplines han permès avançar cap a un coneixement holístic dels canyons submarins. Tot i així, encara persisteixen qüestions bàsiques insuficientment resoltes o, directament, no resoltes sobre aspectes com perquè uns canyons són actius i altres de propers no ho són, l'ajustament dels perfils d'equilibri dels canyons i allò que en provoca el desajust, els factors que controlen la seva variabilitat morfològica, o els efectes dels impactes antropogènics a llarg termini. A la nostra Tesi incidim en algunes d'aquestes qüestions, amb la intenció de contribuir a aportar-hi més llum. I per fer-ho ens hem centrat en l'estudi dels canyons submarins esmentats al Resum, a Catalunya i a Califòrnia.

L'**objectiu general** de la Tesi és, doncs, reconèixer els processos d'erosió, transport i deposició que afaïçonen els canyons submarins i determinen el seu rebliment sedimentari i que, a més, són capaços de transportar i acumular materials artificials, és a dir, deixalles. Per assolir aquest objectiu, en primer lloc, hem caracteritzat la xarxa de drenatge d'un canyó submarí força complex situat al marge català central, el del Foix, a través d'una anàlisi morfomètrica molt acurada i sistemàtica. Després hem fet un salt d'escala, i hem dut a terme un estudi de detall de les formes de fons (en anglès *bedforms*) sedimentàries dels canyons de Santa Mònica i Redondo, a Califòrnia, i del seu comportament. I finalment, hem investigat la distribució i la

natura de les deixalles acumulades a l'interior del canyons submarins del Cap de Creus, la Fonera i Blanes, cosa que ens ha permès identificar indrets preferents d'acumulació i interpretar els principals processos responsables de llur transport cap al curs baix dels canyons submarins del marge català del nord.

Objectius específics

- ✓ Identificar i parametritzar la xarxa de drenatge d'un canyó submarí mitjançant eines informàtiques i paràmetres emprats en estudis de geomorfologia fluvial.
- ✓ Esbrinar els tipus de xaragalls presents un canyó submarí seleccionat, en aquest cas el canyó del Foix, i interpretar la seva gènesi i el paper que juguen en l'evolució dels canyons submarins.
- ✓ Caracteritzar la morfologia de les formes de fons presents dintre de canyons submarins escollits, en aquest cas el del marge continental del sud de Califòrnia.
- ✓ Debatre el desenvolupament i el significat d'aitals formes de fons en termes d'evolució dels canyons submarins que les contenen.
- ✓ Identificar i analitzar la distribució de deixalles als canyons submarins situats al marge català del nord.
- ✓ Reconèixer els mecanismes responsables del transport de deixalles cap als cursos inferiors dels canyons submarins del marge català del nord.

L'assoliment d'aquests objectius ha comportat un esforç enorme no només del doctorand, sinó de moltes persones i institucions, que hem procurat aplegar als agraïments. Per part del doctorand, ha calgut recollir, processar, integrar i interpretar les dades de batimetria de multifeix i de sísmica de molt alta resolució disponibles del marge continental català i del sud de Califòrnia, i confeccionar models altimètrics digitals per obtenir una representació de conjunt del relleu de les àrees d'estudi. I també ha comportat "digerir" hores i hores de vídeos tot i comptant objectes aliens al medi marí, i situar després aquestes observacions en el context més ampli de la dinàmica hidrosedimentària del marge català del nord. També hem hagut d'adquirir habilitats en el tractament d'imatges.

Organització

Aquesta Tesi s'ha confeccionat en la modalitat de recull d'articles. El cos principal és format per tres articles publicats en revistes indexades als *Journal Citation Reports* de l'*Institute for Scientific Information* (JCR-ISI) i inclosos tots ells en un dels capítols. La completen tres capítols més, de manera que en total la componen quatre capítols principals, més un capítol de bibliografia i un annex. El **capítol 1** és una introducció als marges continentals i als canyons submarins, a les àrees d'estudi, a la metodologia i a les dades de que hem disposat, i té per finalitat posar el lector en context. El **capítol 2**, corresponent als resultats, conté els tres articles publicats, que resumim tot seguit.

Tubau, X., Lastras, G., Canals, M., Micallef, A. i Amblas, D., 2013. Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea. Geomorphology 184, 20-37. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.11.007

En aquest article analitzem la xarxa de drenatge del canyó submarí del Foix mitjançant dades de batimetria de multifeix. L'estudi aplica eines i paràmetres de la geomorfologia fluvial a la investigació del sistema de drenatge submarí d'aquest canyó. La parametrització morfomètrica de la xarxa de drenatge permet definir la seva forma, mida i patró de desenvolupament, la capacitat de drenatge dels diferents cursos que formen el sistema, i també les principals rutes de transport que conté. L'anàlisi geomorfològica ha permès identificar dos tipus de xaragalls de vessant, anomenats xaragalls de vorell (en anglès *rim gullies*) i xaragalls de peu de vessant (en anglès *toe gullies*). Els xaragalls de vorell els hem interpretat com l'expressió morfològica de processos d'entrada de sediment lateral provinent de la plataforma continental i dels fluxos gravitatus associats, mentre que els xaragalls de peu de vessant són el resultat de mecanismes d'erosió remuntant (en anglès *upslope erosion*) provocats per un canvi del nivell de base del sistema. A l'article es discuteix el paper dels xaragalls de vessant en el context de l'evolució del canyó submarí en el seu conjunt. Aquest estudi no només proporciona les pautes necessàries per a generar i caracteritzar les xarxes de drenatge de qualsevol canyó submarí, sinó que també ressalta el significat dels xaragalls de vessant, omnipresents a les capçaleres i cursos alts de molts canyons submarins arreu del món.

Tubau, X., Paull, C.K., Lastras, G., Caress, D.W., Canals, M., Lundsten, E., Anderson, K., Gwiazda, R. i Amblas, D., 2015. Submarine canyons of Santa Monica Bay, Southern California: Variability in morphology and sedimentary processes. Marine Geology 365, 61-79.

doi: 10.1016/j.margeo.2015.04.004

En aquest article fem dades de batimetria i sísmica de reflexió de molt alta resolució adquirides amb un vehicle subaquàtic autònom (AUV) per a caracteritzar amb gran detall les principals formes de fons dels canyons de Santa Mònica i Redondo, al marge continental del sud de Califòrnia. Hem pogut palesar les semblances i diferències entre dos canyons submarins desenvolupats en un mateix context tectònic, i discutir els factors i processos responsables de la seva desigual evolució. A grans trets, el canyó de Santa Mònica presenta pendents suaus i un canal axial parcialment reblert de sediment, mentre que el sistema de canyó-canal de Redondo està fortament entallat a la plataforma i al talús continental i mostra pendents pronunciats i signes d'instabilitat als seus vessants, a més de diversos nivells de terrasses (en anglès *terraces*). Com a resultat d'aquest treball també destaca la identificació i anàlisi de formes de fons sedimentàries, concretament ones de sediment (en anglès *sediment waves*) distribuïdes al llarg del canal axial al sistema de canyó-canal de Redondo, i cicatrius erosives al curs inferior del canyó de Santa Mònica. El contrast morfològic entre ambdós canyons, i també pel que fa a la distància de llurs capçaleres respecte a la línia de costa, ens permet afirmar que el canyó de Santa Mònica és en procés de rebliment sedimentari, mentre que el sistema de canyó-canal de Redondo mostra signes clars d'activitat en termes de transport sedimentari. A la discussió d'aquest article també proposem un escenari basat en models de laboratori per explicar la migració ascendent de les ones de sediment com a conseqüència de la interacció recurrent entre els corrents de terbolesa i la llera del canyó.

Tubau, X., Canals, M., Lastras, G., Rayo, X., Rivera, J. i Amblas, D., 2015. Marine litter on the floor of deep submarine canyons of the Northwestern Mediterranean Sea: The role of hydrodynamic processes. Progress in Oceanography 134, 379-403. doi: 10.1016/j.pocean.2015.03.2013

En aquest treball analitzem la distribució de deixalles als tres principals canyons submarins (Cap de Creus, la Fonera i Blanes) del marge català del nord a partir de l'observació directa del fons amb un vehicle subaquàtic controlat remotament (ROV). Hem classificat i calculat l'abundància de deixalles atenent a la seva composició, mida, pes aparent, profunditat i posició dins del canyó submarí (i.e. fons del canyó o vessant), així com la densitat i la distància a la

costa de cada immersió. També ens hem esmerçat en identificar les fonts dels diferents tipus de deixalles i els mecanismes responsables del transport de les deixalles lleugeres al llarg dels canyons submarins estudiats. Els resultats mostren que els plàstics són el tipus de deixalla més abundant (72%), seguida de les restes d'arts de pesca (17%), i també que les acumulacions més grans estan situades més enllà dels 1000 m i els 1500 m de fondària als canyons de la Fonera i del Cap de Creus, respectivament. El pes relatiu i la composició de les deixalles trobades revela un origen predominantment continental. A més, les deixalles s'acumulen preferentment als fons de canyó (80%) i en mesura molt menor als vessants (20%). A la discussió d'aquest article hem comparat els resultats obtinguts al nostre estudi amb els d'altres indrets del món, cosa que ens permet afirmar que la presència de deixalles als fons marins mostra una tendència creixent, que els canyons submarins concentren més deixalles que altres províncies o elements fisiogràfiques, com per exemple la plataforma continental i les dorsals oceàniques, i que on són més abundants és al nord-est de l'oceà Atlàntic i a la mar Mediterrània. A les conclusions, destaquem el paper dels rius, els vents i el tràfic marítim, juntament amb la línia de costa en general, com a vies principals d'introducció de deixalles al mar. Per la seva part, les cascades d'aigües denses de plataforma (en anglès *dense shelf water cascading*) i els temporals de llevant són els principals processos de transport de deixalles cap al marge distal i la conca al nord de Catalunya.

El **capítol 3** s'ocupa de la síntesi i discussió dels principals resultats assolits al capítol anterior, amb la intenció d'oferir una visió integradora i situar-los en un context més general. Finalment, al **capítol 4**, recollim les conclusions més rellevants i donem pistes sobre línies d'investigació futures. A més de la recollida dintre dels articles que formen el capítol 2, el **capítol 5** aplega la bibliografia emprada a la resta de capítols de la Tesi, que clou amb uns annexos.

CAPÍTOL 1. INTRODUCCIÓ

Marges continentals i valls submarines

- Tipus de marges continentals i llurs característiques principals
- Tipus de valls submarines i llurs característiques principals

Els canyons submarins

- Rellevància
- Morfologia i evolució
- Distribució global
- Impactes antropogènics

Àrees d'estudi

- El marge continental de Catalunya
- El marge continental del sud de Califòrnia

Metodologia i paquets de dades

- Procedència de les dades: campanyes oceanogràfiques
- Ecosondatge de multifeix
- Sísmica de reflexió
- Observacions amb vehicles submarins

1.1. Marges continentals i valls submarines

1.1.1. Tipus de marges continentals i llurs característiques principals

Els marges continentals són les regions submergides de la vora d'un continent que fan de transició cap els fons oceànics i és on es concentren les acumulacions sedimentàries més grans del planeta (Riba *et al.*, 1997; Divins, 2003). De marges continentals n'hi ha de dos tipus: passius i actius. El marge continental passiu típic consta de tres províncies fisiogràfiques: la plataforma continental, el talús continental i el glacis continental (Fig. 1.1A), mentre que el marge continental actiu presenta una fossa oceànica als peus del talús continental (Fig. 1.1B). La plataforma continental és una superfície generalment plana i de pendents inferiors a 0,5°, que s'estén des de la línia de costa fins a la vora de plataforma o cantó (Pratson *et al.*, 2009). La vora de plataforma és on es produeix la ruptura de pendent entre la plataforma i el talús continental i sol situar-se a menys de 200 m de profunditat, tot i que és molt variable en funció del marge considerat (Amblas *et al.*, 2012). El talús continental, amb pendents relativament elevats (4° de mitjana), caracteritza per l'ocurrència de moviments de massa (en anglès *mass movements*) gravitacionals, com els esllavissaments (en anglès *landslides*) i els corrents de terbolesa (en anglès *turbidity currents*) i també per la presència de valls submarines, com els canyons. El glacis continental correspon a la part més pregona i externa del marge continental, i se situa entre la el talús continental i la plana abissal (Fig. 1.1A). Les fosses oceàniques (en anglès *trench*) són depressions profundes (entre 5 i 11 km) i allargassades, de fins centenars de quilòmetres, situades enfora dels arcs d'illes o paral·lelament a les zones de subducció (Fig. 1.1B). La plana abissal se situa entre el glacis continental o el límit extern de la fossa oceànica i la dorsal mig-oceànica. Aquesta regió presenta un relleu pla i suau i és formada per sediments fins que emmascaren en major o menor mesura el relleu subjacent de l'escorça oceànica.

Segons l'acceptada teoria de la tectònica de plaques, l'origen dels marges continentals passius cal cercar-lo en el procés de rifting que dona lloc a la creació de conques oceàniques, mentre que l'origen dels marges continentals actius es troba en el procés de subducció o destrucció de l'escorça oceànica (Fig. 1.2). El rifting és, de fet, un procés de distensió intracontinental en què l'escorça continental sofreix un aprimament a partir de falles extensives (Fig. 1.2A). Aquest aprimament cortical afavoreix l'ascens de materials magmàtics provinents del mantell superior, els quals poden conduir a la creació d'escorça oceànica. En canvi, la subducció neix de la convergència o xoc entre plaques, en què la placa més densa, formada per escorça

oceànica, subdueix o s'enfonsa sota la més lleugera, formada per escorça oceànica o continental (Fig. 1.2B). Si la placa més lleugera és oceànica, es formarà un arc d'illes insular (e.g. les illes Aleutianes, al nord de l'oceà Pacífic), però si la placa més lleugera és de tipus continental, es formaran serralades (e.g. els Andes, a Amèrica del Sud). Durant aquest procés els sediments de damunt l'escorça oceànica i parts senceres de la mateixa escorça són arrencats, deformats i apilats sobre l'escorça continental mitjançant sistemes d'encavalcaments. El tascó de sediments que es forma d'aquesta manera a les zones de subducció s'anomena prisma d'acreció. El fregament o fricció entre les dues plaques genera

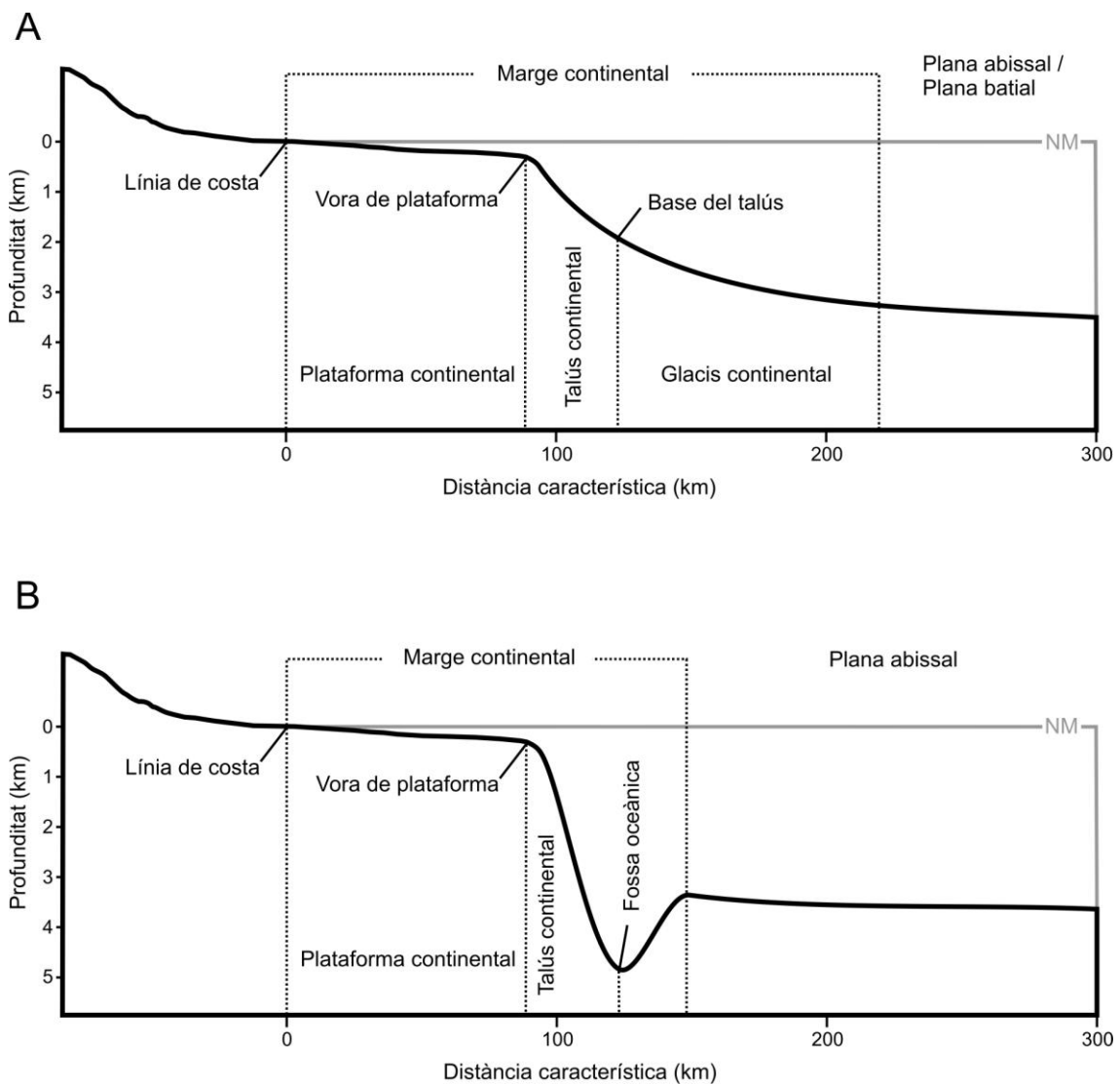


Figura 1.1. Configuració esquemàtica dels principals elements fisiogràfics d'un marge continental passiu (A) i actiu (B). També s'hi inclou la unitat fisiogràfica plana abissal/plana batial, aquesta darrera en els casos en què no s'assoleixen fondàries de plana abissal, com ocorre a la Mediterrània occidental. 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.

tensions molt elevades que són alliberades esporàdicament donant lloc a terratrèmols i aquests, al seu torn, de vegades a tsunamis. Als marges passius, els terratrèmols, en general menys freqüents i de menys magnitud que als actius, desencadenen moviments de massa al talús continental, de vegades involucrant volums extraordinaris, i també dins els canyons submarins, els quals poden canalitzar grans volums de sediment cap al marge profund i la conca (Heezen i Ewing, 1952; El-Robirini *et al.*, 1985; Hsü *et al.*, 2008).

Així doncs, i d'acord amb el que acabem d'exposar breument, la diferenciació entre marges passius i actius es basa en el procés de formació, en la desigual configuració morfològica resultant, i en l'activitat tectònica associada i les seves conseqüències i implicacions per la dinàmica sedimentària.

El desenvolupament de les províncies fisiogràfiques d'un marge continental passiu resulta del balanç entre l'aportació de sediment i la subsidència tèrmica durant el procés de rifting. Habitualment, com més gran és l'aportació de sediments respecte la taxa de subsidència, més ampla esdevé la plataforma continental i majors desnivells assoleix el talús (Reynolds *et al.*, 1991). Aquest balanç juga un paper fonamental en la configuració final del marge i també en la formació de canyons i ventalls submarins (Fig. 1.3A). En els períodes de nivell del mar baix les aportacions sedimentàries s'aboquen directament als canyons submarins encaixats a la

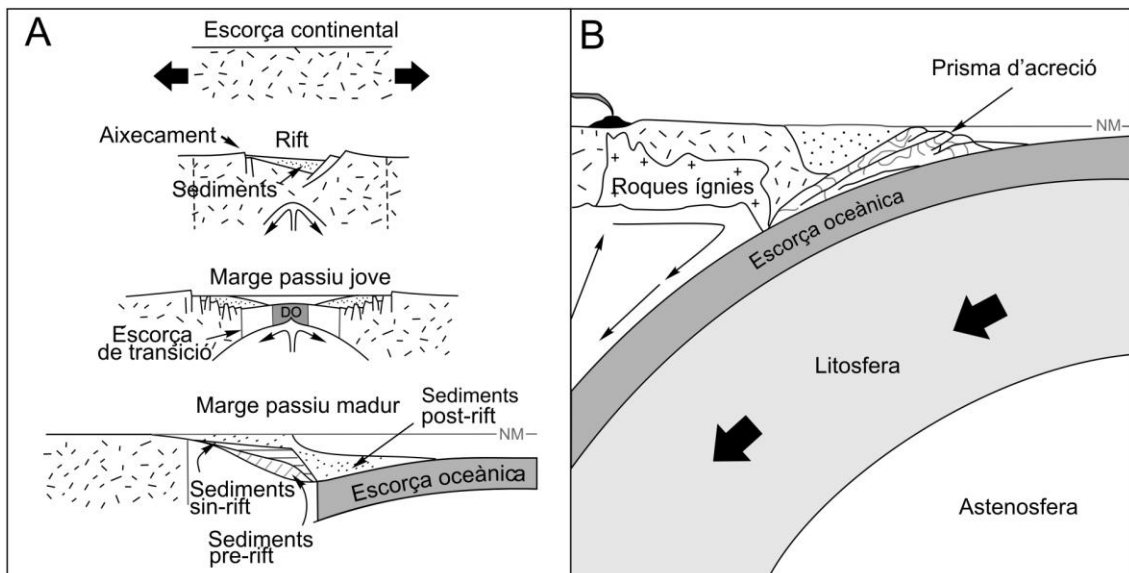


Figura 1.2. A. Estadis de desenvolupament d'un marge continental passiu. B. Configuració esquemàtica d'un marge continental actiu (cf. Apatat. 1.1.1 per explicació) (modificat de Pratson *et al.*, 2009).

plataforma continental, mentre en els períodes de nivell del mar alt la influència de les descàrregues fluvials i altres processos oceanogràfics d'alt nivell energètic depèn de la distància entre la capçalera del canyó i la línia de costa (Canals *et al.*, 2013). Generalment, com el seu nom indica, el modelat dels marges passius no deriva d'una activitat sísmica recurrent induïda per estructures subjacents, com ara falles. Tanmateix, la reactivació de línies estructurals relictas associades a la formació dels continents pot afectar els marges continentals quan aitals línies assoleixen el subfons o el mateix fons marí, fins al punt d'afavorir el desencadenament d'esllavissaments al talús continental (Acosta *et al.*, 2001) i de condicionar la formació i l'evolució dels canyons submarins (García *et al.*, 2006; Lastras *et al.*, 2009).

De marges continentals actius n'hi ha de dos tipus en funció del moviment entre les plaques litosfèriques. D'una banda, hi ha els marges convergents fruit de la subducció entre plaques i, de l'altra, els marges transformants, deguts al lliscament lateral subhoritzontal entre plaques (Kennett, 1982). Més enllà del que ja s'ha dit, la configuració morfològica d'ambdós tipus de marges actius és ben diferent pel que fa a la fisiografia d'aigües profundes. Els marges continentals actius convergents presenten, com s'ha indicat, un fossa oceànica al peu del talús (Fig. 1.1B), mentre que els marges continentals transformants presenten un glacis continental que enllaça amb la plana abissal. Cal esmentar que aquestes diferències fisiogràfiques tindran un efecte determinant en el desenvolupament de ventalls submarins; en altres paraules, la presència de fosses oceàniques evita la formació de ventalls submarins profunds, en el sentit clàssic, a la sortida dels canyons submarins (Noda *et al.*, 2008) (Fig. 1.3B). El que es produeix és el rebliment de la fossa degut a l'efecte de la sedimentació, que tendeix a fer-la menys

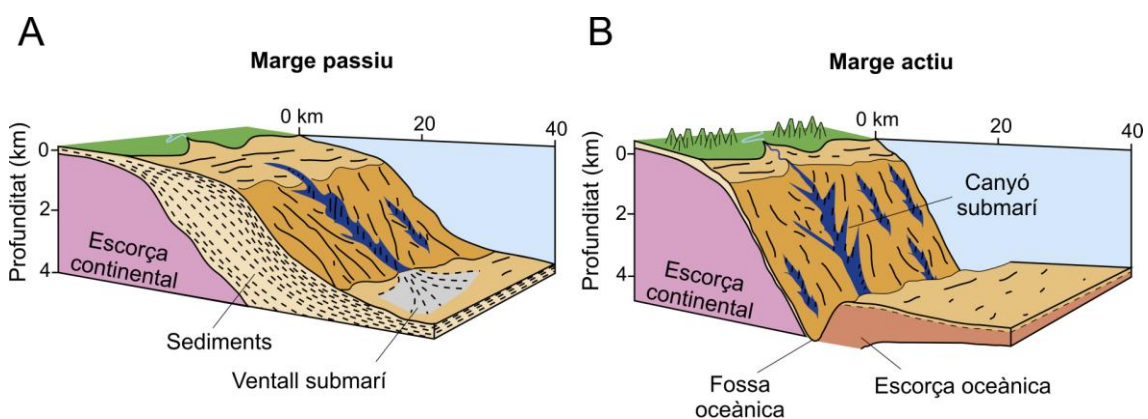


Figura 1.3. Diferències morfològiques i sedimentàries entre un canyó submarí incidit en un marge continental actiu (A) i passiu (B) (modificat de Harris i Whiteway, 2011).

profunda i amb un fons pla i progressivament més ample. Tot i així, la complexa estructura subjacent dels marges actius i l'activitat sísmica recurrent que sostenen tenen un fort impacte en el modelat de tot el marge i, per tant, dels canyons submarins que s'hi encaixen (Mountjoy *et al.*, 2009; Le Dantec, *et al.*, 2010; Harris *et al.*, 2014). En aquest sentit, hi ha treballs que demostren la modificació del gradient dels canyons per aixecaments (en anglès *uplift*) locals (Huyghe *et al.*, 2004), el control de l'alineació i els desplaçaments dels eixos dels canyons per falles (McHugh *et al.*, 1998), o el desviament dels cursos principals per crestes estructurals (en anglès *structural ridges*) (Kukowski *et al.*, 2001; Chiang i Yu, 2006).

En un treball recent, Harris i Whiteway (2011) han fet un esforç de classificació, quantificació i avaluació de les diferències morfològiques en el conjunt dels canyons submarins de la Terra, atenent a llur localització en marges continentals passius o actius (Fig. 1.3). Aquest treball representa, de fet, un esforç per assolir una visió global sobre l'afaiçament dels canyons submarins al llarg del temps pels processos i forçaments externs característics de cada marge continental. Convé ressaltar que els marges continentals actius, excloent les illes i els arcs insulars, acullen un 15% més de canyons que no pas els passius, diferència que augmenta fins a un 50% si s'hi inclouen les illes i els arcs insulars (Harris i Whiteway, 2011). Als marges continentals actius els canyons submarins es caracteritzen per ésser molt a prop els uns dels altres, i per tenir molts tributaris, pendents axials molt abruptes, rangs de profunditat molt grans, associació molt comú amb rius i poc recorregut. A més, el gruix del sediment al talús obert adjacent és prou magre en comparació amb els talussos oberts dels marges passius (Harris i Whiteway, 2011) (Fig. 1.3). En el cas de la Mediterrània, els canyons submarins també són molt a prop els uns dels altres, són molt abruptes, i tenen molts tributaris i un recorregut curt, i assoleixen poca profunditat comparats amb els canyons de la resta del món. Més enllà de diferències en la qualitat de les dades del relleu submarí a les diferents regions oceàniques, la qual no s'hauria de menystenir, l'explicació del caràcter peculiar dels canyons submarins mediterranis cal cercar-la a l'apartat 1.3.1.2, on aprofundirem en els efectes de l'anomenada crisi de salinitat messiniana, la qual influí de manera decisiva en el desenvolupament dels canyons submarins del Mare Nostrum (Hsü, 1977; Warny *et al.*, 2003; García *et al.*, 2011).

1.1.2. Tipus de valls submarines i llurs característiques principals

Al fons del mar, de valls, com a terra, n'hi ha de diferents tipus en funció del seu origen, dinàmica i processos d'afaiçonament, trets morfològics i ubicació. D'acord amb la classificació morfogènica clàssica de Shepard i Dill (1966) i Shepard (1973), basada en els processos que originen i formen les valls submarines, n'hi hauria de vuit menes: canyons submarines (en anglès *submarine canyons*), xaragalls (*gullies*), canals de ventall submarí (*deep-sea fan channels*), solcs de front deltaic (*delta front troughs*), valls de falla (*fault valleys*), valls de plataforma (*shelf valleys*), solcs glacials (*glacial valley*) i canals mig-oceànics (*deep-sea channels*) (Fig. 1.4).

Els **canyons submarines** són valls relativament estretes i sinuoses, de vessants rostes, i fortament encaixades al marge continental, les quals neixen a la vora de la plataforma o en ple talús, i moren al glacis continental, la plana abissal o una fossa oceànica (Fig. 1.4A). L'ur secció transversal és en V, tot i que també poden tenir el fons pla si són reblerts amb sediments. Sovint es desenvolupen aigües enfora de desembocadures fluvials o en relació amb falles. Els corrents de torbosa juguen un paper, sovint clau, en l'excavació dels canyons submarines. També s'ha observat que força canyons submarines tenen un incisió o canal axial. Les acotacions anteriors, recollides en nombroses fonts, assenyalen que els canyons submarines

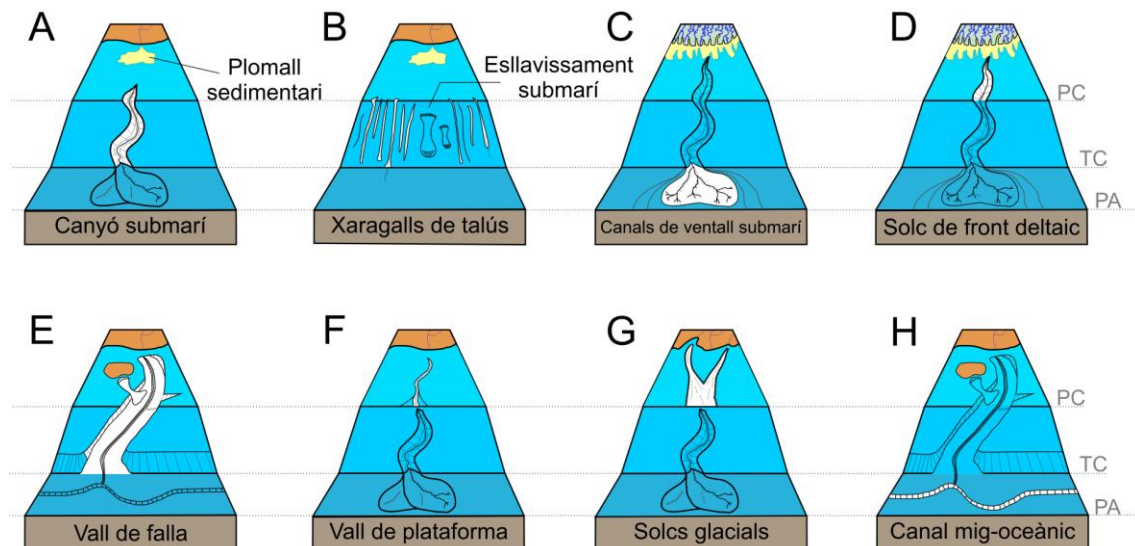


Figura 1.4. Tipus de valls submarines segons la classificació morfogènica de Shepard i Dill (1966) i Shepard (1973). **A.** Canyó submarí. **B.** Xaragalls de talús. **C.** Canals de ventall submarí. **D.** Solc de front deltaic. **E.** Vall de falla. **F.** Vall de plataforma. **G.** Solc glacial. **H.** Canal mig-oceànic. PC: Plataforma continental. TC: Talús continental. PA: Plana abissal.

mostren una gran varietat morfològica i, en conseqüència, també de processos, ambients i productes sedimentaris (cf. aptat. 1.2.2).

Shepard (1897-1985), pioner en l'estudi dels canyons submarins, establí, a més, una comparativa amb els canyons terrestres. Així, escrigué que els canyons submarins tenien “...axes sloping outward as continuously as river-cut land canyons and relief comparable to even the largest of land canyons”. Shepard es referia també als tributaris i als afloraments rocallosos: “Tributaries are found in most of the canyons and rock outcrops abound on their walls”. Continuen essent observacions que tenen la seva validesa, tot i que el coneixement regional i les dades (i llur qualitat) amb què comptava Shepard eren certament molt limitades, sobretot si hom les compara amb les actuals.

En termes de coneixement de la seva complexitat morfològica, dinàmica sedimentària i també aspectes ecològics, cal fer referència explícita als canyons de Monterey a Califòrnia (Greene *et al.*, 2002; Xu *et al.*, 2002; Paull *et al.*, 2005 i les referències que contenen), Nazaré a Portugal (Arzola *et al.*, 2008; Lastras *et al.*, 2009; Tyler *et al.*, 2009 i les referències que contenen), els de la Mediterrània nord-occidental i l'Adriàtic (Baztán *et al.*, 2005; Canals *et al.*, 2006; Pusceddu *et al.*, 2010 i les referències que contenen), Whittard a Irlanda (Morris *et al.*, 2013; Amaro *et al.*, 2015 i les referències que contenen), Cook Strait a Nova Zelanda (Mountjoy *et al.*, 2009 i 2014 i les referències que contenen) i Gaoping (Kaoping) a Taiwan (Liu *et al.*, 2002; Chiang i Yu, 2006 i les referències que contenen). Contrasten amb aquests casos els marges amb xarxes de canyons ben desenvolupades i/o amb canyons de grans dimensions que tot just es comencen a estudiar, com els marges patagònic d'Argentina (Lastras *et al.*, 2011a) i maurità (Antobreh i Krastel, 2006), i els escarpaments del golf de Mèxic (Gwiazda *et al.*, 2013) i Malta (Micallef *et al.*, 2014).

Els xaragalls de talús són, sense cap mena de dubte, el tipus de vall submarina més abundant, fins el punt que no és exagerat afirmar que són incomptables. Es tracta de valls discontinües de poca entitat que s'incideixen en diferents tipus de talussos i vessants, com ara els talussos progradants o els vessants de canyons i muntanyes submarines (Fig. 1.4B). En un mateix talús o vessant solen coexistir xaragalls de diferents nivells jeràrquic (i.e. de primer ordre, de segons ordre i així successivament). Hi ha també la visió que els xaragalls són l'expressió de l'etapa més juvenil dels canyons (Farre *et al.*, 1983; Pratson *et al.*, 2009). El subcapítol 2.1 aborda amb gran detall l'estudi de diferents tipus de xaragall dins un canyó submarí, tot i interpretant el seu significat.

Els canals de ventall submarí de Shepard són en realitat **canals turbidítics** (en anglès *turbiditic channels*) que representen la prolongació dels canyons submarins damunt el glacis continental, on vertebreren i alimenten els ventalls submarins (en anglès *deep-sea fan*) i els complexos de canal-levée o canal-mota (en anglès *channel-levee systems*) (Canals *et al.*, 2000; Pirmez i Imran, 2003) (Fig. 1.4C). Llor traçat sol ésser sinuós i són vorejats per dics o motes, i sovint es bifurquen successivament en distributaris. Tot i que s'hi fa referència en l'apartat 1.2.2.1, és al subcapítol 2.2 on s'aprofundeix en aquest tipus de vall submarina, que és clau per analitzar determinats processos de generació de formes del relleu submarí.

Els **solcs de front deltaic** són valls excavades en grans deltes submergits, davant desembocadures fluvials. El seu traçat és generalment rectilini, amb pocs o cap tributari, secció transversal en forma de U i absència d'afloraments rocosos doncs són incidits en sediments tous (Fig. 1.4D). Un bon exemple és el solc de front deltaic del Ganges, al golf de Bengala, conegut com a *Swatch of No Ground* (Michels *et al.*, 2003).

Les valls de falla, com el seu nom indica, segueixen línies estructurals. Presenten un fons pla i ample amb depressions profundes al seu interior (Fig. 1.4E), com la vall de falla de Sagami, al Japó.

Les valls de plataforma són valls poc profundes i discontinües situades a la plataforma continental (Fig. 1.4F). Aquestes valls poden estar alineades amb canyons submarins, tot i que no hi connecten clarament. A les latituds altes són comuns els **solcs glacials**, un tipus de vall de plataforma que es forma per l'acció de glaceres (Fig. 1.4G).

Els canals mig-oceànics discorren paral·lelament als marges continentals tot seguint l'eix o part més deprimida de les conques oceàniques, on hi vessen no pas pocs canyons i canals submarins (Fig. 1.4H). Entre els canals mig-oceànics més coneguts hi ha el canal Mig-Atlàntic (Chough i Hesse, 1976) i els canals de Cascàdia i d'Hikurangi a l'oceà Pacífic (Griggs i Kulm, 1970; Lewis, 1994). El canal de València, a la conca Catalanobalear, també pertany a aquest tipus de valls, pròpia dels grans oceans (Alonso *et al.*, 1991).

La classificació de Shepard és, però, discutible, com ja assenyalaren fa temps diferents autors (e.g. Canals, 1985), doncs una mateixa vall pot pertànyer a diverses categories al llarg del seu recorregut, o pot presentar característiques que la situïn al límit entre dues o més categories (Fig. 1.4). Per altra banda, els processos de formació no tenen que ser necessàriament

diferents en cada categoria ni, dins de la mateixa categoria, iguals. Per exemples, les valls de plataforma inclouen valls amb processos formadors ben diferents, siguin glacials o indefinits. Alguna subcategoria, com els solcs glacials, no fou identificada o diferenciada per Shepard en la seva classificació, doncs en aquella època hom coneixia ben poca cosa dels marges polars. Quan diverses valls submarines, de la mateixa o de diferents categories, s'associen poden arribar a formar autèntiques xarxes de drenatge dels marges continentals, comparables a les xarxes fluvials terrestres (Fig. 1.5). Per altra banda, hi ha categories concretes, com les valls de falla, que es defineix a partir d'un factor de control (l'estructura) i no pas dels processos formadors i afaiçonadors, com és el cas de la majoria de tipus de valls submarines.

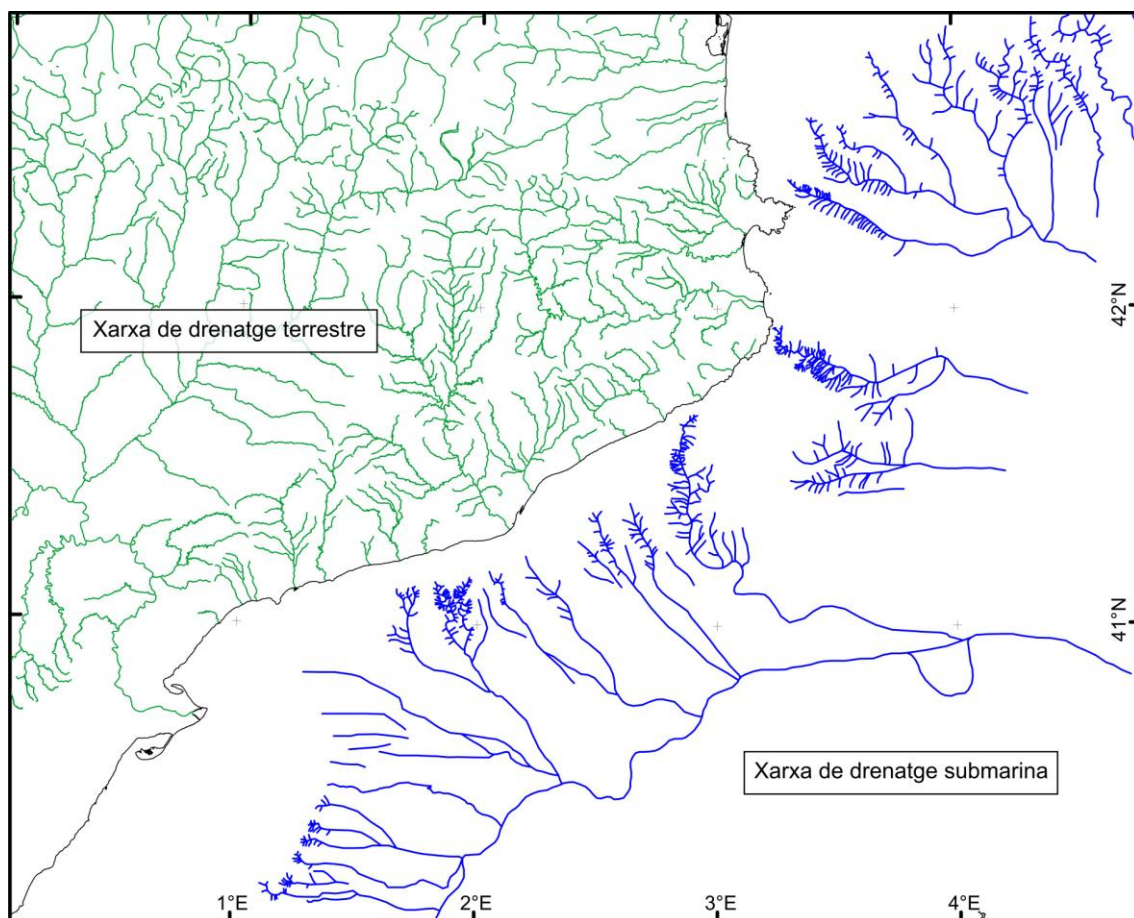


Figura 1.5. Xarxa de drenatge fluvial del nord-est de la península Ibèrica i el sud-est de França (en verd) i xarxa de drenatge submarina de la mar Catalanobaleares (en blau).

1.2. Els canyons submarins

1.2.1. Rellevància

Els canyons submarins són, després dels talussos continentals, les principals formes del relleu dels marges continentals. El seu relleu reflecteix els processos d'erosió, transport i acumulació que hi tenen lloc (Paull *et al.*, 2011). Estudis científics efectuats sobretot al darrer quart de segle han demostrat que els canyons submarins juguen un paper fonamental en el transport de sediment, matèria orgànica i contaminants des de la zona costanera fins a la conca profunda (Hartwell, 2008; De Leo *et al.*, 2010; Pham *et al.*, 2014). Els canyons submarins i els processos dinàmics que els hi són propis tenen un paper clau en el funcionament dels ecosistemes bentònics i pelàgics i, per tant, en l'exploració de recursos vius (Nittrouer i Wright, 1994; Canals *et al.*, 2006; Cunha *et al.*, 2011).

La interacció entre els canyons, la circulació oceanogràfica i les descàrregues fluvials produeix zones de barreja (en anglès *mixing zones*) riques en nutrients, fet que fa augmentar la producció primària amb efectes a tota la cadena tròfica (Carter i Gregg, 2002) (Fig. 1.6). La productivitat primària superficial també és afavorida per l'ascens i aflorament d'aigües profundes (en anglès *upwelling*), la qual és relativament freqüent a les capçaleres dels canyons (Fig. 1.6). L'enriquiment en nutrients a les capçaleres dels canyons contrasta amb l'empobriment relatiu dels talussos oberts (en anglès *open slopes*) adjacents, de manera que hi ha més capacitat d'atracció i d'assentament d'espècies a les capçaleres que als talussos adjacents. Les capçaleres esdevenen així veritables punts calents de biodiversitat i també de biomassa (Genin, 2004; Pusceddu *et al.*, 2010; Vetter *et al.*, 2010). No cal dir que aquest fet també atrau les flotes pesqueres, l'activitat de les quals impacta els hàbitats i els organismes que els formen i, en el cas de la pesca de ròssec, malmet la integritat del fons marí i resuspèn volums enormes de sediment (Puig *et al.*, 2012). La situació pot ésser especialment crítica pels anomenats ecosistemes marins vulnerables (en anglès *vulnerable marine ecosystems, VME's*) (FAO, 2008), com les comunitats de coralls d'aigües fredes, presents a les capçaleres i els vessants de canyons submarins (Mastrototaro *et al.*, 2010; Clark *et al.*, 2011). A més, la freqüentació dels canyons per les flotes pesqueres genera diferents tipus de contaminació, sigui voluntària (i.e. abocaments), involuntària (i.e. pèrdua d'arts i estris), o inevitable (i.e. contaminació acústica).

Aquest paper dels canyons submarins com a vectors preferents per a les transferències mar costaner-mar profund, i els efectes d'aïtals transferències en els hàbitats marins, són per si sols un imant per a la recerca. Va ser precisament la seva capacitat de transport de matèria orgànica i de sediments grollers, i també de formació de cossos sedimentaris equivalents als d'alguns jaciments d'hidrocarburs el que va aixecar inicialment l'interès per conèixer les processos, la dinàmica, la morfologia i l'evolució dels canyons submarins, en estreta relació amb l'estudi dels ventalls submarins. Així, els canyons submarins i els cossos sedimentaris fruit de la seva dinàmica esdevingueren anàlegs moderns de reservoris d'hidrocarburs d'aigües profundes (Pickering *et al.*, 1989; Stow i Mayal, 2000; Wynn *et al.*, 2002).

Un altre motor per conèixer la morfologia i la distribució dels canyons submarins, i el comportament dels dipòsits associats, foren els usos moderns del fons marí, com la instal·lació d'estructures (e.g. per la mateixa indústria petrolera), cables, gasoductes i oleoductes per a transportar electricitat, dades i informació, gas i petroli (Shepard i Dill, 1966; Piper *et al.*, 1999). Tant si estan posades directament sobre el fons com enterrades, aquestes infraestructures són exposades a riscos geològics com els moviments de massa. Un bon exemple, geogràficament proper, fou l'esllavissament submarí produït a la badia de Niça l'any 1979, degut a l'esfondrament d'una part de l'aeroport de Niça que estava sent ampliat (Genesseeux *et al.*, 1980; Piper i Savoye, 1993; Dan *et al.*, 2007). Aquest esllavissament provocà danys materials i pèrdues humanes i també un corrent de terbolesa que es canalitzà pel canyó de Var, el qual produí el trencament d'alguns cables de comunicacions submarins.

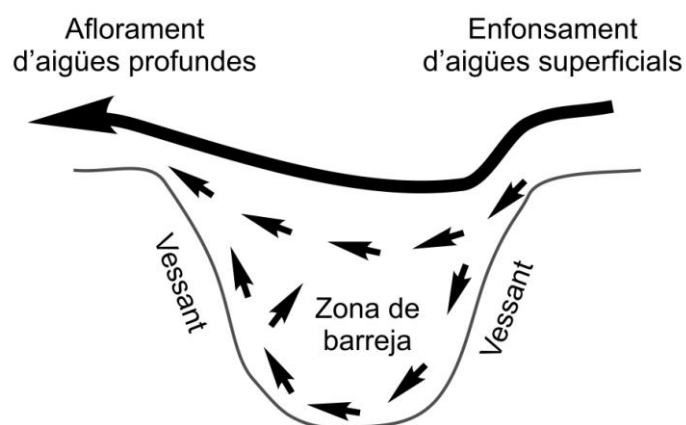


Figura 1.6. Tall transversal esquemàtic d'un canyó submarí mostrant la zona de barreja degut a l'enfonsament d'aigües superficials i l'aflorament d'aigües profundes (modificat d'Allen i Durrieu de Madron, 2009).

1.2.2. Morfologia i evolució

El terme “geomorfologia” prové del grec *-morphé* (‘forma’) i *-logos* (‘ciència’), amb el prefix *geo-* (‘terra’). La geomorfologia es defineix com la branca de les Ciències de la Terra que estudia les formes del relleu de la superfície terrestre, així com llur gènesi i evolució, i per tant els processos sedimentaris i erosius que les han conformades (modificat de Riba *et al.*, 1997). Pel que fa a l'àmbit submarí, la mateixa aigua oceànica ha representat un obstacle insalvable fins temps molts recents per a l'observació i l'estudi de les formes del relleu dels fondals marins i llur comparació i interconnexions amb les pròpies de les terres emergides. Nogensmenys, des de les primeres descripcions d'esculls coral·lins per Darwin (1842) o el descobriment dels canyons submarins mercès a sondejos puntuals (Dana, 1863), ha estat a les darreres dècades quan la quantitat i qualitat de la informació sobre el relleu submarí ha assolit fites prèviament inimaginables, gràcies a un seguit d'avenços tecnològics. Entre aquests, destaquen pel damunt de tots les ecosondes de multifeix, les quals proporcionen informació batimètrica detallada i geolocalitzada amb precisió, tot i assolint resolucions fins i tot submètriques (cf. aptat. 1.4.2). Així, i entre molts altres exemples, la batimetria de multifeix ha estat clau per a palesar formes del relleu lligades amb surgències submarines (Paull *et al.*, 2008; Ryan *et al.*, 2012) i esllavissaments de característiques molt diverses (Canals *et al.*, 2004) i, naturalment, també l'empremta morfològica de l'àmplia gamma de processos que afaiçonen els canyons submarins (Canals *et al.*, 2006; Smith *et al.*, 2007; Green i Uken, 2008; Puig *et al.*, 2012).

Aquest salt d'escala en la cartografia dels fons marins ha canviat notablement la visió que es tenia dels marges continentals i dels canyons submarins. Així, i entre d'altres coses, ha permès entendre molt millor l'evolució morfosedimentària dels canyons submarins, concepte clau que Pratson *et al.* (2009) varen anomenar “*from bathymetry to seascape evolution*” i que podríem traduir com “per la batimetria a l'evolució del paisatge submarí”.

1.2.2.1. Traçat, grau de rebliment i subdivisions

Com ja s'ha assenyalat més amunt, els canyons submarins són elements majors del relleu de la majoria de marges continentals del món. Poden tenir traçats pràcticament rectilinis o també marcadament sinuosos, i mostrar diferents graus d'incisió i formes de fons molt variades al llarg del seu recorregut. També és comuna la presència de tributaris de diferents ordres els quals, de vegades, formen sistemes molt complexos. En funció dels processos que hi han

actuats, el fons del canyó pot ser pla, d'on en resulta un perfil transversal en "U", entallat en "V" més o menys pronunciada, o terrassat, i també pot mostrar una incisió axial (Baztán *et al.*, 2005). Hom pot trobar canyons amb diferents graus de rebliment sedimentari, que en casos extrems donarien lloc a **canyons enterrats** (en anglès *buried canyons*) o fossilitzats (e.g. Gardner *et al.*, 2003). Una altra situació és la dels **canyons entallats** (en anglès *incised canyons*), amb vessants pronunciats i un grau variable de rebliment sedimentari i eventualment, amb incisió axial (e.g. Popescu *et al.*, 2004). Un tercer tipus són els **canyons buits** (en anglès *empty canyons*), amb vessants molt rostes i sense cap mena de dipòsit en el seu interior (e.g. Gwiazda *et al.*, 2013) (Fig. 1.7A). Certament, alguns canyons submarins comparteixen trets morfològics com la sinuositat, l'amplada o el grau d'encaixament, però no se'n coneixen dos d'iguals, segurament pel fet que el context geològic, els materials on són encaixats i, sobretot, els processos que hi han actuat i llur intensitat al llarg del temps han estat diferents en cada cas.

Quins són, però, els elements morfològics principals d'un canyó submarí? Els elements clàssics són la **capçalera**, més o menys propera a la línia de costa, el **curs alt** o superior, generalment encaixat, amb vessants abruptes i perfil transversal en V, el **curs intermedi**, en què el relleu es va suavitzant, i el **curs baix** o inferior, poc encaixat, amb vessants que han minvat la seva alçada i perfil transversal en U (Fig. 1.7B). No hi ha cap procediment o mesura estandaritzada (e.g. per distància o profunditat) per identificar els límits entre els trams d'un canyó submarí, sinó que són específics de cada canyó, en funció del criteri de l'investigador.

La **capçalera** d'un canyó submarí és la seva regió superior o més proximal, la qual s'encaixa a la plataforma, la vora de plataforma o el talús continental. Les capçaleres tenen sovint forma d'amfiteatre amb els vessants solcats per cicatrius d'esllavissament (en anglès *landslide scars*) i/o xaragalls de vessant (en anglès *flank gullies*), dues formes del relleu que poden estar genèticament relacionades (Fig. 1.7B). Que la capçalera se situï més o menys a prop de la línia de costa té una influència determinant en la capacitat del canyó per capturar, acumular (ni que sigui temporalment) i vehicular sediment transportat pels processos dinàmics litorals i de plataforma (Canals *et al.*, 2013). Per tant, allò que s'esdevé a les capçaleres influeix directament el curs superior i, indirectament, el canyó sencer. Hom les considera, en general, les parts més actives i propenses a canvis morfològics dels canyons submarins, tret derivat de la seva exposició als processos oceanogràfics costaners, altament dinàmics, i de la seva proximitat, com ja s'ha indicat, a les fonts de sediment costaneres. A llarg termini, les capçaleres dels canyons submarins també són afectades pels canvis de nivell del mar (cf. aptat.

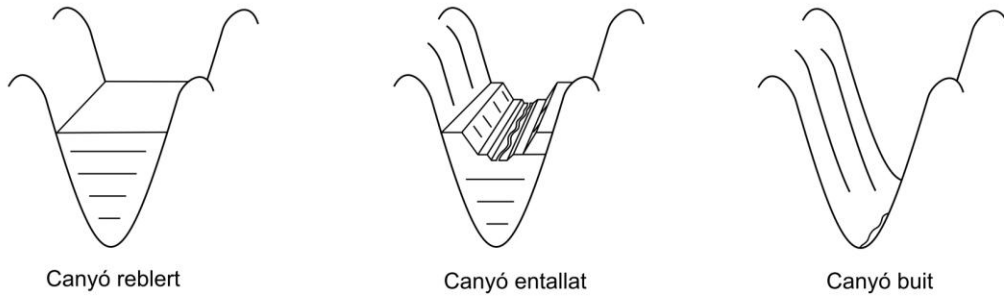
1.2.2.3). El **curs alt** sol ésser la part en que l'encaixament del canyó és més profund, sigui a la plataforma o al talús continental. El seu traçat pot ésser des de rectilini fins meandriforme (Greene *et al.*, 2002), amb una direcció mitja que s'adiu amb la de màxim pendent del talús. Els vessants són en general abruptes i rics en formes erosives, com ara xaragalls de vessant (Cronin *et al.*, 2005), cicatrius d'esllavissament (Laberg *et al.*, 2007) o solcs rectilinis (en anglès *furrows*) (Lastras *et al.*, 2007a). És en el curs alt on habitualment es donen els desnivells i els pendents més grans. Més endavant, en el subcapítol 2.1, aprofundirem en els xaragalls de vessant, els quals considerem clau per entendre certs processos i etapes en l'evolució dels canyons submarins. Les valls tributàries, els afloraments rocallosos, les terrasses i les incisions axials són alguns dels elements del relleu i de formes de fons més habituals en aquest tram del canyó (Fig. 1.7B). Estudis recents han mostrat que l'acció de la pesca d'arrossegament als vessants dels canyons en suavitza el relleu de manera molt marcada, fent que passi d'un patró natural dominat per una direccionalitat perpendicular a les isòbates a un patró en que domina el paral·lelisme a les isòbates (Puig *et al.*, 2012).

El **curs intermedi** sol estar entallat al talús continental mig i inferior. Actua de canalitzador del sediment cap al curs baix i el glacis o plana abissal. L'alçada dels vessants disminueix progressivament en augmentar a fondària, i el fons del canyó esdevé menys entallat i més ample. S'hi poden identificar cicatrius d'esllavissament i terrasses de diferents tipus i en diferents posicions (aïllades, penjades o esglaonades).

El **curs baix** és la part més distal del canyó, amb la major part del seu recorregut encaixat al glacis continental i estenent-se cap a la conca profunda. En aquest tram, els vessants del canyó solen tenir pendents suaus i alçades escasses i decreixents fins que, eventualment, donen pas a dics o motes, situació en què el canyó passa a convertir-se en un canal o un conjunt de canals turbidítics que alimenten ventalls submarins o complexos de canal-mota (Bellaiche *et al.*, 1984; Babonneau *et al.*, 2002) o, de vegades, directament un canal mig-oceànic (Lewis i Barnes, 1999; Canals *et al.*, 2000) (Fig. 1.4C i H). En aquestes situacions és força comú parlar de sistemes de canyó-canal. De tota manera, no tots els cursos baixos de canyons submarins passen a canals turbidítics. Els ventalls submarins són cúmuls sedimentaris en forma de con o ventall formats principalment per sediments terrígens transportats per corrents de terbolesa al llarg de valls submarines. Solen presentar diversos lòbuls laterals de creixement i seqüències turbidítiques apilades (modificat de Riba *et al.*, 1997). Aquestes seqüències en què alternen nivells de sorra i mides de gra més fines han estat profusament estudiades pel seu interès com a reservoris d'hidrocarburs en formacions antigues (Pickering *et al.*, 1989). Els complexos de

canal-mota poden existir per ells mateixos però també són l'element arquitectural bàsic dels ventalls submarins.

A



B

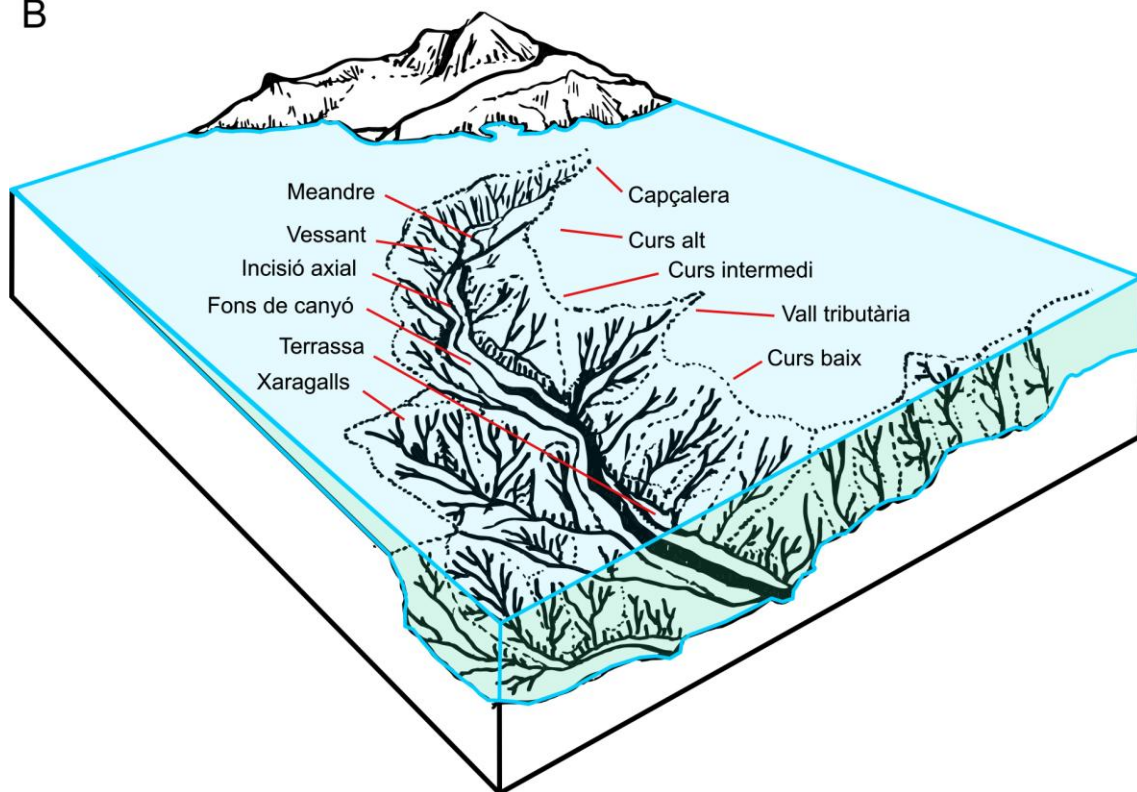


Figura 1.7. A. Seccions transversals que poden presentar els canyons submarins en funció dels processos que hi actuen i de la seva resultant morfosedimentària. B. Esquema d'un canyó submarí amb els principals elements morfològics descrits al text (modificat de Canals *et al.*, 2012).

1.2.2.2. Gènesi i desenvolupament

L'origen dels canyons submarins és una de les preguntes més recurrents de la geologia marina, i és encara motiu de debat entre la comunitat científica. Ja a principis i mitjans del segle XX, poc després del seu descobriment, hom proposà les primeres hipòtesis sobre la seva gènesi: per excavació fluvial durant mínims eustàtics (Spencer, 1903; Bourcart, 1938), per circulació d'aigua subterrània (Johnson, 1939), per tsunamis (Bucher, 1940) i per erosió diferencial a llarg de falles (Normark i Curray, 1968). Algunes d'aquestes hipòtesis, ara considerades clàssiques, han anat desenvolupant-se per la seva lògica i aplicabilitat a molts canyons submarins. En aquest sentit, Shepard (1981) concloué que els canyons submarins no eren el producte d'un sol procés, sinó el resultat de molts d'ells actuant a llarg termini.

Un dels descobriments més importants de l'època foren els corrents de terbolesa i la seva capacitat com a agent erosiu dels canyons submarins, en clara analogia amb l'acció dels rius a les valls fluvials (Daly, 1936). Els corrents de terbolesa són un tipus de flux gravitatori (cf. més tipus a Mulder i Cochonat, 1996) en què una massa d'aigua turbulenta carregada de sediment en suspensió flueix damunt el fons marí a causa de la seva densitat, més elevada que la de l'aigua envoltant (Fig. 1.8). La primera evidència d'aquesta mena de fluxos gravitatius en el medi marí fou detectada l'any 1929, quan un terratrèmol aigües enfora de Terranova desencadenà una sèrie d'esllavissaments submarins que es convertiren en corrents de terbolesa a mesura que anaren guanyant profunditat, provocant al seu pas el trencament de cables submarins de comunicacions (Heezen i Ewing, 1952). D'ençà d'aquell fet, la millora de les tècniques geofísiques i la intensitat en l'esforç d'investigació dels marges continentals han permès evidenciar nombroses morfologies i dipòsits indicatius de l'activitat dels corrents de terbolesa tant dins els canyons submarins com als talussos adjacents (Canals *et al.*, 2004a; Talling *et al.*, 2013). En són bons exemples, a diferents escales, alguns tipus d'ones de sediment, les terrasses esglaonades indicatives d'etapes successives de rebliment i erosió, o els mateixos ventalls submarins profunds.

Diversos autors, basant-se en les seves pròpies observacions, i integrant també idees prèvies, han arribat a postular models conceptuals convergents sobre l'origen dels canyons submarins. Així, Farre *et al.* (1983) consideraren l'erosió remuntant, per efecte d'esllavissaments i corrents de terbolesa al talús continental, com el procés clau en l'evolució dels canyons submarins, els quals passarien d'una **fase juvenil** a una altra **fase de maduresa** així que aital erosió assolís la vora de la plataforma continental.

Canals (1985) avaluà el paper tant de l'**erosió remuntant** com de l'**erosió descendent** (en anglès *downslope erosion*) en l'evolució del relleu del talús del golf de Lleó, on hi ha una densa xarxa de canyons submarins i nombroses cicatrius d'esllavissament. Per la seva banda, Pratson *et al.* (1994) aplicaren aquests mateixos conceptes per explicar la formació i l'evolució dels canyons del marge de Nova Jersey (EUA), és a dir, un model d'erosió remuntant, relacionada amb esllavissaments, i un model d'erosió descendent, relacionada amb els corrents de terbolesa (Fig. 1.9). El fet és, però, que a la naturalesa els dos models interactuen, com ho il·lustra la formació de corrents de terbolesa a partir d'esllavissaments, i el desencadenament d'esllavissaments per l'acció erosiva dels corrents de terbolesa. Aquestes interaccions les palesaren, per exemple, entre altres i de manera prou il·lustrativa, Pratson i Coakley (1996).

El model de l'erosió remuntant postula que la formació dels canyons submarins s'inicia a partir de la retrogressió continuada d'esllavissaments al talús continental (Twichell i Roberts, 1982; Farre *et al.*, 1983) (Fig. 1.9A). Hom parla de **creixement retrogressiu** quan les ruptures incipients damunt la cicatriu principal d'un esllavissament anterior acaben generant efectivament nous esllavissaments. L'encadenament d'esllavissaments constituiria, doncs, la fase inicial o etapa juvenil en l'evolució d'un canyó submarí. En un estadi més avançat o etapa de maduresa, el creixement retrogressiu estimularia el desenvolupament de xaragalls de vessant, els quals comportarien l'eixamplament de la capçalera, l'augment de la disponibilitat de material per erosió dels mateixos vessants de la vall o valls naixents (sediments autigènics o autòctons), i la captura, introducció i canalització de sediment de plataforma (sediments al·logènics) dins el canyó submarí.

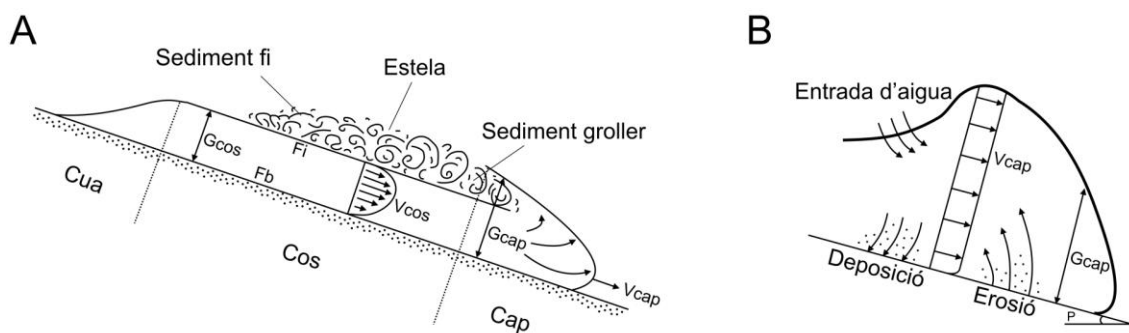


Figura 1.8. A. Secció esquemàtica simplificada d'un corrent de terbolesa on s'indiquen les principals parts (cua, cos, cap i estela), paràmetres i forces que hi actuen. G_{cos} i G_{cap} indiquen el gruix del cos i del cap, respectivament; V_{cos} i V_{cap} la seva velocitat; i F_b i F_i assenyalen la força de fricció basal i interna entre el cos i l'estela. B. Ampliació de la zona frontal del corrent de terbolesa on s'indiquen els sectors on es produeix erosió i acumulació (modificat de Pickering, 1989 i Pratson *et al.*, 2000).

Aquesta teoria explica prou bé l'origen dels **canyons cecs** (en anglès *blind canyons*), encaixats al talús més enllà de la vora de la plataforma continental, els quals representen el ~70% dels canyons submarins del planeta segons Harris i Whiteway (2011).

Hi ha qui ha assenyalat, però, la manca d'un mecanisme de dispar que desencadeni el primer i els successius esllavissaments en el model del creixement retrogressiu. Així, Orange *et al.* (1994) atribuïren el primer esllavissament i el creixement retrogressiu dels esllavissaments subseqüents a la infiltració i expulsió de fluids per un excés de pressió de porositat, la qual cosa afebliria els dipòsits fins causar-ne la desestabilització. Aquest mecanisme, anomenat de ressurgència submarina (en anglès *spring sapping*), es induït (i) per la reducció de la càrrega hidrostàtica durant nivells del mar baix; (ii) per compactació diferencial de nivells d'argiles i arenes (Fig. 1.10A); (iii) per l'extensió d'aqüífers costaners fins el talús continental; (iv) per la compressió dels sediments en zones de subducció; i (v) per contrastos de densitat entre els fluids de porositat (Robb, 1990). Així doncs, un cop generat el primer esllavissament per qualsevol d'aquestes causes, o per combinacions de les mateixes, el diferencial de pressió que es produiria entre el fons marí i els sediments subjacents faria que els fluids de porositat convergissin cap a la cicatriu del primer esllavissament tot i facilitant el seu creixement per erosió remuntant (Fig. 1.10B). Un altre mecanisme de dispar la capacitat del qual per provocar esllavissaments submarins ha estat prou constatada són els terratrèmols (Garfield *et al.*, 1994). Ara bé, com explicar la gran abundància de canyons submarins a les extenses àrees

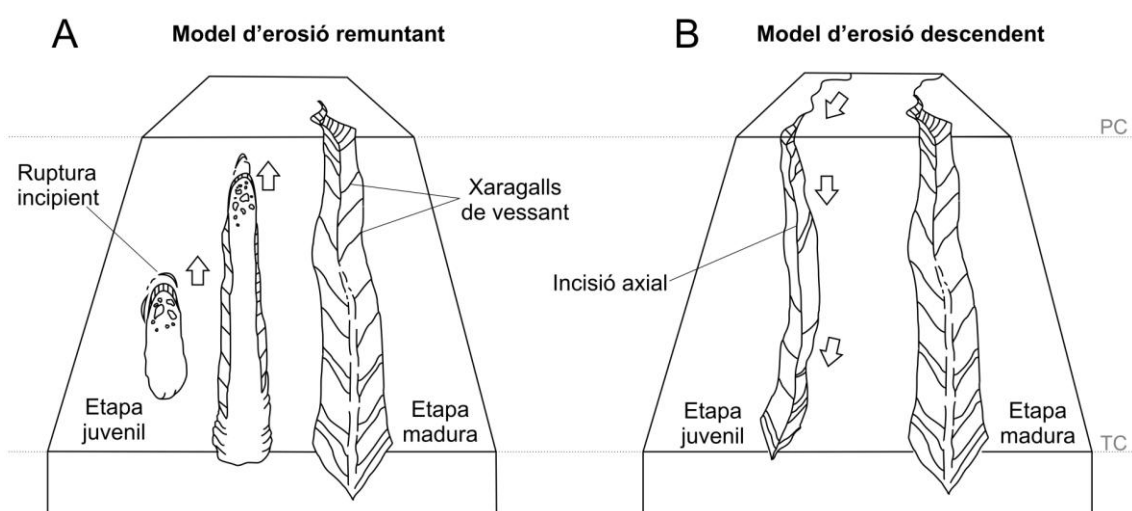


Figura 1.9. Models d'erosió remuntant (A) i descendent (B) proposats per Pratson *et al.* (1994), per explicar l'origen dels canyons submarins per erosió remuntant a causa d'esllavissaments o per erosió descendent a causa de corrents de terbolesa (modificat de Pratson *et al.*, 2009). PC: Plataforma continental. TC: Talús continental.

tectònicament estables dels marges continentals només a partir de l'ocurrència de terratrèmols? Ens ocuparem del paper dels terratrèmols en el desenvolupament de canyons submarins l'apartat següent.

Tanmateix, no semblava que el model del creixement retrogressiu pogués explicar satisfactòriament la sobreexcavació observada en canyons prèviament reblerts. En aquest punt, els autors més recents recuperaren les idees de Daly (1936), qui defensava l'origen dels canyons submarins per erosió descendent causada per corrents de terbolesa durant regressions marines (Pratson *et al.*, 1994). Concretament, el model d'erosió descendent proposa que durant els períodes de nivell del mar baix, la migració forçada de les goles fluvials i les línies de costa fins l'actual vora de plataforma provocaria la descàrrega de grans volums de sediment en forma de corrents hiperpícnics o de terbolesa directament a les capçaleres dels canyons, els quals no únicament serien capaços d'iniciar l'excavació de nous canyons submarins sinó que també excavarien el fons de canyons parcialment reblerts (Fig. 1.9B). L'erosió recurrent dels fons de canyó per corrents de terbolesa explicaria la formació d'incisions axials (Baztán *et al.*, 2005), al llarg de la qual es produirien processos d'inestabilitat per soccavament (i.e. erosió basal) dels sediments de rebliment (en anglès *fill sediments*). En aquest sentit, la disponibilitat de sediments de rebliment comportaria el dispar episòdic de nous corrents de terbolesa generats dins el mateix canyó, la qual cosa asseguraria el

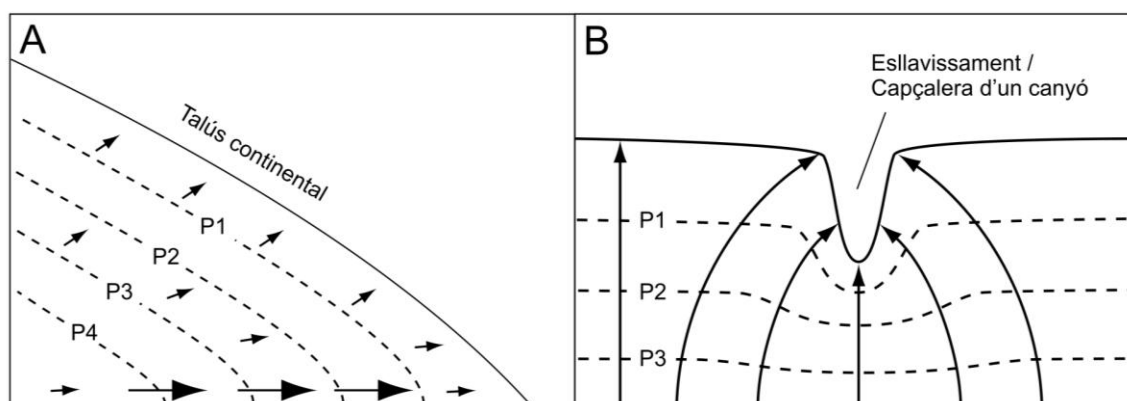


Figura 1.10. **A.** Vista en secció del talús continental il·lustrant la migració de fluids induïda per la compactació diferencial dels diferents nivells de sediment. La generació d'esllavissaments per aquest procés permet explicar el desenvolupament dels canyons entallats dessota la vora de la plataforma. **B.** Vista en planta de la infiltració i convergència de fluids produïda per la incisió d'una cicatriu d'esllavissament i/o capçalera de canyó a la vora de la plataforma continental. La migració i expulsió subsegüent de l'aigua continguda als porus entre les capes de sediment afavoreixen esllavissaments a la capçalera. Els traços discontinus corresponen a les línies equipotencials de la pressió a que estan sotmesos els porus que contenen aigua (modificat de Pratson *et al.*, 2009).

manteniment de l'activitat de transport sedimentari i la seva propagació canyó avall. La pervivència o l'ompliment i desaparició d'un canyó submarí depenen en definitiva del **balanç entre processos erosius i deposicionals** a llarg termini. En línies generals, els processos erosius són dominants al curs alt i, en menor mesura, al curs intermedi. Al curs baix també pot haver-hi erosió, però sempre amb caràcter localitzat. Els processos deposicionals, en canvi, solen dominar al curs baix. Un element rellevant per avaluar el balanç entre erosió i sedimentació és el perfil longitudinal del canyó i del talús continental adjacent (Amblas, 2012). Més concretament, si el canyó submarí està essent erosionat per corrents de terbolesa o altres processos, el seu perfil longitudinal serà còncav, mentre que si està essent reblert per sediment presentarà una curvatura convexa, característica aquesta última pròpia dels talussos adjacents en marges continentals progradients (Gerber *et al.*, 2009). Degut a les dimensions i volums implicats, i també a l'energia dels processos modeladors, els canyons submarins difícilment assolixen l'estat d'equilibri (Amblas, 2012). En aquest sentit, els desequilibris del sistema es tradueixen en anomalies geomòrfiques, com ara les **valls penjades** (en anglès *hanging valleys*) i les **ruptures de pendent** (en anglès *knickpoints*). Als subcapítols 2.1 i 2.2 d'aquesta Tesi s'analitza el rol d'aquestes morfologies en termes d'evolució, al canyó del Foix al marge català central i, als canyons de Santa Mònica i Redondo del marge sud californià, respectivament.

De tota manera, encara persisteixen les velles idees sobre l'origen submarí o subaeri dels canyons submarins, sigui per tot o per part del seu recorregut. No es pot excloure de cap manera que les capçaleres i fins i tot part dels cursos superiors d'alguns canyons, individualment considerats, hagin experimentat, sobretot en períodes de nivell del mar baix, etapes d'erosió subaèria que han contribuït al seu afaiçonament. Certament, cada canyó submarí té la seva pròpia història, circumstància que ja assenyalava Shepard en el mateix títol del seu conegut article "*Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence*" de l'any 1981. Avui se sap també que, un cop iniciada la seva formació, l'evolució i la variabilitat morfològica dels canyons submarins són controlades per la interacció a curt i llarg termini de processos i forçaments externs propis de cada marge continental.

1.2.2.3. Forçaments externs i processos morfodinàmics

Cada marge continental està governat per una sèrie de forçaments externs, també anomenats al·logènics, els quals també influencien, de vegades de manera poc perceptible, els canyons submarins que hi ha encaixats. La geomorfologia, l'estratigrafia i la biogeoquímica, entre d'altres disciplines, permeten identificar l'empremta d'aquests forçaments en els processos que intervenen en l'evolució dels canyons submarins (Monaco *et al.*, 1990; Pratson *et al.*, 2009 i les referències que conté). Els forçaments externs actuen a escales ben diferents. Els que actuen a escala global afecten tant la part emergida com submergida del planeta, mentre els que actuen a una escala regional afecten a regions del planeta, com per exemple al desenvolupament de marges continentals sencers. Finalment els que actuen a escala local afecten els processos d'erosió i deposició responsables de l'afaiçonament dels canyons submarins.

En aquesta Tesi, quan parlem de forçaments globals ens referim generalment als forçaments de tipus climàtic, els quals controlen els canvis de nivell del mar i determinen, entre altres, els fluxos de sediment continent-oceà i la circulació oceànica. Els forçaments regionals o tectònics defineixen el context en què evolucionaran els canyons submarins a llarg termini, ja que determinen el tipus de marge continental (i.e. passius o actius). Els forçaments locals queden ben il·lustrats per l'aportació de sediments fluvials a la capçalera d'un canyó i el desencadenament subseqüent i episòdic de fluxos hiperpícnics i corrents de terbolesa capaços d'excavar una incisió axial i de provocar l'acumulació de sediments dins el canyó i a la seva desembocadura. Mentre els efectes dels forçaments globals i regionals són persistents i apreciables a escales de temps llargues, els efectes indirectes dels forçaments locals són més discontinus (tant com els processos als que afecten) i apreciables a curt termini. D'alguna manera, els forçaments globals, regionals i locals es podrien assimilar a tres sinusoides superposades, essent la de longitud d'ona i amplitud més grans, i freqüència més baixa, la corresponent als forçaments globals, la de longitud d'ona i amplitud més petites, i freqüència més alta, la corresponent als forçaments locals, i la que se situaria entre les dues anteriors, corresponent als forçaments regionals.

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. 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 (Amblas, 2012). En aquest sentit, els processos morfodinàmics engloben l'ampli ventall de processos de transport gravitatiu en massa (en anglès *mass gravity transport*) rellevants per la gènesi i l'evolució dels canyons submarins, com els esllavissaments i els corrents de terbolesa, afectats indirectament pels forçaments globals i regionals i directa pels locals, i també els processos hidrosedimentaris i els deguts a l'acció humana directa sobre els fons marins. Tots dos provoquen remobilitzacions sedimentàries per causa de forçaments locals, naturals en un cas, i artificials en l'altre, que afecten la dinàmica i l'evolució morfològica dels canyons submarins.

Entre els processos hidrosedimentaris amb aquesta capacitat mereixen menció especial les cascades d'aigües denses i els temporals costaners, capaços de resuspendre i arrossegar grans quantitats de sediment groller cap a l'interior dels canyons submarins en forma de fluxos turbulents amb gran capacitat erosiva (per abrasió), de transport i, finalment, d'acumulació (cf. aptat. 1.2.2.3). El canyó submarí del Cap de Creus és, en aquest sentit, un cas d'estudi particularment notable, doncs presenta un camp molts extens, entre 125 i 2.100 m de fondària, de solcs erosius gegants formats per cascades d'aigües denses. Aquests solcs ocupen bona part del curs superior, incloent el fons de canyó i sectors de la vessant sud, i la seva presència no fa sinó refermar la capacitat d'afaiçonar els canyons submarins que té aquesta mena de procés (Canals *et al.*, 2006; Lastras *et al.*, 2007a; Puig *et al.*, 2008). Depenent de la configuració de cada marge, del grau d'incisió dels canyons a la plataforma i de la distància de les seves capçaleres a la mateixa línia de costa (Canals *et al.*, 2013), els sediments resuspesos i remoguts pels temporals costaners poden acabar entrant també a les capçaleres de canyons submarins, influint en la seva dinàmica i determinant la seva morfologia i evolució, com ho il·lustren estudis en contextos tant diversos com el canyó de Blanes al marge nord-català o el canyó de Gaoping al marge taiwanès (Liu *et al.*, 2012; Sanchez-Vidal *et al.*, 2012). Pel que fa als forçaments locals (però d'abast global) d'origen antropogènic, el més rellevant, sobretot el darrer mig segle, és la pesca de ròssec (cf. aptat. 1.2.4).

Un **canyó actiu** és el que té la capacitat de capturar sediment i canalitzar-lo cap al peu del talús i la conca profunda i, per tant, d'engrandir-se lateralment, estendre's longitudinalment i encaixar-se més en el marge continental. En termes generals, les principals aportacions de sediment als canyons submarins són fluvials i per intercepció de la deriva litoral, ja sigui per connexió directa de les desembocadures de rius amb les capçaleres, per la proximitat d'aquestes a deltes, o pels corrents litorals i de plataforma, especialment quan es combinen

amb tempestes i altres fenòmens d'alta energia, com els esmentats més amunt (Liu *et al.*, 2002; Xu *et al.*, 2002; Arzola *et al.*, 2008; Martín *et al.*, 2011; Sanchez-Vidal *et al.*, 2012; Duran *et al.*, 2014). Un canyó també pot ésser alimentat, des del punt de vista sedimentari, per la intersecció amb corrents de contorn (Marchès *et al.*, 2007) i per processos autocíclics com els esllavissaments interns (Pratson *et al.*, 2009), comentats al tractar el concepte de creixement retrogressius.

Un **canyó inactiu** és el que ha perdut la capacitat de transportar i evacuar el sediment que li entra o ha quedat desconnectat de les seves fonts de sediment. Això comporta el predomini dels processos deposicionals als erosius i la subsegüent degradació morfològica i rebliment sedimentari del canyó (Pratson *et al.*, 1994). Òbviament, l'activitat d'un canyó submarí i la velocitat dels canvis morfodinàmics que experimenti dependran de la freqüència i la intensitat dels processos sotmesos a la influència dels forçaments externs.

Canvis del nivell del mar i relació amb sistemes fluvials

Un alt nombre de canyons submarins tenen llurs capçaleres relativament properes a desembocadures fluvials (Harris i Whiteway, 2011; Canals *et al.*, 2013). Per altra banda, els volums extraordinaris de sediments terrígens dels ventalls submarins formats al peu de talús davant les desembocadures de canyons submarins (Normark i Carlson, 2003) confirmen la magnitud d'aquesta mena d'aportacions i l'efectivitat del seu transport cap al marge profund i la conca, si més no en temps passats. El fet que els sistemes fluvials siguin de llarg els principals responsables de les aportacions sedimentàries als marges continentals -entre el 85% i el 95% segons Milliman i Meade (1983) i Syvitski (2003)-, dugué a considerar llur influència en l'evolució dels canyons submarins ja a les etapes inicials del seu estudi (e.g. Daly, 1936) i també més endavant (Segall *et al.*, 1989; Pratson *et al.*, 1994; Piper i Normark, 2001). La connexió, però, entre les xarxes de drenatge subaèries i les submarines fou molt més gran, tant en nombre com en volum de sediment transferit, durant períodes de nivell del mar globalment baix que no pas a l'actualitat, en què és molt més limitada (Harris i Whiteway, 2011), tot i algunes excepcions destacades (e.g. Babonneau *et al.*, 2002) (Fig. 1.11A). És per això que aquesta qüestió cal analitzar-la a la llum d'un factor de control clau: les oscil·lacions del nivell del mar, tant relatives com absolutes (eustàsia), durant el Plio-Quaternari. Les oscil·lacions eustàtiques poden ser degudes a canvis tectònics o climàtics (Pitman, 1978). En intervals de temps curts, geològicament parlant, com els considerats en aquesta Tesi, el factor tectònic (i.e. les variacions en el volum de les conques oceàniques) esdevé escassament rellevant front el factor climàtic. Aquest darrer governa les anomenades **oscil·lacions glacioeustàtiques del**

nivell del mar, degudes a variacions en el volum global d'aigua oceànica, condicionades pels volums retinguts en forma de glaç continental i per la seva fusió tot i seguint el ritme de les fluctuacions climàtiques glacials i interglacials, i d'altres fluctuacions menors. El concepte de **variació relativa del nivell del mar** incorpora la part de variació deguda a factors locals i regionals, com ara la subsidència o els aixecaments tectònics.

A finals del Pliocè, ara fa 2,75 Ma, es produí un refredament global que feu augmentar les precipitacions de neu a l'hemisferi nord i afavorí el desenvolupament de grans mantells de gel damunt Europa i Nord Amèrica, a més dels que ja existien a Grenlàndia i, a l'hemisferi sud, l'Antàrtida (Ravelo *et al.*, 2004). Aquest increment del volum de glaç damunt els continents de latituds altes comportà una baixada del nivell del mar d'abast global. D'ençà d'aquest episodi fred, el clima de la Terra ha estat marcat per una successió cíclica de períodes freds (glacials) i càlids (interglacials) que es correlacionen amb **estadis isotòpics marins** (MIS, en anglès *marine isotope stages*) (Fig. 1.12). Hom ha establert els MIS a partir de l'estudi dels isòtops de l'oxigen en foraminífers planctònics continguts en els sediments marins (Shackleton, 1987). L'anàlisi dels registres paleoclimàtics ha demostrat que les oscil·lacions glacioeustàtiques responen a tres periodicitats superposades, de 100, 41, i 23 ka, determinades pels paràmetres orbitals de la Terra, concretament l'excentricitat de l'el·lipsoide orbital, la inclinació o obliqüïtat de l'eix de rotació de la terra, i la precessió dels equinoccis, respectivament. Aquestes periodicitats o ciclicitats són conegudes també com a **cicles de Milankovitch** (Milankovitch, 1941; Imbrie *et al.*, 1984). Les variacions astronòmiques influeixen en la radiació solar rebuda per la Terra i, per

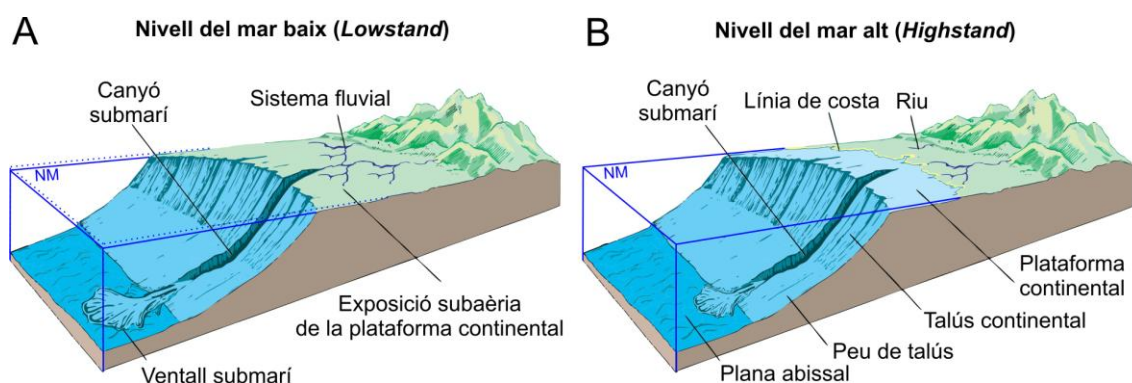


Figura 1.11. Influència de les variacions del nivell del mar en un canyó submarí entallat a la plataforma continental. Noti's que durant les fases de nivell del mar baix (A) els sistemes fluvials envaeixen la plataforma i connecten directament amb les capçaleres dels canyons, afavorint així el transport de sediment al seu interior i el desenvolupament de ventalls submarins al peu del talús, mentre que durant les fases de nivells del mar alt (B) els sistemes fluvials estan desconnectats dels canyons submarins (modificat de Encyclopædia Britannica Online, 2015).

tant, en el seu clima. Des de la glaciació de finals del Pliocè fins fa un milió d'anys, la freqüència de les glaciacions estava controlada per cicles de 41 ka amb variacions eustàtiques d'entre 60 i 90 m, però durant el darrer milió d'anys el clima de la Terra i les oscil·lacions glacioeustàtiques han passat a estar governades per cicles de 100 ka anys amb variacions del nivell del mar de fins a 120 m (Waelbroeck *et al.*, 2002; Crundwell *et al.*, 2008) (Fig. 1.12).

Durant els períodes pretèrits de nivell del mar globalment baix (en anglès *lowstands*) es produï l'exposició subaèria de gran part de les plataformes continentals de latituds mitjanes i baixes i, en conseqüència, l'apropament de les línies de costa i les goles fluvials a la vora de la plataforma continental (Vail *et al.*, 1977) (Fig. 1.11A). Aquesta situació afavorí l'aportació de sediment fluvial directament als talussos continentals i, especialment, als canyons submarins (Rabineau *et al.*, 2005; Nittrouer *et al.*, 2009). Dins els canyons, aital descàrrega fluvial directa, principalment en forma de plomalls hiperpícnics, excavaria les capçaleres i les incisions axials, depositaria grans quantitats de sediment als fons dels canyons i a les terrasses adjacents, i també desencadenaria processos d'inestabilitat per soccavament lateral, determinant així la retroalimentació dels mateixos canyons i dels sistemes de canyó-canal (Baztán *et al.*, 2005; Smith *et al.*, 2005). Tanmateix, hi ha qui considera que els corrents costaners i l'acció de l'onatge també podrien haver jugat un paper rellevant en l'afaiçonament de les capçaleres dels

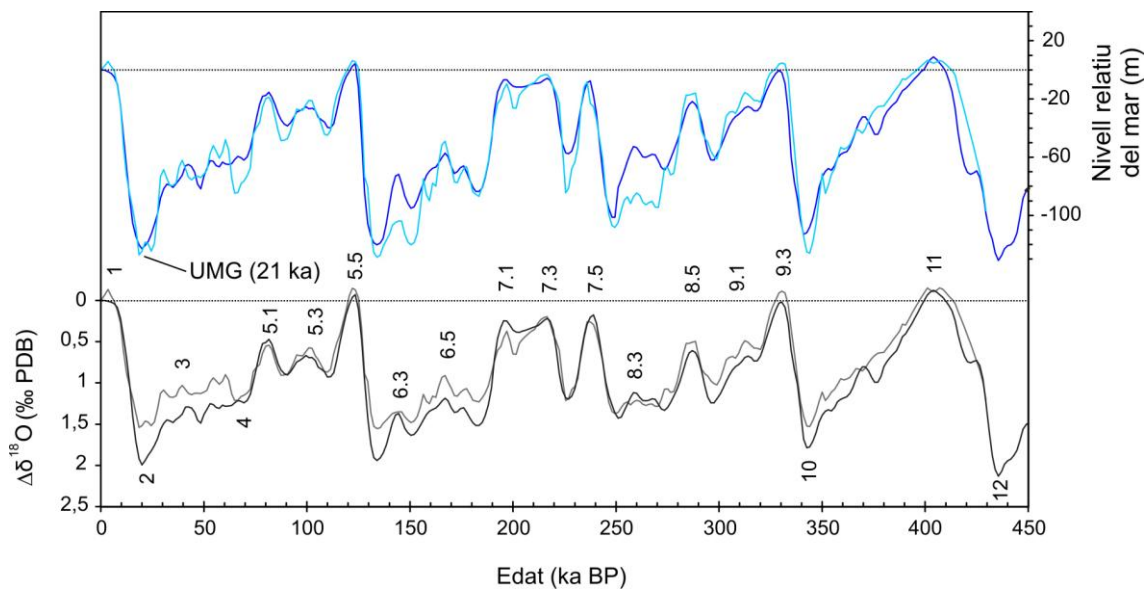


Figura 1.12. Corbes de variació del nivell del mar de l'oceà Pacífic (blau clar) i Atlàntic (blau fosc) pels darrers 450 ka, calculades a partir de la variació isotòpica de l'oxigen en foraminífers bentònics. Els números indiquen els diferents estadis isotòpics marins. UMG: últim màxim glacial (en anglès *last glacial maximum*). PDB: Pee Dee Belemnite (estàndard) (modificat de Waelbroeck *et al.*, 2002).

canyons submarins (Pratson *et al.*, 2009). En aquest context, el ja esmentat procés de ressurgència submarina assoliria el seu apogeu, causant esllavissaments successius que eixamplarien les mides de la capçalera i que també podrien iniciar la formació de nous canyons submarins (cf. aptat. 1.2.2.2). Cal dir, però, que les connexions entre rius i canyons podien canviar d'un mínim eustàtic al següent i, per tant, un mateix riu pot desguassar en diferents canyons al llarg del temps (Pratson *et al.*, 1994). En la present situació de nivell del mar alt (en anglès *highstands*), la gran majoria de rius estan desconnectats de les capçaleres dels canyons submarins i descarreguen a la plataforma continental interna, des d'on es dispersen per l'acció de l'onatge i els corrents (Fig. 1.11B). Les paleoconnexions físiques entre els rius i els canyons submarins a la plataforma continental actual són rarament observables, doncs mentre puja el nivell del mar i quan aquest és alt els cursos excavats pels rius a la plataforma tendeixen a reblir-se ràpidament (Canals *et al.*, 2012). Ara bé, de paleolínies de costa, prismes litorals progradants i paleodeltes hom n'observa sovint tant a la plataforma com vorejant el cantó i, lògicament, també les capçaleres i els cursos superiors dels canyons submarins (Emery, 1968; Rabineau *et al.*, 2005; Basseti *et al.*, 2006; Duran *et al.*, 2013).

Processos costaners i oceanogràfics

Habitualment, els principals processos que afaïçonen els canyons submarins assoleixen el seu clímax durant èpoques de nivell del mar globalment baix i, per tant, hom considera que la norma general és que els canyons només romanen actius durant aquestes èpoques, la darrera centrada als 21 ka abans del present (Fig. 1.12). Certament, hi ha molts canyons inactius o mínimament actius quan el nivell del mar és alt com ocorre actualment, sigui perquè no estan influenciats per cap desguàs fluvial, perquè estan poc encaixats a la plataforma continental, perquè les condicions climàtiques de la zona no afavoreixen la formació de processos de transport capaços de remobilitzar els sediments de la plataforma i transferir-los caps als canyons i el talús continental, o perquè es donen combinacions de les anteriors. Avui, però, també és sabut que certs canyons submarins mantenen nivells d'activitat alts mercès a processos de transport costaner i a processos oceanogràfics d'alt nivell energètic que transfereixen sediment i altres substàncies cap a la conca profunda, tot i afaïçonant llurs cursos (Canals *et al.*, 2013; Talling *et al.*, 2013). Evidentment, l'activitat dels canyons per aquests processos es reforça quan els canyons són fortament encaixats a la plataforma, de manera que, tot i amb un nivell del mar alt, connecten de forma efectiva els sistemes de drenatge terrestres i submarins (Greene *et al.*, 2002; Babonneau *et al.*, 2002; Lastras *et al.*, 2009; Canals *et al.*, 2013).

Mentre en períodes de nivell del mar baix els corrents de terbolesa resultaven ser un fenomen freqüent, quan el nivell del mar és alt, com ara mateix, amb les goles fluvials allunyades de la vora de plataforma, els corrents de terbolesa són molt més intermitents, doncs depenen de descàrregues fluvials excepcionals (Mulder i Syvitski, 1995), de l'ocurrència d'esllavissaments associats generalment a terratrèmols (Hsü *et al.*, 2008), o de l'activitat humana (Dan *et al.*, 2007). Donades les dificultats d'observar i enregistrar *in situ* els corrents de terbolesa dels canyons submarins mitjançant ancoratges instrumentats (Paull *et al.*, 2003), la seva acció actual és més aviat coneguda pels seus efectes en el relleu i els dipòsits sedimentaris i pels impactes contra estructures submarines (Piper *et al.*, 1999; Fildani *et al.*, 2006). En funció de la fricció entre el fons i el corrent, la concentració de sediment i la seva velocitat, l'empremta del corrent de terbolesa pot ser erosiva, de no deposició o deposicional. Les formes de fons resultants dels corrents de terbolesa, com ara les marques de fregada (en anglès *scours*) i les ones de sediment les discutirem al subcapítol 2.2.

La resuspensió i el transport de sediment per processos oceanogràfics d'alt nivell energètic resulten indirectament de la interacció i intercanvi d'energia entre l'atmosfera i l'oceà. Els forçaments atmosfèrics més rellevants en aquest context són el vent, la temperatura i la precipitació. Ells són els principals responsables, com a condicionadors i/o causants directes, de fenòmens extrems com les cascades d'aigües denses de plataforma (Ivanov *et al.*, 2004) i els temporals (Palanques *et al.*, 2008). Altres mecanismes capaços de generar resuspensió i transport de sediment talús avall són les ones internes i els vòrtexs de la circulació oceànica que penetren fins el fons marí (Cacchione *et al.*, 2002; Martín *et al.*, 2010), a més dels ja esmentats corrents litorals (Normark *et al.*, 2009) i la pesca d'arrossegament vora i als vessants dels canyons (Puig *et al.*, 2012).

Les **cascades d'aigües denses de plataforma** són un procés força estès en els marges continentals de totes les latituds i tenen un caràcter episòdic (Ivanov *et al.*, 2004). Són correntades o fluxos ràpids ($> 1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), turbulents i carregats de sediment i altres materials que discorren sobre el fons a favor de la gravetat (Canals *et al.*, 2006; Durrieu de Madron *et al.*, 2013). Aquestes correntades s'originen per l'enfonsament d'aigües superficials densificades, en primera instància, per l'efecte dels forçaments externs esmentats, i discorren cap a majors profunditats fins que assoleixen un nivell en què estan en equilibri de densitat amb les aigües circumdants. Aleshores s'interestratifiquen. Si allà on es produeixen les aigües denses originades en superfície són més denses que qualsevol altra massa d'aigua, se situen a sota de totes elles i assoleixen la conca profunda a ran de fons. La seva diferència principal amb els

corrents de terbolesa és que en aquests 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.

A les regions polars, l'increment de densitat de les aigües superficials és degut a l'expulsió de sal cap a l'aigua circumdant quan es congela la superfície del mar (Ivanov *et al.*, 2004). A les latituds intermèdies solen ésser els vents freds i secs de l'hivern els que provoquen el refredament, l'evaporació i el subsegüent enfonsament de les aigües superficials (Shapiro *et al.*, 2003). A les latituds baixes, les elevades temperatures indueixen una forta evaporació i l'augment de la salinitat de les aigües superficials fins que aquestes esdevenen prou denses i s'enfonsen, doncs les aigües que tenen a sota són més lleugeres (Pattiaratchi *et al.*, 2011).

Un cop assoleixen el fons de la plataforma continental, la circulació local i regional, les tempestes, el pendent, la presència d'elements orogràfics singulars (e.g. promontoris costaners), o combinacions d'aquests factors, a més de la pròpia dinàmica del moviment de les aigües denses, determinen que sobreixin primer per la vora de plataforma i que descendeixin seguidament talús avall en forma de cascades, preferentment seguint els canyons submarins. Les cascades d'aigües denses de plataforma comporten la transferència ràpida de grans volums d'aigua i sediment des de la zona costanera i els nivells superficials cap al marge i la conca profunds, però també de matèria orgànica en diferents formes (Durrieu de Madron *et al.*, 2005; Sanchez-Vidal *et al.*, 2012) i contaminants (Salvadó *et al.*, 2012a, 2012b, 2013).

Els **temporals** són pertorbacions meteorològiques caracteritzades per vents forts que aixequen la mar i, si van acompanyades de precipitacions intenses, provoquen l'augment dels cabals dels rius costaners, els quals poden experimentar riuades. La resuspensió i la redistribució del sediment per l'acció de l'onatge i els corrents associats sobre el fons marí, per una banda, i les descàrregues fluvials elevades, per l'altra, produeixen dos plomalls tèrbols: un a la superfície, impulsat pel vent i els corrents, i un enganxat al fons. Aquest darrer és impulsat pel contrast de densitat amb l'aigua marina circumdant, l'efecte de la gravetat i processos oceanogràfics locals com la deriva litoral, els corrents de plataforma i els corrents regionals o de mesoescala (Guillén *et al.*, 2006). Un fort increment de la càrrega sedimentària en un volum d'aigua fa que augmenti la seva densitat.

Sovint s'utilitza el terme "nefeloides" o "capa nefeloides" (en anglès *nepheloid layer*) per referir-se a aquests plomalls, sobretot en etapes avançades del seu esdevenidor. Els fins que formen

aquestes capes poden romandre en suspensió durant períodes de temps molt dilatats, gairebé permanentment, per poc que hi hagi un mínim comportament dinàmic de les aigües.

Quan els plomalls de fons, més o menys enriquits en partícules despreses dels plomalls superficials, sobreixen més enllà de la vora de la plataforma continental o són capturats pels canyons submarins encaixats a la mateixa plataforma, es generen corrents de densitat enganxades al fons (en anglès *near-bottom currents*) i capaces de viatjar desenes de quilòmetres talús avall tot i transferint grans quantitats de sediment, matèria orgànica i altres substàncies (Palanques *et al.*, 2008; Xu *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2012; Sanchez-Vidal *et al.*, 2012).

Cal tenir present també que les onades de temporal i els corrents associats remobilitzen volums molt considerables de sediment provinent de les platges i de la línia de costa en sentit ampli, i també dels fons de la plataforma continental, els quals poden eventualment ésser transportats fins les capçaleres dels canyons, sobretot les situades a poca distància de la línia de costa i que tallen la plataforma mitja i interna. Aquestes remobilitzacions poden tenir caràcter massiu i comportar, d'una part, l'enterrament de les comunitats bentòniques i, d'una altra, l'abrasió i incorporació de materials orgànics al flux de sediment (Martín-Vide *et al.*, 2008; Alcoverro *et al.*, 2012; Hereu *et al.*, 2012; Sanchez-Vidal *et al.*, 2012).

Més enllà de si un canyó submarí és actiu o no en termes de dinàmica sedimentària, hom ha demostrat que llur presència en els talussos continentals afecta directament la circulació de corrents marins (Flexas *et al.*, 2008). Els corrents marins que circulen damunt el talús continental tendeixen a seguir les isòbates i, per tant, la seva direcció i velocitat es poden veure afectades per les discontinuïtats topogràfiques, com els canyons submarins o les fosses oceàniques. Per aquesta raó, els canyons submarins poden afavorir tant l'enfonsament d'aigües superficials (en anglès *downwelling*) com l'aflorament d'aigües profundes (Allen i Durrieu de Madron, 2009) (Fig. 1.6). Ambdós processos afavoreixen el desenvolupament de les zones de barreja ja esmentades i, en el cas dels afloraments, l'increment de la biodiversitat i la biomassa a l'interior del canyó (Vetter *et al.*, 2010). També són coneguts des de fa molt de temps els moviments d'aigua i partícules en suspensió alternativament ascendents i descendents dins els canyons submarins, deguts a l'efecte de marea, a ones internes o a la circulació de mesoscala (Shepard *et al.*, 1979).

1.2.3. Distribució global

Fins fa poc, el coneixement de la presència i distribució de grans canyons submarins en el conjunt de marges continentals del món depenia exclusivament del grau d'estudi de cada marge en particular. Avui, mercès a les dades d'altimetria satel·litària i batimètriques, s'han generat diferents models digitals d'elevacions d'abast global (e.g. l'atles batimètric GEBCO i la base de dades ETOPO1), les quals faciliten la identificació de canyons submarins fins en els marges continentals més remots. L'atles batimètric GEBCO és un recull de dades batimètriques amb interpolacions entre punts de sonda, guiades per dades d'altimetria satel·litària (IOC *et al.*, 2003), mentre que l'ETOPO1 és un derivat de dades d'altimetria satel·litària i de dades batimètriques (Amante i Eakins, 2009).

El treball més recent i més complet sobre la distribució dels canyons submarins a escala global és el d'Harris i Whiteway (2011). Aquests autors han identificat 5.849 canyons submarins (Fig. 1.13), la qual cosa no vol pas dir que no ni hagi més, però sí que els que resten són canyons menors. Més enllà d'aquest treball, de canyons submarins hom ja n'havia identificat en tota mena de marges: passius, tant siliciclàstics (Pratson *et al.*, 1994; Amblas *et al.*, 2006; Antobreh i Krastel, 2006; Lastras *et al.*, 2009; Gómez-Ballesteros, *et al.*, 2014) com carbonatats (Exon *et al.*, 2005; Puga-Bernabéu *et al.*, 2011); actius, tant de fossa oceànica (Lewis i Barnes, 1999; Kukowski *et al.*, 2001; Laursen i Normark, 2002; Mountjoy *et al.*, 2009) com d'arc insular (Krastel *et al.*, 2001; Mitchell *et al.*, 2002; Noda *et al.*, 2008), i en marges de cisalla o transformants (Harris *et al.*, 2014). També excavats damunt diferents menes d'elements fisiogràfics, a més dels talussos continentals i insulars, com escarpaments isolats (Gwiazda *et al.*, 2013; Micallef *et al.*, 2014). N'hi ha tant als grans oceans com en mars marginals i mars tancades o semitancades, inclosa, òbviament, la Mediterrània (Loubrieu *et al.*, 2007; Normark i Carlson, 2003; Popescu *et al.*, 2004; Rao *et al.*, 2005). I també n'hi ha a totes les latituds: equatorials, tropicals, mitjanes, subpolars i polars, i en els contextos sedimentaris propis de les mateixes, des dels dominats per processos bioconstructius fins els dominats per processos glaciomarins (Andrews *et al.*, 1969; Carlson i Karl, 1984; Laberg *et al.*, 2007; Puig *et al.*, 2013). En definitiva, de canyons submarins n'hi ha pràcticament arreu.

Tots aquests treballs, amb un lloc destacat pel de Harris i Whiteway (2011), i altres que no citem per no incórrer en un excés de prolixitat, han permès constatar que els indrets amb més canyons submarins són el sud-est d'Àsia (918), la Mediterrània (518) i l'Antàrtida (458) (Taula 1.1). Segons regions, la longitud mitjana dels canyons submarins varia entre 26,5 km a la

Mediterrània i 65,2 km a l'Àrtic, essent el més llarg del planeta el canyó de Bering, amb 495 km de recorregut (Normark i Carlson, 2003). D'altra banda, els canyons amb més pendent, definida a partir de l'angle entre l'àpex i el termini del canyó respecte a l'horitzontal, se situen a les illes (7,3°) i a la mar Mediterrània (6,5°), mentre que els de pendents més suaus són a les regions polars. L'espaiat entre canyons, és a dir, la distància horitzontal entre dos tàlvegs veïns mesurada damunt el talús, varia notablement entre les diferents regions del planeta (Taula 1.1). Aquest paràmetre, que defineix la densitat de canyons, assoleix els seus valors màxims a la mar Mediterrània i l'Índia (Harris i Whiteway, 2011). Pel que fa a la profunditat, els canyons més profunds de mitjana (2.363 m) són a Austràlia, mentre que els més somers són a la

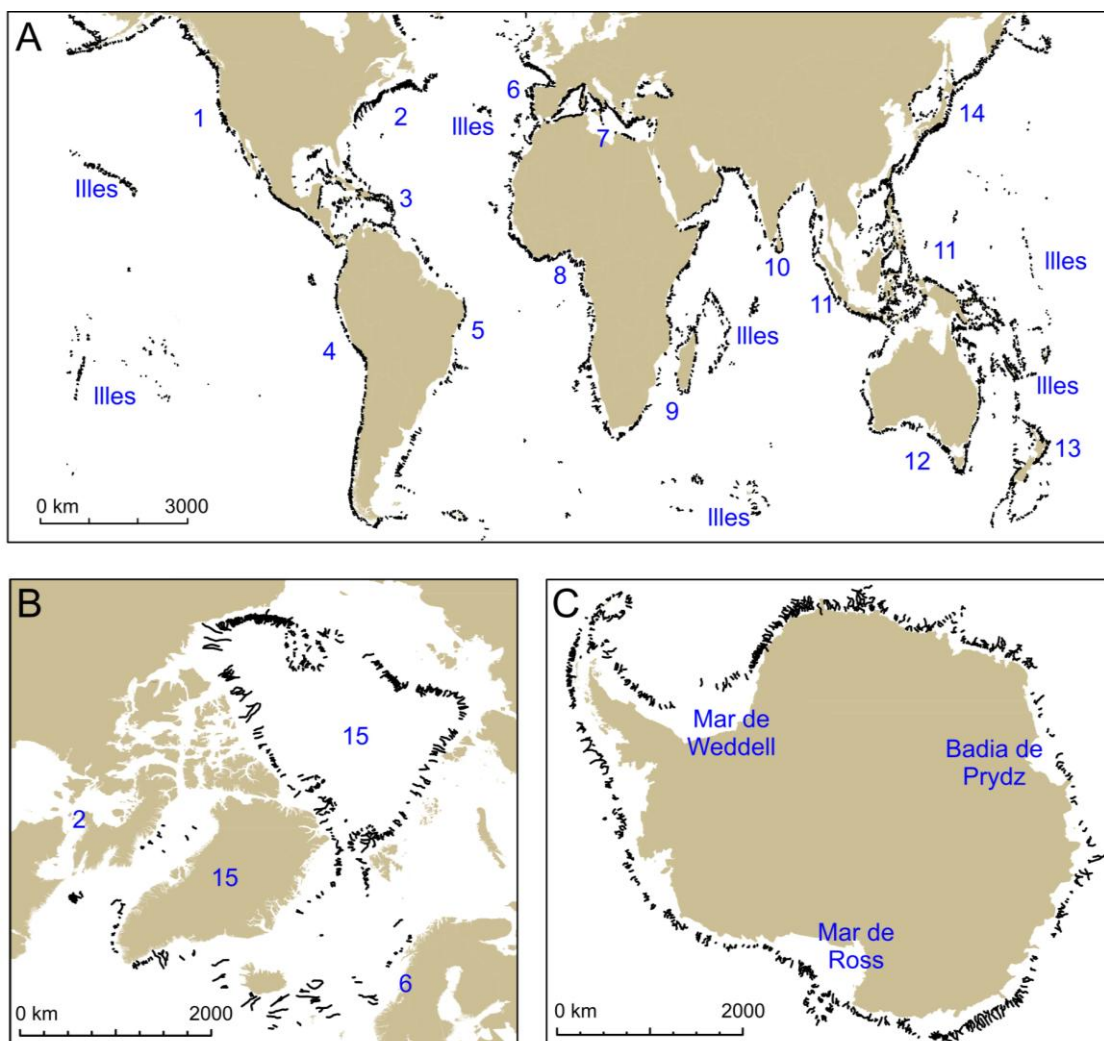


Figura 1.13. Distribució dels canyons submarins als marges continentals de la Terra. **A.** Oest de Nord Amèrica (1), est de Nord Amèrica (2), Carib (3), oest de Sud Amèrica (4), est de Sud Amèrica (5), oest d'Europa (6), Mar Mediterrània (7), oest d'Àfrica (8), est d'Àfrica (9), Índia (10), sud-est d'Àsia (11), Austràlia (12), Nova Zelanda (13), nord-est d'Àsia (14) i illes. **B.** Àrtic (15). **C.** Antàrtida (modificat d'Harris i Whiteway, 2011).

Mediterrània (1.613 m). Hi ha canyons submarins que ultrapassen els 4.700 m de profunditat, com el canyó de Nazaré i el canyó d'Avilés, ambdós a la península Ibèrica (Lastras *et al.*, 2009; Gómez-Ballesteros *et al.*, 2014). De fet, els marges continentals de la península acullen un gran nombre de canyons submarins, inclosos alguns que es compten entre els més llargs i profunds del món (Canals *et al.*, 2004b).

Regió geogràfica	Nombre de canyons	Longitud (km)	Pendent (°)	Espaiat (km)	Profunditat (m)
Costa Oest d'Amèrica del Nord	290	60,7	4,3	31,5	2.314
Costa Est d'Amèrica del Nord	148	62,9	4,4	30,8	2.083
Carib	234	52,1	5,2	36,1	2.312
Costa Oest d' Amèrica del Sud	266	35,6	5,1	25,9	2.059
Costa Est d'Amèrica del Sud	191	49,8	4,3	37,1	2.035
Europa occidental	139	49,6	4,5	37,6	2.326
Mediterrània	518	26,5	6,5	14,9	1.613
Costa Oest d'Àfrica	224	57,1	3,4	32,7	2.149
Costa Est d'Àfrica	191	47,1	3,8	34,2	1.985
Índia	199	32,7	5,2	24,5	1.686
Sud-est d'Àsia	918	36,4	5,8	27,6	2.055
Austràlia	256	52,6	4,9	30,9	2.363
Nova Zelanda	83	58,6	3,6	33,4	1.974
Nord-est d'Àsia	370	43,2	4,5	29,9	1.967
Àrtic	345	65,2	2,7	65,2	1.794
Antàrtida	458	56,1	3	42,9	1.812
Illes	1019	30	7,3	35,8	1.985

Taula 1.1. Principals característiques morfològiques dels canyons submarins de tot el món per àrees geogràfiques (extreta de Harris i Whiteway, 2011).

El 68,8% dels canyons submarins entallen el talús superior i la vora de la plataforma continental, mentre que només el 31,2% entallen més o menys marcadament la plataforma continental (Harris i Whiteway, 2011). D'aquest 31,2%, només el 2,6% està clarament associat amb rius actualment. L'associació amb grans sistemes fluvials en concret, tant en fases de nivell del mar alt com baix, afavoreix el desenvolupament de grans ventalls submarins al peu del talús. Ho il·lustra, entre altres, el ventall submarí de Bengala connectat al sistema Ganges-Brahmaputra a través del solc de front deltaic anomenat *Swatch of No Ground*. Aquest ventall sedimentari té 2.800 km de longitud i 1.400 km d'amplada, i cobreix una àrea de 2 milions de km² (Normark i Carlson, 2003). Altres ventalls submarins profunds de grans proporcions lligats amb sistemes fluvials per canyons submarins són el del Indus, a l'oest de l'Índia (Droz i Bellaiche, 1991), el de l'Amazones a l'est de Sud Amèrica (Pirmez i Flood, 1995), i el del Zaire a l'oest d'Àfrica (Droz *et al.*, 1996), tots ells alimentats pels rius homònims. Hi ha, de tota manera, canyons submarins enormes, com els de Zhemchug, Bering i Navarín, al mar de Bering, que són els més grans del món en volum, que no han generat ventalls submarins particularment rellevants per la seva mida (Scholl *et al.*, 1970).

1.2.4. Impactes antropogènics

Estudis d'abast molt ampli, com el de Halpern *et al.* (2008), han mostrat que les activitats humanes causen directament i indirecta impactes que afecten principalment a les propietats de l'aigua i als organismes i comunitats vivents. Entre els impactes directes s'hi compten els derivats d'activitats com la pesca, el transport marítim, l'extracció de recursos minerals i energètics, i les actuacions i l'ús de les costes i el fons marí. Els impactes indirectes més rellevants són provocats per activitats desenvolupades, en tot o en gran part, defora del sistema marí. El millor exemple és el forçament antropogènic del canvi climàtic, el qual afecta les propietats de l'aigua de mar (e.g. la temperatura) i fins i tot el seu mateix estat físic. Penseu, sinó, en la reducció any rere any del recobriment de gel a l'oceà Àrtic (Boe *et al.*, 2009; Screen i Simmonds, 2010) i a la península Antàrtica (Mulvaney *et al.*, 2012; vegis també nsidc.org). Afecten també el comportament, la dinàmica i fins i tot la composició de l'oceà. Penseu en aquest cas en les entrades de grans volums d'aigua dolça pel desglaç dels mantells i casquets polars, en l'alteració de la circulació i els moviments i equilibris entre les masses d'aigua, o en l'acidificació dels oceans per l'excés de diòxid carboni i altres gasos emesos a l'atmosfera (IPC, 2014). Tot plegat afecta també, i de manera molt patent, els hàbitats i ecosistemes marins, els quals poden veure reduït o ampliat el seu rang de distribució en funció de la seva resiliència i capacitat d'adaptació a unes condicions ambientals que estan canviant

prou de pressa (Cheung, *et al.*, 2009; Chown *et al.*, 2015; Hautier *et al.*, 2015). Donada la temàtica d'aquesta Tesi, i arribats en aquest punt, ens convé centrar-nos en els que afecten directament als canyons submarins, com la pesca d'arrossegament i l'abocament de contaminants i deixalles.

L'explotació dels recursos vius dels hàbitats propis dels canyons submarins va assolir el seu clímax a la dècada dels setanta del segle passat amb la industrialització de tècniques de pesca particularment agressives, com l'arrossegament (Martín *et al.*, 2008). Es tracta d'una tècnica comercial no selectiva que, literalment, llaura el fons marí fins fondàries de 1.000 m i més per l'acció de grans xarxes i elements auxiliars pesants, tot i engolint tot allò que troba al seu pas (Fig. 1.14). Aquesta tècnica de pesca redueix la biodiversitat i la biomassa pel simple efecte de l'extracció (Dannheim *et al.*, 2014), i, a més, genera una gran mortalitat induïda per abrasió, estrès fisiològic i enterrament (Levin *et al.*, 2010), posa en suspensió contaminants químics orgànics i inorgànics retinguts en el sediment (Bradshaw *et al.*, 2012) i modifica el relleu submarí a gran escala (Puig *et al.*, 2012). A més, les extraccions de biomassa en un rang batimètric determinat estimulen les migracions des d'altres rangs batimètrics per ocupar els espais que havien estat buidats artificialment, generant així un desequilibrant efecte en cascada (Bailey *et al.*, 2009). La remobilització i la resuspensió de sediment produïda diàriament pels vaixells pesquers té un doble efecte a curt termini: (i) la reducció de la complexitat morfològica del fons marí, tot i tendint a suavitzar els pendents i crear paisatges marins (en anglès *seascape*) terrassats, i (ii) l'acumulació de grans volums de sediment fons dels canyons pel descens recurrent de fluxos de gravetat pels vessants (Palanques *et al.*, 2006; Puig *et al.*, 2012).

Un treball recent al canyó de la Fonera ha demostrat que el volum anual de sediment remobilitzat per la pesca de ròssec al seu vessant nord és comparable als volums afectats per esllavissaments de capçalera de canyó a escales de temps equivalents, mentre que el volum total de sediment remobilitzat al vessant del canyó des de la industrialització de la flota, sobretot a partir dels anys 70 del segle passat, és entre dos i cinc ordres de magnitud menor que els volums implicats en els esllavissaments de talús obert que es produeixen a escala de temps geològica (Puig *et al.*, 2012). Això, a més, del canvi dràstic en el patró direccional del relleu dels vessant del canyó esmentat més amunt.

Una altra mena d'impacte antropogènic és el causat per les deixalles, presents a tots i cadascun dels nivells de l'oceà, des de la superfície fins la columna d'aigua i el fons. De

deixalles, hom n'ha trobat més enllà dels 7.200 m a la fossa de Ryukyu, al sud del Japó (Miyake *et al.*, 2011), i també a les regions oceàniques més remotes (Ivar Do Sol *et al.*, 2011; Woodall *et al.*, 2015). Les vies d'entrada de les deixalles a l'ambient marí són diverses, i habitualment hom distingeix entre fonts terrestres i marines (cf. aptat. 2.3.2.3). A títol il·lustratiu, cal saber que cada any cauen al mar 10.000 contenidors, sobretot durant tempestes, molts dels quals es malmeten i perden el seu contingut, el qual pot ser transportat pels corrents a àrees molt llunyanes, fins que acaba varant a la costa o enfonsant-se (Ebbesmeyer i Ingraham, 1994). De tota manera, aquests resultats no donen una visió prou àmplia, doncs la gran majoria de regions oceàniques resten inexplorades en termes d'abundància, composició i distribució de deixalles. També l'ús de tècniques d'observació i mostreig diferents (i.e. vehicles submarins i arrossegament de fons) esbiaixa les dades obtingudes i en dificulta la seva comparació i anàlisi.

Tot i aquesta feblesa, des de la dècada dels 70 del segle passat s'ha constatat que els plàstics, les arts de pesca i els objectes metàl·lics són les deixalles que més abunden (UNEP, 2009 i les referències que conté) (Fig. 1.15). El plàstic és un material resistent, persistent, impermeable i lleuger que es troba de forma omnipresent flotant a la deriva a la superfície del mar, en suspensió a la columna d'aigua, dipositat al fons o enterrat. Hi ha moltes menes de plàstics, i de la seva composició i estructura en depenen les seves propietats i, per tant, la velocitat amb què es degrada i els productes resultants de la degradació (Fig. 1.15A). Segons algunes estimacions, les ampolles de plàstic triguen de l'ordre de 450 anys en degradar-se completament, mentre que les bosses de plàstic triguen entre 1 i 20 anys (Bollman *et al.*, 2010). Els petits fragments i fibres, anomenats microplàstics, resultants de la seva descomposició, pot provocar danys irreversibles en certs organismes, especialment en

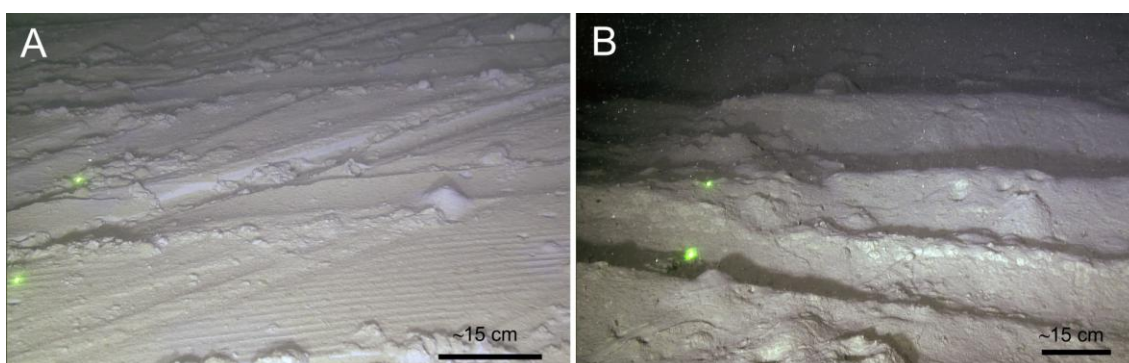


Figura 1.14. A i B. Marques produïdes per la pesca d'arrossegament al fons dels canyons del marge català del nord (cf. aptat. 1.2.4). Imatges obtingudes al juliol de 2011 amb el ROV *Liropus 2000* durant la campanya oceanogràfica PROMARES-Oasis del Mar. L'escala de la part inferior de les imatges equival a 15 cm aproximadament.

detritívors o filtradors (Derraik *et al.*, 2002; Thompson *et al.*, 2004). Per la seva banda, la pèrdua o abandonament voluntari de les arts de pesca als vessants o al fons dels canyons submarins no només introdueix elements aliens a l'ecosistema i més o menús danyosos, sinó que provoca el que avui coneixem com pesca fantasma (en anglès *ghost fishing*). És a dir, les arts de pesca perdudes o abandonades continuen “pescant” de forma passiva organismes marins durant períodes de temps que poden ésser molt llargs, sense que cap hom regui benefici d'aquesta “pesca” (Brown i Macfadyen, 2007) (Fig. 1.15B). L'abundància d'objectes metàl·lics als oceans és força més baixa que els altres tipus de deixalles que acabem d'esmentar, tot i que és també probable que llur presència estigui infravalorada, doncs en ésser més pesants s'enterren en el sediment tot i que és força més fàcilment. Pel que fa a la localització de les deixalles dins els canyons submarins, cal distingir entre les lleugeres, les pesants i les que tendeixen a quedar enganxades. Les primeres són fàcilment transportades canyó avall per corrents i processos de transport sedimentari en massa, mentre que les segones queden generalment allà on caigueren o foren abocades inicialment. Les arts de pesca són l'exemple paradigmàtic de deixalles que sovint queden enganxades allà on el relleu és irregular i amb afloraments rocallosos, com les capçaleres dels canyons, indrets concrets de les seves vessants i més rarament els fons de canyons (Fig. 1.15C). Són indrets on sovintegen ecosistemes marins vulnerables, com els coralls d'aigües fredes (Fig. 1.15D). Cal dir també que moltes vegades hom ha observat que les relacions entre deixalles i organismes poden tenir un caràcter ambivalent o ambigu. Aprofundirem en aquesta qüestió al subcapítol 2.3.

La presència de compostos i elements químics contaminants representa un altre tipus d'impacte antropogènic a considerar dins l'estudi dels canyons submarins i els talussos adjacents. Així, hom ha identificat contaminants orgànics persistents (en anglès *persistent organic pollutants, POPs*) del grup dels pesticides i herbicides, i també metalls, tant a l'aigua, com als sediments i també en organismes marins (Dachs *et al.*, 2002; Rotllant *et al.*, 2006; Venkatesan *et al.*, 2010; Koenig *et al.*, 2013 i les referències que conté; Mil-Homens *et al.*, 2013). Històricament, aquests contaminants han estat introduïts al medi marí per la via atmosfèrica i per les descàrregues de rius i emissaris submarins i, més rarament, per abocament directe (Guieu *et al.*, 1991; Sánchez-Avila *et al.*, 2012). Alguns presenten una gran resistència a la degradació en condicions naturals i no pas pocs es transformen en altres compostos. La circulació oceànica i la hidrodinàmica de cada canyó submarí determinen el transport i l'acumulació de contaminants químics cap als canyons submarins i des d'aquests cap a la conca profunda on poden quedar finalment enterrats a menys que hagin (Looser *et al.*, 2000; Salvadó *et al.*, 2012a). L'absorció i la ingestió d'aquests contaminants per part de

qualsevol organisme marí afecta directament l'esglaió superior de la cadena tròfica, podent arribar al darrer esglaió, que no és altre que l'ésser humà (Company *et al.*, 2010; Burger *et al.*, 2012; Koenig *et al.*, 2013).

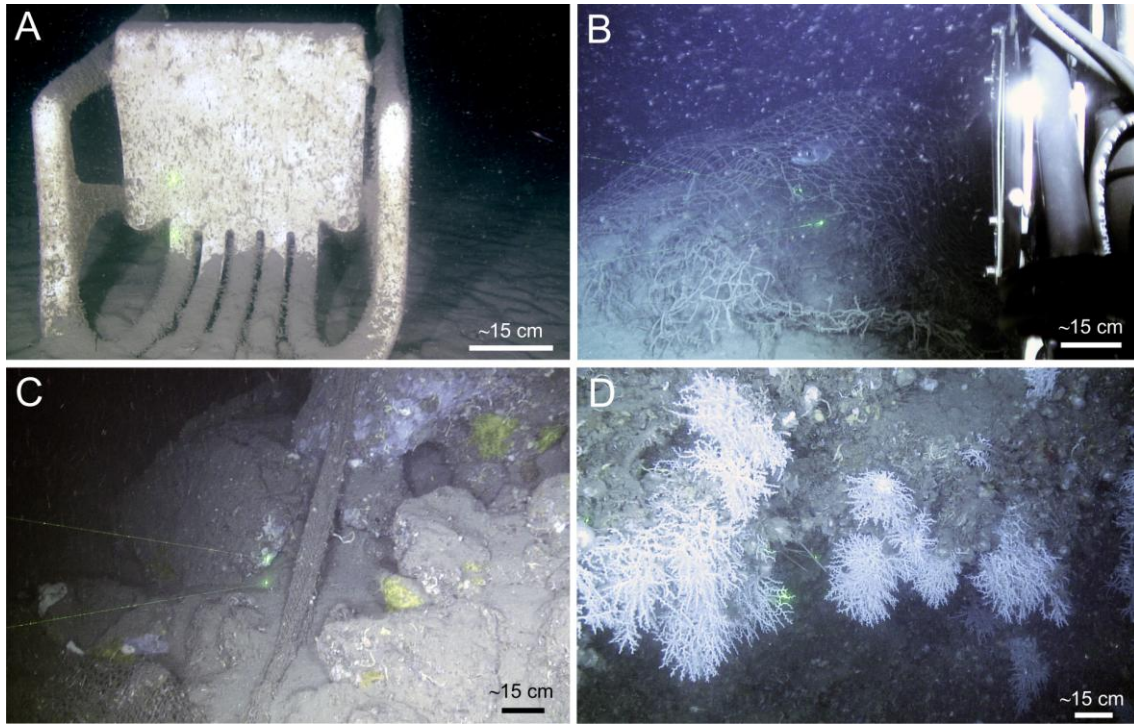


Figura 1.15. A. Cadira de plàstic a 894 m de profunditat a l'eix del canyó de La Fonera. B. Art de pesca a 688 m de profunditat al camp de solcs gegants (en anglès *furrow field*) del canyó del Cap de Creus. C. Art de pesca enganxat a 196 m de profunditat al vessant est del canyó del Cap de Creus. D. Coralls d'aigües fredes a 269 m de profunditat adherits als afloraments rocallosos de la capçalera del canyó de La Fonera. Imatges obtingudes al juliol del 2011 amb el ROV *Liropus 2000* durant la campanya oceanogràfica PROMARES-Oasis del Mar. L'escala de la part inferior de les imatges equival a 15 cm aproximadament.

1.3. Àrees d'estudi

Aquesta Tesi s'ha dut a terme en dues àrees d'estudi: els marges continentals de Catalunya i Califòrnia. Es tracta de marges amb característiques ben contrastades, com ara l'activitat tectònica regional o l'ocurrència de processos dinàmics de transport de sediment, els quals han controlat la evolució dels canyons submarins que s'hi encaixen.

1.3.1. El marge continental de Catalunya

1.3.1.1. Marc geogràfic i fisiografia general

El marge continental de Catalunya és situat a la conca Catalanobalear, entenent com a tal i des del punt de vista geològic la conca desenvolupada durant el Neogen entre la Serralada Ibèrica-Cadenes Costaneres Catalanes i el Sistema Bètic-Balear, és a dir, el també anomenat solc de València (Roca *et al.*, 1992). Per assimilació, hom podria parlar de la "mar Catalanobalear", tot i que en aquest concepte també s'hi solen incloure les àrees marines adjacents al solc de València, situades al sud i a l'est de les Balears, i al golf de Lleó més occidental (Canals *et al.*, 1982). Hom hi distingeix tres segments principals: septentrional o del nord, central, i de l'Ebre, que s'estén cap al País Valencià (Amblas *et al.*, 2006; Canals *et al.*, 2012). Aquests segments s'obren cap a la conca Provençal al nord, i cap al solc de València al sud, i els seus límits estan definits per canyons submarins, excepte el límit meridional del marge de l'Ebre (Fig. 1.16, i Fig. 3 d'Amblas *et al.*, 2006). En conjunt, es tracta d'un marge continental passiu amb els elements fisiogràfics clàssics: plataforma, talús i glacis (o peu de talús) continentals. El talús és solcat per nombrosos canyons submarins, alguns de grans dimensions. Un tret peculiar és que dins el solc de València el glacis mor dins l'anomenat canal de València, una vall submarina de tipus canal mig-oceànic controlada estructuralment (Alonso *et al.*, 1985; Roca, 1992).

El nostre treball se centra en el marge català del nord i central, la plataforma continental del qual és en conjunt força estreta, especialment si hom la compara amb les plataformes veïnes del golf de Lleó i de l'Ebre. La seva amplada ve molt condicionada precisament per l'elevat grau d'encaixament d'alguns canyons submarins. Així, l'amplada mitja de la plataforma del marge català del nord és de 25 km, amb l'excepció del sectors tallats pels canyons del Cap de Creus i de la Fonera, on només assoleix 3,5 i 4 km, respectivament. L'amplada de la plataforma del marge català central oscil·la entre valors màxim i mínim de 6 i 18 km (Fig. 1.16). El canyó més

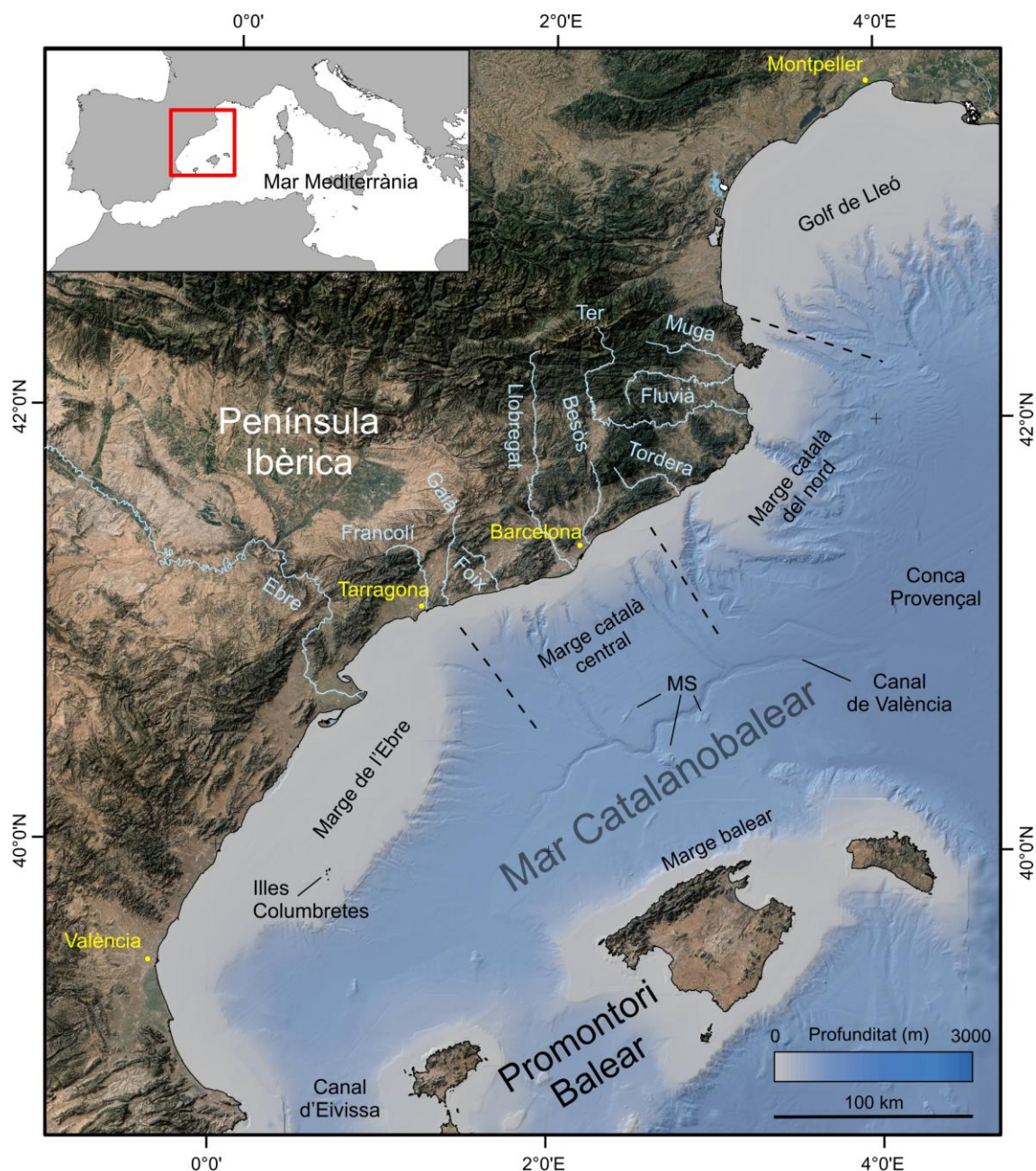


Figura 1.16. Mapa ombrejat del relleu de la mar Catalanobalear i de les terres emergides circumdants on s'indiquen els principals elements geogràfics i fisiogràfics. Hom indica la subdivisió del marge català en tres grans segments: el marge català del nord, el marge català central, i el marge de l'Ebre, que s'estén cap al País Valencià. Observi's l'asimetria de la conca central, els canyons submarins entallats al marge, l'amplitud de la plataforma continental de l'Ebre i alguns monts submarins (MS).

prominent en aquest segment és el del Foix, amb una triple capçalera (Canals *et al.*, 2004c). Al llarg dels marges catalans del nord i central la vora de plataforma se sol situar a una profunditat entre 100 i 200 m. Cal esmentar que davant la badia de Roses, al marge català del nord, la ruptura de pendent corresponent a la vora de plataforma és pràcticament

imperceptible. La morfologia de detall de la plataforma continental nord i central catalana ha estat descrita per Liqueste *et al.* (2007) i Duran *et al.* (2013, 2014), tot i que la central només parcialment.

El principal tret distintiu del talús continental dels marges català del nord i central són els canyons submarins, tot i que també s'hi han descrit esllavissaments submarins de poca extensió (Lastras *et al.*, 2007b). Així, el marge català del nord allotja els canyons del Cap de Creus, la Fonera i de Blanes, que es compten entre els quatre més grans dels segments de marge considerats (Fig. 1.17). Aquests canyons estan fortament entallats a la plataforma continental, situant-se llurs capçaleres a ben poca distància de la línia de costa (Lastras *et al.*, 2007a, 2011b; Duran *et al.*, 2013). Als treballs que acabem de citar hi ha descripcions detallades de la morfologia i interpretacions de la dinàmica sedimentària d'aquests canyons. El marge català central inclou els canyons d'Arenys, Besòs, Morràs, Berenguera i Foix, de dimensions força més modestes que els anteriors, excepte el darrer (Fig. 1.18). El canyó del Foix és comparable, per la seva grandària, als grans canyons del marge català del nord. El subcapítol 2.1 d'aquesta Tesi és dedicat a aquest canyó.

El marge continental de l'Ebre té una de les plataformes més amples de la Mediterrània occidental (fins a 70 km). La vora de plataforma és a una profunditat mitjana de 130 m de profunditat. Tot i que aquest segment de marge compta amb nombrosos canyons submarins, això sí, de dimensions modestes, són ben pocs els que entallen la plataforma i, els que ho fan, l'entallen escassament. Dit d'una altra manera, no hi ha cap canyó al marge de l'Ebre que estigui profundament encaixat a la plataforma i que tingui una capçalera ben propera a la línia de costa (Amblas *et al.*, 2006). A la part sud-oriental de la plataforma de l'Ebre hi ha el petit arxipèlag volcànic de les Columbretes, entorn al qual hi ha també un parell de cons volcànics submergits amb cràters ben definits i altres relleus igualment volcànics més irregulars (Múñoz *et al.*, 2005) (Fig. 1.16). Aquesta part de la plataforma de l'Ebre, i probablement altres, són ocupades per grans cossos sorrencs relictos que perfilen antigues línies de costa entre 80 i 116 m de fondària actual (Lo Iacono *et al.*, 2010). Més enllà del seguit de petits canyons adés esmentats, la majoria dels quals alimenten el Sistema Turbidític de l'Ebre a través de sistemes de canal-mota (Alonso i Maldonado, 1990; Canals *et al.*, 2000), al talús i al glacis continentals de l'Ebre destaquen la cicatriu i el dipòsit d'un corrent rocallós (en anglès *debris flow*) conegut com a BIG'95 que afectà més de 2.200 km² del fons marí (Lastras *et al.*, 2002, 2004).

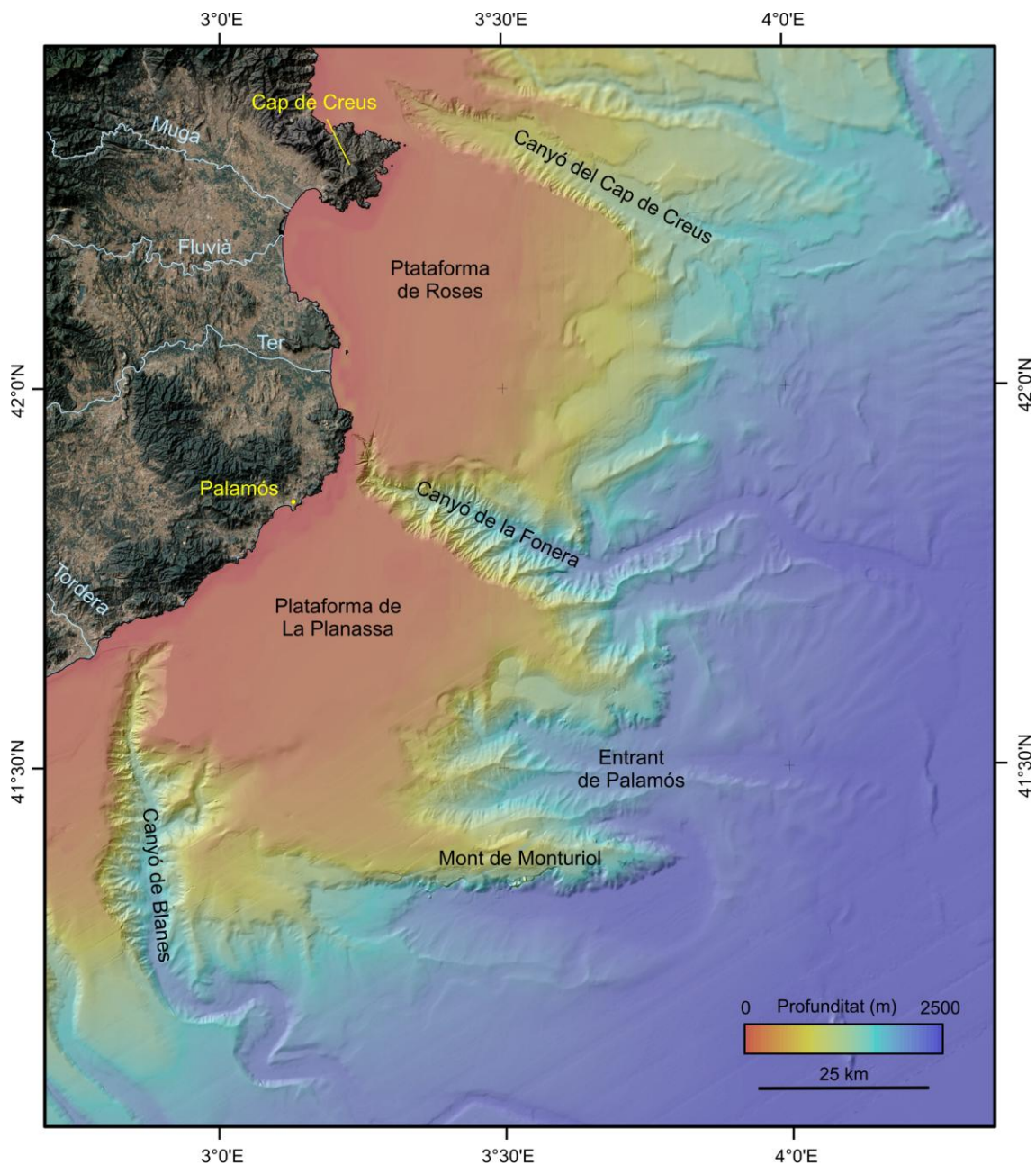


Figura 1.17. Mapa del relleu submarí del marge català del nord on s'indiquen els elements morfològics més destacats.

El solc de València té una longitud de 430 km i una amplada de 180 km, i la profunditat del seu eix, orientat en direcció NE-SW, varia des dels 1.500 m al sud fins a 2.800 m prop de la seva obertura a la conca Provençal, on es desenvolupa el ventall de València (Maldonado *et al.*, 1985; Palanques *et al.*, 1994) (Fig. 1.16). El canal de València, esmentat més amunt, segueix l'eix del solc de València (Alonso *et al.*, 1985). Aquest canal presenta un traçat meandriforme de baixa sinuositat, té un pendent axial mig de $0,4^\circ$ i motes ben desenvolupades (Alonso *et al.*, 1991), i recull sediments aportats pels marges català central, de l'Ebre i balear.

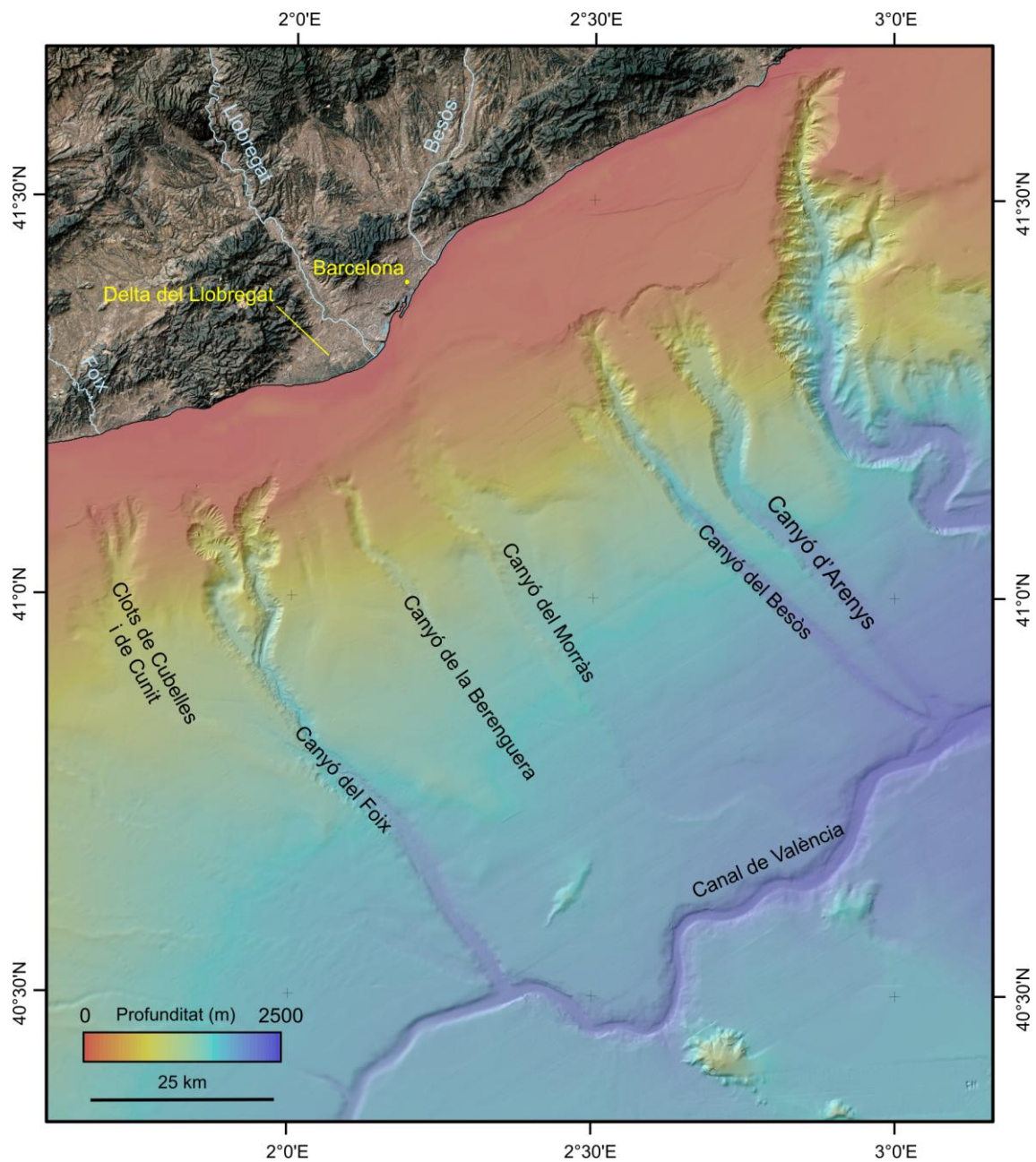


Figura 1.18. Mapa del relleu submarí del marge català central on s'indiquen els elements morfològics més destacats.

La configuració del solc de València i la presència del canal de València impedeixen un major desenvolupament dels sistemes de canal-mota que es desenvolupen a la part distal dels canyons submarins que drenen els marges català central i de l'Ebre.

1.3.1.2. Evolució geològica i estructura

Per entendre la gènesi i l'evolució de la mar Catalanobalear cal conèixer el context geodinàmic en el qual s'ha desenvolupat. En el cas que ens ocupa, la història impresa en les estructures tectòniques i l'arquitectura sedimentària de la Mediterrània nord-occidental revela que la conca Catalanobalear és relativament jove. Les etapes inicials de la seva formació daten de l'Oligocè i es produïren en el marc de l'orogènia alpina, ella mateixa causada per la col·lisió entre les plaques Euroasiàtica i Africana. L'evolució posterior del solc de València fins arribar a la configuració fisiogràfica actual han estat controlades per la subsidència tèrmica i pels efectes de les oscil·lacions climàtic-eustàtiques del Plió-Plistocè (Farran i Maldonado, 1990; Kertznus i Kneller, 2009).

L'obertura de l'oceà Atlàntic durant el Mesozoic condicionà el moviment relatiu entre les plaques d'Euràsia i Àfrica, de caràcter convergent des del Cretaci superior fins al present (Lonergan i White, 1997; Roca *et al.*, 1999; Rosenbaum *et al.*, 2002). Aquest fet comportà la desaparició del Tetis, un oceà longitudinal que separava Gondwana de Laurentia tot i seguint un extens sistema de rift que anava des del golf de Mèxic fins la Mediterrània (Roca, 1992 i les referències que conté). Segons les dades geofísiques, estructurals i paleomagnètiques la subducció de l'oceà Tetis fou de tipus *roll back* (Lonergan i White, 1997) (Fig. 1.19). Aquest tipus de subducció genera i manté conques extensives de rere-arc i es considera el mecanisme de control principal de la configuració de la Mediterrània occidental (Lonergan i White, 1997;

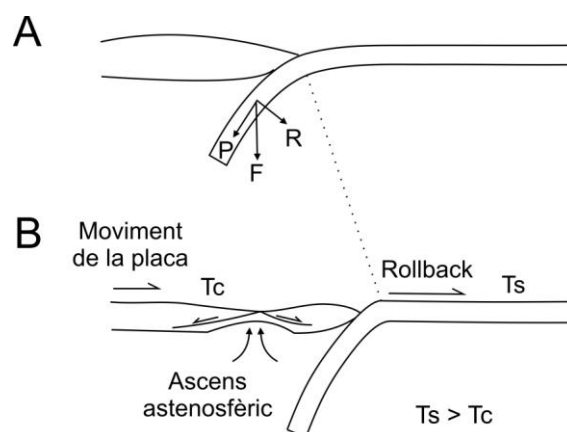


Figura 1.19. Representació simplificada de l'evolució d'una subducció amb "rollback" (Rosenbaum *et al.*, 2002). **A.** (R) i (P) són els components de la força de subducció (F). Si la (F) augmenta degut a que l'escorça subduïda és freda i densa, (R) no es sustenta per convecció mantèlica i, per tant, cedeixi. **B.** Quan la taxa de subducció (Ts) excedeix la taxa de convergència (Tc), es comença a produir l'extensió i, per tant, una conca de rere-arc.

Rosenbaum *et al.*, 2002). La migració cap al sud i sud-est del front de subducció a l'Oligocè feu que les conques extensives de l'àmbit mediterrani occidental (i.e. solc de València, conca Provençal i conca Algerobalear), limitades per la individualització de diferents blocs continentals, s'engrandissin mentre aitals blocs rotaven en sentit antihorari (Còrsega-Sardenya) i horari (promontori Balear) (Pares *et al.*, 1992; Rosenbaum *et al.*, 2002) (Fig. 1.20).

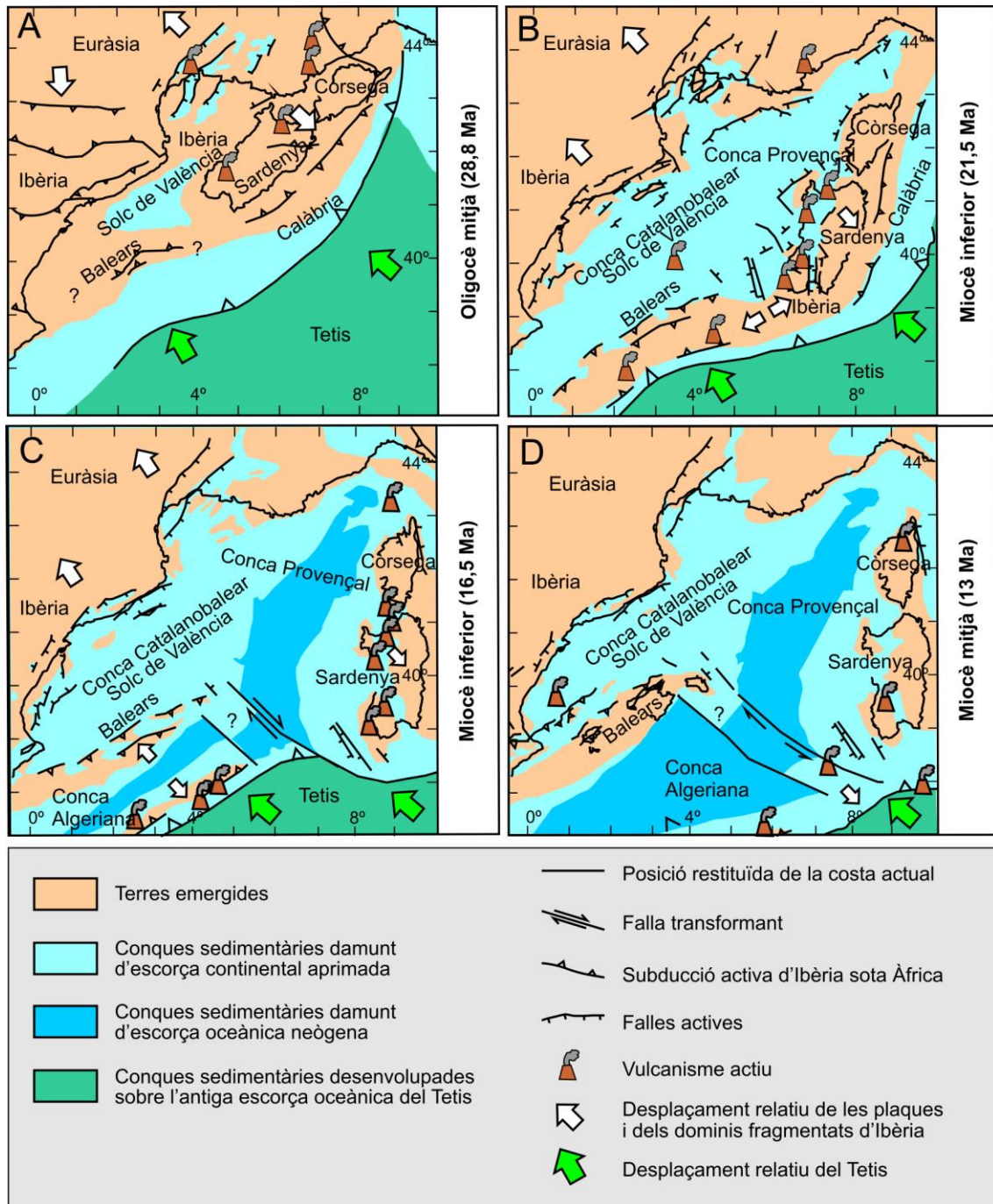
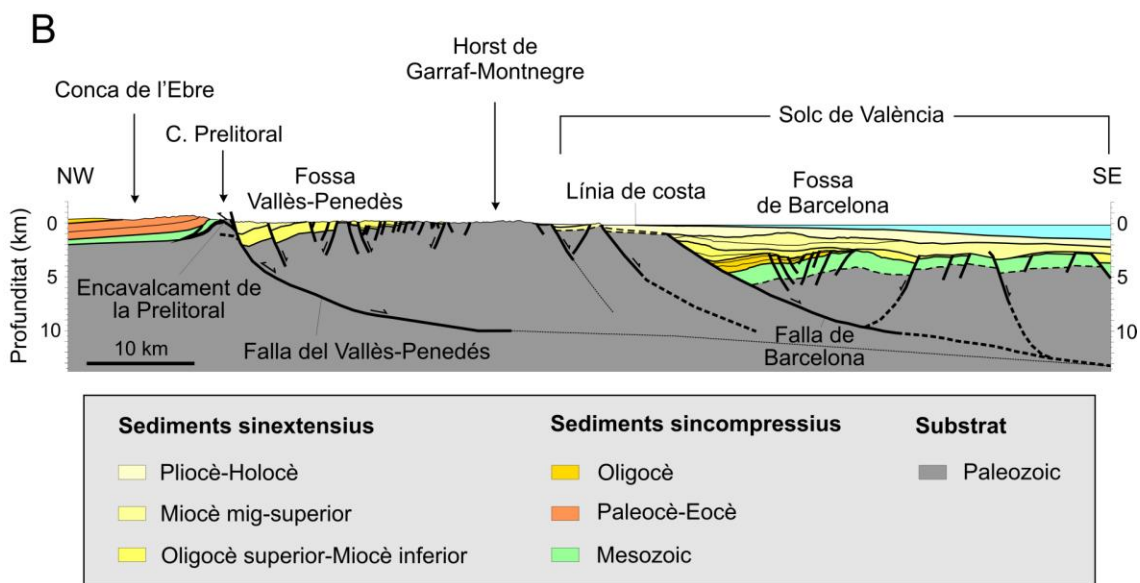
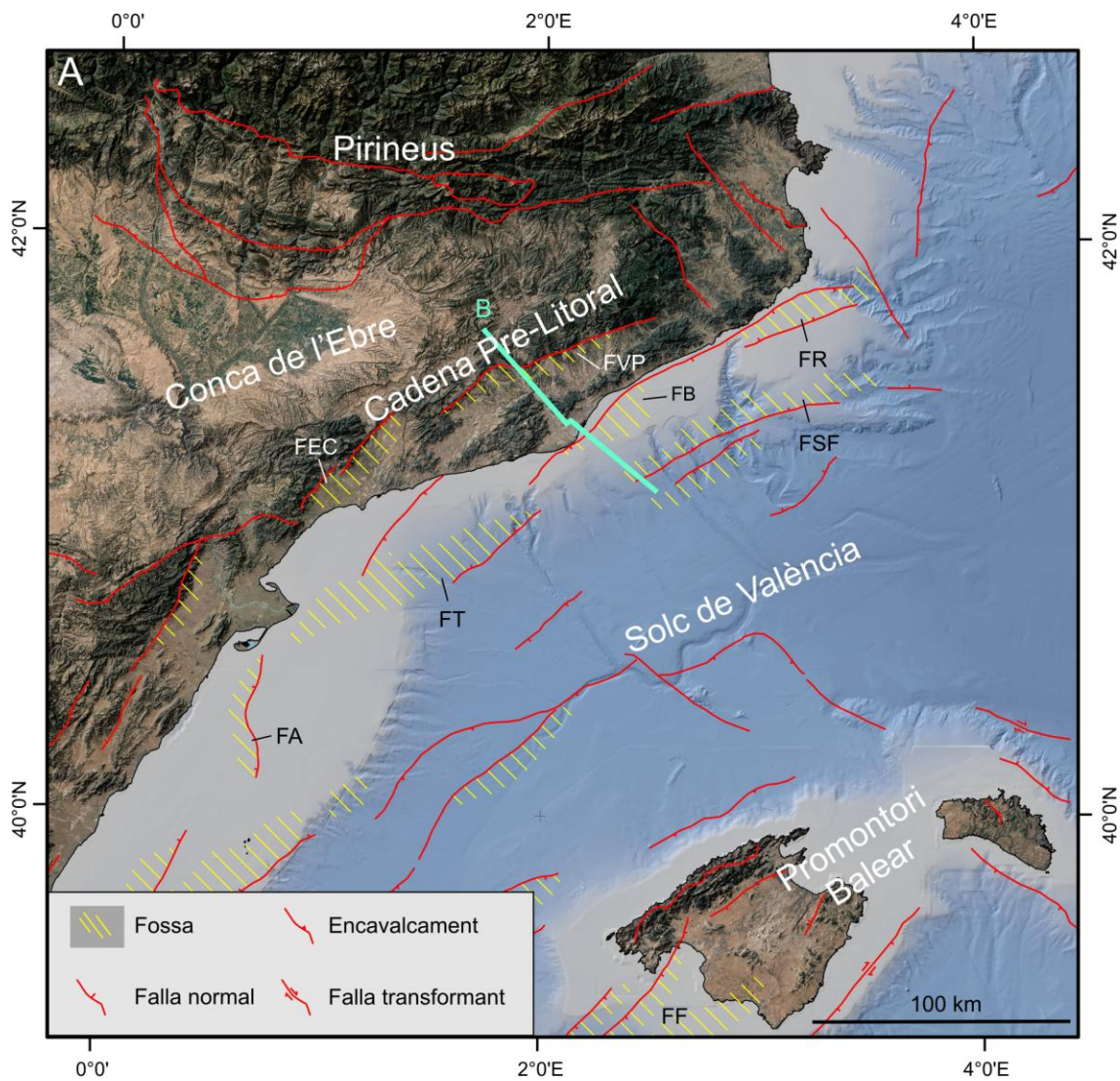


Figura 1.20. Evolució tectònica del marge oriental de la placa Ibèrica i formació de la Mediterrània occidental (modificat de Roca i Miranda, 2010).

La primera conca extensiva de rere-arc en formar-se fou el golf de Lleó (30 Ma), des d'on l'extensió es propagà cap al sud-oest, on donà lloc al solc de València (25 Ma). Posteriorment s'obriren les conques Provençal, Algerobaleà i d'Alboran, per aquest ordre (Roca *et al.*, 2001; Rosenbaum *et al.*, 2002) (Fig. 1.20). Geològicament, el solc de València és un rift avortat, és a dir, en què no hi hagué oceanització o formació d'escorça oceànica. El que hi ha és una escorça continental molt aprimada (8-10 km, en comparació amb els 32-40 km de la península Ibèrica, per exemple) (Réhault *et al.*, 1984; Roca *et al.*, 1999). La seva formació va iniciar-se a l'Oligocè inferior, amb el Miocè superior com a fase de màxima activitat tectònica. La propagació fou des del nord-est cap al sud-oest (Roca *et al.*, 1999). Els marges de la conca són formats per sistemes d'horsts i grabens d'orientació també NE-SW (Roca *et al.*, 1999; Maillard i Mauffret, 1999) (Fig. 1.21). El desenvolupament de la conca anà acompanyat d'activitat volcànica de composició calco-alcalina i alcalina, observable tant a terra (e.g. edificis volcànics de la comarca de la Garrotxa) com a mar (e.g. illes Columbretes i diverses muntanyes submarines) (Martí *et al.*, 1992, Maillard i Mauffret, 1999) (Fig. 1.21).

Al marge català, l'estructura resultant és constituïda per tres dominis deformats i diferenciats: (i) la cadena Prelitoral i la conca de l'Ebre; (ii) la fossa (o mig-graben) del Vallès-Penedès i el horst del Garraf; i (iii) les fosses de Barcelona i Sant Feliu de Guíxols, ja a mar (Roca *et al.*, 1999). Aquest dominis estan separats per dues falles normals d'orientació ENE-WSW, la del Vallès-Penedès i la de Barcelona, amb vergència cap al SSE (Fig. 1.21). La falla de Barcelona coincideix aproximadament amb la línia de costa des del Garraf fins la capçalera del canyó de la Fonera, a la Costa Brava. La història post-rift (Miocè superior-Pleistocè) del solc de València es caracteritza per una atenuació de l'activitat tectònica (Roca *et al.*, 1999), una subsidència termal deguda a la relaxació de l'escorça continental aprimada (Bartrina *et al.*, 1992) i l'acumulació de seqüències sedimentàries localment molt potents, com al marge de l'Ebre (Clavell i Berastegui, 1991).

Figura 1.21 (vegeu il·lustració a la pàgina següent). A. Mapa de relleu submarí del marge Catalanobaleà, i de les zones emergides properes, on es mostren les estructures tectòniques més destacades, amb especial atenció a les conques neògenes extensives (patró ratllat) i als encavalcaments paleògens (vermell). En verd clar s'indica la localització del tall geològic de B. B. Tall geològic esquemàtic de la conca de l'Ebre fins el solc de València on es mostren les estructures tectòniques més rellevants. FA: fossa d'Amposta. FB: fossa de Barcelona. FEC: fossa d'El Camp. FF: fossa de Formentera. FR: fossa de Roses. FSF: fossa de Sant Feliu. FT: fossa de Tarragona. FVP: fossa del Vallès-Penedès (modificat de Roca i Miranda, 2010).



Un dels esdeveniments d'origen tectònic que més ha marcat l'evolució de la conca Catalanobalear fou el tancament de la connexió entre l'oceà Atlàntic i la Mediterrània a través de l'estret de Gibraltar durant el Messinià, fa 5,6 Ma (Hsü *et al.*, 1977). Donat que la Mediterrània és deficitària en termes de balanç hídric, aquest esdeveniment causà un descens del nivell del Mare Nostrum d'uns 1.500 m. L'evaporació associada comportà la precipitació de grans volums de sals a les parts centrals de la conca i un clima més àrid i fred a la regió (Hsü *et al.*, 1977). Els marges d'aquella Mediterrània ancestral, inclosos la plataforma i el talús continental de la conca Catalanobalear, quedaren exposats a l'erosió subaèria. Es formà aleshores la superfície d'erosió messiniana (SEM), identificable arreu dels marges de la conca i atribuïda en gran mesura a l'erosió fluvial, doncs el relleu associat reflexa el patró de drenatge fluvial de l'època (Lofi *et al.*, 2005). Lligat amb aquest fet, hom considera que bona part dels canyons submarins de la Mediterrània es desenvoluparen o s'aprofundiren durant aquest període de baix nivell del mar pronunciat (Canals *et al.*, 1985; Alonso *et al.*, 1991; Lofi *et al.*, 2005; García *et al.*, 2011). La crisi de salinitat messiniana acabà al final del Miocè superior (5,3 Ma) amb la re-connexió amb l'oceà Atlàntic a través de l'estret de Gibraltar, la qual segons alguns estudis recents hauria tingut un caràcter catastròfic (García-Castellanos *et al.*, 2009).

Tot i així, les traces de l'erosió i els dipòsits massius dins, com a mínim, la conca d'Alboran, que haurien hagut de resultar d'un episodi d'aquestes característiques, encara no han estat identificats. Fos com fos, l'episodi implicà una transgressió generalitzada i el restabliment de la circulació mediterrània i dels intercanvis amb l'Atlàntic. La formació de prismes progradants Plio-Plistocens comportà, per altra banda, la fossilització de la SEM (Gorini *et al.*, 2005). En aquest període se succeïren diversos cicles de regressió i transgressió globals d'origen climàtic, puntejades per fluctuacions menors, sense que en cap cas s'assolís la magnitud de la crisi messiniana a la Mediterrània ni pel que fa a variació del nivell del mar ni a altres paràmetres (Sierro *et al.*, 2009). Aquests cicles comportaren l'emersió i la submersió reiterada de la plataforma continental i acabaren de configurar l'arquitectura sedimentària actual dels marges de la conca Catalanobalear (Amblas *et al.*, 2004).

1.3.1.3. Processos oceanogràfics i transferència de sediment

El conjunt de processos oceanogràfics propis de la mar Catalanobalear són conseqüència de les interaccions entre l'oceà i l'atmosfera, de l'efecte de les descàrregues fluvials, i també dels intercanvis amb l'Atlàntic i les conques veïnes, inclosa la Mediterrània occidental en el seu conjunt. Fruit d'aquesta situació, hom identifica les següents masses d'aigua a la Mediterrània occidental: (i) Aigua atlàntica (AW de l'anglès *Atlantic Water*); (ii) Aigua Modificada Atlàntica (MAW, de l'anglès *Modified Atlantic Water*), (iii) Aigua Llevantina Intermèdia (LIW, de l'anglès *Levantine Intermediate Water*), (iv) Aigua Intermèdia d'Hivern (WIW, de l'anglès *Winter Intermediate Water*), i (v) Aigua Profunda de la Mediterrània Occidental (WMDW, de l'anglès *Western Mediterranean Deep Water*).

L'AW entra per l'estret de Gibraltar i circula cap a l'est entre la superfície i 150 m de profunditat, aproximadament, tot i que és variable. Durant aquest desplaçament, es barreja amb l'aigua mediterrània tot formant l'anomenada MAW. Al llarg del seu recorregut, la MAW va incrementant la seva salinitat degut a l'evaporació i a processos de barreja amb altres aigües. A l'hivern, a la mar Llevantina, l'augment de salinitat de la MAW fa que s'enfonsi i formi la LIW. La LIW és una massa d'aigua que es desplaça entre 150 i 600 m en sentit invers, és a dir cap a l'oest. També a l'hivern, a la Mediterrània nord-occidental, les baixes temperatures i els vents freds i secs del nord i nord-est fan que la MAW també s'enfonsi al mar de Lígur i al golf de Lleó, formant-se la WIW i la WMDW, respectivament. La WIW circula entre la MAW i la LIW en direcció oest, mentre que la WMDW es desplaça lentament entre 600 m i el fons marí de les conques Provençal i Tirrena (Millot, 1999; Robinson *et al.*, 2001; Tsimplis *et al.*, 2006).

Els règims de vents, les precipitacions i l'evaporació són forçaments determinants de la dinàmica oceanogràfica. Així, els vents controlen directament l'onatge i també afecten els corrents, inclosa la deriva litoral. A més, estan vinculats amb les precipitacions i l'evaporació. Els vents del nord, com la tramuntana i el mestral, són vents secs, que no comporten precipitació i, en canvi, accentuen l'evaporació (Fig. 1.22A). La tramuntana té el seu límit sud a l'alçada del delta de la Tordera, mentre que el mestral bufa a la vall del Roine i a la vall de l'Ebre. Aquests vents assolixen sovint velocitats de $100 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ i, de vegades, molt superiors, fins i tot de més de $200 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$. Les tramuntanades, que poden ésser molt persistents, són ben conegudes i temudes a tota el litoral nord de Catalunya, doncs aixequen grans onades de costa cap a mar.

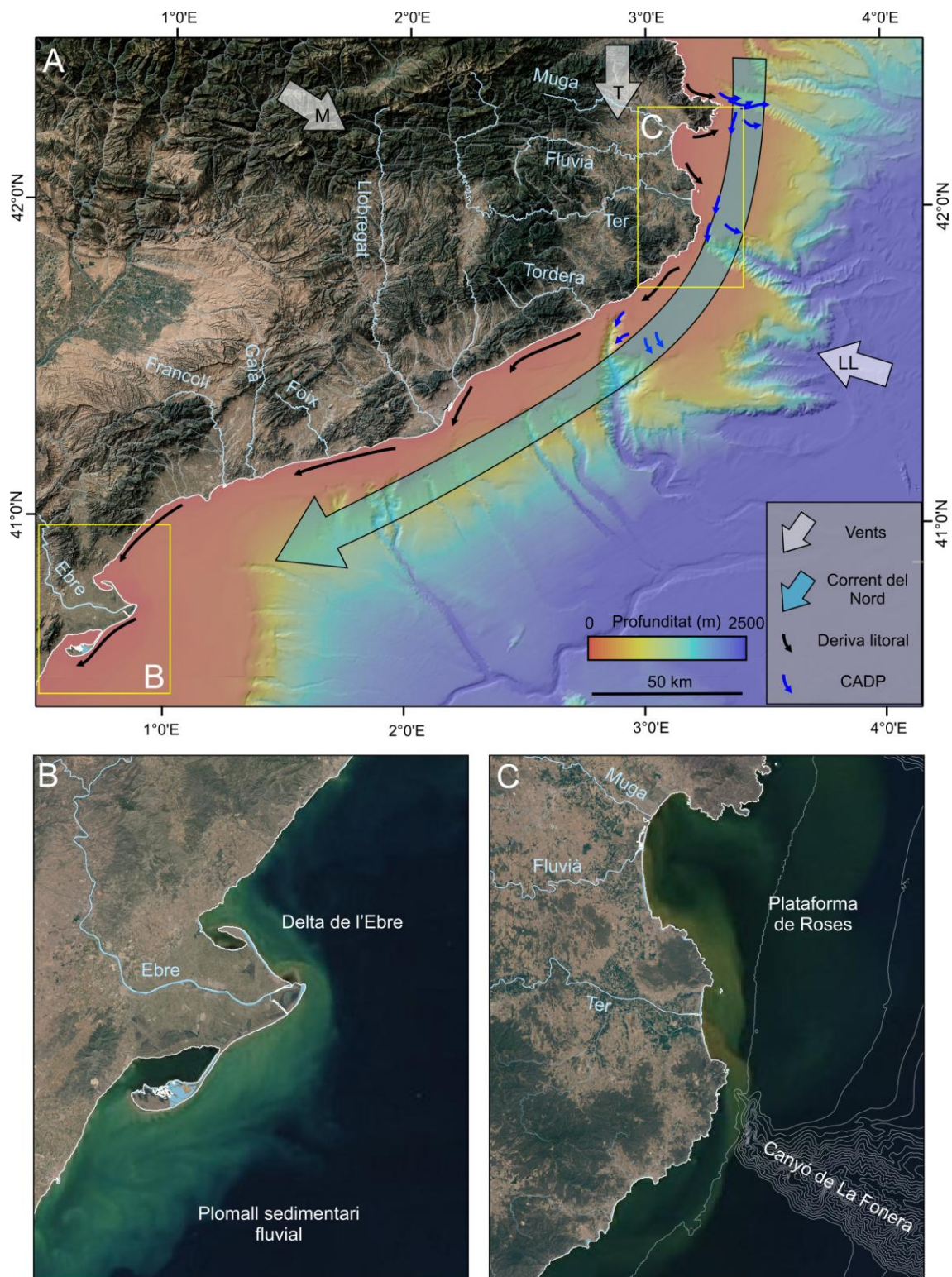


Figura 1.22. A. Mapa de relleu submarí del marge Catalanobalear, i de les zones emergides properes, on s'indiquen els principals trets oceanogràfics, hidrològics i meteorològics descrits al text principal. Els requadres grocs indiquen la localització de B i C. B i C. Imatges de satèl·lit MODIS centrades al delta de l'Ebre i la desembocadura del riu Ter, respectivament, on es mostren plomalls sedimentaris d'origen fluvial generats després d'un episodi de precipitacions fortes ocorregut el mes de novembre de 2011. Noteu la desviació dels plomalls cap al sud-est per efecte de la deriva litoral. Isòbates cada 100 m.

Els vents de llevant són vents humits, doncs tenen un llarg recorregut damunt la mar, i solen generar precipitació, de vegades violentament, en enlairar-se quan xoquen amb els relleus costaners (Romero *et al.*, 1997). La conseqüència són les riuades pròpies de les llevantades. Les llevantades van acompanyades de temporals costaners, que sovint causen inundacions i danys a la costa (Llasat *et al.*, 2012). El pic de les llevantades sol durar poques hores, dos o tres dies a tot estirar. Una de les llevantades més extremes del darrer segle fou la del dia de Sant Esteve (26 de desembre) de 2008 (Sanchez-Vidal *et al.*, 2012).

Altres règims que comporten alteracions més o menys notables dels paràmetres meteorològics són els fronts atlàntics que arriben ocasionalment a la mar Catalanobalear i els episodis de “gota freda” i “ciclogènesi explosiva” (que pot anar lligada a llevantades), els quals sovint tenen caràcter catastròfic (Llasat, 1991). Els règims del sud solen estar associats a temps sec, augments de temperatura i intrusions de pols nord-africana. Els règims i els forçaments meteorològics tenen un paper clau en l’ocurrència de determinats *events* oceanogràfics de gran rellevància a l’àrea d’estudi, com les ja esmentades cascades d’aigües denses de plataforma i els temporals (Canals *et al.*, 2013).

La circulació de mesoscala al mar Catalanobalear està condicionada principalment pel Corrent del Nord, també conegut com Corrent Lligur-Provençal i Corrent Nord-català (Fig. 1.22A). És un corrent que flueix en direcció sud-oest damunt el talús continental i la plataforma externa des del mar Lligur cap al golf de Lleó i els marges de Catalunya i el País Valencià, amb intrusions ocasionals en forma de meandres i girs damunt la plataforma continental mitja i interna, intrusions que poden ésser afavorides per l’efecte topogràfic causat pels canyons submarins (Font *et al.*, 1988; Canals *et al.*, 1998; Millot, 1999; Arnau, 2000; Flexas *et al.*, 2002, 2008; Arnau *et al.*, 2004). El Corrent del Nord transporta sediments en suspensió i assoleix velocitats màximes de $50 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ prop de la superfície al marge català del nord (Durrieu de Madron *et al.*, 1990; Flexas *et al.*, 2002) i, a més, condiciona el sentit dominant de la deriva litoral, que és també cap al sud-oest.

En arribar al cul de sac del golf de València, el Corrent del Nord gira tot i formant un ramal ja més afeblit que es dirigeix cap al nord-est aigües enfora del marge balear occidental fins desfer-se a les envistes de la part central de la conca Provençal. El gir ciclònic determinat pel Corrent del Nord va associat, a més, a la formació de sengles fronts de densitat situats al llarg dels talussos golfilleonès i peninsular, per una banda, i balear, per l’altra, essent més marcat i persistent el primer (Font *et al.*, 1988; La Violette *et al.*, 1990). Entre tots dos fronts es

desenvolupa un dom central força estable segons la visió clàssica, tot i que estudis més recents han mostrat que presenta una variabilitat elevada (López-García *et al.*, 1994; Font *et al.*, 1995; Salat, 1995).

Els processos oceanogràfics, i especialment els d'alta energia, tenen una relació directa amb la transferència de sediment des de la plataforma al talús continental i més enllà. La formació de plomalls sedimentaris fluvials al llarg de la costa és la font principal d'alimentació d'aquestes transferències, les quals poden ser gairebé instantànies o diferides (Fig. 1.22B i C). De nord a sud, el marge català és alimentat per nombrosos rius i rieres, entre els quals cal destacar el riu Ter al marge català del nord, el riu Llobregat al marge català central i el riu Ebre al marge de l'Ebre (Fig. 1.16). Cal esmentar però, que els cabals i, sobretot, les descàrregues sedimentàries dels rius que drenen a la mar Catalanobalear, s'han vist molt notablement minvats per la regulació de les seves conques de drenatge mitjançant preses i per la detracció de cabals (Liquete *et al.*, 2009). Entre el rius que vessen al marge català del nord, el cas més extrem és el del Ter, el qual presenta el 97% de la seva conca regulada (Liquete *et al.*, 2009). Més al sud, l'Ebre també constitueix un cas extrem conegut arreu, amb 187 preses amb una capacitat equivalent al 57% de la descàrrega anual mitjana que regulen el 96% de la seva conca i que retenen el 99% de la descàrrega sòlida (Ibáñez *et al.*, 1996; Batalla *et al.*, 2004; Liquete *et al.*, 2004).

En aquest context convé tenir present també l'aportació de sediment provinent de goles fluvials situades lluny de l'àrea d'estudi específica, aportació que es produeix a favor de la deriva litoral i de la circulació de mesoscala descrita adés. Ens referim a les aportacions dels rius que voregen el golf de Lleó, amb el cabalós Roine en primer terme (Arnau *et al.*, 2004). Les aportacions sedimentàries, més o menys grolleres, d'aquest riu que s'incorporen a la deriva litoral es desplacen cap al sud-oest, en direcció a la península del Cap de Creus, com també ho fan, però per alta mar, els fons transportats pel Corrent del Nord. Com han mostrat diversos estudis, just al nord de la península del cap de Creus, el "riu" litoral de sediment del golf de Lleó és atrapat per la fossa que representen la capçalera i el curs superior del canyó del Cap de Creus, que li barren el pas més cap al sud (Canals *et al.*, 2006; Lastras *et al.*, 2007a; Puig *et al.*, 2008).

Ni les aportacions des del continent ni les transferències de sediment cap al talús no són uniformes al llarg de l'any, sinó que d'alguna manera segueixen el ritme estacional. Així, i com és propi del règim climàtic mediterrani, fortament estacional, els rius que desguassen al marge

català del nord experimenten fortes crescudes durant el mesos de primavera i tardor degut a la fosa de la neu als Pirineus i al règim màxim de pluges, respectivament (Ludwig *et al.*, 2003, 2009). Un cop a mar, els plomalls fluvials són transportats en suspensió i propagats mitjançant processos de difusió i advecció per corrents oceanogràfics (Palanques i Drake, 1990; Arnau *et al.*, 2004) (Fig. 1.22). Els processos d'alt nivell energètic que "escuren" i "netegen" de sediment la plataforma continental, com les cascades d'aigües denses de plataforma i els temporals costaners, transferint-lo massivament cap al talús, també tenen una clara prevalença durant els mesos hivernals i de començament de la primavera (Canals *et al.*, 2013). A la mar Catalanobalear, les cascades d'aigües denses, la gènesi, les característiques i les conseqüències de les quals s'han explicat més amunt, es donen només al golf de Lleó occidental i al marge català del nord. Els fluxos d'aigües denses cap a la conca pregona es canalitzen principalment pel canyó submarí del Cap de Creus i en menor mesura pels canyons de Lacaze-Duthiers, al nord, i de la Fonera i Blanes al sud (Ulses *et al.*, 2008) (Fig. 1.22A). Pel que fa als temporals costaners, altre cop els canyons submarins ben encaixats a la plataforma, és a dir, els situats al marge català del nord i golf de Lleó més occidental, són els que semblen canalitzar preferentment el sediment aportat pels rius i el remobilitzat per les tempestes que és transportat a ran de fons (Palanques *et al.*, 2006; Martín *et al.*, 2006). Aquesta capa de fons és alimentada també per la caiguda de les partícules i flocs més pesants provinents dels plomall superficial i intermedis.

La transferència de sediment des de la plataforma al talús continental serà gairebé instantània o diferida depenent de la configuració del marge i de l'ocurrència i intensitat dels processos esmentats. Així, sota la influència de capes nefeloides de fons d'origen fluvial, la transferència serà gairebé instantània allà on els canyons submarins estiguin molt encaixats a la plataforma i llurs capçaleres properes a la línia de costa, mentre que serà diferida quan es donin altres configuracions. Els prismes litorals i, segons on, la plataforma mitja actuen com a reservoris temporals de sediment, el qual serà remobilitzat i transferit així que es donin temporals costaners forts i cascades d'aigües denses intenses, com han demostrat nombrosos estudis previs (Canals *et al.*, 2006; Puig *et al.*, 2008; Sanchez-Vidal *et al.*, 2012).

Els processos oceanogràfics i els processos de transferència de sediment associats s'han d'inscriure en el marc climàtic regional. El clima a les conques mediterrànies del nord-est de la península Ibèrica, i del sud de França es caracteritza per una precipitació repartida al llarg de tot l'any, amb un màxim de tardor, un màxim secundari primaveral i un mínim estival (Ludwig *et al.*, 2003). Naturalment, la latitud, el relleu i l'orientació també tenen una influència en la

distribució de la precipitació, amb un paper rellevant, pel que fa al relleu, per part de la Serralada Prelitoral catalana i els Pirineus (Panareda i Nuet, 1979).

Els gradients de temperatura solen ésser marcats, donats els grans desnivells entre les capçaleres i les parts baixes de les conques fluvials, i la diferent influència de les masses d'aire atlàntiques, mediterrànies, centre i nord-europees, i nord-africanes. Així, els estius poden ésser molt calorosos i secs, i els hiverns presentar contrastos tèrmics acusats entre les capçaleres fluvials i la franja costanera (Panareda i Nuet, 1979). En general, com més al sud, més altes són les temperatures i més minses les precipitacions.

Les darreres dècades, segons sèries del període 1950-2008, hom ha observat una tendència a l'increment de les temperatures mitjana, màxima i mínima a tota l'àrea, però en canvi la precipitació no mostra cap tendència clara en el darrer segle (Arnau *et al.*, 2004; Llebot, 2010). Si bé alguns models pronostiquen un augment de les inundacions sobtades i extraordinàries principalment a la costa, les prediccions climàtiques més fermes asseguren que hi haurà un dèficit hídric generalitzat (Llebot, 2010). D'altra banda, si ens fixem en les emissions de gasos amb efecte d'hivernacle, també han augmentat significativament durant el període 1990-2007 (Llebot, 2010). A tots els seus efectes, la variació d'aquests paràmetres ambientals no només està afectant els ecosistemes i llurs organismes, sinó que també està produint un progressiu creixement de l'aridesa i una pujada del nivell del mar. Un dels primers efectes que tindrà la pujada del nivell a la nostra regió serà la progressiva desaparició dels deltes i aiguamolls, així com la inundació dels ports i d'altres zones antropitzades com ara les platges de Barcelona, trams del Maresme o la Costa Daurada (Llebot, 2010).

1.3.2. El marge continental del sud de Califòrnia

1.3.2.1. Marc geogràfic i fisiografia general

Ens centrarem en el segment de marge, d'orientació NW-SE, situat entre el Cap de Dume i la península de Palos Verdes, que limiten la badia de Santa Mònica, de 600 km² de superfície (Fig. 1.23). A vegades hom es refereix a aquest segment com "marge continental de Los Ángeles". Els elements fisiogràfics més destacats són les conques de talús de Santa Mònica i de San Pedro, un parell de crestes i l'alt de Redondo, alguns canyons submarins, i la plataforma continental (Fig. 1.23). La plataforma continental té pendents inferiors a 0,5° i una amplada que varia entre 5 km al nord-oest i 10 km al sud-est, amb una vora de plataforma situada

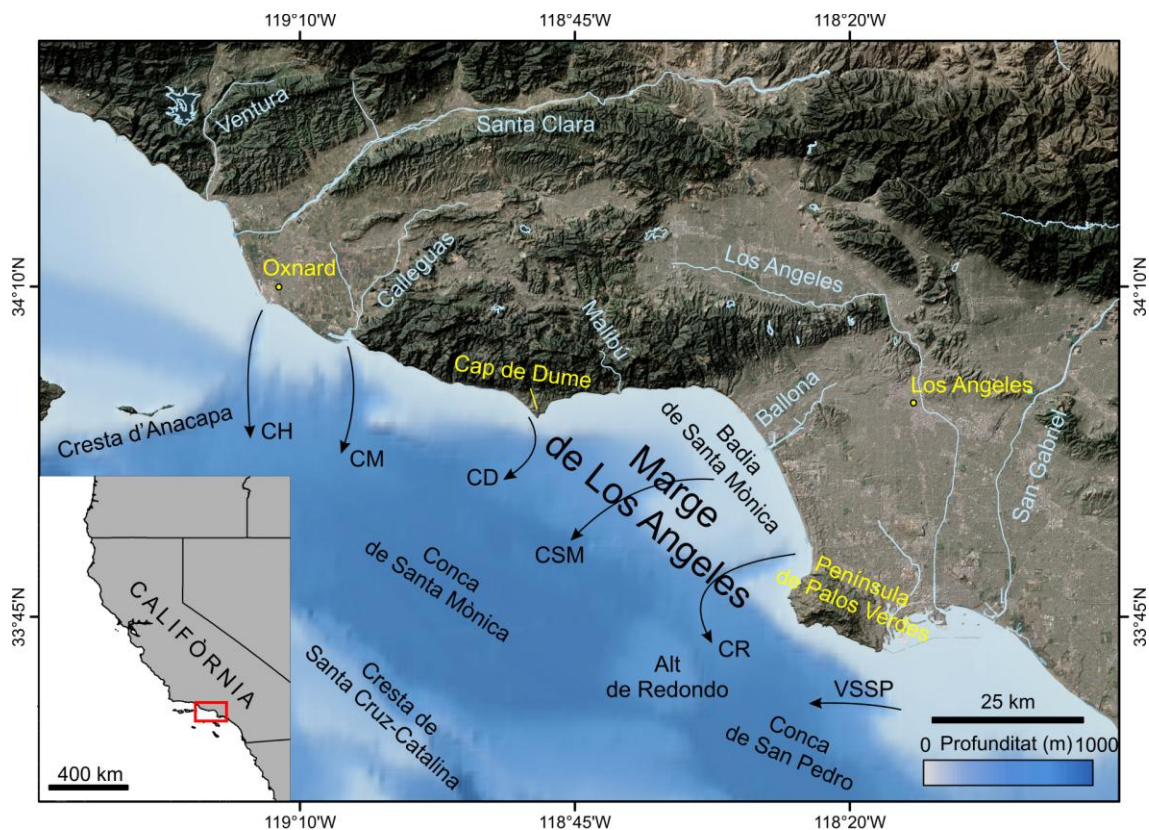


Figura 1.23. Mapa batimètric del marge continental del sud de Califòrnia, i de les zones emergides properes, on s'indiquen els principals elements geogràfics i fisiogràfics. CD: canyó de Dume. CH: canyó de Hueneme. CM: canyó de Mugu. CR: canyó de Redondo. CSM: canyó de Santa Mònica. VSSP: Vall submarina de San Pedro.

aproximadament a 100 m de fondària (Gardner *et al.*, 2003). A la part sud la plataforma fa un sortint que conforma l'anomenat altipla de Santa Mònica, un sector molt pla ($0,1^\circ$) amb petits afloraments rocallosos que s'alcen fins 14 m respecte els fons veïns (Gardner *et al.*, 2003) (Fig. 1.24). Aquest altipla separa el canyó submarí de Santa Mònica, escassament encaixat a la plataforma, del sistema de canyó-canal de Redondo, que travessa tota la plataforma. Tots dos són objecte d'estudi preferent de la nostra Tesi (cf. subcapítol 2.2). A diferència dels canyons del marge català del nord, aquests canyons són més curts, més estrets i presenten ventalls submarins de peu del talús. Aquests trets els fan més semblants al canyons del marge de l'Ebre, molts dels quals també alimenten complexos de canal-mota al peu del talús (Canals *et al.*, 2000). Al marge de Los Ángeles hi ha, però, un tercer canyó submarí, el de Dume, situat a l'extrem nord-oest de la badia de Santa Mònica.

La conca de Santa Mònica té una longitud de 70 km i una amplada de 30 km, i la profunditat del seu eix, també orientat NW-SE, varia des dels 500 m al nord-oest fins a 900 m al sud-est. La conca de Santa Mònica està limitada en la seva totalitat per alts estructurals com ara la cresta

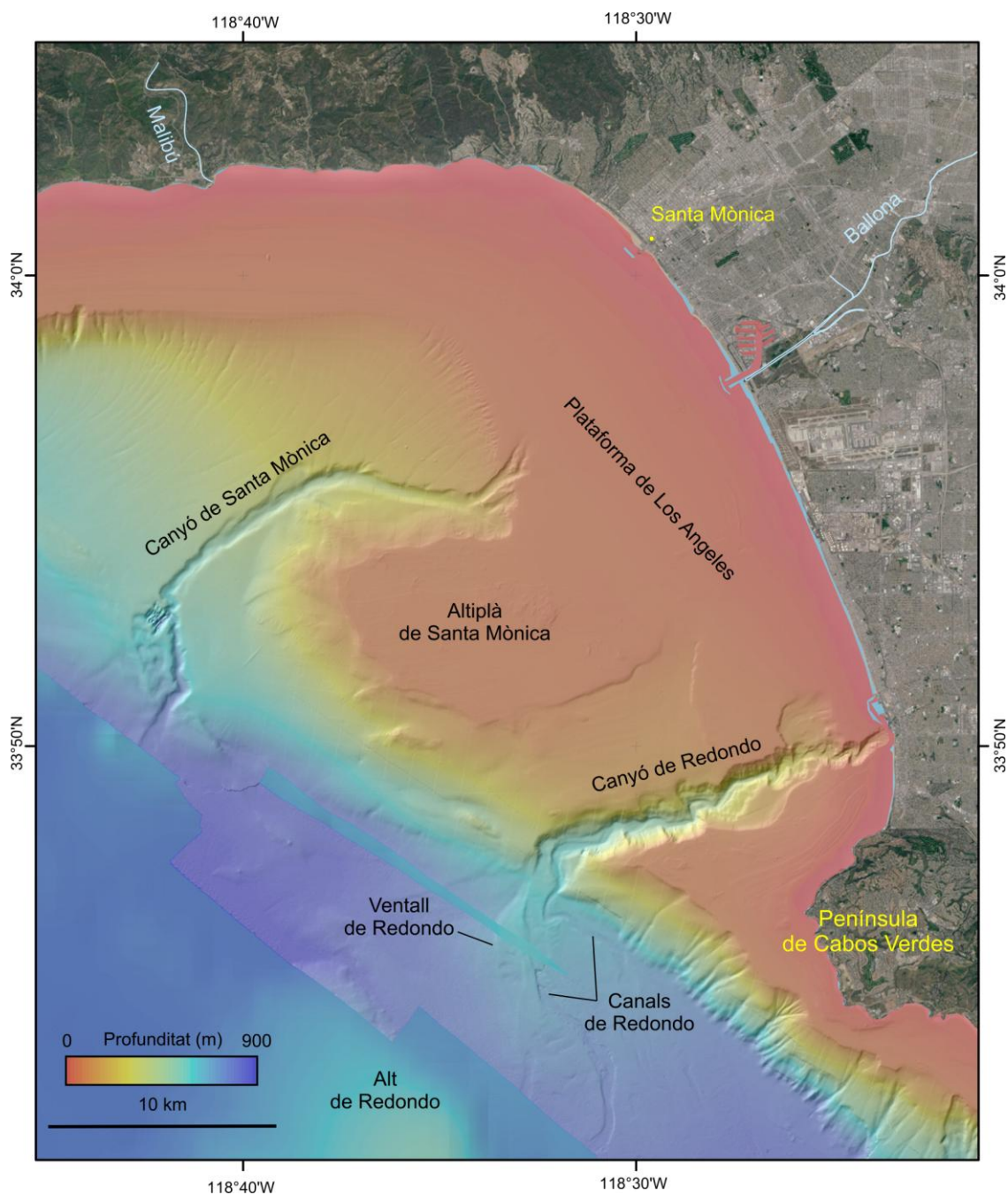


Figura 1.24. Mapa del relleu submarí del marge continental del sud de Califòrnia on s'indiquen els elements morfològics més destacats.

d'Anacapa al nord-oest, la cresta de Santa Cruz-Catalina al sud-oest i l'alt de Redondo al sud-est (Fig. 1.23). Aquesta conca tancada està nodrida pels canyons submarins de Hueneme, Mugu, Dume, Santa Mònica i Redondo (Normark et al., 2009) (Fig. 1.23).

1.3.2.2. Evolució geològica i estructura

La configuració del marge continental del sud de Califòrnia cal situar-lo en el context de la subducció de la placa del Pacífic sota la placa d'Amèrica del Nord. Entre el Juràssic (170-160 Ma) i l'Oligocè (27-30 Ma) la subducció estigué dominada per l'enfonsament de l'anomenada placa de Farallo sota la d'Amèrica del Nord (Wakabayashi, 1999; Anczkiewicz *et al.*, 2004). La placa de Farallo estava situada entre les plaques del Pacífic, a l'oest, i la d'Amèrica del Nord, a l'est. Fa uns 27 Ma, aproximadament a l'alçada de la badia de Santa Mònica, el centre d'expansió oceànica (en anglès *oceanic spreading center*) que hi havia entre les plaques del Pacífic i de Farallo assolí el límit occidental de la placa d'Amèrica del Nord (Fig. 1.25). Es produí així una interacció caracteritzada per la subducció obliqua de les dues plaques situades a ponent i la formació d'un nou límit de placa de tipus transformant (representat actualment per la falla de San Andrés) i els punts triples de Mendocino al nord i de Rivera al sud (Atwater, 1998) (Fig. 1.25). Com a conseqüència d'aquest procés, l'antiga placa de Farallo quedà dividida en dues plaques més petites: la de Juan de Fuca al nord, i la de Cocos al sud (Fig. 1.25). Des del Miocè fins l'actualitat, el moviment convergent entre les plaques del Pacífic i d'Amèrica del Nord ha anat forçant la migració en sentit oposat dels dos punts triples esmentats i, per tant, l'allargament del límit transformant, i també la subducció de les plaques de Juan de Fuca i de Cocos sota la placa d'Amèrica del Nord (Fig. 1.25). Avui, aquests dos punts triples són separats l'un de l'altre 2.500 km, amb el de Mendocino situat entre San Francisco i Seattle, i el de Rivera dins l'oceà a la sortida del golf de Califòrnia.

L'evolució recent i la fisiografia del marge californià han estat controlades en bona mesura pel moviment transformant de la falla de San Andrés i el complex eixam de falles associades. Aquest sistema de falles ha donat lloc a grans depressions com el solc de Salton, orògens com la serralada Transversal, crestes com la de Santa Cruz-Catalina, i conques submarines com la de Santa Bàrbara (Fig. 1.26). El moviment lateral dominant que es dona al llarg de la falla de San Andrés i de les falles associades produeix zones de transpressió i de transtensió, és a dir, zones de deformació i aixecament i zones d'extensió i subsidència (Legg *et al.*, 2007) (Fig. 1.27). En aquest sentit, els orògens i gran part de les crestes submarines corresponen a zones transpressives, mentre que les depressions, solcs i conques submarines corresponen a zones transtensives. Les illes del sud de Califòrnia, com Santa Cruz i Anacapa, són el resultat d'un vulcanisme miocè (18-5 Ma) associat a un règim transtensiu (Atwater, 1998). Els darrers segles, i encara avui, el moviment constant entre les plaques del Pacífic i d'Amèrica del Nord ha produït centenars de milers de terratrèmols, pràcticament a diari, tot i que la majoria

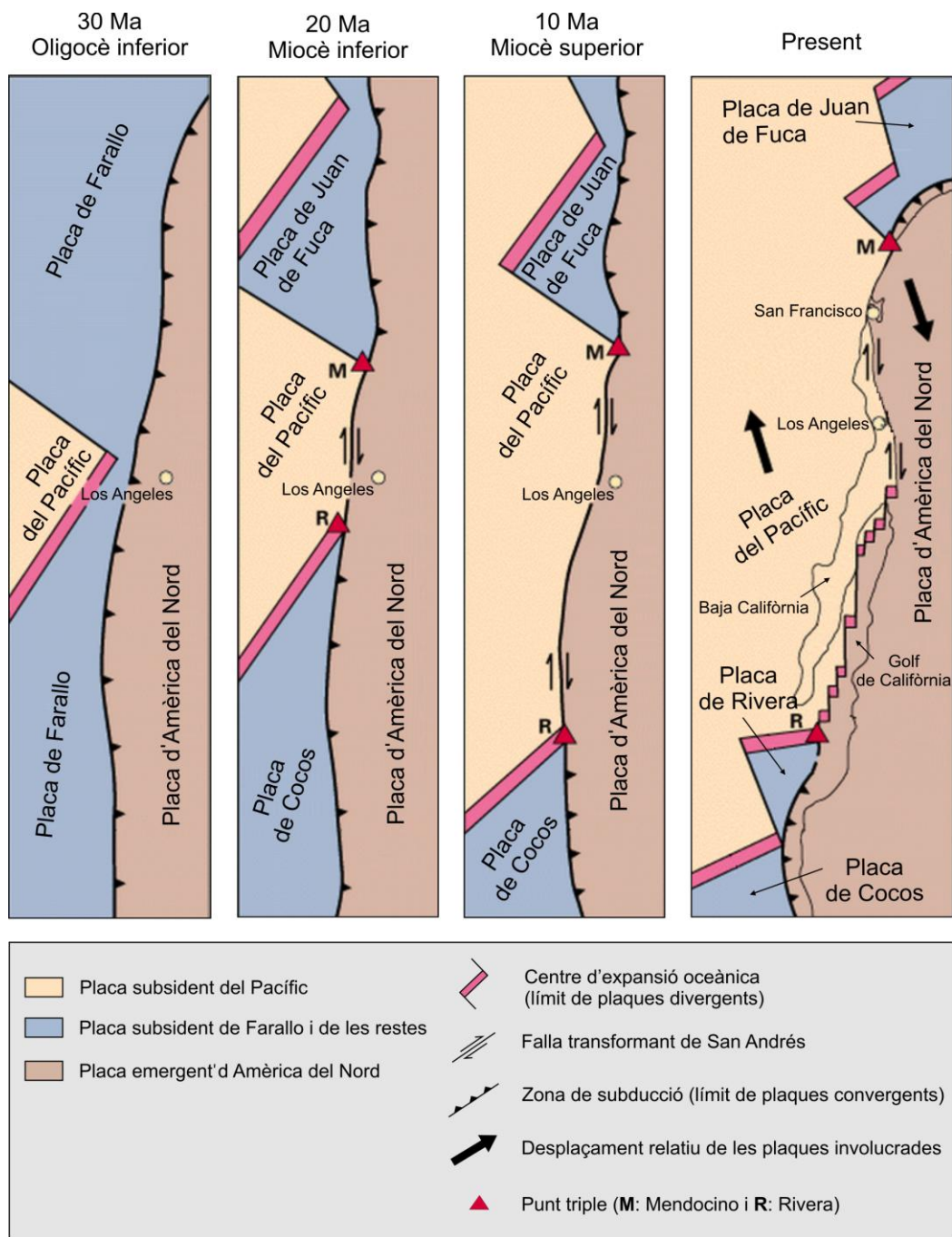


Figura 1.25. Evolució tectònica del marge continental del sud californià i formació de la falla de San Andrés (cf. aptat. 1.3.2.2) (modificat d'Irwin, 1990).

imperceptibles. Ara bé, també s'han enregistrat grans terratrèmols com el de San Francisco de l'any 1906, el qual sacsejà la ciutat al llarg d'un minut, provocant centenars de víctimes i la destrucció quasi total de la capital californiana. La situació actual al marge continental de Los Angeles i a les conques de Santa Mònica i de San Pedro és de règim transpressiu sota l'efecte de les falles transformants i associades descrites adés (Crouch i Suppe, 1993). Són particularment rellevants dues falles principals: la de Palos Verdes i la de San Pedro, les quals

afecten la plataforma continental de Los Ángeles i les conques de Santa Mònica i San Pedro, respectivament (cf. subcapítol 2.2). A més del control tectònic subjacent, la morfologia i la configuració submarines modernes de la badia de Santa Mònica haurien estat determinades per les fluctuacions del nivell del mar del Plio-Quaternari i per processos sedimentaris locals (Gardner *et al.*, 2003; Normark *et al.*, 2006).

1.3.2.3. Processos oceanogràfics i transferència de sediment

Als nostres dies, les aportacions de sediment a la badia de Santa Mònica es limiten als rierols de Malibú i Ballona (Fig. 1.23). Aquest darrer és el que resta avui en dia de l'antic riu de Los Ángeles, el qual alliberava grans quantitats de sediment a la badia durant el Pleistocè mig (Normark *et al.*, 2006). El cabal mig dels rierols de Malibú i Ballona no supera els $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, tot i

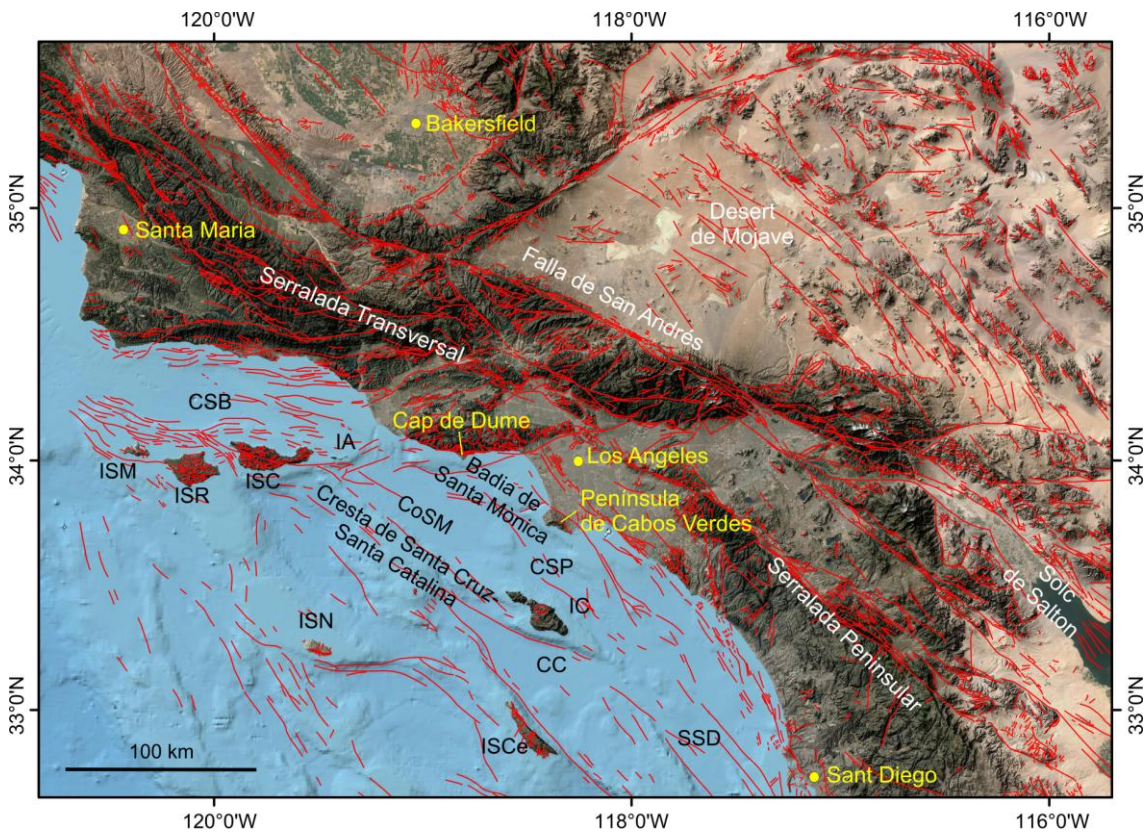


Figura 1.26. Mapa del marge continental del sud de Califòrnia, i de les zones emergides properes, on es mostra el complex conjunt d'estructures tectòniques (en vermell) que han donat lloc a la fisiografia actual del marge. CC: conca de Catalina. CoSM: conca de Santa Mònica. CSB: conca de Santa Bàrbara. CSP: conca de San Pedro. IA: illa d'Anacapa. IC: illa de Catalina. ISC: illa de Santa Cruz. ISCe: illa de San Clemente. ISM: illa de San Miguel. ISN: illa de San Nicolás. ISR: illa de Santa Rosa. SSD: solc de San Diego (USGS, 2006).

que episòdicament es donen descàrregues que ultrapassen de molt aquesta xifra, com els $950 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ mesurats a les inundacions de l'any 1969 (Sommerfield i Lee, 2003). Cada any, entre el 10 i el 80% de sediment en suspensió aportat pels rierols de Malibú i Ballona, amb la seva càrrega de contaminants, queda atrapat a la badia (Sommerfield i Lee, 2003). Datacions amb ^{14}C i ^{210}Pb dels sediments han confirmat que el comportament de la badia de Santa Mònica com a trampa de sediment es mantingué, com a mínim, al llarg de l'Holocè (Sommerfield i Lee, 2003).

Cal tenir en compte, però, que les aportacions dels rius de Santa Clara i Ventura, localitzats al nord-oest de l'àrea d'estudi, també assoleixen la badia de Santa Mònica mercès a la forta deriva litoral cap al sud-est que es produeix al llarg de tota la costa californiana (Warrick i Milliman, 2003; Nardin, 1983) (Fig. 1.23). Tot i això, la major part del sediment aportat per aquests dos rius és interceptat per les capçaleres dels canyons submarins fortament encaixats a la plataforma continental, com els d'Hueneme, Mugu i Dume (Normark *et al.*, 1998) (Fig. 1.23). La circulació al llarg de tota la façana litoral de Califòrnia i, per tant, també a la badia de Santa Mònica, ve determinada pel Corrent de Califòrnia (Hickey, 1979). Es tracta d'un corrent de mesoscala corresponent a la branca oriental del gir central del Pacífic que flueix entre la superfície i uns 300 m de profunditat a una velocitat mitjana de $25 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ en direcció sud-est (Dong *et al.*, 2009) (Fig. 1.28). A l'alçada del Cap de Concepció, a més de 100 km de la costa, el Corrent de Califòrnia es bifurca i interacciona amb les illes del sud de Califòrnia, on topa amb el Contracorrent del sud de Califòrnia, que flueix en sentit oposat, és a dir cap al nord-oest (Hickey *et al.*, 2003) (Fig. 1.28).

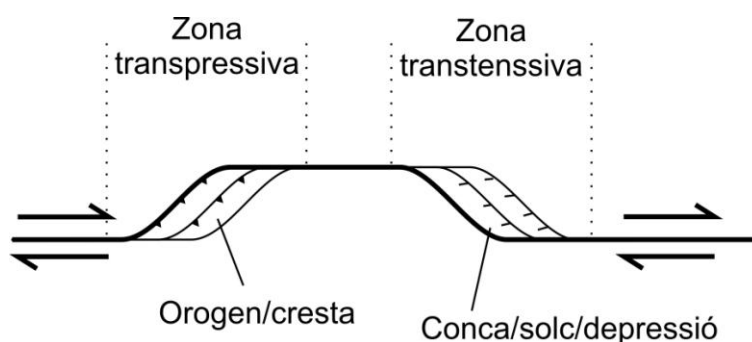


Figura 1.27. Representació simplificada d'un límit transformant on s'indiquen les zones de deformació i aixecament (transpressió) i d'extensió i subsidència (transtensió).

Aquest contracorrent transporta aigua calenta i salada cap a la badia de Santa Mònica durant tot l'any, excepte a la primavera, durant la qual transporta aigua freda i de baixa salinitat (Hickey *et al.*, 2003). La interacció d'ambdós corrents genera un gir ciclònic conegut amb el nom de gir del sud de Califòrnia, el qual incorpora sediment en suspensió provinent de la costa i el transporta al llarg del seu recorregut (Hickey *et al.*, 1992) (Fig. 1.28). A diferència del marge continental català del nord, al marge del sud de Califòrnia no es coneix l'ocurrència de cascades d'aigües denses de plataforma, procés altament rellevant pel transport de sediment cap al marge profund, segons s'ha descrit més amunt (cf. aptat. 1.3.2.3).

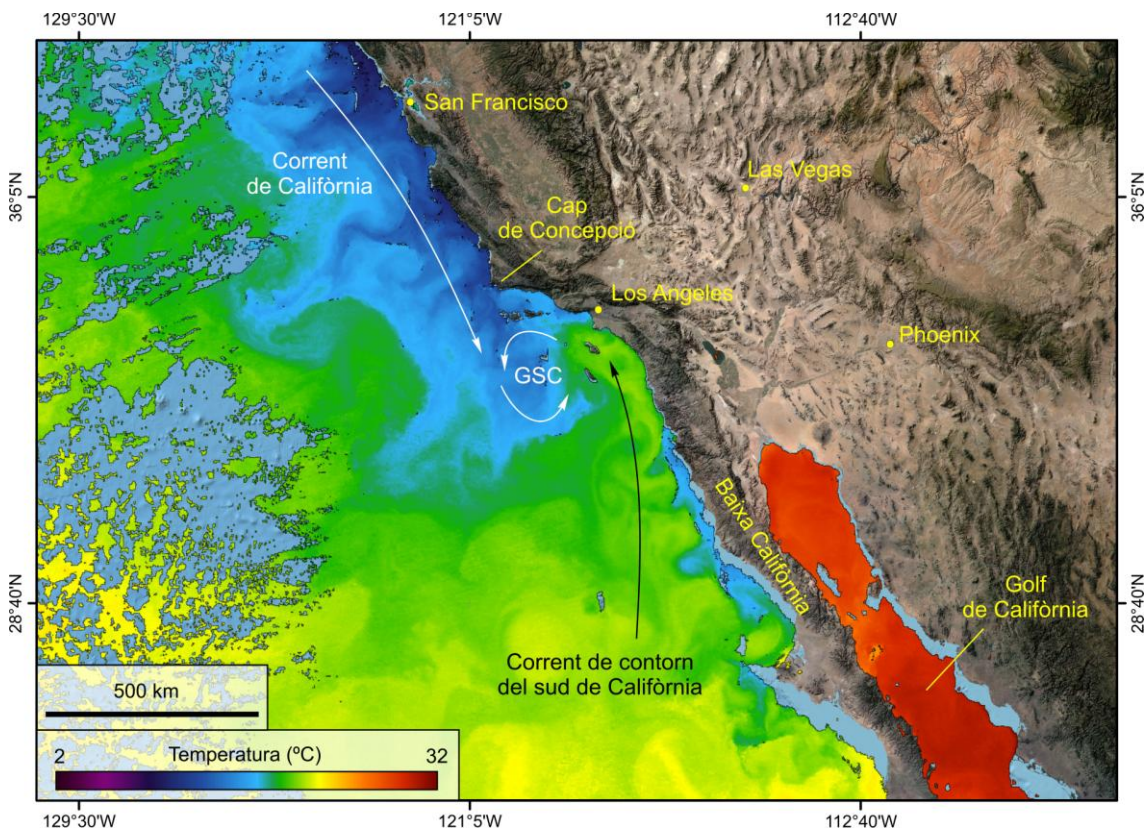


Figura 1.28. Imatge de satèl·lit MODIS on es mostra la temperatura de la superfície de l'aigua al sud de Califòrnia. Observi's el contrast de temperatures entre els dos corrents principals que interaccionen al marge del sud de Califòrnia (i.e. corrent de Califòrnia i corrent de contorn del sud de Califòrnia), i la formació del gir del sud de Califòrnia (GSC). La imatge correspon a l'1 d'octubre de 2013.

Ara bé, el règim climàtic mediterrani, també propi de Califòrnia, provoca forts temporals amb vents i precipitacions intensos durant l'hivern (Brownlie i Taylor, 1981; Schiff *et al.*, 2001). Ocasionalment, les costes californianes poden ésser afectades per huracans o tempestes tropicals o, més comunament, per la cua de les mateixes (NOAA, 2010).

1.4. Metodologia i paquets de dades

Una de les grans dificultats en l'exploració del fons marí és la nostra incapacitat d'accedir-hi directament i així poder inspeccionar-lo. Aquest impediment, però, ha anat minvant dècada rere dècada amb la irrupció de noves tecnologies que a hores d'ara permeten cartografiar i observar els fons marins pràcticament amb el mateix detall amb què s'estudien les terres emergides.

Pel que fa al relleu i al paisatge submarins en sentit estricte, ens referim a les ecosondes de multifeix i als vehicles submarins, tripulats i no tripulats (Pratson i Edwards, 1996). Les primeres aporten dades batimètriques i informació associada, mentre que els segons, a més de dades batimètriques, aporten imatges visuals del fons en forma de vídeos i fotografies. Aquestes dues tecnologies, juntament amb el perfilatge sísmic de reflexió, que permet obtenir seccions del subsòl marí, són el fonament d'aquesta Tesi. La batimetria de multifeix feta des de vaixells permet cartografiar de manera relativament ràpida grans extensions de les fondalades marines, sovint en paral·lel amb l'obtenció de perfils de sísmica de reflexió. En l'aproximació més comú, els vehicles submarins, amb velocitats de desplaçament habitualment baixes, s'usen per explorar sectors concrets identificats a les cartografies prèvies. Tot i així, cada cop és més freqüent instal·lar sistemes de batimetria de multifeix i de perfilatge sísmic en els propis vehicles submarins, la qual cosa té alguns avantatges (e.g. millora de la resolució) però també alguns inconvenients (e.g. disminució del recobriment).

Descriurem, seguidament, i de manera breu, quan i com s'han obtingut els diferents tipus de dades usades a la Tesi, les plataformes que ho han fet possible, la seva adquisició i processat, i també quins productes derivats n'han resultat i l'ús que n'hem fet.

1.4.1. Procedència de les dades: campanyes oceanogràfiques

Les dades emprades en aquesta Tesi han estat adquirides durant onze campanyes oceanogràfiques, de les quals cinc al marge català (Taula 1.2) i sis al marge del sud de Califòrnia (Taula 1.3). La primera campanya de la qual hem usat dades data de l'any 1996 mentre que la més recent és de l'any 2011. En aquestes campanyes s'han utilitzat vaixells oceanogràfics moderns, i també vehicles subaquàtics no tripulats de tipus ROV (al marge català) i AUV (al marge californià) per a la obtenció d'enregistraments de vídeo *in situ* i dades

geofísiques d'alta resolució, respectivament. Les campanyes al marge català es dugueren a terme sota la responsabilitat del Grup de Recerca Consolidat en Geociències Marines de la Universitat de Barcelona, una d'elles en col·laboració amb l'empresa Fugro, mentre que les del marge californià ho foren sota la responsabilitat del Servei Geològic dels Estats Units (USGS) i de l'Institut de Recerca de l'Aquari de la Badia de Monterey (MBARI).

1.4.2. Ecosondatge de multifeix

1.4.2.1. Fonaments i sistemes d'adquisició emprats

Les ecosondes de multifeix (en anglès *multibeam echo-sounder*) mesuren la profunditat mitjançant l'emissió de feixos acústics dirigits cap al fons marí, i la seva recepció posterior després d'haver-s'hi reflectit. El temps que tarda el senyal acústic en anar des de l'emissor al fons i tornar a l'emissor, situat generalment molt a prop de la superfície si és instal·lat en un vaixell, es transforma en valor de profunditat en funció de la velocitat de propagació del so a la columna d'aigua. Les propietats físiques de l'aigua (e.g. temperatura, salinitat i densitat) determinen la velocitat de propagació del so. Com que aquestes propietats varien en l'espai i el temps, també ho fa la velocitat del so. Per aquest motiu, hom va obtenint perfils de la velocitat del so durant l'adquisició a fi i efecte que les dades obtingudes tinguin la millor qualitat possible. Les ecosondes de multifeix també permeten obtenir la intensitat de retrodifusió (en anglès *backscatter*) del fons, la qual aporta informació sobre la natura del mateix fons. Les dades d'intensitat de retrodifusió convé verificar-les amb mostrejos dels materials que formen el fons, siguin sediments o altres (Goff *et al.*, 2000).

La funció d'emissió i recepció dels impulsos acústics l'efectua un transductor. Durant la emissió, el transductor converteix els impulsos elèctrics que rep de la font d'alimentació en senyals acústics que emet cap al fons marí, mentre que durant la recepció succeeix el contrari, és a dir que el transductor converteix els diferencials de pressió produïts per les ones reflectides al fons en senyals elèctrics. El conjunt de senyals transmèsos se sumen formant un ventall d'amplada notable en la direcció perpendicular a la d'avenç del vaixell, i marcadament estret en la direcció d'avenç del vaixell. Això fa que com més gran sigui la profunditat, major serà l'amplada lateral del recobriment del fons marí. L'adquisició s'acostuma a fer mitjançant la realització de passades paral·leles successives l'amplada de les quals sobre el fons dependrà de l'angle d'obertura total del conjunt de feixos i de la profunditat d'aigua (Fig. 1.29).

Campanya/estudi	Any	Grup de recerca i/o institució responsable	Àrea d'estudi	Vaixell	Tipus de dades emprades	Ecosonda de multifeix		
						Model	Freqüència (kHz)	Feixos
Marinada	2002	GRCGM-UB	Solc de València, plataforma del Maresme i canal d'Eivissa	Hespérides	Batimetria de multifeix	EM12S/ EM1000	13/95	81/111
Cap de Creus	2004	FUGRO/ GRCGM-UB	Canyó del Cap de Creus	Geo-Prospector	Batimetria de multifeix	EM300	30	135
Euroleón	2007	GRCGM-UB	Golf de València I canyons submarins del marge català del nord	Hespérides	Batimetria de multifeix	EM120/ EM1002S	12/95	191/111
Hermesione	2009	GRCGM-UB	Sector profund del solc de València i canyó del Foix	Hespérides	Batimetria de multifeix	EM120/ EM1002S	12/95	191/111
Promares-Oasis del mar	2011	GRCGM-UB	Canyons submarins del marge català del nord (CCC, CLF i CBL)	Sarmiento de Gamboa	Vídeos (ROV) i batimetria de multifeix	Atlas Hydrosweep DS	15	287

Taula 1.2. Campanyes oceanogràfiques i característiques principals de les ecosondes de multifeix amb què s'adquireixen les dades del marge català . CCC, canyó de Cap de Creus; CLF, canyó de la Fonera; CBL, canyó de Blanes. A la columna "Tipus de dades" només s'hi han inclòs les dades emprades en aquesta Tesi.

Campanya/estudi	Any	Grup de recerca i/o institució responsable	Àrea d'estudi	Vaixell	Tipus de dades emprades	Ecosonda de multifeix		
						Model	Freqüència (kHz)	Feixos
Santa Monica Bay	1996	USGS	Badia de Santa Mònica	-	Batimetria de multifeix	EM1000	95	60
01-99-SC	1999	USGS	Marge continental i conques del sud de Califòrnia	Ocean Olympic	Sísmica de reflexió d'alta resolució (canons d'aire)	-	-	-
Estudi AUV	2006	MBARI	Ventall submarí de Redondo	Zephyr	Batimetria de multifeix i perfilatge sísmic amb penetrador de sediments	Reson Seabat 7125	200	256
Estudi AUV	2008	MBARI	Canal axial del canyó de Santa Monica	Zephyr	Batimetria de multifeix i perfilatge sísmic amb penetrador de sediments	Reson Seabat 7125	200	256
Estudi AUV	2008	MBARI	Canal axial del canyó de Redondo	Zephyr	Batimetria de multifeix i perfilatge sísmic amb penetrador de sediments	Reson Seabat 7125	200	256
Estudi AUV	2008	MBARI	Vall axial del canyó de Santa Mònica i cicatrius erosives de gran escala de Santa Mònica	Zephyr	Batimetria de multifeix i perfilatge sísmic amb penetrador de sediments	Reson Seabat 7125	200	256

Taula 1.3. Campanyes oceanogràfiques i característiques principals de les ecosondes de multifeix amb què s'adquiriren les dades del marge californià. A la columna "Tipus de dades" només s'hi han inclòs les dades emprades en aquesta Tesi.

Les distàncies recorregudes des de l'emissor al fons són més grans en el cas dels feixos laterals que els centrals degut a la seva major obliquïtat. Això mateix tendeix a fer que el senyal reflectit sigui de menor qualitat en els feixos laterals. Es tracta d'una senzilla qüestió de configuració geomètrica. Si a això hi afegim el fet que la intensitat del senyal es va degradant amb la distància, s'entendrà que calgui tenir una cura especial amb les dades corresponents als feixos més extrems o laterals. Per minimitzar aquests efectes indesitjables, hom planifica les cartografies de multifeix de manera que els passadissos insonificats adjacents se solapin, és a dir que ho facin les franges insonificades pels feixos extrems d'una passada i la següent. Així hom augmenta la densitat de dades en aquestes franges extremes, i pot corregir millor els efectes derivats de l'obliquïtat dels feixos més laterals. La qualitat final de les dades dependrà del tipus de sonda, de l'angle d'obertura total, de l'angle d'obertura dels feixos individuals (que determina la mida de la seva marca acústica al fons), del nombre de feixos, de l'angle d'incidència de cada feix amb el fons, de la velocitat d'avenç del vaixell (a més velocitat, menys densitat de dades), de l'exactitud del perfil de velocitats i de la distància entre l'ecosonda i el fons marí. L'estat de la mar també és una variable altament rellevant, sobre tot quan l'adquisició es fa des de vaixells de superfície, doncs la mala mar genera sorolls i introdueix bombolles d'aire sota el buc que dificulten la propagació del senyal acústic i degraden, de vegades fins extrems no assumibles, la qualitat de les dades.

Generalment, com més petita sigui la distància entre l'ecosonda i el fons, més gran serà la resolució. La potència d'emissió determina l'amplitud del senyal i també la freqüència o

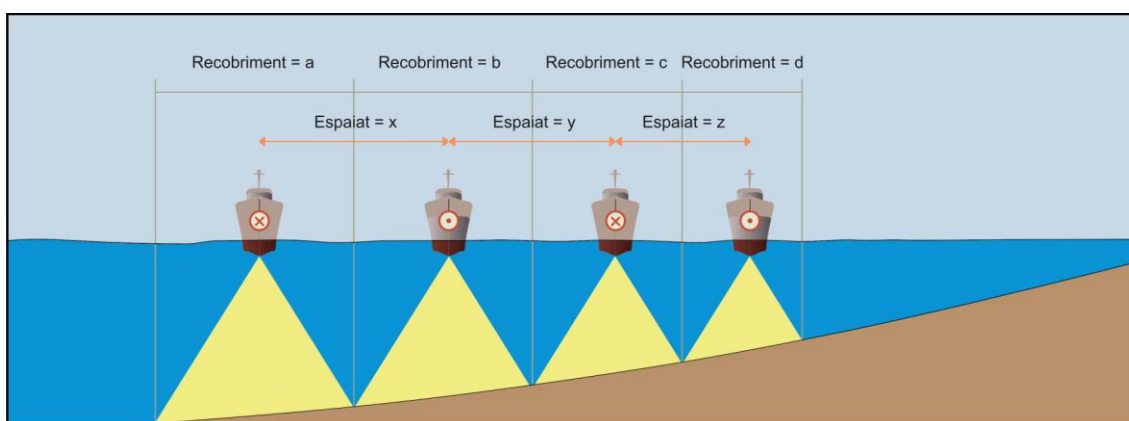
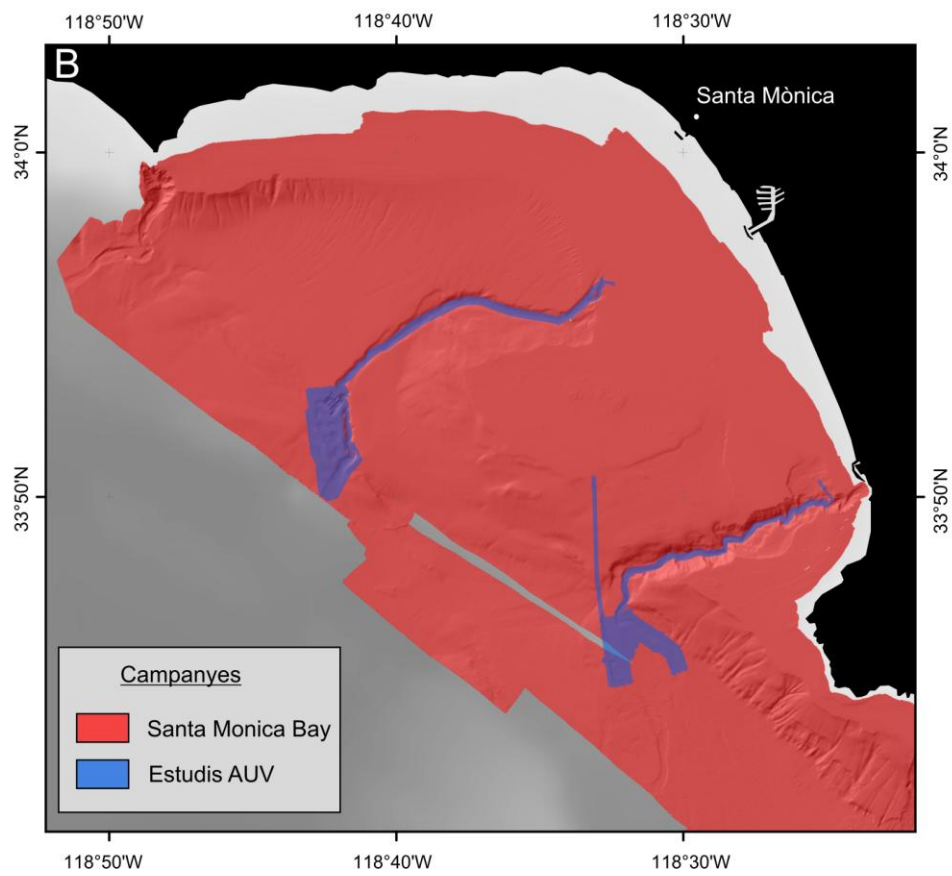
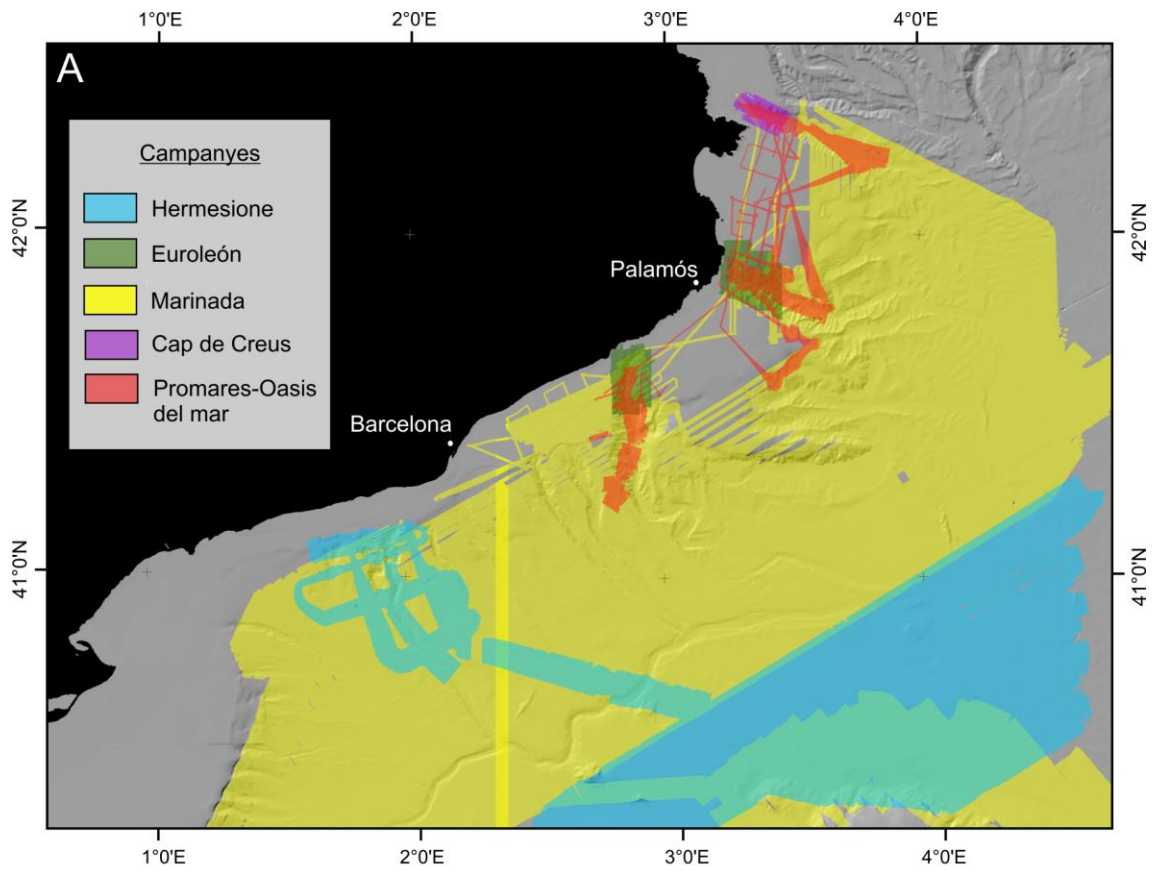


Figura 1.29. Esquema simplificat de la variació de l'amplada del passadís insonificat amb la profunditat des d'un vaixell. A grans trets, per un mateix angle d'obertura, el recobriment del fons marí és major a grans profunditats i menor a mesura que ens apropem a la costa. En augmentar o disminuir la profunditat, també ho fa l'espaiat entre les línies paral·leles de navegació del vaixell (cf. aptat. 1.4.2.1) (modificat de Canals *et al.*, 2012).

freqüències d'emissió, de manera que les ecosondes destinades a treballar a profunditats grans necessiten major amplitud del senyal, cosa que va en detriment de la resolució (freqüències relatives més baixes), mentre que les ecosondes que emeten en rangs de freqüències molt altes proporcionen resolucions elevades però només són aptes per treballar a poca profunditat degut a què l'amplitud del senyal és petita i, per tant, no poden assolir grans fondàries. Hom ha procurat minimitzar aquestes limitacions emprant ecosondes multifreqüencials i introduint el concepte d'amplada variable d'escombrada a fi i efecte de focalitzar el senyal (i, per tant, la densitat de dades) quan les condicions de profunditat o de l'estat de la mar ho requereixin.

Als vaixells, les ecosondes de multifeix solen instal·lar-se a la part inferior del buc, en compartiments especials, o en un costat. Cada vegada més, els transductors s'instal·len en mecanismes retràctils, per protegir-los i també per què no constitueixin un obstacle a la maniobrabilitat de la nau i a la navegació a velocitats elevades. Els vehicles submarins també s'han utilitzat, des de fa unes poques dècades, com a plataformes portadores de sistemes de batimetria de multifeix. Això és així sobretot per vehicles no tripulats, tant operats remotament (ROVs) com autònoms (AUVs).

El posicionament de la zona insonificada per cada feix en el fons marí l'obtenim combinant les dades de posicionament del GPS diferencial del vaixell amb les dades dels moviments que experimenta, mesurades en continu mitjançant uns sensors inercials. Aquests moviments són el caboteig (en anglès *pitch*), al balanceig (en anglès *roll*), les guinyades (en anglès *yaw*) i els puja-i-baixa (en anglès *heave*) de la nau. La correcció d'aquests moviments durant l'adquisició, de manera automàtica a través dels sistemes informàtics de gestió del sistema de batimetria de multifeix, juntament amb el control del perfil de velocitat del so que ja hem esmentat, són crucials per a obtenir dades de bona qualitat. Segons l'indret on es treballi, caldrà introduir també la correcció per efecte de marea, sigui durant l'adquisició o a posteriori. En el cas de les ecosondes de multifeix muntades en vehicles submarins, el posicionament pot ésser referit a un sistema de coordenades pròpies (definit, per exemple, per una xarxa de radiobalises situades al fons) o, el més comú, tractar-se d'un posicionament relatiu referit al posicionament GPS del vaixell. La llunyania de la superfície o, si es vol, la proximitat al fons dels vehicles submarins, i la seva estabilitat durant l'adquisició, fa que no siguin sensibles, o que en siguin poc, a la majoria d'efectes que afecten els vaixells de superfície. Per altra banda, però, són sensibles a altres variables com, per exemple, el control de la distància al fons, que ha de ser tan constant com es pugui.



En aquesta Tesi s'han utilitzat un amplíssim nombre de dades de batimetria de multifeix, adquirides amb diferents sistemes durant onze campanyes oceanogràfiques, en algunes de les quals es desplegaren AUVs i ROVs (Taules 1.2 i 1.3). Aquestes dades, degudament processades i integrades, han permès cartografiar, analitzar i interpretar el relleu submarí i les formes de fons dels marges continentals català i del sud de Califòrnia (Fig. 1.30). Les dades de multifeix obtingudes amb AUV han possibilitat, concretament, l'estudi de detall dels canals axials dels canyons de Santa Mònica i de Redondo, de les cicatrius erosives de gran escala de Santa Mònica, i de part del ventall submarí de Redondo (Figs. 1.24 i 1.30). Les especificitats tècniques de cadascuna de les ecosondes utilitzades en aquesta Tesi són recollides a les Taules 1.2 i 1.3 i, més precisament, als apartats 2.1.3, 2.2.3 i 2.3.3.

1.4.2.2. Processat i productes derivats

El processat de les dades de batimetria de multifeix té per objectiu primari corregir possibles errades produïdes durant la seva adquisició, siguin de caràcter aleatori o sistemàtic i, com a objectius secundaris, assolir uns estàndards comuns de qualitat i facilitar la seva integració i anàlisi. Així, el processat ha inclòs el filtrat de les dades de posicionament, l'edició automàtica i manual de les dades de cadascun dels feixos associades al paràmetre profunditat, i l'equalització dels valors d'intensitat de retrodifusió pels diferents feixos. Aquestes tasques s'han dut a terme amb els programaris *CARIS HIPS&SIPS* (www.caris.com/products/hips-sips/index.cfm), desenvolupat per *CARIS Corporation*, i *MB-System* (www.mbari.org/data/mbsystem/), desenvolupat per l'MBARI. Un cop processades, els fitxers x, y, z obtinguts han permès construir models digitals del terreny a partir dels quals s'han generat mapes i imatges batimètriques, de relleu ombrejat i de pendents, entre d'altres. En aquesta s'ha emprat el programa *ArcGIS* (www.arcgis.com/features/), desenvolupat per l'*Environmental Systems Research Institute (ESRI)*.

Figura 1.30 (vegeu il·lustració a la pàgina anterior). A. Mapa de relleu ombrejat de la mar Catalanoblear on s'indiquen els recobriments de batimetria de multifeix assolits a les campanyes oceanogràfiques considerades en aquesta Tesi. B. Mapa de relleu ombrejat del marge del sud de Califòrnia on s'indica el recobriment de la batimetria de multifeix de la campanya oceanogràfica dirigida per l'USGS l'any 1996 i els sectors dels canyons de Santa Mònica i Redondo investigats amb l'AUV del MBARI. Les metadades de cada campanya són a la Taules 1.2 i 1.3.

1.4.3. Sísmica de reflexió

1.4.3.1. Fonaments i sistemes d'adquisició emprats

La sísmica de reflexió (en anglès *seismic reflection*) és una tècnica molt utilitzada en prospecció geofísica, a terra i a mar. Proporciona informació sobre l'estructura i les propietats acústiques del subsòl a partir de l'enregistrament de les reflexions d'ones sísmiques generades artificialment i de l'anàlisi de les característiques intrínseques del senyal reflectit. Primàriament, la sísmica de reflexió mesura el temps que triguen les ones sísmiques des de que s'emeten fins que són rebudes pels receptors (geòfons o hidròfons) després d'haver-se reflectit a les interfícies del subsòl (reflectors). Aitals interfícies corresponen a horitzons on es donen contrastos significatius d'impedància acústica entre els materials que separen. La impedància acústica es defineix com el producte de la velocitat de propagació de les ones en un medi determinat per la densitat del mateix, i és pròpia de cada nivell o formació (Leenhardt, 1972). La impedància acústica determina directament els temps d'anada i tornada (en anglès *two-way travel time*) de les ones per a cada interval i , lògicament, per la suma d'intervals penetrats, fins la consumpció de l'energia emesa inicialment.

En sísmica de reflexió marina, l'emissió o front d'ones inicial es duu a terme mitjançant una font mecànica (e.g. *miniflexichoc*), elèctrica (e.g. *sparker*), piezoelèctrica (e.g. transductors) o que emprí algun fluid, com l'aire comprimit (e.g. canons d'aire). La font o emissor ha d'estar necessàriament submergida, generalment a molt poca fondària o, com a mínim, en contacte amb l'aigua. Excepte els sistemes generalment de poca potència (e.g. transductors) muntats al buc de la nau o en altres plataformes, els emissors s'arrosseguen a una certa distància rere la popa per evitar la cavitació i tenir un senyal més net i un comportament més estable del mateix emissor o de l'estructura, més o menys hidrodinàmica, on va muntat (Geyer, 1983).

Els hidròfons encarregats de la recepció i transformació del senyal sísmic reflectit al fons i al subsòl marí són formats per petits elements piezoelèctrics muntats en paral·lel dins un tub flexible o flauta (en anglès *streamer*) que és arrossegat a certa distància darrere del vaixell i també darrere de l'emissor. Així s'eviten sorolls, com els produïts per l'onatge, pel mateix vaixell i pel frec del buc amb l'aigua, que degradarien la qualitat de l'enregistrament. La profunditat a què s'arrosseguen les flautes és molt variable, però cal tenir en compte que una pressió hidrostàtica adequada afavoreix l'acoblament acústic. Quan s'arrosseguen o se situen a profunditats considerables i , per tant, relativament a prop del fons, la qualitat dels

enregistraments sol millorar apreciablement (Geyer, 1983). En una flauta lineal, com les emprades habitualment, les característiques direccionals i la sensibilitat a les freqüències baixes depenen de la "longitud acústica total" (i.e. la suma del nombre de elements i llurs espaiats), mentre que la direccionalitat per a les altes freqüències depèn de l'espaiat entre els hidròfons.

Els transductors emprats en sísmica de reflexió de molt alta resolució i, per tant, amb poca penetració (coneguts com a "penetradors de sediments" o, en anglès, *mud penetrators*) tenen la particularitat d'incorporar les dues funcions (emissió i recepció), en un mateix dispositiu, de manera que aquests sistemes no necessiten un dispositiu d'adquisició diferenciat, com és la flauta. Com en el cas dels hidròfons, aquests transductors també aprofiten la piezoelectricitat per a dur a terme la seva doble funció. Els penetradors de sediments habitualment van instal·lats a la panxa del vaixell, de vegades en compartiments especials, i també solen formar part de la càrrega útil (en anglès *payload*) de vehicles subaquàtics com els ROVs i els AUVs.

Els hidròfons, i també els transductors dels penetradors de sediments, enregistren els petits canvis de pressió provocats per l'arribada successiva dels fronts d'ones reflectits i transmesos cap a la superfície a través de la columna d'aigua, i els transformen en impulsos elèctrics que poden ésser enregistrats i visualitzats mitjançant la integració gràfica de les traces individuals, obtenint-se així el que comunament es coneix com a "perfil sísmic". La resolució vertical d'un perfil sísmic depèn essencialment de la freqüència del senyal emès. Tot i així, també hi intervenen factors geomètrics i electrònics. 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, tot i que també menor penetració, doncs les freqüències altes són pròpies de senyals d'amplitud petita i, per tant, amb poca capacitat de penetració. La resolució horitzontal d'un perfil sísmic, en canvi, es refereix a la distància mínima a partir de la qual ja no es poden discernir dos punts de reflexió situats en el mateix pla horitzontal (Amblas, 2012). Aquesta dimensió horitzontal de la resolució sísmica ve determinada per l'àrea, coneguda com a primera *zona de Fresnel*, en què les ones sísmiques interfereixen les unes amb les altres, addicionant-se (Sheriff, 1996).

Els principals modes d'adquisició són el monocanal, el multicanal i el 3D, que no deixa de ser una variant del multicanal. Com el seu nom indica, la recepció del senyal reflectit es fa mitjançant un sol canal, generalment emprant una flauta amb diversos hidròfons; per

múltiples canals instal·lats en una mateixa flauta; o per múltiples canals amb una configuració geomètrica en què s'empren diverses flautes i que proporciona una cobertura tridimensional i no pas al llarg d'una sola línia com en els dos casos anteriors. Si bé antigament en recerca hom usava sobretot la sísmica de monocanal, normalment de més resolució i menys penetrativa, essent la de multicanal més pròpia de la prospecció petrolera per a la qual es necessitaven potències d'emissió elevades capaces de penetrar profundament el subsòl marí, avui el panorama ha canviat radicalment, de manera que en recerca, i també en el sector industrial, hom utilitza regularment qualsevol de les tres configuracions i modes d'adquisició esmentats. La sísmica 3D és la darrera innovació en el camp (a banda de la sísmica 4D, que comporta seguiments regulars en el temps, que és el que vol indicar la quarta "D"), havent-hi també sistemes de sísmica 3D d'alta resolució, com el P-Cable (www.pccable.com/), usat entre altres pel GRC en Geociències Marines de la Universitat de Barcelona.

En el subcapítol 2.2 d'aquesta Tesi s'han utilitzat perfils sísmics de penetrador de sediments, és a dir, de molt alta resolució, adquirits al llarg del canal axial dels canyons de Santa Mònica i Redondo, a les cicatrius erosives de gran escala de Santa Mònica i al ventall submarí de Redondo (Figs. 1.31). Hom obtingué aquests perfils amb un penetrador de sediments Edgetech en mode *chirp* instal·lat en un AUV. En el mode *chirp* els perfiladors de sediments utilitzen la modulació de dos fronts d'ones de diferent freqüència emesos simultàniament per generar una ona secundària (ona *chirp*) amb característiques de freqüència i energia idònies per a obtenir perfils de molt bona resolució i, a la vegada, amb una penetració millorada, del recobriment sedimentari submarí. La freqüència de la ona secundària generada pel perfilador Edgetech és d'entre 2 i 16 kHz, la qual permet assolir penetracions de fins a 50 m (~66 ms) amb una resolució de 10 cm, assumint una velocitat del so de $1.500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en el sediment. A més, per obtenir una imatge de l'arquitectura sedimentària més profunda del ventall submarí de Redondo, hem utilitzat un perfil sísmic de multicanal d'alta resolució adquirit per l'USGS (cf. Normark *et al.*, 1999) (Fig. 2.22 i Taula 1.3).

1.4.3.2. Processat i productes derivats

El processat de les dades de sísmica de reflexió permet millorar la visualització dels reflectors i, per tant, facilita la interpretació dels perfils sísmics. Hi ha una àmplia gamma de tipus de processat, des dels més senzills, com la supressió dels sorolls que puguin contenir les dades sísmiques, fins altres molt més sofisticats. En el cas del penetrador de sediments Edgetech, el processat fou realitzat en temps real durant l'adquisició tot i emprant les opcions de la consola

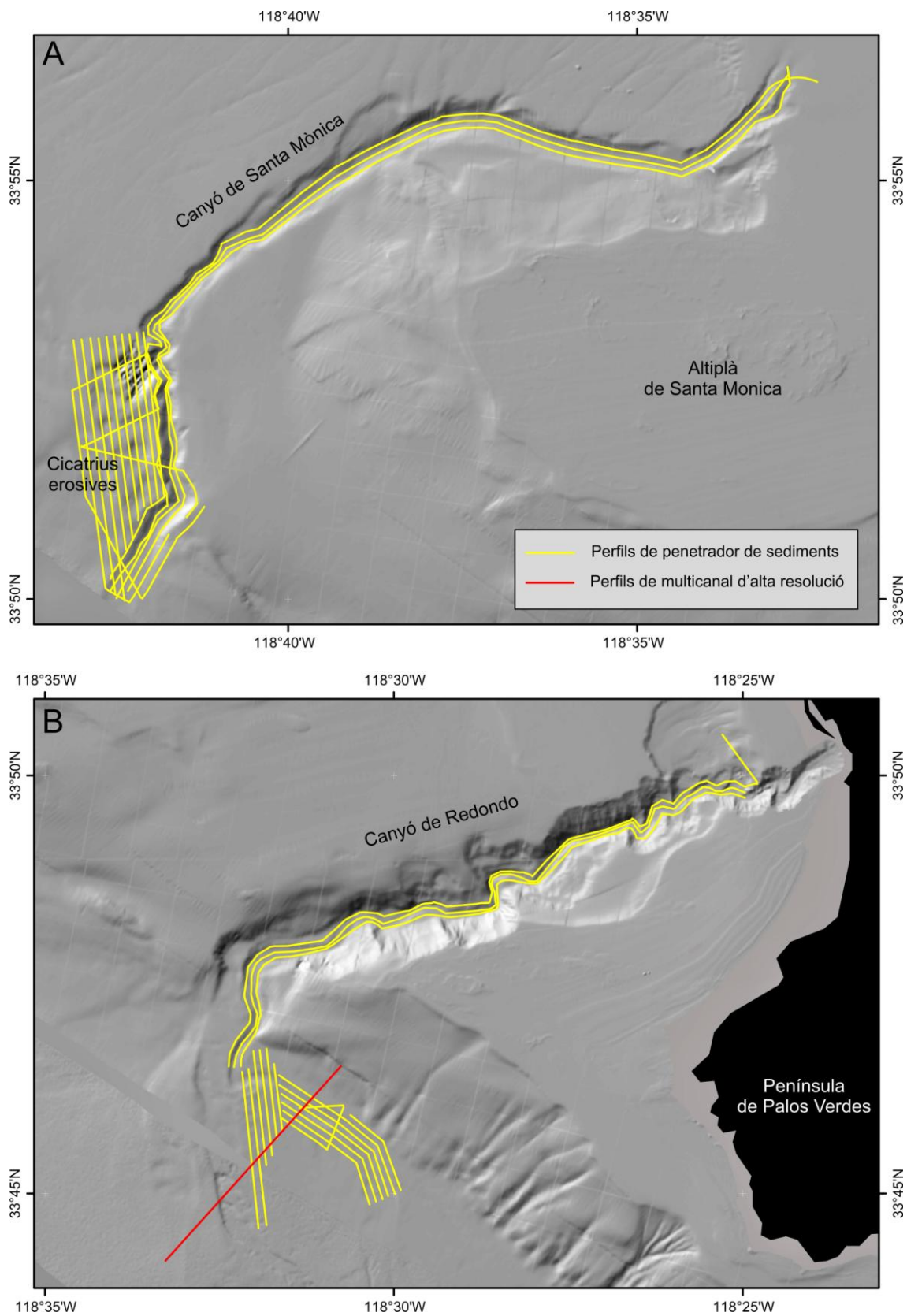


Figura 1.31. Mapes de relleu ombrejat del canyó de Santa Mònica (A) i del sistema de canyó-canal de Redondo (B), on s'indiquen les línies de penetrador de sediments adquirides amb l'AUV de l'MBARI i la línia de sísmica d'alta resolució obtinguda al ventall submarí de Redondo per l'USGS.

de control. Aquest processat inclogué, entre altres, un filtrat freqüencial, la desconvolució del senyal, l'apilament de traces i l'amplificació automàtica i variable en el temps del senyal. Els fitxers en format SEGY generats a rel del processat foren exportats al programa *MB-System*, desenvolupat pel MBARI, per a la seva visualització i interpretació. La conversió a profunditats dels temps d'anada i tornada (temps dobles) de l'escala vertical dels perfils sísmics requereix conèixer o, si més no, aproximar la velocitat de propagació de les ones P (V_p) dels materials penetrats. D'aquesta manera hom pot calcular el gruix del recobriment sedimentari i dels seus intervals, i localitzar la fondària en metres a què estan situats els elements geològics d'interès.

1.4.4. Observació amb vehicles submarins

1.4.4.1. Vehicles operats remotament (ROVs)

Els ROVs són vehicles o plataformes subaquàtiques no tripulades connectades a un vaixell nodrissa mitjançant un cable umbilical. La gamma de ROVs existent al mercat és amplíssima, i va des de petits ROVs que tot just arriben a un centenar de metres de profunditat fins ROVs capaços d'assolir profunditats abissals. Solen portar una càrrega útil formada per dispositius tecnològics avançats, entre els quals els més comuns són potser les càmeres d'alta definició i diverses menes de sistemes de mostreig. La composició de la càrrega útil dependrà de les prestacions necessàries per a l'àmbit de treball de què es tracti (e.g. biologia, geologia, intervencions submarines i altres) i dels objectius que hom persegueix en cada operació. En general, els ROVs estan dotats, com a mínim, d'una càmera frontal d'alta definició i un o més focus, i d'un o dos braços mecànics, la qual cosa els permet gravar imatges *in situ* i prendre mostres del fons. El ROV rep l'energia que necessita per funcionar a través del cable umbilical que l'uneix amb el vaixell nodrissa. Aquest cable també serveix per transmetre instruccions als dispositius del ROV (e.g. estirar el braç o tancar la pinça) i per enviar les imatges i altres dades adquirides pels diferents dispositius (e.g. imatges de vídeo o dades d'un CTD), tot plegat en temps real. D'umbilicals n'hi ha de flotabilitat neutra i negativa. Cadascuna d'aquestes opcions té avantatges i inconvenients.

El posicionament del ROV dins l'aigua es realitza amb un sistema acústic de posicionament subaquàtic, que informa en tot moment de la posició relativa (i.e. respecte al vaixell nodrissa) i de la posició absoluta del vehicle, així com de la profunditat a què es troba. Aquests sistemes es valen per a fer la seva funció d'un transceptor situat al vaixell i d'un transponedor instal·lat al ROV. Els sistemes de posicionament subaquàtic se solen classificar segons el seu abast en

sistemes de llarg abast (en anglès *long-baseline systems, LBL*), d'abast curt (en anglès *short-baseline systems, SBL*) i d'abast ultra-curt (en anglès *ultra-short-baseline systems, USBL*). En les operacions amb ROVs s'usen habitualment sistemes LBL i SBL, i sistemes mixtes USBL. Entre els sistemes de posicionament subaquàtic més usats per posicionar ROVs hi ha el HIPAP (www.km.kongsberg.com) i el Posidonia (www.ixblue.com).

L'estada dins l'aigua d'un ROV és, en principi, indefinida, donat que l'umbilical li facilita durant el temps que calgui l'energia que necessita per operar. A la pràctica, les operacions amb ROV solen durar unes hores, degut a la necessitat de repòs dels operadors, ni que es vagin rellevant, i als estrictes protocols de seguretat que cal verificar regularment i, per suposat, cada cop que el ROV és llençat a l'aigua i tornat a embarcar. Hi ha ROVs que es llencen directament a l'aigua, sense més, mentre que altres es llencen dins d'una gàbia (en anglès *Tether Management System*) que fa de garatge i protegeix el vehicle. L'ús de la gàbia permet, a més, desplaçar el ROV dins l'aigua des d'un punt d'immersió a un altre sense haver de pujar-lo a bord del vaixell cada vegada que s'acaba una operació en un punt o al llarg d'un transecte. Habitualment, la gàbia duu un rodet amb cable umbilical que permet al ROV moure's a unes desenes o centenars de metres de distància.

Les operacions amb ROV requereixen molt temps, essent la velocitat de desplaçament del vehicle generalment inferior a 1,5 nusos, i sovint molt menys. La propulsió del ROV la proporciona un seguit de motors amb hèlices orientables distribuïts de manera que li permetin moure's en qualsevol direcció. Quan cal, per exemple per obtenir primers plànols d'alta qualitat del fons, hom detura el vehicle, sovint posant-lo o empenyent-lo contra el fons, això darrer si aquest és prou abrupte. En fons fangosos, cal anar molt en compte amb aixecar núvols de pols que poden enterbolir la visió durant un temps més o menys llarg. Per tot plegat, per a operar ROVs és altament necessari que els vaixells nodrissa comptin amb sistemes de posicionament dinàmic, que els permetin tant desplaçar-se en qualsevol direcció a velocitat controlada, generalment molt lenta, com recuperar una posició a major velocitat, i també mantenir-se perfectament en estació. Per tots aquests condicionants, no és eficient usar els ROVs per tasques d'exploració primària. Quan troben la seva màxima eficiència és quan s'usen per inspeccionar sectors o objectius identificats prèviament.

Per planificar les immersions amb ROV cal disposar d'una batimetria, com més resolutiva millor, de la zona a inspeccionar. Així hom pot predefinir els transectes a efectuar i els punts a priori més interessants a inspeccionar. De tota manera, els sonars que duu el ROV també

ajuden a identificar abans no entren en el camp de visió elements, obstacles i objectes del fons que passen inadvertits o no es visualitzen amb prou claredat als mapes de batimetria de multifeix. En aquests casos, allò més habitual és anar modificant el recorregut previst del ROV en funció de les deteccions sonar que es vagin produint.

Les dades que es mostren i discuteixen al subcapítol 2.3 d'aquesta Tesi foren adquirides amb el ROV *Liropus 2000* de l'*Instituto Español de Oceanografía* (IEO), que correspon al model Super-Mohawk 24 fabricat per Sub-Atlantic, amb capacitat de penetrar fins 2.000 m de profunditat (Fig. 1.32). Les especificitats dels dispositius que equipen en el *Liropus 2000* es detallen a l'apartat 2.3.3.2. L'obtenció de dades amb el *Liropus 2000* es produí durant la campanya oceanogràfica Promares-Oasis del Mar (Taula 1.2), en què hom realitzà 26 transectes entre 140 m i 1.731 m de profunditat, al llarg dels eixos i els flancs dels canyons submarins del Cap de Creus, la Fonera i Blanes.

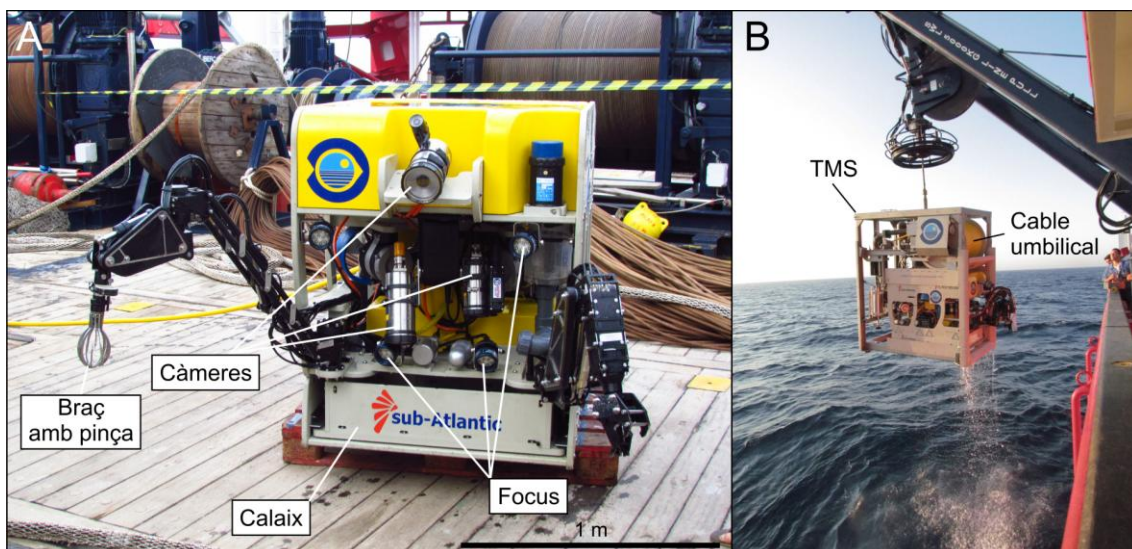


Figura 1.32. ROV *Liropus 2000* utilitzat a la campanya Promares-Oasis del Mar l'any 2011 per inspeccionar els canyons submarins del marge català del nord. **A.** Detall del *Liropus 2000*. **B.** Gàbia (TMS) amb el ROV al compartiment inferior i el cable umbilical al compartiment superior.

1.4.4.2. Vehicles subaquàtics autònoms (AUVs)

Els AUVs són vehicles submarins no tripulats que operen sense necessitat de cap enllaç físic (i.e. cable umbilical) amb un vaixell a la superfície. És per això que hom els anomena “autònoms”. Aquesta peculiaritat implica que l’AUV ha de dur una font d’energia pròpia i suficient, és a dir unes bateries que li permetin realitzar la missió que en cada cas correspongui. La vida útil de les bateries és un paràmetre que cal tenir absolutament en compte en el disseny de les línies de navegació de tota missió amb AUV. La majoria d’AUVs tenen forma de torpede, més o menys estilitzat, per raons d’eficiència hidrodinàmica, variant les seves mides des de menys de 2 m fins més de 10 m de llarg. Deixant de banda els “planejadors”, que són un tipus especial d’AUVs, en els AUVs el sistema de propulsió, situat a la part posterior de l’AUV, és alimentat per un motor elèctric que mou unes hèlices que impulsen el vehicle.

La no penetració del senyal de GPS sota la superfície de l’aigua condiciona el posicionament i la navegació dels AUVs, les quals solen fer-se per estima (en anglès *dead reckoning*) a partir de punts de coordenades conegudes, anomenats “fixos” o *fixes*, adquirides durant les emersions a la superfície, on el vehicle rep el senyal de GPS. Entre un fix i el següent, quan el vehicle és sota la superfície, la navegació es fa emprant sistemes de navegació inercial (en anglès *inertial navigation systems*, INS) instal·lats a l’AUV que en cada cas s’utilitzi, els quals permeten calcular per estima la posició a partir de la velocitat i el rumb del vehicle (Caress *et al.*, 2008). A més, si l’àrea a investigar és acotada, també es poden situar transponedors en el fons per guiar la navegació de l’AUV, i si es disposa d’un vaixell nodrissa igualment es poden aplicar els sistemes USBL i SBL explicats en parlar dels ROVs. La profunditat d’immersió se sol mesurar amb sensors de pressió. A més, cada AUV compta amb un ordinador principal (en anglès *main vehicle computer*, MVC) que controla el sistema de navegació, la comunicació amb el vaixell si s’escau, i l’adquisició i emmagatzematge de les dades recollides (Caress *et al.*, 2008). Les emersions també es poden aprofitar per transmetre via satèl·lit les dades enregistrades.

Tal i com succeeix amb els ROVs, per la planificació de les immersions prop del fons amb AUVs cal disposar d’una batimetria, com més resolutiva millor, de la zona a navegar, també amb la finalitat de preveure i evitar possibles obstacles que sobresurtin del fons. Tot i que la majoria d’AUV son capaços de dur a terme missions no supervisades, a la pràctica és freqüent operar-los dins de l’abast del sistema de telemetria acústica emprat en cada cas, de manera que l’operador pugui intervenir si cal. Ara bé, també és cert que per certs tipus d’AUVs, com els

“planejadors” o *gliders*, usats sobretot en oceanografia física, i per cert perfils de missió, l’operador pot estar a milers de quilòmetres de distància i, per tant, no pot donar una resposta immediata davant qualsevol incidència. Per aquesta raó, a més de posar tota la cura possible en el disseny de les missions, els AUVs solen estar dotats de sistemes de detecció i evitació d’obstacles, i també de sensors i sistemes que els permeten mantenir pràcticament constant la distància amb el fons o la superfície segons el tipus de missió (Mayer, 2006). Tot i així, la pèrdua d’AUVs és un fet relativament freqüent. Una altra diferència amb els ROVs és que les dades no es veuen ni visualitzen en temps real a bord d’un vaixell o d’un laboratori costaner, sinó que es reben via satèl·lit cada cop que l’AUV emergeix i les envia. Els AUVs permeten explorar ambients vetats a altres tipus de vehicles subaquàtics, com les regions situades sota la mar gelada i les plataformes de gel (Bellingham *et al.*, 2000; Nicholls *et al.*, 2006; Graham *et al.*, 2013).

Els AUVs són especialment valuosos en el camp de les Geociències Marines, doncs la seva capacitat de treballar molt a prop del fons els fa imbatibles a l’hora d’adquirir dades de molt alta resolució (submètriques) del fons i el subsòl marins, mitjançant sondes de multifeix i sistemes de sísmica de reflexió (sovint perfiladors de sediments) incorporats a la càrrega útil del vehicle. Les resolucions adquirides són incomparablement superiors a les que poden obtenir-se mitjançant vaixells de superfície, especialment en aigües profundes (Wynn *et al.*, 2014). A més, les dades acústiques d’AUV són més netes i ràpides de processar que les obtingudes des de vaixells de superfície, doncs dins l’aigua, a una certa profunditat, no hi ha pràcticament sorolls (e.g. el motor del navili, el frec del buc amb l’aigua, l’onatge) i les oscil·lacions del vehicle són mínimes. Les dades de multifeix i de penetrador de sediments mostrades al subcapítol 2.2 d’aquesta Tesi foren obtingudes amb l’AUV *D. Allan*, dissenyat i desenvolupat per MBARI (Fig. 1.33 i Taula 1.3). Les especificitats d’aquest vehicle es detallen a l’apartat 2.1.3.

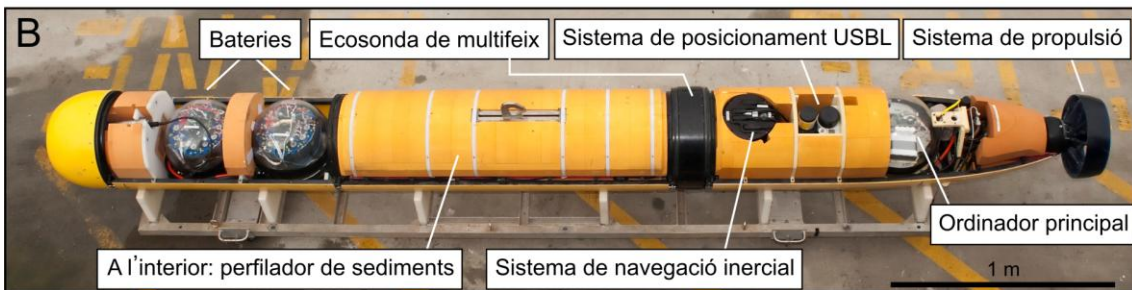
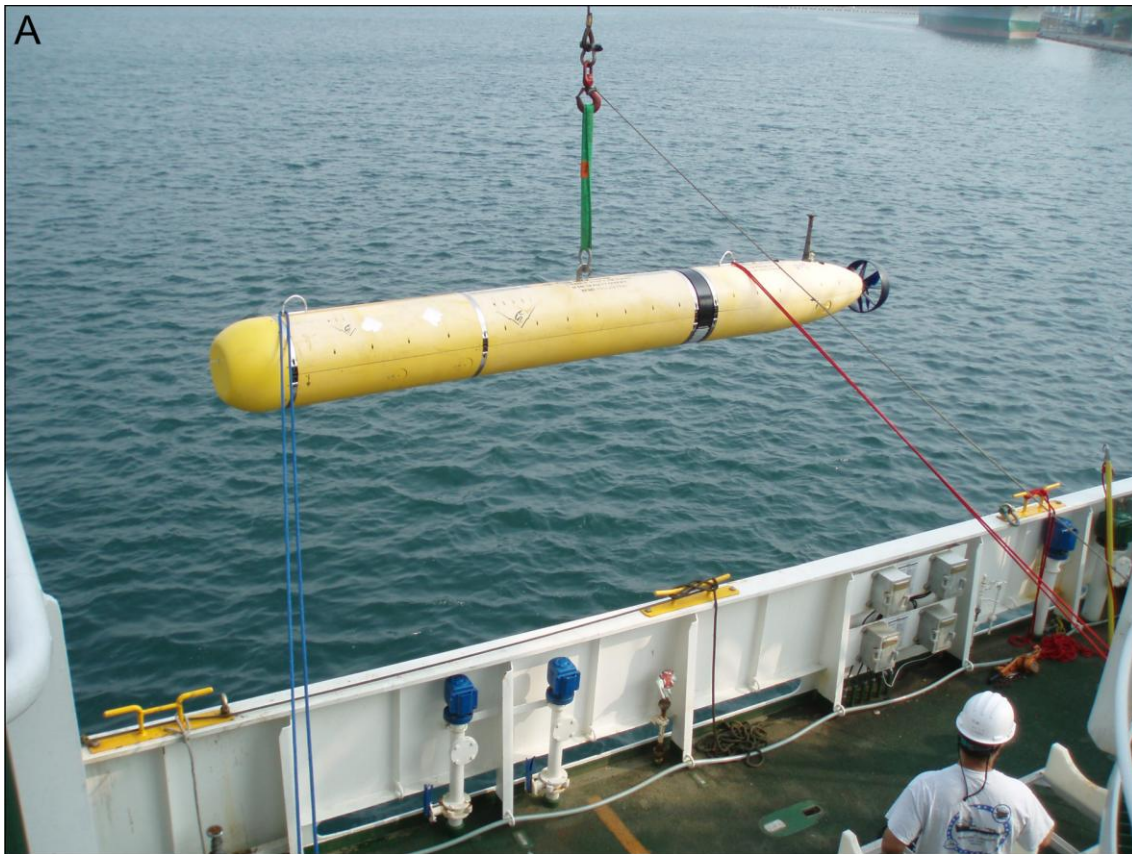


Figura 1.33. AUV *D. Allan* del MBARI emprat en la investigació del canyó submarí de Santa Mònica i del sistema de canyó-canal de Redondo. **A.** Maniobra de llançament de l'AUV. **B.** Principals elements de l'AUV.

CAPÍTOL 2. RESULTATS

Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea.

- *Tubau, X., Lastras, G., Canals, M., Micallef, A. i Amblas, D., 2013. Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea. Geomorphology 184, 20-37. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.11.007*

Submarine canyons of Santa Monica Bay, Southern California: Variability in morphology and sedimentary processes.

- *Tubau, X., Paull, C.K., Lastras, G., Caress, D.W., Canals, M., Lundsten, E., Anderson, K., Gwiazda, R. i Amblas, D., 2015. Submarine canyons of Santa Monica Bay, Southern California: Variability in morphology and sedimentary processes. Marine Geology 365, 61-79. doi: 10.1016/j.margeo.2015.04.004*

Marine litter on the floor of deep submarine canyons of the Northwestern Mediterranean Sea: The role of hydrodynamic processes.

- *Tubau, X., Canals, M., Lastras, G., Rayo, X, Rivera, J. i Amblas, D., 2015. Marine litter on the floor of deep submarine canyons of the Northwestern Mediterranean Sea: The role of hydrodynamic processes. Progress in Oceanography 134, 379-403. doi: 10.1016/j.pocean.2015.03.2013*

2.1. Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea

Xavier Tubau¹, Galderic Lastras^{1*}, Miquel Canals¹, Aaron Micallef^{1,2}, David Amblas¹

¹GRC Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, E-08028 Barcelona, Spain

²University of Malta, Msida, MSD 2080, Malta

Abstract

Submarine gullies are relatively small valleys that occur in a variety of submarine slopes. They are very common in continental slopes and in submarine canyon heads and flanks, where they often form tributary networks. Gullies are smaller than submarine canyons, though there is no standardised size criterion to distinguish between them. Gullies and gully networks have been often viewed as initial steps in the development of larger submarine canyons and more mature drainage networks. The shelf-incising submarine Foix Canyon System (FCS) is located in the northwestern Mediterranean Sea. Numerous, well-developed and morphologically diverse gullies carve its two heads and flanks. The objective of this study is to analyse the drainage network of the FCS and decipher the role of gullies in its evolution. Submarine gully and canyon networks were extracted from swath bathymetry data of 50 m grid size using a Geographic Information System (GIS). A systematic morphometric analysis was carried out on drainage network of the FCS by using the Horton-Strahler method. Our results show that the FCS is formed by 1.660 streams, 1.000 km in total length, which can be classified to six stream orders. To detect relevant morphological changes along valley sections, the drainage density, the stream frequency and the drainage area relief parameters were applied. Furthermore, a branching index (I_b) was developed to characterise the geometry of the submarine drainage network. In the canyon heads I_b values are $\sim 1,7$ that correspond to a dendritic pattern, whereas I_b in the canyon branches displays values of $\sim 2,2$ that correspond to a pinnate pattern. At a fine scale, we have identified two types of canyon flank gullies, namely “rim gullies” and “toe gullies”: (1) rim gullies form large, dendritic networks that extend from the canyon thalweg up to the canyon rim, and (2) toe gullies form smaller pinnate networks restricted to the lower part of the canyon flanks. Rim gullies formation and development is interpreted as the main process responsible for canyon head growth and across-flank

transport of material from the continental shelf. Toe gullies, on the other hand, are the morphological expression of the rejuvenation of rim gullies and the canyon itself. Axial incision and toe gullies formation are interpreted as the result of bottom-to-top erosive processes acting at different scales, in response to regional and local changes factors controlling the system, respectively. This study helps to identify a variety of gullies and the processes they result from and provides a morphometric methodology to characterise submarine drainage networks at fine resolution scales.

Keywords: submarine gully; submarine canyon; drainage network; Mediterranean Sea; GIS; morphometry.

2.1.1. Introduction

Submarine canyons are deep and steep valleys dissecting the continental margins (Shepard and Dill, 1969) that are recently receiving significant scientific attention due to their role as efficient conduits of sediments and associated organic matter and pollutants from the continental shelf to the deep sea (Puig et al., 1999; Canals et al., 2006; Turchetto et al., 2007; Paull et al., 2010). Submarine canyons also record changes in paleogeography and sediment sources triggered by sea-level oscillations (Aloisi et al., 1975; Shepard, 1981; Baztan et al., 2005; Cronin et al., 2005), may contain hydrocarbon resources (Shepard and Dill, 1969; Pickering et al., 1989; Stow and Mayal, 2000; Wynn et al., 2002), and act as hotspots of biodiversity (Mortensen and Buhl-Mortensen, 2005; Tyler et al., 2009; De Leo et al., 2010).

In the last years, detailed bathymetric mapping has allowed geoscientists to precisely image second-order linear depressions, such as gullies, in submarine canyon heads and walls (e.g. Laberg et al., 2007; Pratson et al., 2009; Lastras et al., 2011). Gullies, which are often similar in shape to their larger counterparts (i.e. submarine canyons), are relatively small valleys formed in areas of relatively high seafloor slope gradients (Fedele and Garcia, 2009). They are generally smaller than submarine canyons, though there is no standardized size criterion to distinguish between them. These features have also been documented in submarine settings other than canyons, such as prodelta fronts and open continental slopes (Chiocci and Normark 1992), as well as in subaerial landscapes (Montgomery and Dietrich, 1988; Poesen et al., 2002; Billi and Dramis, 2003; James et al., 2007) and on the slopes of Mars (Malin and Edgett, 2000; Lanza et al., 2010). Submarine gullies often constitute large and complex drainage systems that

can eventually be characterised in terms of Zernitz (1932) patterns and Horton (1945) laws. The origin of submarine gullies has been related to hyperpycnal flows, sea-level oscillations and dense shelf water cascading, among others (Orange and Breen, 1992; Fedele and Garcia, 2009; Micallef and Mountjoy, 2011), although their formation and development is still unclear. Numerous studies propose that mass wasting, retrogressive sediment failure and turbidity currents play a major role in canyon head development (Daly, 1936; Farre et al., 1983; Rasmussen, 1994; Pratson et al., 2009 and references therein), but canyon head gullies have generally been overlooked in these studies, mostly due to the lack of high resolution bathymetry.

Gullies in submarine canyons constitute the upslope sections of longer streams that merge downslope to form large-scale drainage networks. They thus represent the feeding pathways that conduct water, sediment, organic matter and pollutants into the axis of the main canyon, which are deposited there and later transported to the deep basin. Gullies and gully networks are often viewed as initial stages in the development of larger submarine canyons and drainage networks (Vachtman et al., 2013). Since submarine and subaerial drainage networks share morphological similarities (Pratson et al., 2009; Amblas et al., 2011), characterising submarine networks using equivalent tools as those applied on land provides a numerical parameterisation that improves their general morphological description and comparison.

The Foix Canyon System (FCS) has been entirely mapped with high resolution swath bathymetry, providing us with the unique opportunity to describe fine-scale morphologies of this submarine canyon in detail. We hypothesize that gully network morphology, in terms of geometry, areal density, branching, contrasting degrees of incision between walls and other relevant parameters reflects the preferential processes involved in feeding the submarine canyon from the shelf edge, as well as their temporal and spatial variability. In this paper, we characterise the morphology of head and flank gullies within the (FCS), which incises the Catalan margin in the northwestern Mediterranean Sea. We base our study on the application of subaerial terrain analytical techniques to a swath bathymetry data set to elucidate the role of stream networks and drainage patterns in the formation and evolution of the submarine canyon system. The characterisation of a drainage network, from a single gully to the entire drainage basin, represents a step forward in the understanding of how submarine canyons evolve and function.

2.1.2. Geological setting

The Catalan margin is a 300 km long, mid-latitude passive siliciclastic margin limited to the northeast by Cap de Creus Canyon and the Ebro continental margin to the southwest (Fig. 2.1A). It is part of the northwestern shoulder of the Valencia Trough, an aborted rift structured by NE-SW-oriented horst and graben systems (Maillard and Mauffret, 1999; Roca et al., 1999). Its origin is related to the general convergence of the European and African plates that has taken place since the late Cretaceous (Roca et al., 1999). During the late Oligocene-early Miocene, a cluster of irregular troughs formed in the Western Mediterranean due to the eastwards rotation of the Apenninic subduction (Gueguen et al., 1998). These backarc basins, which opened asynchronously as the tensional regime propagated southwards, include the Gulf of Lion, the Valencia Trough, and the Provençal, Algero-Balear and Alboran basins (Rosenbaum et al., 2002).

The Catalan margin has a relatively narrow continental shelf (6-18 km to the south and 30 km to the north) (Amblas et al., 2006) when compared to the wider neighbouring Ebro and Gulf of Lion shelves (Diaz et al., 1990) (Fig. 2.1A). The shelf break is located at a mean water depth of 110-120 m (Liquete et al., 2007), and the continental slope is steep, with mean gradients of 4° to the south and 7° to the north (Amblas et al., 2006). Four main, shelf indented submarine canyons dissect the Catalan margin. From north to south, these include Cap de Creus, La Fonera (also known as Palamós), Blanes and Foix (Canals et al., 2004; Lastras et al., 2011). Other minor submarine canyons have also been identified (Canals et al., 2004; Amblas et al., 2006). Canyons in the Catalan and Ebro margins drain to the Valencia Channel (Fig. 2.1A), a mid-ocean type valley located along the axis of the Valencia Trough (Alonso et al., 1991, 1995; Canals et al., 2000). Small-scale submarine landslides also characterise parts of the Catalan continental slope (Lastras et al., 2007). The oceanographic setting is dominated by the mesoscale Northern Current, which flows in a SW direction over the outer shelf and the continental slope of the Catalan margin (Millot et al., 1999), as well as by occasional eastern storms (Sanchez-Vidal et al., 2012).

The FCS incises the continental shelf a few kilometres south of the metropolitan area of Barcelona city. The Barcelona shelf is strongly influenced by the Llobregat River, which has a mean water discharge of only $16,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (averaged over the period 1968-2002) that can reach peak values almost 100 times higher (Liquete et al., 2009). The Llobregat River forms a well

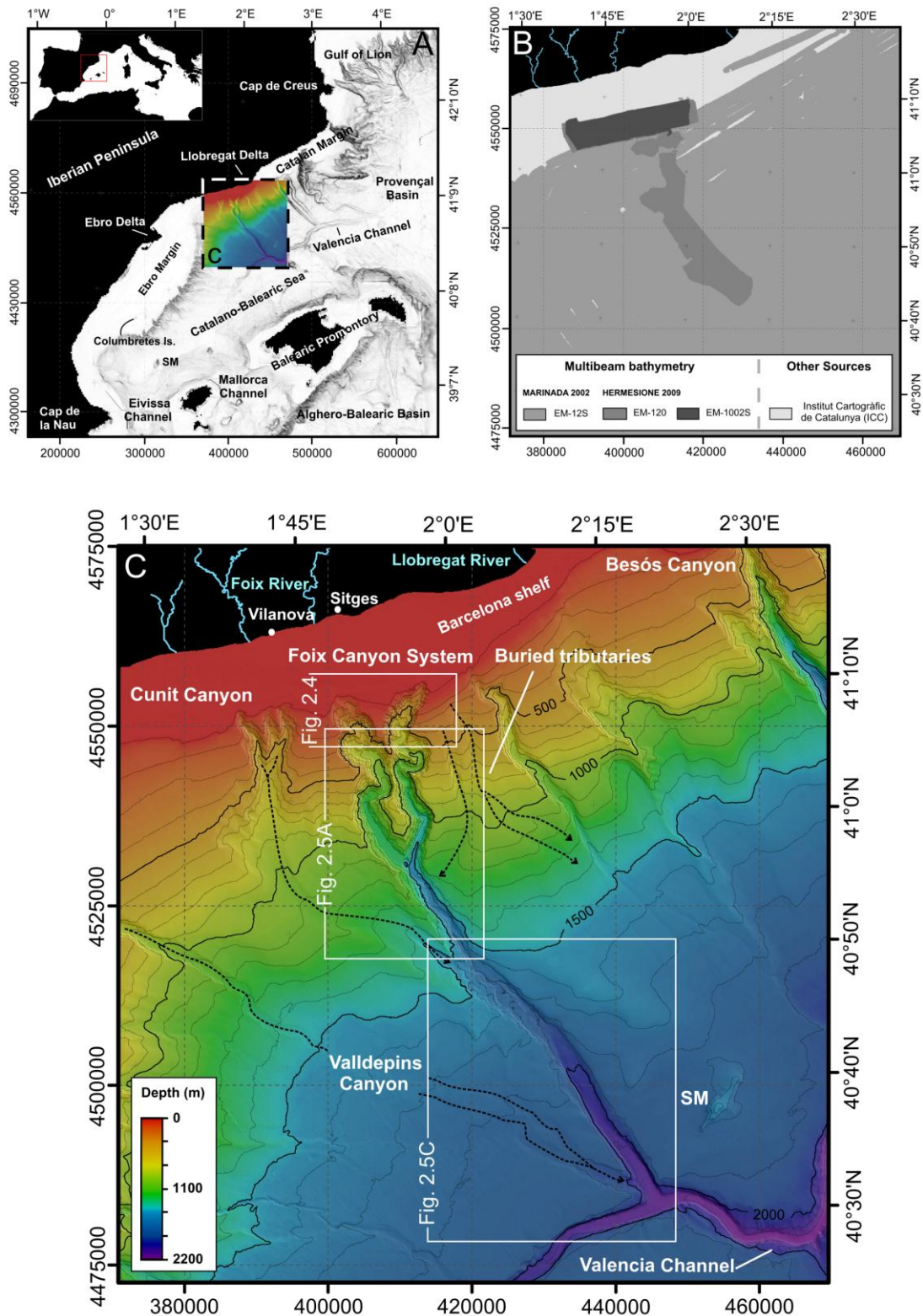


Figure 2.1. Location, data set used and bathymetry of the Foix Canyon. (A) Multibeam-derived bathymetry slope gradient map (white colour corresponds to low slope gradient values) of the northeastern Iberian margins and their main physiographic elements. The box shows the location of the Foix Canyon System. (B) Multibeam data coverage of the study area from different systems and other data sources. (C) Combined shadow relief and colour bathymetry map of the Foix Canyon System and surrounding areas. Contours every 100 m.

developed D-shaped delta and prodelta at its mouth. The Barcelona shelf also receives sediment inputs from smaller rivers such as Besòs ($6,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ of mean water discharge averaged over the same period, and $270 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ of peak discharge) and Foix ($0,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ of mean water discharge averaged over the same period, and $244 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ of peak discharge). Some ephemeral rivulets (Liquete et al., 2007, 2009), as well as the dominant alongshore southwestward sediment drift (Duran et al., 2009) also contribute to the outbuild of the shelf

Most of the largest submarine canyons in the Mediterranean Sea are thought to have formed and developed during the Messinian salinity crisis (Lofi et al., 2005; Garcia et al., 2011), the basin-scale sea-level fall triggered by the closure of the Gibraltar gateway (Hsü et al., 1977). Some of the canyons were later partially or completely filled by prograding sedimentary prisms during the Pliocene transgression (Maillard et al., 1992; Gorini et al., 2005). The modern development of the canyons incising the Catalan continental margin has been controlled by background tectonic control, long-term fluvial sediment supply, and Quaternary glacio-eustatic sea level changes (Ercilla et al., 1994; Chiocci et al., 1997; Amblas et al., 2006; Liquete et al., 2007; Duran et al., 2014).

2.1.3. Data set and methods

2.1.3.1. Data set

The data used in this study consist of high-resolution swath bathymetry soundings acquired onboard *BIO Hespérides* during MARINADA (2002) and HERMESIONE (2009) research cruises. Three different Simrad multibeam echo sounders were utilised: EM-12S (2002) and EM-120 (2009) in deep waters, and EM-1002S in shallow waters. Simrad EM-12S works at a frequency of 12 kHz with 91 beams per ping and an angular coverage of 150° . Simrad EM-120 transmits 81 beams per ping at a frequency of 12 kHz and across a total swath angle of 120° . Simrad EM-1002S was used in the continental shelf and uppermost slope, and operates at a frequency of 95 kHz with 111 beams per ping, and an angular coverage of 150° . EM-120 and EM-1002S were operated simultaneously when possible to fill in acquisition gaps and guarantee continuity between different datasets. The three multibeam systems also yielded backscatter information. Backscatter acoustic energy mainly depends on seafloor roughness, impedance contrast and sea floor nature, and although its correlation to grain size is not straightforward, the resulting imagery has been used to qualitatively interpret sediment type assuming that high backscatter intensities are a response of larger grain sizes and low backscatter intensities

to smaller grain sizes (Goff et al., 2000; Amblas et al., 2006). Bathymetry and backscatter data were logged using Seafloor Information System (SIS) and processed using Caris HIPS and SIPS software. Final Digital Elevation Models (DEMs) in the form of depth grids have cell sizes of 5 m for the EM-1002S data from the shelf, and 50 m for the EM-120 and the EM-12S data from the slope. Integration of the bathymetric data (Fig. 2.1B and C) from the shelf has been complemented with bathymetric data published by the Cartographic Institute of Catalonia (Canals et al., 2004).

2.1.3.2. Extraction of stream networks

Submarine stream networks were extracted for the entire canyon system based on the 50 m DEMs derived from the best available data, employing in-built hydrology tools in ArcGIS software that are widely used in terrestrial geomorphology (Font et al., 2010) (Fig. 2.2). The “flow direction” GIS tool was applied to obtain the direction of the flow by determining the steepest downward descent from every cell in the raster (Fig. 2.2B). The “flow accumulation” tool uses the grid generated by the “flow direction” tool to sum up the number of cells that flow into a specific cell (Fig. 2.2C). Stream networks were extracted using the flow accumulation output grid by applying a threshold value of 100 (this value is the number of cells flowing into a specific cell). From these grids, stream networks were automatically assigned using the “stream order” tool, whereby the numerical order of each stream segment was defined according to the Strahler’s method (Strahler, 1957) (Fig. 2.2D). According to this method, a stream order increases by one at the downstream junction of two streams of the same order (Horton, 1945; Strahler, 1952). A first-order stream is non branching up-stream. Second-order streams result from the junction of two first-order streams, third-order streams result from the junction of two second-order streams, and so on. A lower order stream that opens into a higher order stream results in no increment in the order number. The first two stream orders, generally related to swath bathymetry artefacts, as well as those located outside the canyon, were manually discarded (Fig. 2.2E).

After the creation of the stream network, six distinct drainage domains were delimited manually in accordance with the sub-division of the FCS into four sections (canyon heads, upper, middle and lower canyon, cf. section 4.1) and their respective branches involved (western and eastern heads and upper canyon sections) (Fig. 2.2F). Main morphometric parameters (number of streams, stream length, and axial slope gradient) were calculated for each stream segment. Quantitative analyses used for terrestrial fluvial

drainage networks such as drainage area, drainage density, stream frequency, drainage area relief and accumulated stream length, were estimated for each drainage domain.

When extracting submarine drainage networks as previously described, the following points are being taken into account: (i) ArcGIS hydrology tools were created for terrestrial environments; (ii) stream networks were extracted from the 50 m cell size grids, and thus the smallest streams were neither detected nor included in the morphometric analysis; (iii) multibeam artefacts can result in the interruption of streams or the generation of spurious ones; (iv) the constraining of drainage domains is performed manually. For these reasons, the

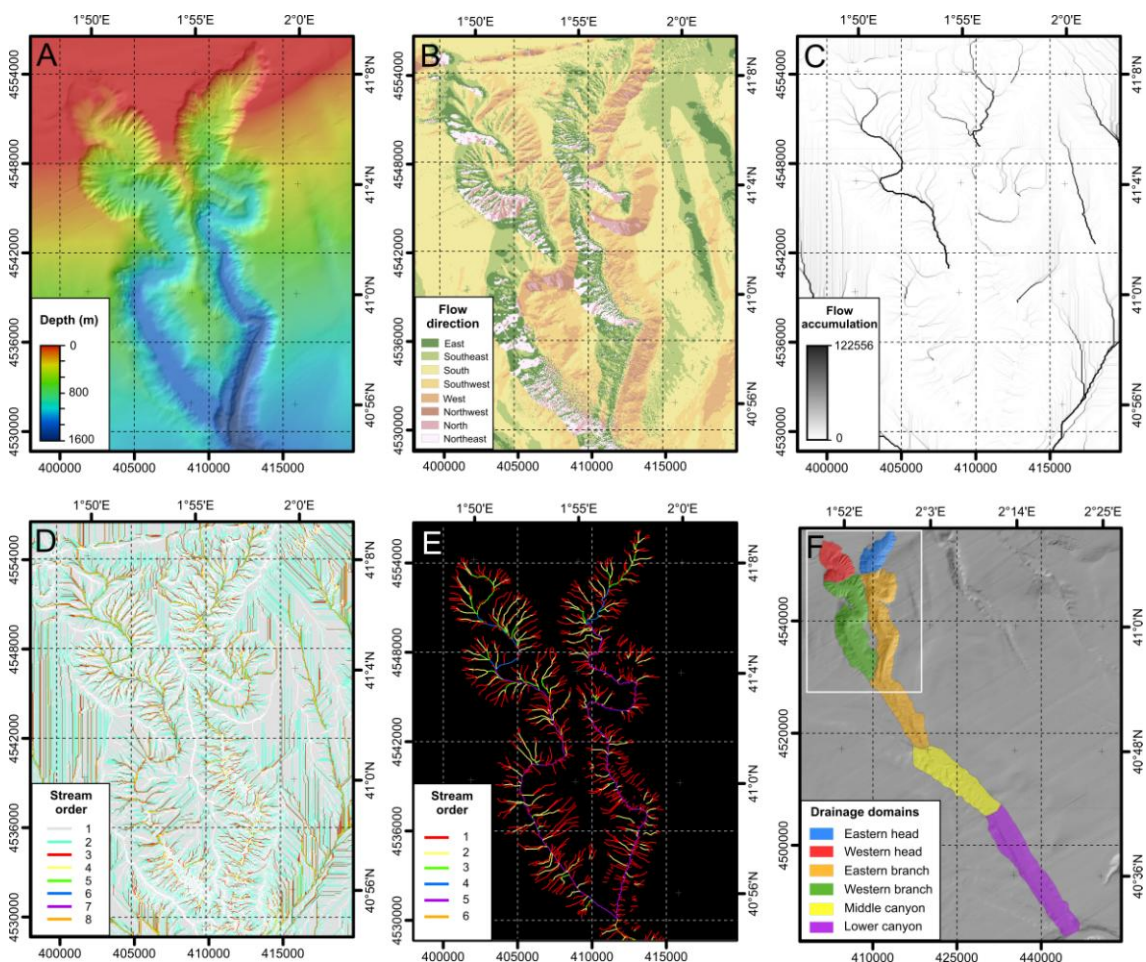


Figure 2.2. Analysis of the drainage network of the Foix Canyon. (A) Colour shaded relief bathymetry map of the heads and upper courses of the Eastern and Western branches of Foix Canyon. (B) Flow direction map for the same area. (C) Flow accumulation map for the same area. (D) Stream drainage network ordered using Strahler's method. White areas are un-streamed cells (i.e. divides). (E) Stream drainage network ordered using Strahler's method after the first two orders are removed by manual cleaning. (F) Multibeam-derived shaded-relief map with manually delimited drainage areas for the entire Foix Canyon. The box shows the location of the area imaged in "A" to "E". See main text for detailed explanation.

drainage network delineated by the GIS was checked and edited manually using the bathymetric data and associated morphometric attribute maps (e.g. slope gradient, slope aspect, profile and plan curvature).

2.1.4. Results

2.1.4.1. Morphology of the Foix Canyon System

The FCS dissects the southern Catalan margin along a distance of 97 km in a NW-SE direction, from the continental shelf at 72 m water depth down to its confluence with the Valencia channel at a water depth of 2180 m. The FCS consists of two highly sinuous branches, the Eastern Foix and Western Foix branches, which coalesce at 1.340 m water depth, and two main and partially in-filled tributaries – Cunit and Valldepins Canyons – that join Foix Canyon at 1.600 m and 2.026 m water depth, respectively (Fig. 2.1C). The FCS covers an area of about 466 km² (excluding the tributaries) and it has an average rim to rim width of 4 km (Table 2.1). For ease of description, we have divided the FCS in four sections: canyon heads, upper, middle and lower canyon according to drainage area, thalweg length, maximum canyon width, axial and open slope gradients, sinuosity index, across-canyon depth profiles and tributary junctions (Fig. 2.3 and Table 2.1).

	Canyon heads		Upper canyon		Middle canyon	Lower canyon	Foix Canyon
	Western head	Eastern head	Western branch	Eastern branch			
Depth range (m)	87-845	72-825	845-1.340	825-1.760	1.760-1.930	1.930-2.180	72-2.180
Drainage area (km ²)	32,5	27,7	90,7	134,5	75,8	105	466,4
Thalweg length (km)	11,2	12,6	22,4	40,4	15,8	27,9	96,7
Max, canyon width (km)	2,8	3,7	5	4	4,9	3,6	4
Axial gradient (°)	3,88	3,29	1,26	1,26	0,61	0,52	1,24
Open slope gradient (°)	1,55	2,11	2,88	1,98	1,24	0,36	1,28
Sinuosity index	1,27	1,38	1,3	1,4	1,03	1	1,18

Table 2.1. Morphological parameters and location of the Foix Canyon domains.

Canyon heads

Both the Eastern and the Western branches of the FCS have shelf-indented heads located at distances of 10,2 km and 12 km from the coastline, respectively (Fig. 2.1C). Canyon head tips are 11 km apart at 72 m and 87 m water depth (Fig. 2.4A). The initial parts of the canyon axes have converging directions. Three outer shelf sediment lobes are located along the present shelf break and the canyon head rims (Fig. 2.4B).

The Eastern canyon head has a V-shaped cross section along its first 3,7 km and is characterised by axial incision. This incision is oriented NE-SW, has a width of 240 m and a depth of 36 m, and displays high backscatter intensities (Figs. 2.3 and 2.4). At 504 m water depth, the axial incision opens into a flat-bottomed, U-shaped, 560 m wide canyon floor with relatively low backscatter intensities surrounding high reflectivity scattered patches (Fig. 2.4A,

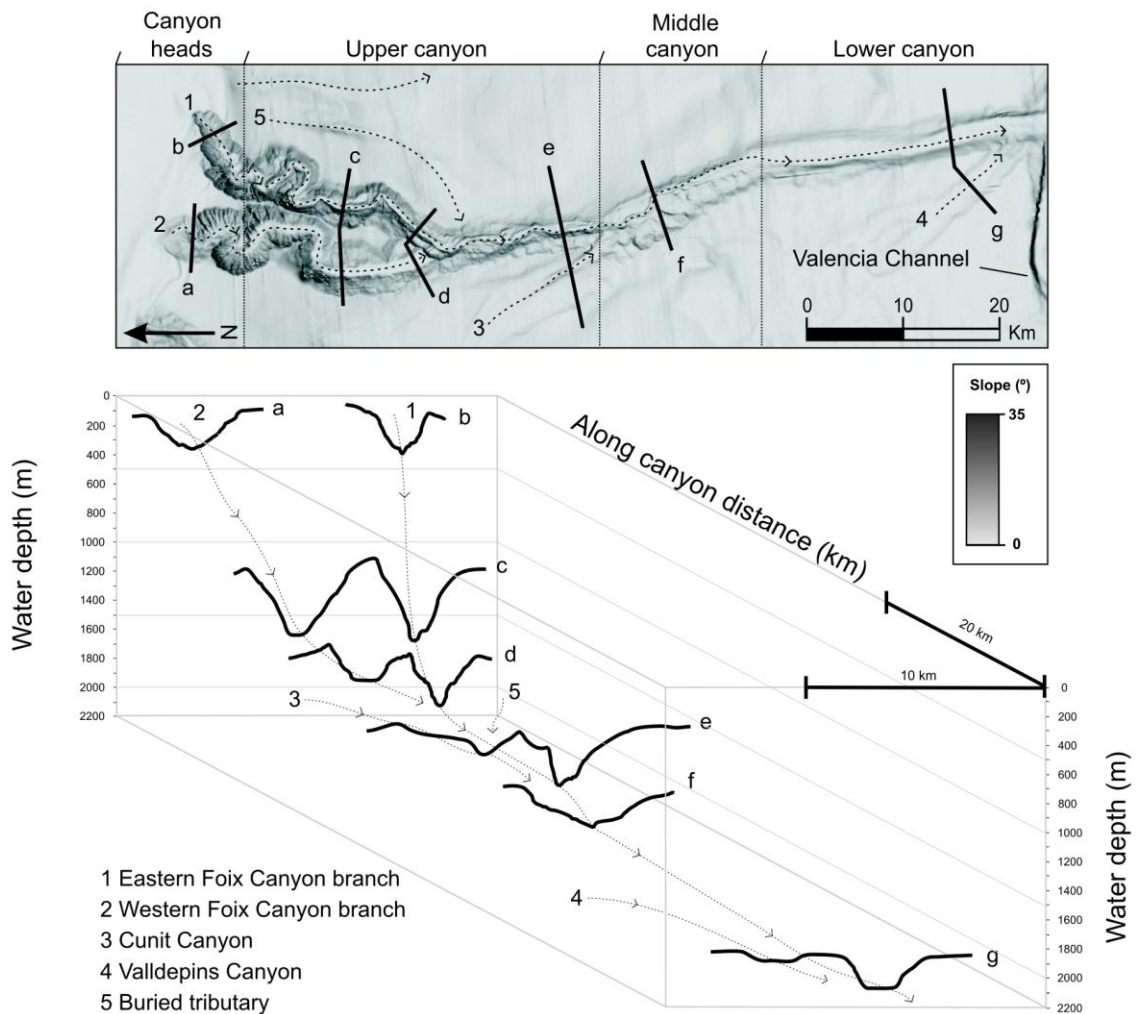


Figure 2.3. Gray coloured slope gradient image of Foix Canyon and 3D view of key bathymetric cross-sections (a to g). Vertical exaggeration is x35.

B and C). Contrastingly, the Western head displays an overall U-shaped cross section with distinct proximal and distal reaches (Fig. 2.3A). The proximal one, at water depths from 72 to 450 m, displays a smooth seafloor with gently sloping walls ($<16^\circ$) and low, uniform backscatter (Fig. 2.4A, B and C). The distal reach starts at 450 m axial depth, where the canyon axis becomes wider and pervasively gullied, gullies marked by high backscatter intensities (Fig. 2.4A, B and C).

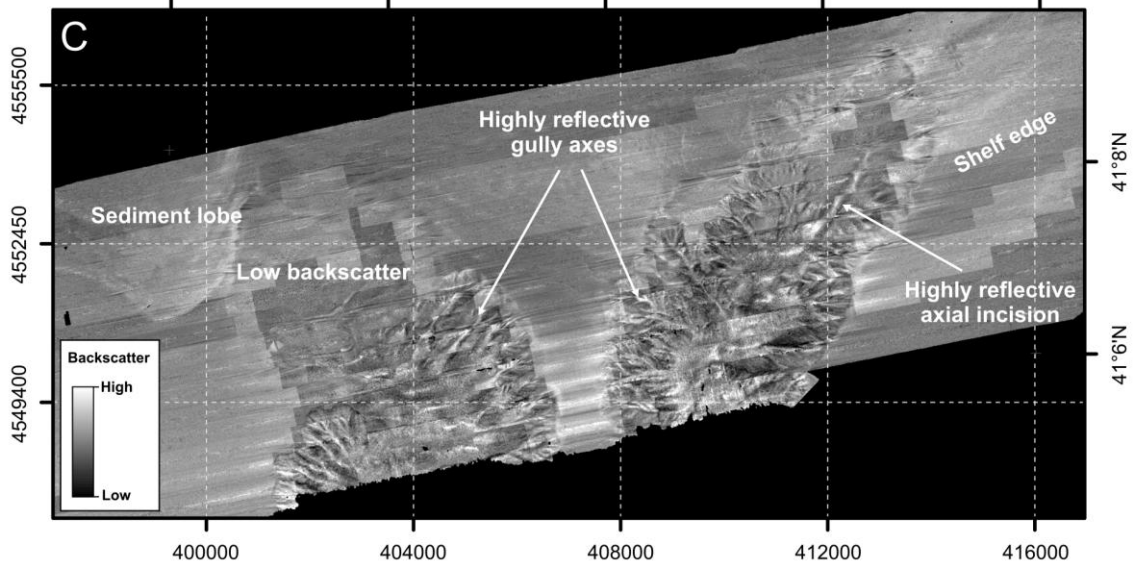
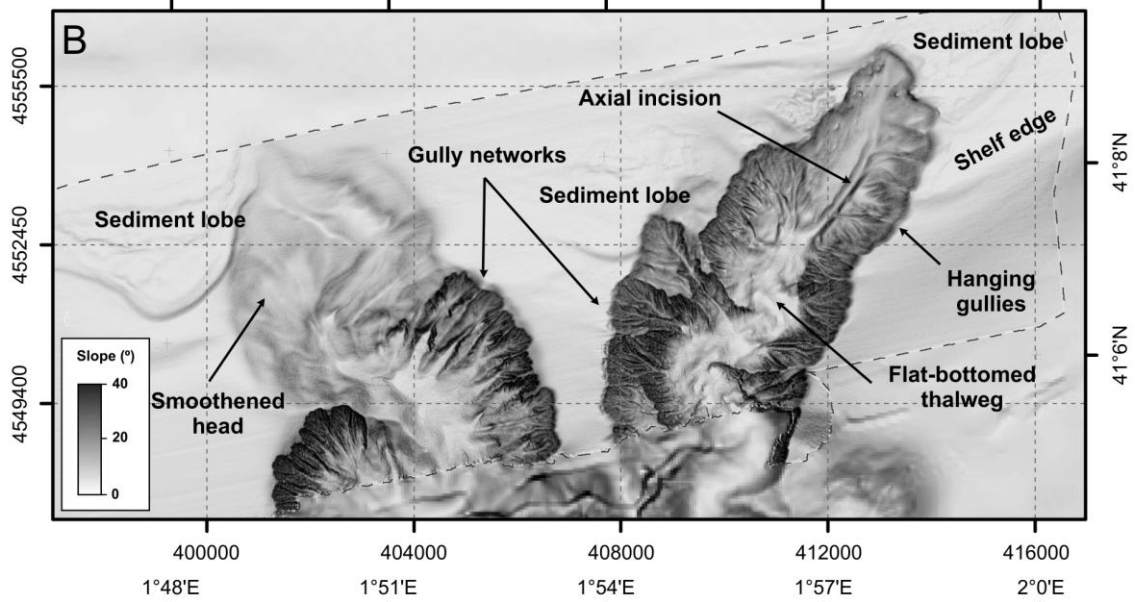
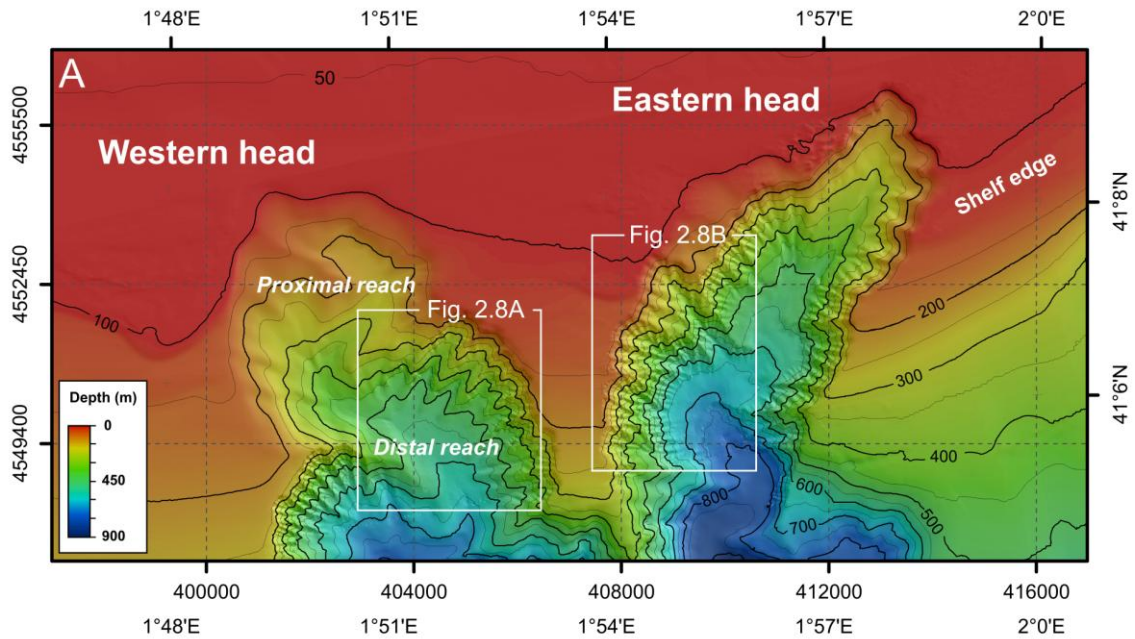
The Eastern canyon head has a V-shaped cross section along its first 3,7 km and is characterised by axial incision. This incision is oriented NE-SW, has a width of 240 m and a depth of 36 m, and displays high backscatter intensities (Figs. 2.3 and 2.4). At 504 m water depth, the axial incision opens into a flat-bottomed, U-shaped, 560 m wide canyon floor with relatively low backscatter intensities surrounding high reflectivity scattered patches (Fig. 2.4A, B and C). Contrastingly, the Western head displays an overall U-shaped cross section with distinct proximal and distal reaches (Fig. 2.3A). The proximal one, at water depths from 72 to 450 m, displays a smooth seafloor with gently sloping walls ($<16^\circ$) and low, uniform backscatter (Fig. 2.4A, B and C). The distal reach starts at 450 m axial depth, where the canyon axis becomes wider and pervasively gullied, gullies marked by high backscatter intensities (Fig. 2.4A, B and C).

Upper canyon

Axial incision, which restarts at 825 m axial depth, in the Eastern branch and the flat-bottomed, wide and partially in-filled thalweg of the Western branch mark the limit between the two canyon heads and their respective upper courses (Fig. 2.5A and B). The upper section of the FCS consists of two meandering courses, with the Eastern branch more sinuous (sinuosity index, 1,4) than the Western one (sinuosity index, 1,3) (Fig. 2.5A and B, and Table 2.1), which become straighter at depths exceeding 1.300 m.

The Eastern branch displays both stacked and isolated perched terraces on the canyon flanks at different heights (200 m, 130 m and 70 m) above the canyon axis (Fig. 2.5A and B). The axial

Figure 2.4 (see figure in following page). Bathymetry and backscatter of the Foix canyon heads. (A) Bathymetry map of the two heads of the Foix Canyon System. Contours every 50 m. See Fig. 2.1C for location. (B) Slope gradient map of the two heads of the Foix Canyon System. The dashed line indicates the limit of multibeam bathymetry EM 1002's coverage. (C) Backscatter map of the two heads of the Foix Canyon System. Higher backscatter values are represented with clearer tones whereas low backscatter is represented by darker tones. ENE-WSW stripes are an acquisition artifact following the survey lines.



incision is 200 m wide and displays a mean along-axis slope gradient of 2°. Steep gullies carve the outer flanks of the canyon meanders, as well as the flanks of the axial incision (Fig. 2.5B). A number of up to 2 km wide arcuate scars, inferred to be landslide related, can be identified both along the canyon rim and at half way up the flanks, but no deposits associated with these landslides are distinguishable. The only exception is a relatively fresh landslide (Fig. 2.5B), the deposits of which narrow the canyon floor and bury the flank of the axial incision at 1.320 m axial depth (Fig. 2.5B).

The rough morphology of the Eastern branch markedly contrasts with the smoother morphology of the Western branch. The latter is characterised by a flat-bottomed, partially in-filled canyon floor, with a mean along-axis slope gradient of 1°, and the absence of any signal of axial incision (Fig. 2.5A and B). The flanks of the Western branch, down to an axial depth of 1.186 m, are densely dissected by numerous gullies (Fig. 2.5A). Deeper than this point, the canyon walls become smooth and gentle, and arcuate scars replace gullies at the canyon rims.

The two branches of the FCS coalesce at 1.340 m water depth. There, the Western branch hangs 220 m above the Eastern one in two steps, an upper step 170 m in height above an isolated terrace, and a lower step 50 m in height above the axial incision (Fig. 2.5A and B). A buried tributary occurs on the NE wall of the Foix Canyon at 1600 m axial depth (Figs. 2.1C, 2.3 and 2.5A). The Cunit Canyon is a partially in-filled canyon with three heads indented in the shelf break at 83 m water depth, which hangs 104 m above the Foix Canyon (Figs. 2.1C and 2.5C). The Cunit tributary canyon lowermost part shows a 4,6 km wide and 30 m deep incision. The point where the Cunit Canyon joins the Foix Canyon marks the limit between the upper and middle canyon domains (Figs. 2.1 and 2.5C).

Middle and lower canyon

The middle section of the Foix Canyon runs from 1.760 m down to 1.930 m axial depth (Figs. 2.3 and 2.5C). Morphologically, it represents the extension of the Eastern branch, with a conspicuous, 25 m deep axial incision, terraces and scars inferred to be landslide related. In this segment, the canyon is wider and flanks are markedly asymmetric - the eastern flank is 50 m higher than the western one, and its rim is much straighter; the western flank is characterised by numerous gentle (1°-3°), wide and stacked terraces located below well-defined arcuate scars - (Fig. 2.5C and D). The disappearance of the axial incision and the opening of the canyon into a wide (3,6 km) flat canyon floor mark the limit with the lower canyon, at 1.930 m water depth.

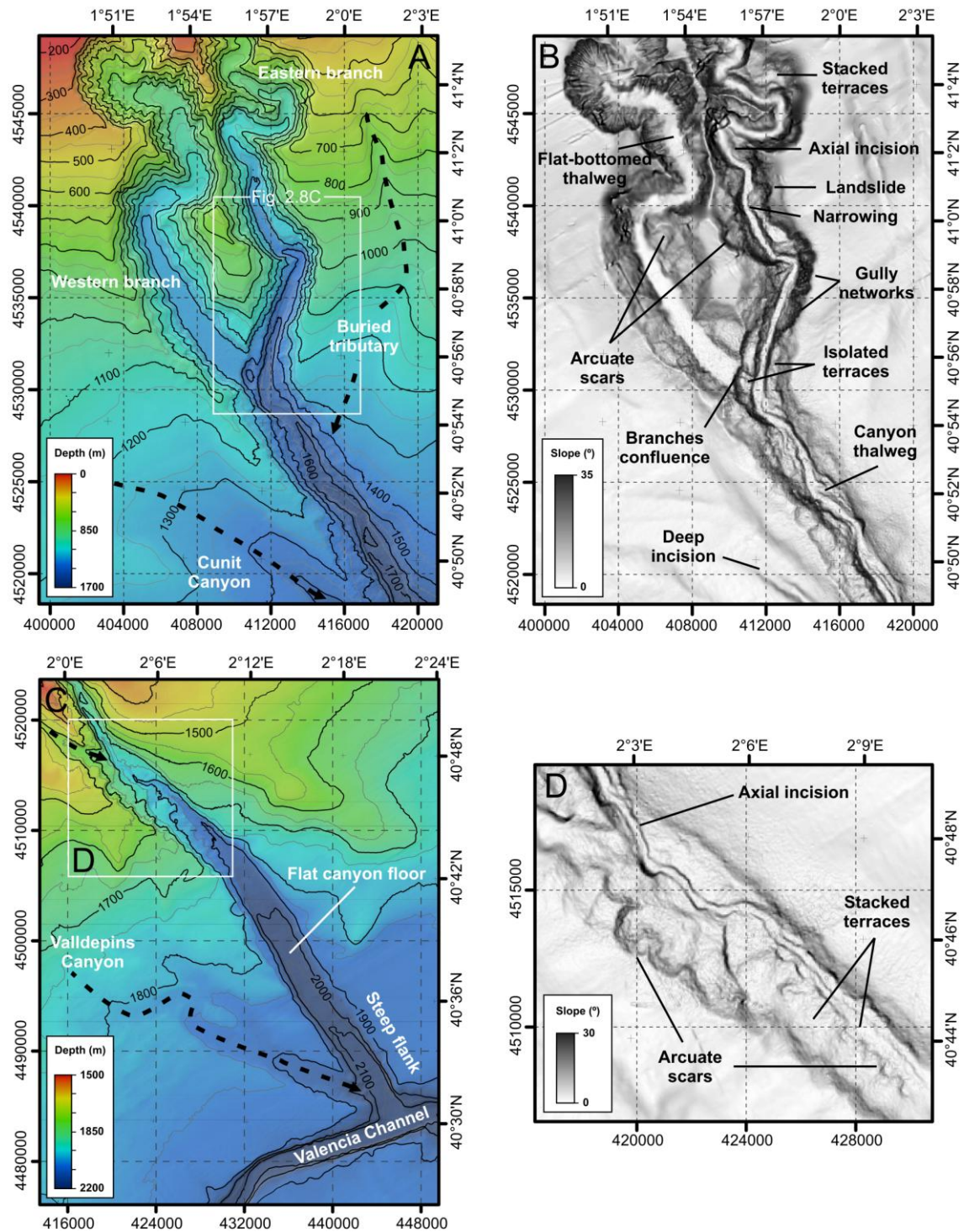


Figure 2.5. Multibeam-derived maps of the upper, middle and lower sections of the Foix Canyon. (A) Bathymetry map of the two branches of the upper Foix Canyon System. Contours every 50 m. (B) Slope gradient map of the two branches of the upper Foix Canyon System. (C) Bathymetry map of the middle and lower Foix Canyon. Contours every 50 m. See Fig. 2.1C for location. (D) Slope gradient map of the middle Foix Canyon.

This segment is completely straight with a NNW-SSE direction (Figs. 2.1C and 2.5C). Flanks in the lower canyon are smooth and narrower (500 m) than in upcanyon reaches, with slope gradients less than 5°, except for the final stretch of the eastern flank (31°) (Fig. 2.5C). At 2.026 m water depth, the Foix Canyon is joined by the Valldepins tributary canyon through its western flank, which hangs 150 m above the Foix canyon floor. The Foix Canyon drains into the Valencia Channel at a depth of 2.180 m and the axes of these two systems are concordant (i.e. non-hanging) (Figs. 2.1C and 2.5C; Amblas et al., 2011).

2.1.4.2. Drainage network analysis

We have applied quantitative morphometric attributes utilised in subaerial fluvial environments in order to characterise the drainage network of the FCS, directly relating the subaerial concepts of “fluvial basins” and “streams” to submarine “drainage networks” and “streams”, respectively, for each of the six canyon domains (Fig. 2.2F and Table 2.1). The conceptual Horton-Strahler stream order technique (Horton, 1945; Strahler, 1952) has been applied to organise the network into a hierarchy of 1660 streams totalling 1000 km in length, which were identified from the 50 m grid size bathymetric data (Fig. 2.6A and Table 2.2). Morphometric measurements and parameters such as number of streams, stream length, axial slope gradient, drainage density (D_d), stream frequency (F_s), drainage area relief (D_r), accumulated length and branching index (I_b) are presented in Table 2.2.

Morphometric attributes

We have identified six stream orders in the area drained by FCS, where the first two orders represent more than 98% of all streams (Fig. 2.6A and B, and Table 2.2). The two fifth-order streams, which are the Eastern and Western upper canyon sections, and the only sixth-order stream, resulting from the merging of these two branches, represent 11,6% of the whole stream length of the FCS. The rest of the streams develop on canyon flanks in the form of branching gullies or individual streams. First-order streams mostly initiate at the canyon rim (Fig. 2.6A). Stream length increases with order number, whereas axial slope gradient decreases, implying that low order streams (1 and 2) are shorter and steeper and high order streams are longer and gentler (Fig. 2.6C).

	Canyon heads		Upper canyon				Middle canyon	Lower canyon	Foix Canyon	
	Western head	Eastern head	Western branch		Eastern branch					
<u>Stream number</u>				Acc.		Acc.		Acc.		
First order	119	100	218	337	517	617	227	1181	176	1357
Second order	27	26	51	78	101	127	26	231	30	261
Third order	8	5	11	19	5	10	2	31	3	34
Fourth order	2	2	0	2	0	2	0	2	1	5
Fifth order	0	1	1	1	1	1	0	2	0	2
Sixth order	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1
Total	156	134	281	438	625	758	256	1448	211	1660
<u>Average stream length (km)</u>										
First order	0,40	0,42	0,59		0,44		0,36		0,68	0,48
Second order	1,08	0,94	0,98		0,57		0,39		0,52	0,75
Third order	1,19	1,35	0,72		0,45		2,46		2,52	1,45
Fourth order	3,47	1,88	-		-		-		2,95	2,77
Fifth order	-	1,55	24,83		29,80		-		-	27,32
Sixth order	-	-	-		15,95		18,39		26,95	61,30
<u>Average axial slope gradient (°)</u>										
First order	9,15	12,26	10,00		11,33		7,64		5,40	9,39
Second order	7,66	9,37	7,00		9,96		4,93		1,62	6,75
Third order	4,78	4,85	1,85		7,11		3,88		1,40	3,97
Fourth order	5,10	3,48	-		-		-		0,93	3,17
Fifth order	-	2,77	1,61		1,52		-		-	1,56
Sixth order	-	-	-		0,74		0,65		0,45	0,59
Drainage density (D_d)	2,86	2,83	2,31		2,45		1,50		1,66	2,14
Stream frequency (F_s)	4,80	4,84	3,10		4,60		3,40		2,00	3,50
Drainage area relief (D_r)	758	753	495		935		170		250	2108
Accumulated stream length (km)	92,94	78,43	209,80		329,47		113,63		173,94	998,11
Branching index (I_b)	1,75	1,70	2,20		2,30		-		-	2,16
Drainage pattern	Dendritic	Dendritic	Pinnate		Pinnate		-		-	Pinnate

Table 2.2. Morphometric parameters of the drainage network in the six Foix Canyon domains. Acc.: accumulated streams per canyon head, upper canyon branch and middle canyon. Italics are used for the Western head and branch values.

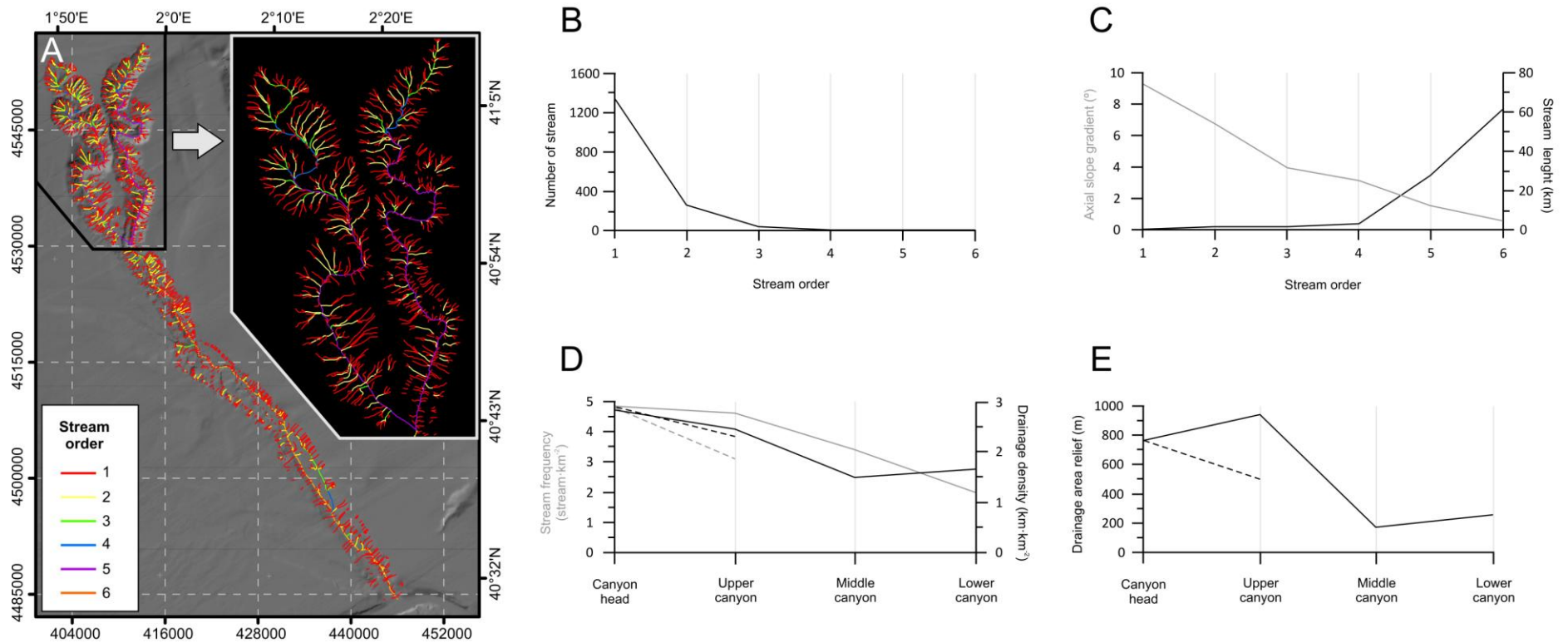


Figure 2.6. Overview of the morphometric analyses of the drainage network of the Foix Canyon. **(A)** Multibeam-derived shaded-relief map of Foix Canyon with the ordered stream drainage network. Canyon heads and upper canyon drainage network is zoomed in the inset. **(B)** Distribution of the number of streams for each stream order. **(C)** Average stream length and average axial slope gradient for each stream order. **(D)** Plot of drainage density and stream frequency (D_d and F_c) for each canyon domain. **(E)** Drainage basin relief (D_r) for each canyon domain. Continuous line corresponds to the values calculated for the Eastern head and upper course branch, whereas the dotted line corresponds to the Western head and upper course branch.

Three fluvial concepts are applied to characterise the Foix Canyon domains: drainage density, stream frequency and drainage area relief. The drainage density D_d ($\text{km}\cdot\text{km}^{-2}$) measures how much of an area is occupied by streams, i.e. how well-developed a drainage system is (Horton, 1945). Drainage density is calculated by

$$D_d = L/A \quad (1)$$

where L is the accumulated stream length, and A is the network area. Onland drainage density has been related to climate regime, and especially to rain intensity (Melton, 1957), landscape dissection and runoff potential (Horton, 1945; Montgomery and Dietrich, 1994; Tucker et al., 2001). In our study, drainage density yields information on canyon development, with high D_d ratios reflecting well-drained and pervasively gullied canyon domains (Figs. 2.4, 2.5 and 2.6D). Low D_d ratios occur in gentle topographies and low slope gradients.

Stream frequency F_s ($\text{stream}\cdot\text{km}^{-2}$) is the ratio between the total number of streams (N) over a given area (Horton, 1945), in our case, the area (A) of the canyon domain identified:

$$F_s = N/A \quad (2)$$

High F_s ratios have been observed in the canyon heads and Eastern branch with almost 5 streams $\cdot\text{km}^{-2}$ (Fig. 2.6D and Table 2.2), contrasting with low values in the Western branch, middle and lower domains, the latter with 2 streams $\cdot\text{km}^{-2}$ (Fig. 2.6D).

Basin relief, as defined by Strahler (1957), here named drainage area relief D_r (m), is a simple useful linear measurement that calculates the maximum vertical distance between the shallowest (d_s) and the deepest (d_d) points of a drainage domain:

$$D_r = d_d - d_s \quad (3)$$

Onland basin relief plays an important role in relation to drainage development, permeability, water flow conditions and erosion properties (Bagyaraj and Gurugnanam, 2011). In our study, it may be directly related to the velocity potential of turbidity currents and other density flows travelling along the streams. High drainage area relief is observed in the two canyon heads and the upper Eastern branch (Fig. 2.6E and Table 2.2), whereas low drainage relief is ascribed to the upper Western branch, middle and lower domains.

From the conceptual Horton-Strahler method we have developed a new index, called the branching index (I_b), to characterise the branching of stream networks. Together with drainage density, stream frequency and basin relief, the branching index provides a comprehensive geometrical description of the drainage network. The distribution of the number of streams for each stream order of a canyon drainage network (Fig. 2.7) can be fitted to a negative exponential function defined by equation:

$$Y(x) = a \cdot \exp(-b \cdot x) \quad (4)$$

where Y is the stream number and x is the stream order. For any ideal Horton-Strahler stream networks with a characteristic bifurcation ratio $R_b = Y_x / Y_{x+1}$ (Horton, 1945) equal to 2, the equation (4) is:

$$Y(x) = 2 \cdot \exp(x-1) \cdot \exp(-\ln(2) \cdot x) \quad (5)$$

For the ideal case (Fig. 2.7A) the negative exponential curve defined by equation (5) has an exponent value equal to $\ln(2)$ or 0,693. We define the branching index for stream networks hierarchised after the Horton-Strahler method as the ratio between the exponential value of the fitting curve b to the ideal value:

$$I_b = b / \ln(2) \quad (6)$$

For an ideal Horton-Strahler stream network, the branching index is 1 (Fig. 2.7A); any non-ideal stream network will have an excess of low-order streams and thus higher values of the branching index. The exponential regression curves for the Western and Eastern heads, Western and Eastern branches (the Eastern one until the fifth-order) and the whole Foix Canyon show good fits ($R^2 > 0.9$). The obtained branching indexes are 1,75 and 1,70 for the Western and Eastern heads, 2,20 and 2,30 for the respective canyon branches and 2,16 for the whole Foix Canyon, respectively (Fig. 2.7C, D, E, F and B, respectively).

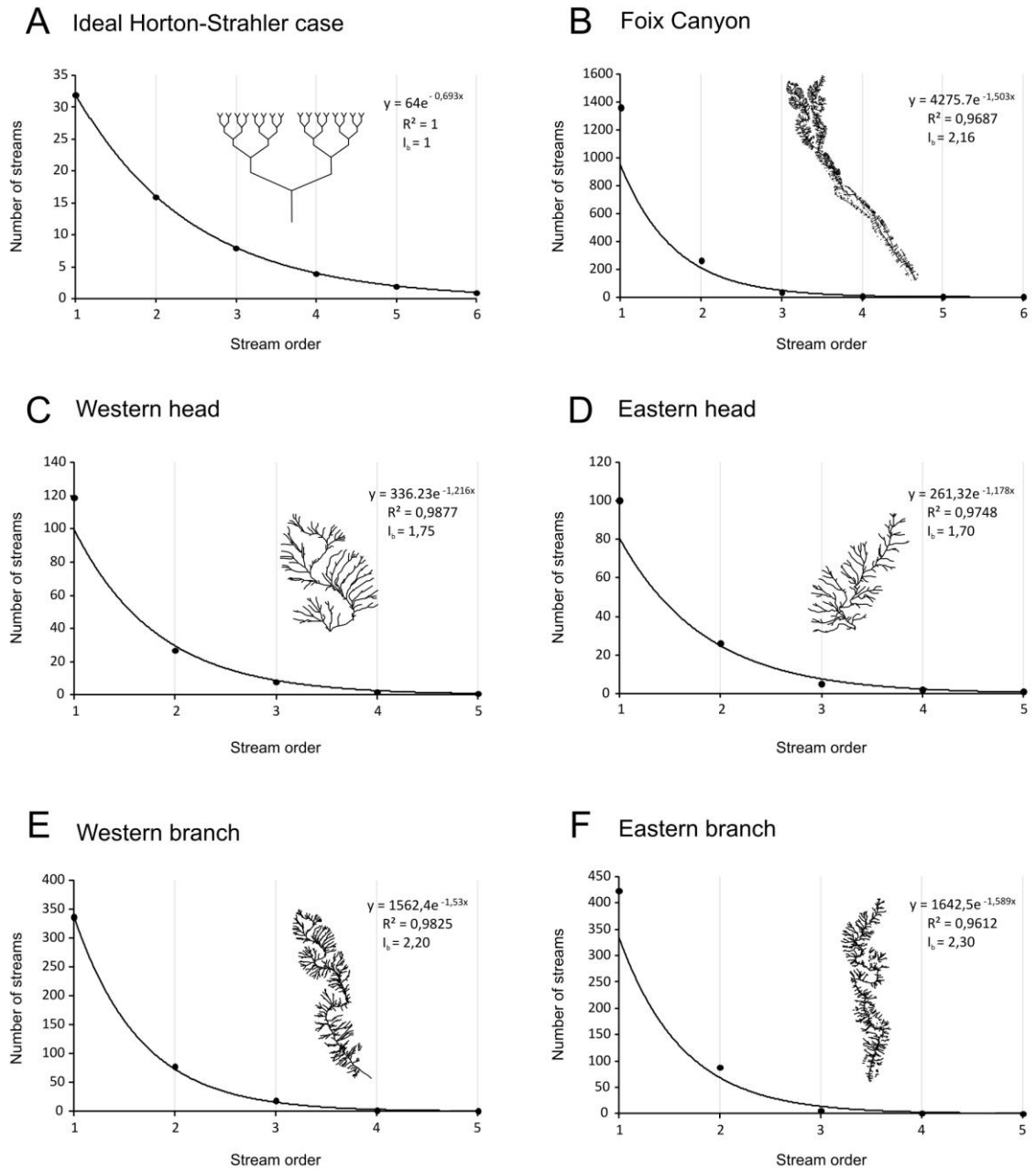


Figure 2.7. Distribution of the number of streams for each stream order, calculated for (A) the Horton-Strahler ideal case, (B) the Foix Canyon stream network, (C) the Western head of Foix Canyon, (D) the Eastern head, (E) the Western branch, and (F) the Eastern branch. Best fit to the exponential curve and calculated branching indexes (I_b) are provided in each plot.

Rim gullies and toe gullies

The walls of the Western and Eastern canyon heads, and the upper canyon section are carved by a large number of gully networks of different morphologies and degrees of incision (Figs. 2.3, 2.5A and B, and 2.8). We define here two main typologies of gullies: rim gullies and toe gullies (Fig. 2.8). Rim gullies (or dendritic gullies, Pratson et al., 2009) are defined as large, well-developed gullies with sharp divides that extend from the canyon thalweg up to the canyon rim (Fig. 2.8A and B). In contrast, toe gullies are steep, short, straight and first-order streams restricted to the lower part of the canyon flanks (Fig. 2.8A and B) and to the flanks of axial incisions (Fig. 2.8C).

Rim gullies in the Foix Canyon display large rounded heads, widths between 0,4 km and 1,3 km (measured from divide to divide), slope gradients of up to 43° close to the canyon rim, and a mean length of 1.070 m (Figs. 2.4 and 2.8). They tend to ramify rapidly from the thalweg up to the canyon rim, developing a palm-leaf-like morphology (Figs. 2.4 and 2.8B). Their axes display high backscatter intensities, which contrasts with their low reflective walls (Fig. 2.4C). They are closely spaced and constrained by narrow divides (Fig. 2.8A). Rim gullies can be found hanging up to 60 m over the canyon thalweg, as is the case for the first 4 km of the eastern flank in the Eastern head (Fig. 2.4). Rim gullies dissect the canyon flanks of the Western branch down to an axial depth of 1.186 m; in the Eastern branch, the flanks are gullied down to an axial depth of 1.490 m. Rim gullies mainly correspond to streams of first, second and third order.

Toe gullies occupy the lower parts of canyon flanks and also of rim gully divides. In contrast to rim gullies, which have similar characteristics throughout, toe gullies display different degrees of development in each domain, especially in the canyon heads (Figs. 2.4 and 2.8). In the Eastern head, toe gullies show a steep relief with slopes often exceeding 30° and up to 44°, widths between 70 m and 190 m, and a mean length of 322 m. They develop at the base of the canyon rim main divides, draining perpendicular to the canyon thalweg and obliquely to the axes of rim gullies (Figs. 2.4 and 2.8B). Medium to high backscatter intensities can be observed along the axes of the toe gullies (Fig. 2.4C). In the Western canyon head, toe gullies are smaller and less developed. They incise the lowermost parts of the axes of canyon rim gullies (Figs. 2.4 and 2.8A). High backscatter intensities are detected at their distal point but not along their axes (Fig. 2.4C). In the upper canyon, linear, short (<500 m) and steep (15°) toe gullies can be observed in the Eastern branch, either carving the flanks of the axial incision or at the front of the lower terraces (Figs. 2.5B and D, and 2.8C).

Based on the 50 m bathymetric data grid, we have ascribed groups of streams of the drainage network to a gully typology when possible. This has been complemented with the 5 m grid size bathymetric data to better delineate overlooked rim and toe gullies on the canyon heads. A total of 253 streams (all the streams forming the gully network) combine into 141 rim gullies (axial gully streams), and 84 streams combine into 77 toe gullies (Fig. 2.9A). We have calculated the frequency distribution of the length and slope gradient for each gully type (Fig. 2.9B and C). Length frequency plots for the rim and toe gullies show contrasting features (Fig. 2.9B). Length of rim gullies has a platykurtic distribution with a positive skewness around a mean value of 1.070 m; they are more than three times longer when compared to toe gullies, whose length presents a leptokurtic distribution around a mean value of 322 m (Fig. 2.9B). Both types of gullies display a normal distribution in the slope gradient frequency plots (Fig. 2.9C). Rim and toe gullies have a mean axial slope gradient of 18° and 21° , respectively.

Drainage pattern of canyons and gullies

Drainage pattern at the canyon heads is characterised by numerous streams branching at acute angles, corresponding to a dendritic tree-like pattern (Figs. 2.6A), which is the most common one in fluvial basins (Zernitz, 1932). Gullies in the upper canyon branches are largely parallel to one another, thus creating a pinnate drainage pattern, even though branching occurs at right angles with respect to the fifth-order stream, which is the main canyon branch (Fig. 2.6A). On land, pinnate drainage patterns are related to steep slopes (Zernitz, 1932). In the Foix canyon flanks where gullies are incised, slope gradients are up to 30° (Fig. 2.5B). The

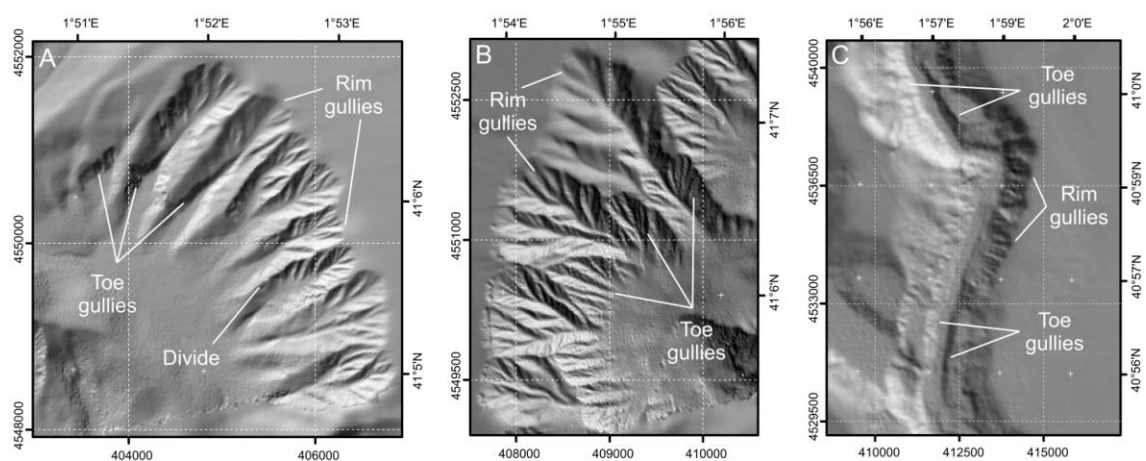


Figure 2.8. Multibeam-derived shaded-relief maps showing the two types of canyon flank gullies. (A) Gullies incised on the northeastern wall of the Western head of Foix Canyon. Illumination is from the NW. See Fig. 2.4A for location. (B) Gullies incised on the northwestern wall of the Eastern head. Illumination is from the NE. (C) Gullies incised in the flanks of the axial incision in the Eastern branch. See Fig. 2.5A for location.

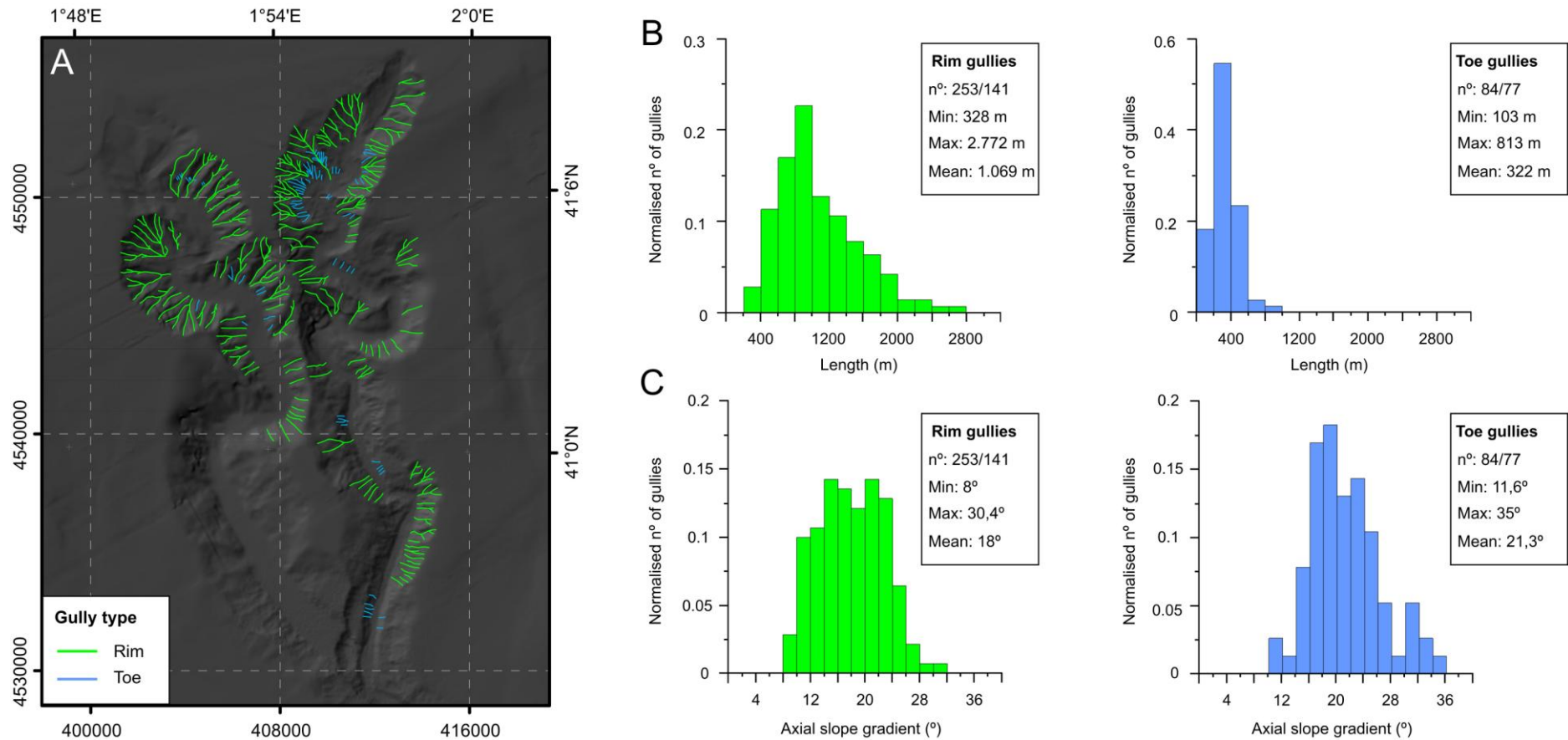


Figure 2.9. Canyon flank gullies characterization. **(A)** Multibeam-derived shaded-relief map of Foix Canyon upper course with combined streams corresponding to rim (green) and toe (blue) gullies highlighted. A total of 253 streams combine into 141 rim gullies, and 84 streams combine into 77 toe gullies. **(B)** Frequency distribution of the length of rim gullies (left) and toe gullies (right). **(C)** Frequency distribution of the axial slope gradient of rim gullies (left) and toe gullies (right). Slope gradient has been binned at 2°, length at 200 m, and frequency is normalized to the total number of gullies in order to ease comparison.

middle and lower canyon do not develop a clear drainage pattern. The overall drainage pattern along the Foix Canyon varies downslope from dendritic to pinnate (Fig. 2.6A and Table 2.2). We can also determine the drainage pattern of rim and toe gullies incised on canyon heads. Curvature maps have been generated using the 5 m grid size bathymetric data (Fig. 2.10). These maps delineate valleys (concave curvature) and ridges (convex curvature) that allow easier identification of streams. Several streams that join the gully axis at acute angles, thus displaying a dendritic drainage pattern, form rim gullies (Fig. 2.10A and B). Rim gullies that hang over the canyon axis (Fig. 2.10C) tend to display a much lower concavity than those in equilibrium (Fig. 2.10B). Also, concavity of rim gullies in the Western canyon head decrease with depth (Fig. 2.10A). Toe gullies of the Eastern head have a pinnate drainage pattern, with straight axes with short and parallel branches joining at acute angles (Zernitz, 1932) (Fig. 2.10B). Toe gullies of the Western head are either too short to develop branches, or they are developing a pinnate pattern (Fig. 2.10A).

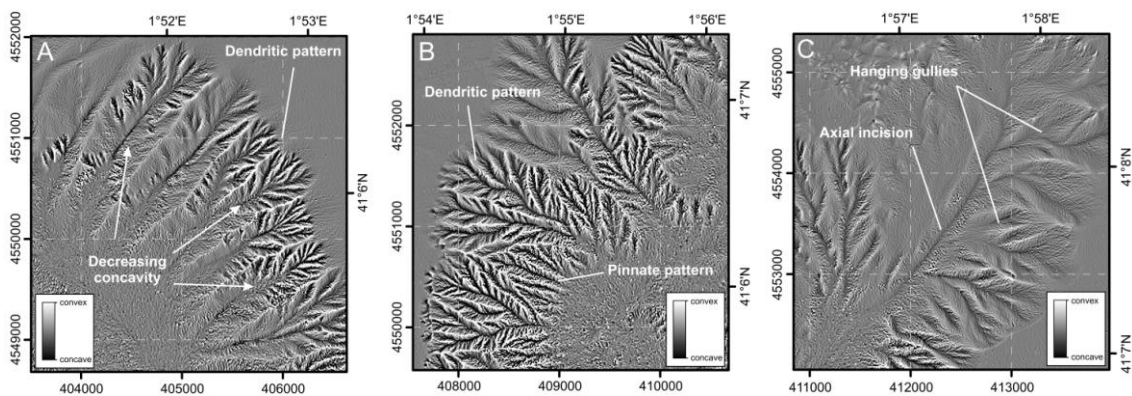


Figure 2.10. Multibeam-derived curvature map of (A) gullies on the eastern wall of the Western head, (B) gullies on the western wall of the Eastern head of Foix Canyon, and (C) the hanging rim gullies on the eastern wall of the Eastern head. Note the differences between their drainage patterns.

2.1.5. Discussion

2.1.5.1. Parameterization of the drainage of a submarine canyon

Morphometric parameterization represents a step forward in the objective description of landforms because it allows comparisons between submarine canyons in contrasting geological settings. Morphometric parameters are also useful to detect subtle morphological changes between different parts within the same submarine canyon system, which can be used to elucidate its most recent stages of development. In this study, we have used a series of parameters to characterize the shape and size of a submarine canyon system and its drainage system. In the following section, we discuss the information that they provide, and how this approach is useful to fulfil the objective of comparing different submarine canyons.

Areal extent (drainage area) represents the first parameters describing the whole or part of the drainage area of a submarine canyon system. The thalweg length, rim to rim width and sinuosity index describe the main axis within this drainage area. The depth range (or the drainage area relief, D_r) of the drainage area and the axial gradient of the main axis add the depth component (Table 2.1). Numerous streams (from simple linear depressions, to gullies, to well formed branches, to the main trunk) follow a specific distribution in space within a given drainage area. This can be described by measuring the total number of streams (stream frequency, F_s), and their total accumulated length (drainage density, D_d) over the drainage area (Table 2.2). These two parameters would allow to compare for instance, two submarine canyon systems or drainage networks having the same areal extent, one drained by a single, sinuous stream (low stream frequency for a given drainage density) and the other drained by numerous short streams summing up the same length (high stream frequency for the same given drainage density), or one drained by a number of very short streams (low drainage density for a given stream frequency) from another with the same number of streams but long and well developed (high drainage density for the same given stream frequency).

The parameterisation of the nature of streams, their characteristics, and distribution within the drainage network needs the application of the Horton-Strahler method, which allows to roughly differentiate between minor streams and gullies (first to third orders) and more developed streams such as the main branches and the main canyon represented by higher orders. Classifying the different streams allows calculating average lengths and slope gradient for each of the classes. Constraining the internal shape of the drainage network can be

achieved by computing the frequency of the different orders and comparing its distribution to an ideal, base-2-inverse-exponential Horton-Strahler network, defined here to have a branching index (I_b) value of 1. An I_b of 2 indicates that there is in average twice the minimum number of $(n-1)$ order streams needed to create the n -order streams observed in a given drainage network. In other words, the higher the I_b is, the higher the number of minor streams and gullies for a given network. This parametrisation would allow differentiating, for example, two submarine canyons of the same areal extent, stream frequency and both composed of seven streams. A first canyon with these characteristics, with four of the streams of order 1 joining in pairs into two of order 2, which join to create a final stream of order 3, would have an ideal I_b of 1, displaying a perfect dendritic pattern. A second canyon also composed of seven streams, two of order 1 which join to create a stream of order 2, which receives four other streams of order 1, will have an I_b of 2,58, displaying a pure pinnate pattern. Thus, we propose (1) areal extent of the drainage area, (2) thalweg length, (3) sinuosity index, (4) depth range and thalweg gradient, (5) stream frequency, (6) drainage density and (7) branching index, as the morphometric parameters needed to methodologically analyse submarine canyon networks.

2.1.5.2. Parameterization of the Foix Canyon and canyon activity

Following the above guidelines, the morphology of the FCS has been described and characterised by this set of morphometric parameters, both as a whole and for each of its sections. The more general parameters, such as drainage area and sinuosity, can be compared to those of other canyon systems (Table 2.3), although this is hindered by the lack of relevant data in the published canyon literature. With 466 km^2 , the drainage area of the Foix Canyon is small compared to the Cook Strait Canyon in the southeast of central New Zealand margin (2.092 km^2), the Zaire Canyon in the West African margin (4.470 km^2), or the Bering Canyon in the Beringian margin (30.800 km^2) (Normark and Carlson, 2003; Micallef et al., 2011). The Foix Canyon is longer and more sinuous (Table 2.3) in comparison to most Mediterranean canyons, to canyons located in passive margins, and also to canyons that incise the continental shelf (Harris and Whiteway 2011). But the Foix Canyon is shorter and narrower in comparison to submarine canyons from around the world (Table 2.3); for example the Monterey Canyon is four times longer and three times wider than the Foix Canyon. Although its overall gradient ($1,24^\circ$) would become $1,47^\circ$ if we had used Harris and Whiteway's method (i.e. angle measured between the head and foot of a canyon relative to horizontal, disregarding axial length), the Foix Canyon is gentler than the worldwide submarine canyons (Table 2.3).

The FCS 1.660 streams grouped in six orders have a total length of almost 1.000 km, whereas the length of the main trunk of the canyon system is only 97 km. First-order and second-order streams, which mostly initiate at the canyon rim, represent 98% of all streams. One of the most conspicuous features of Foix Canyon is the presence of two branches with their respective heads, located at 12 km from the coastline and currently unconnected to any river mouth. Though at first glance they may look similar, the heads and the upper courses of the two Foix canyon branches differ in a number of morphological aspects. The two heads have similar drainage densities and stream frequencies indicating the same degree of incision by the stream networks; they are the best-developed drainage areas of the canyon, occupied by up to 5 streams per km². Both canyon heads have I_b of $\sim 1,7$, indicating that the stream network develops in a dendritic pattern. In spite of this, the Western head has a very singular characteristic: its landward side displays a much smoother character, with no incised gullies, and low uniform backscatter intensities in comparison to its distal part, which has a much fresher morphology and rim gullies that are eroded by toe gullies (Fig. 2.4B). The smoothness of its landward side is reflected by the contrasting average axial slope gradients of first and second-order streams between the two canyon heads ($9,15^\circ$ and $7,66^\circ$ for the Western head and $12,26^\circ$ and $9,37^\circ$ for the Eastern head, respectively). The proximity of river mouths during lowered sea levels may account for these differences (cf. section 5.3), but a contribution to this smoothing by bottom trawling is not to be excluded, due to its capacity to remove and resuspend the sediment (Palanques et al., 2006; Puig et al., 2012).

The upper courses of the two canyon branches have a similar drainage density of $\sim 2,3$ but different stream frequencies, with the Eastern branch occupied almost by 1,5 streams per km² more than the Western branch (Table 2.2). This indicates that streams and gullies in the Western branch are longer, while those in the Eastern branch are shorter and steeper (Fig. 2.6A). Stacked and isolated terraces at three different heights (200 m, 130 m and 70 m) above the canyon axis often interrupt the continuity of gullies in the Eastern branch. This, together with the occurrence of short gullies in the flanks of the axial incision, increases the total number of first-order streams (Fig. 2.9A). Both canyon branches have a stream network displaying a pinnate pattern as indicated by their I_b of $\sim 2,2$. We hypothesize that the morphological differences between the two branches mostly relate to their present and/or

Submarine canyon name	Location	Depth range (m)	Drainage area (km ²)	Thalweg length (km)	Max. canyon width (km)	Axial gradient (°)	Sinuosity index	Reference
Monterey canyon	Monterey Bay (California)	0- >2.000	-	470	12	1,8	-	<i>Greene et al., 2002</i>
Bering canyon	Beringian margin (Alaska)	200-3.200	30.800	495	65	-	-	<i>Normark and Carlson, 2003</i>
Sète canyon	Gulf of Lion (France)	158-2.116	-	88	6,4	-	1,18	<i>Baztan et al., 2005</i>
Cap Timiris canyon	N Mauritania (W Africa)	50-2.850	-	290	5,1	2,8	1,4	<i>Antobreh and Krastel 2006</i>
Nazaré canyon	W Iberian margin	50-4.967	-	210,6	36	2	1,26	<i>Lastras et al., 2009</i>
Cook Strait canyon	Cook Strait (New Zealand)	45-2.500	2.092	237,3	14,8	2,2	-	<i>Micallef et al., 2011</i>
Mediterranean canyons	Mediterranean Sea	267-3.842	-	26,5	-	6,5	1,1	<i>Harris and Whiteway 2011</i>
Foix canyon	NE Iberian margin	72-2.180	466,4	96,7	4	1,24	1,18	<i>This study</i>

Table 2.3. Morphological parameters among studies of submarine canyon worldwide.

past levels of activity in terms of sediment transport, efficiency of the transport and erosion, as expressed by the flat-bottomed character of the Western branch, which hangs 220 m over the Eastern branch. This observation indicates that while the Eastern branch was being excavated, the lower course of the Western branch was experiencing sedimentary infill. Although the Western branch seems to be inactive or abandoned in its lower course and also in a section of its head, many gullies occur in parts of its head, which displays a strikingly fresh relief and high reflectivity in backscatter data along their axes (Fig. 2.4C). This makes these gullies look very similar to those in the Eastern canyon head, thus indicating that they act as efficient across-flank pathways for sediment entering the canyon through its rim from the continental shelf. As Puig et al. (2000) demonstrated, the Foix Canyon is the preferential conduits for transport of sediments from the Barcelona continental shelf towards the slope.

In general, the drainage density and the stream frequency of Foix Canyon decrease downslope, thus illustrating that drainage areas along successively deeper canyon domains are less and less occupied by streams. The streams become shorter and the canyon flanks where they occur smoother, with distance downstream. This is an indication of the progressive shift from across-flank and along-canyon transport in the upper canyon domains to the domination of along-canyon transport in the lower canyon domains, where across-flank transport is represented almost exclusively by flank instabilities.

2.1.5.3. Canyon flank gullies and canyon evolution

Canyon flank gullies are common erosive features shaping the worldwide submarine canyon walls. Canyon flank gullies merge downslope to form small-scale drainage networks carrying sediment to the canyon axis. In the FCS we have identified two typologies of gullies, named rim gullies and toe gullies by analysing their morphologic and morphometric aspects, each type playing a different role in the Foix Canyon activity and evolution.

In terms of canyon evolution, both canyon head and gully rejuvenation are evidenced by the development of incisions at their mouths and by the presence of toe gullies in their divides in the form of short, up to 35° steep streams, in contrast to the longer rim gullies that dissect the walls from the canyon axis to its rim, as well as by the axial incision constrained to the landward part of the Eastern canyon head. As Amblas et al. (2011) modelled the long profile of the Eastern branch of Foix Canyon is in equilibrium with the Valencia Channel, where it drains

(Fig. 2.1). This equilibrium is reached via along-canyon upslope erosion, and is also evidenced by the axial incisions at the most distal parts of Valldepins and Cunit tributary canyons, and all along the middle course and the upper Eastern branch of the Foix Canyon. In contrast, there is no signal of such an upslope erosion wave in the Western branch of Foix Canyon.

From the observations above it can be stated that the Foix Canyon shows two modes of modification of its morphology, at two different scales (Fig. 2.11). The first mode involves the entire canyon from mouth to head, and leads to the development of an equilibrium long-canyon profile by axial incision (Fig. 2.11A). The second mode affects the canyon head from the axis to the rim, as evidenced by the rejuvenation of rim gullies by toe gullying (Fig. 2.11B). The first mode occurs at a basin scale (Amblas et al., 2011) while the second mode is conditioned by local factors. These factors are local enough to occur with different intensities in the same canyon head, as illustrated by the Western head. Such short distance variability in local conditions likely relates to the location of paleo-river mouths during Pleistocene sea level lowstands and transitions, and especially the last lowstand peaking at 21.000 years BP and the subsequent rise in sea level (Siddall et al., 2007). This view is strongly supported by the presence of several D-shaped outer shelf high backscatter sediment lobes interspersed with, cut by or attached to canyon head rims (Fig. 2.4), which are similar to those observed in an equivalent position over the shelf further north (Liquete et al., 2007), in the Gulf of Lion (Bassetti et al., 2006) and elsewhere around the world (Emery, 1968). The proximity of river

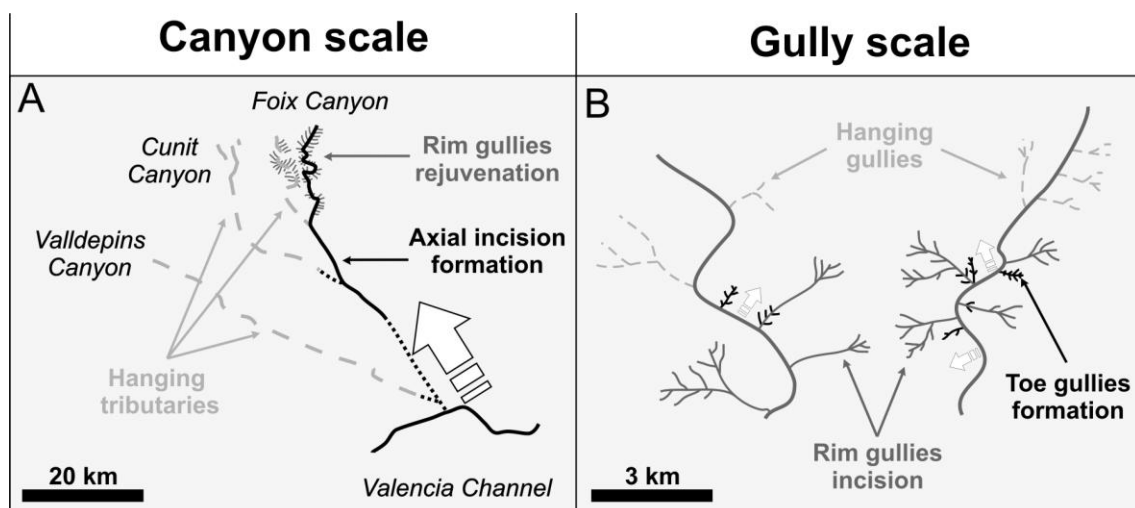


Figure 2.11. Sketch summarizing the two scales of canyon morphological evolution. At canyon scale (A), upstream erosion leads to the formation of an axial incision and the hanging of tributary branches, whereas at gully scale (B), upstream erosion leads to the development of toe gullies. See text for details.

mouths to canyon heads during lowered sea levels would have facilitated (i) the development of shelf-edge depocentres, in the form of D-shaped sediment lobes, formed by sediment that was not evacuated downslope, and (ii) shelf spill over and delivery of large volumes of sediment directly into the canyon. The coarser fraction of this sediment, as shown by high backscatter intensities, would have moved down the canyon flanks and axis in the form of bed load within gravity-driven flows, subsequently eroding them. In this setting the development of toe gullies would be an expression of upstream erosion from lower positions, either in the canyon thalweg or within canyon flanks. We cannot establish the age of these fresh gullies and the axial incision, but they are likely to have formed during the Last Glacial Maximum (LGM), as Baztan et al. (2005) demonstrated for the Gulf of Lion submarine canyons axial incisions. Variations in local conditions must play a role in gully rejuvenation, toe gully formation and up-flank propagation, and also in the undercutting of gullies by the axial incision in the uppermost part of the Eastern canyon head leading to the development of hanging gullies (Fig. 2.4B). These hanging gullies could be viewed as a small-scale equivalent of the hanging major tributaries opening into the main trunk of Foix Canyon (Figs. 2.5 and 2.11). We therefore propose that, while at different scales, individual gullies within a submarine drainage system and a canyon system as a whole, may undergo similar bottom-to-top re-shaping erosive waves determining their morphological evolution in response to either local or regional changes in the factors controlling the system.

2.1.6. Conclusions

In this paper we describe for the first time the detailed geomorphology of the FCS and numerically analyse its submarine drainage network. We have identified several features observed in many other submarine canyons around the world, such as axial incisions, terraces, gullies and landslide scars. We define two morphologically diverse canyon wall gullies, namely rim gullies and toe gullies, which evidence changes in canyon sediment transport and erosive activity and subsequent morphological evolution. Rim gullies are large –1.070 m of length– and form well-developed, dendritic networks that extend from the canyon thalweg up to the canyon rim and contribute to the widening of the canyon, acting as the main vectors of across-flank sediment transport. Toe gullies are steep and short –21° of axial slope gradient and 322 m of length–, and form pinnate networks restricted to the lower half of the canyon flanks. They evidence gully and overall canyon rejuvenation by upstream erosion. Both types of gully networks represent the primary streams whose merging leads to the large Foix Canyon submarine drainage network, summing almost 1000 km of accumulated length. The 88,4% of

the stream length in the Foix Canyon is developed on the canyon flanks in the form of branching gullies and minor streams. A branching index (I_b) has been developed to decipher the geometrical pattern of stream networks that may be utilized elsewhere to describe and parameterize drainage networks. In this study I_b ranges from 1,70 in the canyon heads to 2,30 in the canyon branches, where dendritic and pinnate patterns develop, respectively. Through our morphometric analysis we show that canyon heads are the best developed domains of the canyon in terms of stream development, whereas the canyon branches display different characteristics in accordance with their levels of sediment transport and erosion activity. The results of our morphometric analysis lead us to conclude that climbing erosive waves acting at different scales can determine the morphological evolution of both individual gullies within a submarine drainage system and a canyon system as a whole in response to either local or regional changes in the factors controlling the system.

2.1.7. Acknowledgements

The research leading to these results has received funding from the European Community's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under the HERMIONE project, grant agreement n° 226354. This research was also supported by DOS MARES project (CTM2010-21810-C03-01) and GRACCIE-CONSOLIDER project (CSD2007-00067) of the Spanish RTD program, and a Generalitat de Catalunya "Grups de Recerca Consolidats" grant (2009-SGR 1305). We thank officers, crew and technicians involved in sea-going work. XT was supported by a FPU grant from the Spanish government. AM was supported by Marie Curie Intra-European Fellowship PIEF-GA-2009-252702 within the 7th European Community Framework Programme.

2.1.8. References

- Aloïsi, J.C., Barousseau, J.P., Monaco, A., 1975. Rôle des facteurs hydrodynamiques dans la sédimentation des plateaux continentaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 280, 579–582.
- Alonso, B., Canals, M., Got, H., Maldonado, A., 1991. Seavalleys and related depositional systems in the Catalan Sea (northwestern Mediterranean Sea). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 75 (7), 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. *Marine Geophysical Researches* 17, 469–484.
- Ambias, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Lliquete, C., Hughes-Clarke, J.E., Casamor, J.L., Calafat, A.M., 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northern Iberian margin, NW Mediterranean Basin. *Marine Geology* 234, 3–20.
- Ambias, 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.
- Antobreh, A.A., Krastel, S., 2006. Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: A newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region. *Marine and Petroleum Geology* 23, 37–59.
- Bagyaraj, M., Gurugnanam, B., 2011. Significance of Morphometry Studies, Soil Characteristics, Erosion Phenomena and Landform Processes Using Remote Sensing and GIS for Kodaikanal Hills, A Global Biodiversity Hotpot in Western Ghats, Dindigul District, Tamil Nadu, South India. *Research Journal of Environmental and Earth Sciences* 3, 221–233.
- Bassetti, M.A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., Taviani, M., 2006. Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes. *Marine Geology* 234, 93–109.

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.

Billi, P., Dramis, F., 2003. Geomorphological investigation on gully erosion in the Rift Valley and the northern highlands of Ethiopia. *Catena* 50, 353–368.

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, USA, (CD edition)*, pp. 152–174.

Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Farrán, M., Calafat, A.M., Amblas, D., Willmott, V., Estrada, F., Sanchez, A., Arnau, P., Frigola, J., Colàs, S., 2004. Mapa del relleu submarí de Catalunya 1:250.000. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 1 sheet, Barcelona, Spain (colour shaded relief map).

Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354–357.

Chiocci, F.L., Normark, W.R., 1992. Effect of sea-level variation on upper-slope depositional processes offshore of Tiber Delta, Tyrrhenian Sea, Italy. *Marine Geology* 104, 109–122.

Chiocci, F.L., Ercilla, G., Torre, J., 1997. Stratal architecture of Western Mediterranean Margins as the result of the stacking of Quaternary lowstand deposits below ‘glacio-eustatic fluctuation base-level’. *Sedimentary Geology* 112, 195–217.

Collier, J.S., Brown, C.J., 2005. Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments. *Marine Geology* 214, 431–449.

Cronin, B.T., Akhmetzhanov, A.M., Mazzini, A., Akhmanov, G., Ivanov, M., Kenyon, N.H., TTR-10 Shipboard Scientists, 2005. Morphology, evolution and fill: Implications for sand and mud

distribution in filling deep-water canyons and slope channel complexes. *Sedimentary Geology* 179, 71–97.

Daly, R.A., 1963. Origin of the submarine canyons. *American Journal of Science* 31, 401–420.

De Leo, F.C., Smith, C.R., Rowden, A.A., Bowden, D.A., Clark, M.R., 2010. Submarine canyons: hotspots of benthic biomass and productivity in the deep sea. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* 277, 2783–2792.

Díaz, J., Nelson, C.H., Barber Jr, J.H., Giró, S., 1990. Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the Ebro continental shelf. *Marine Geology* 95, 333–352.

Duran, R., Nuez, M., Alonso B., Ercilla G., Estrada F., Casas D., Farrán, M. 2009. Assessment of sand trapped by coastal structures towards a better management. *El Masnou (Maresme, Catalunya)*. *Geotemas* 10, 511–514.

Duran, R., Canals, M., Sanz, J.L., Lastras, G., Amblas, D., Micallef, A., 2014. Morphology and sediment dynamics of the northern Catalan continental shelf, northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology* 204, 1–20.

Emery, K.O., 1968. Relict sediments on continental shelves of the world. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 445–464.

Ercilla, G., Farrán, M., Alonso, B., Díaz, J.I., 1994. Pleistocene progradational growth pattern of the northern Catalonia continental shelf (northwestern Mediterranean). *Geo-Marine Letters* 95, 289–312.

Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F., Robb, J.M., 1983. Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. A: Stanley, D.J., Moore, G.T. (Eds.), *The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins*, *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* 33, pp. 25–39.

Fedele, J.J., García, M.H., 2009. Laboratory experiments on the formation of subaqueous depositional gullies by turbidity currents. *Marine Geology* 258, 48–59.

Font, M., Amorese, D., Lagarde, J-L., 2010. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology* 119, 172–180.

García, M., Maillard, A., Aslanian, D., Rabineau, M., Alonso, B., Gorini, C., Estrada, F., 2011. The Catalan margin during the Messinian Salinity Crisis: Physiography, morphology and sedimentary record. *Marine Geology* 284, 158–174.

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-Marine Letters* 20, 43–49.

Gorini, C., Lofi, J., Duvailc, C., Dos Reis, A., Guennoce, P., Lestrat, P., Mauffret, A., 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Marine and Petroleum Geology* 22, 695–712.

Greene, H.G., Maher, N.M., Paull, C.K., 2002. Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. *Marine Geology* 181, 55–82.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 298, 259–269.

Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285, 69–86.

Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of Geological Society of America* 56, 275–370.

Hsü, K.J., 1977. The history of the Mediterranean salinity crisis. *Nature* 267, 399–403.

James, L.A., Watson, D.G., Hansen, W.F., 2007. Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. *Catena* 71, 132–144.

Laberg, J.S., Guidard, S., Mienert, J., Vorren, T.O., Hafliðason, H., Nygård, A., 2007. Morphology and morphogenesis of a high-latitude canyon; the Andøya Canyon, Norwegian Sea. *Marine Geology* 246, 68–85.

Lanza, N.L., Meyer, G.A., Okubo, C.H., Newsom, H.E. Wiens, R.C., 2010. Evidence for debris flow gully formation initiated by shallow subsurface water on Mars. *Icarus* 205, 103–112.

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. *Geologia Acta* 5, 35–47.

Lastras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Hühnerbach, V., Canals, M., 2009. Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology* 103, 310–329.

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., and Euroleón cruise shipboard party, 2011. Understanding sediment dynamics of two large submarine valleys from seafloor data: Blanes and La Fonera canyons, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology* 280, 20–39.

Liquete, C., Canals, M., Lastras, G., Amblas, D., Urgeles, R., De Mol, B., De Batist, M., Hughes-Clarke, J.E., 2007. Long-term development and current status of the Barcelona continental shelf: A source-to-sink approach. *Continental Shelf Research* 27, 1779–1800..

Liquete, C., Canals, M., Ludwig, W., Arnau, P., 2009. Sediment discharge of the rivers of Catalonia, NE Spain, and the influence of human impacts. *Journal of Hydrology* 366, 76–88.

Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A., Ryan, W., Steckler, M., 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 217, 1–30.

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.

Malin, M.C., Edgett, K.S., 2000. Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars. *Science* 288, 2330–2335.

Melton, M.A., 1957. An analysis of relations among elements of climate surface properties and geomorphology. Office of Naval Research, Geography Branch, Project NR 389–042, Technical Report 11.

Micallef, A., Mountjoy, J.J., 2011. A topographic signature of a hydrodynamic origin for submarine gullies. *Geology* 39, 115–118.

Micallef, A., Mountjoy, J.J., Canals, M., Lastras, G., 2011. Deep-seated bedrock landslides and submarine canyon evolution in an active tectonic margin: Cook Strait, New Zealand. In: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J.D., Strasser, M.C. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, London, pp. 201–212.

Millot, C., 1999. Circulation in the western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423–442.

Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1988. Where do channels begin? *Nature* 336, 232–234.

Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1994. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resource Research* 30, 1153–1171.

Mortensen, P.B., Buhl-Mortensen, L., 2005. Deep-water corals and their habitats in The Gully, a submarine canyon off Atlantic Canada. In: Freiwald, A., Roberts, J.M. (Eds.), *Cold-Water Corals and Ecosystems*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 247–277.

Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? *Geological Society of America Special Paper* 370, 175–190.

Orange, D.L., Breen, N.A., 1992. The effects of fluid escape on accretionary wedges 2. Seepage force, slope failure, headless submarine canyons and vents. *Journal of Geophysical Research* 97, 9277–9295.

Palanques, A., Martin, J., Puig, P., Guillen, P., Company, J.B., Sardà, F., 2006. Evidence of sediment gravity flows induced by trawling in Palamós (Fonera) submarine canyon (northwestern Mediterranean). *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 53, 201–214.

Paull, C.K., Schlining, B., Ussler, W., Lundste, E., Barry, J.P., Caress, D.W., Johnson, J.E., Gann, M., 2010. Submarine Mass Transport Within Monterey Canyon: Benthic Disturbance Controls on the Distribution of Chemosynthetic Biological Communities. In: Mosher, D.C., Moscardelli, L., Shipp, R.C., Chaytor, J.D., Baxter, C.D.P., Lee, H.J., Urgeles, R., (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Springer Dordrecht Heidelberg, London, UK, 28, pp. 229–246.

Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Hein, F.J., 1989. *Deep Marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics*. Unwin Hyman, London, UK, 416 pp.

Poesen, J., Vandekerckhove, L., Nachtergaele, J., Oostwoud Wijdenes, D., Verstraeten G., van Wesemael B., 2002. Gully erosion in dryland environments. In: Bull, L.J., Kirkby, M.J., (Eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*, Wiley, Chichester, UK, pp. 229–262.

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., and Wiberg, P.L. (Eds.), *Continental-Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*, IAP Special Publication 37, Blackwell Publishing, Oxford, UK, pp. 339–380.

Puig, P., Palanques, A., Sanchez-Cabeza, J.A., Masqué, P., 1999. Heavy metals in particulate matter and sediments in the southern Barcelona sedimentation system (North-western Mediterranean). *Marine Chemistry* 63, 311–329.

Puig, P., Canals, M., Company, J.B., Martin, J., Amblas, D., Lastras, G., Palanques, A., Calafat, A.M., 2012. Ploughing the deep sea floor. *Nature* 489, 286–289.

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.

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. *Journal of the Virtual Explorer* 8, 107–126.

Sanchez-Vidal, A., Canals, M., Calafat, A.M., Lastras, G., Pedrosa-Pamies, R., Menendez, 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, e30395.

Shepard, R.P., Dill, R.F., 1969. *Submarine canyons and others sea valleys*. Rand McNally, Chicago, EUA, 381 pp.

Shepard, R.P., 1981. Submarine Canyons: Multiple Causes and Long-Time Persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 1062–1077.

Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.K., 2007. Eustatic sea level during past interglacials. *Developments in Quaternary Sciences* 7, 75–92.

Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of Geological Society of America* 63, 1117–1142.

Strahler, A.N., 1957. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union* 38, 913–920.

Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17, 125–135.

Tucker, G.E., Catani, F., Rinaldo, A., Bras, R.L., 2001. Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology* 36, 187–202.

Turchetto, M., Boldrin, A., Langone, L., Miserocchi, S., Tesi, T., Fogliani, F., 2007. Particle transport in the Bari Canyon (southern Adriatic Sea). *Marine Geology* 246, 231–247.

Tyler, P., Amaro, T., Arzola, R., Cunha, M.R., de Stigter, H., Gooday, A., Huvenne, V., Ingels, J., Kiriakoulakis, K., Lastras, G., Masson, D., Oliveira, A., Pattenden, A., Vanreusel, A., Van Weering, T., Vitorino, J., Witte, U., Wolff, G., 2009. Europe's Grand Canyon: Nazaré submarine canyon. *Oceanography* 22, 46–57.

Vachtman, D., Mitchell, N.C., Gawthorpe, R., 2013. Morphologic signatures in submarine canyons and gullies, central USA Atlantic continental margins. *Marine and Petroleum Geology* 41, 250–263.

Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Stow, D.A.V., Weaver, P.P.E., 2002. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 1441–1462.

Zernitz, R.E., 1932. Drainage patterns and their significance. *Journal of Geology* 40, 498–521.

2.2. Submarine canyons of Santa Monica Bay, Southern California: Variability in morphology and sedimentary processes

Xavier Tubau¹, Charles K. Paull², Galderic Lastras^{1*}, David W. Caress², Miquel Canals¹, Eve Lundsten², Krystle Anderson², Roberto Gwiazda², David Amblas¹

¹ GRC Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, E-08028 Barcelona, Spain.

² Monterey Bay Aquarium Research Institute, 7700 Sandholdt Road, Moss Landing, CA 95039-9644, USA.

Abstract

High-resolution autonomous underwater vehicle (AUV)-based multibeam bathymetry and chirp sub-bottom profiles were used to map the axial channels of Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems, offshore southern California. The new bathymetry reveals the seafloor morphology at 1-meter grid resolution, whereas sub-bottom chirp and regional multichannel seismic reflection (MCS) profiles allow characterizing the shallow and deep sedimentary record, respectively. Even though these two submarine canyons have coexisted under the same regional controls (i.e., tectonics and sea-level changes), they have evolved distinctly over time. Turbidity current activity along the Redondo Canyon-Channel System as a result of canyon-head incision to the present-day shoreline resulted in a different geomorphology compared to the abandoned Santa Monica Canyon.

The Redondo Canyon and channel system presents a number of morphologies, namely terraces, gullies, arcuate scarps, distinctive canyon-floor scarps (DCFS), crescent-shaped bedforms (CSBs) and scours. Their geneses, especially the CSBs along the Redondo axial channel, are the result of the morphodynamic interaction between turbidity flows and the seafloor. We infer that sediment gravity flows are the dominant process shaping the Redondo Canyon and channel system and transporting material to the San Pedro Basin. In contrast, the Santa Monica Canyon displays a smooth, flat-bottomed and partially in-filled axial channel, which lacks of axial incision and large sediment bedforms indicating infilling at present. We interpret the large scours on the flanks of Santa Monica Canyon and the sediment waves on the Redondo Fan, respectively, as bedforms produced by repeated cyclic steps in turbidity currents which alternated between net erosional and net depositional.

Keywords: multibeam bathymetry, autonomous underwater vehicle, sub-bottom chirp profiles, submarine canyons, morphology, bedforms, axial channel, California continental margin.

2.2.1. Introduction

Submarine canyons are present in most continental margins of the world (Shepard et al., 1981; Harris and Whiteway, 2011). They are important hotspots of biodiversity (Vetter and Dayton, 1998; Duffy et al., 2014) and act as sediment routing systems that transport terrigenous material and associated organic matter, pollutants and litter from the continental shelf to the deep margins and basins (Nittrouer and Wright, 1994; Canals et al., 2006, 2013; Venkatesan et al., 2010; Schlining et al., 2013). Deeply buried canyons can also be significant oil and gas reservoirs (Stow and Mayall, 2000; Piper and Normark, 2001). The presence of submarine fans at the termini of submarine canyons, which are mostly formed by recurrent turbidity currents, demonstrates that submarine canyons are efficient sediment pathways from the continent to the deep-sea (Wynn and Stow, 2002; Normark and Carlson, 2003).

The morphology of submarine canyons is the product of multiple oceanographic and sedimentary processes, including mass wasting, density currents, and tides (Shepard, 1981; Pratson et al., 1994; Cacchione et al., 2002; Ivanov et al., 2004). The imprint of these processes is mainly represented by axial incisions (Baztan et al., 2005), linear furrows (Lastras et al., 2007), sediment waves and scours (Wynn and Stow, 2002), terraces (Hagen et al., 1994), canyon flank gullies (Tubau et al., 2013) and landslide scars (Mountjoy et al., 2009). These canyon morphologies provide signals of activity in terms of sediment transport. On the other hand, the presence of other features such as knickpoints (Mitchell et al., 2006), or the curvature of longitudinal canyon profiles (Gerber et al., 2009) provide information on canyon equilibrium in terms of balance between erosion and deposition due to the passage, or lack, of downstream sediment gravity flows. The evolution of each canyon is also affected by a wide variety of external factors such as climate, sea level, tectonics, and proximity of rivers (Covault et al., 2007; Lamb and Mohrig, 2009; Mountjoy et al., 2009).

The advent of ship-based multibeam bathymetric surveying dramatically increased the understanding of continental margin and canyon morphologies and associated processes. For example, surveys in Santa Monica Bay conducted in 2003 showed the shape and morphological complexity of Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems, which, at

the time, was at an unprecedented detail (i.e., at 16-m-grid resolution) (Gardner et al., 2003; Normark et al., 2009a). Technological progress over the last decade now enables multibeam mapping systems to be carried on Autonomous Underwater Vehicle (AUV) and flown near the seafloor, which provides even higher resolution bathymetry (i.e., 1-m or less grid resolution). These AUV-based systems have revealed small-scale morphologies that were previously unknown, such as trains of sediment waves on the axial channels of Monterey, Mugu, Redondo, Carmel and La Jolla canyons (Paull et al., 2008, 2010, 2013), and improving the resolution of previously mapped bedforms such as large scours in Eel, Agadir and Setúbal canyons, Whittard Channel and Redondo fan channel (Lamb et al., 2008; Normark et al., 2009b; Macdonald et al., 2013).

Sediment waves and scours have been found over a number of submarine settings, including submarine canyons, channels and fans (Normark, 1970; Piper et al., 1983; Normark et al., 2002; Wynn and Stow, 2002; Kostic 2011). The mechanisms responsible for generating and maintaining these bedforms within submarine canyons have intrigued the geological community for a long time, but it is generally accepted that they reflect the recurrent passage of turbidity currents (Peakall et al., 2000; Fildani et al., 2006; Kostic, 2011; Covault et al., 2014). The study of the internal structure of sediment waves (Migeon et al., 2000) and comparisons between successive bathymetric surveys (Smith et al., 2005) have showed that sediment waves migrate over time. Sediment wave inception, migration direction, and their role in turbidity current activity in canyons are active areas of research (Smith et al., 2007; Paull et al., 2010; Hughes Clarke et al., 2012).

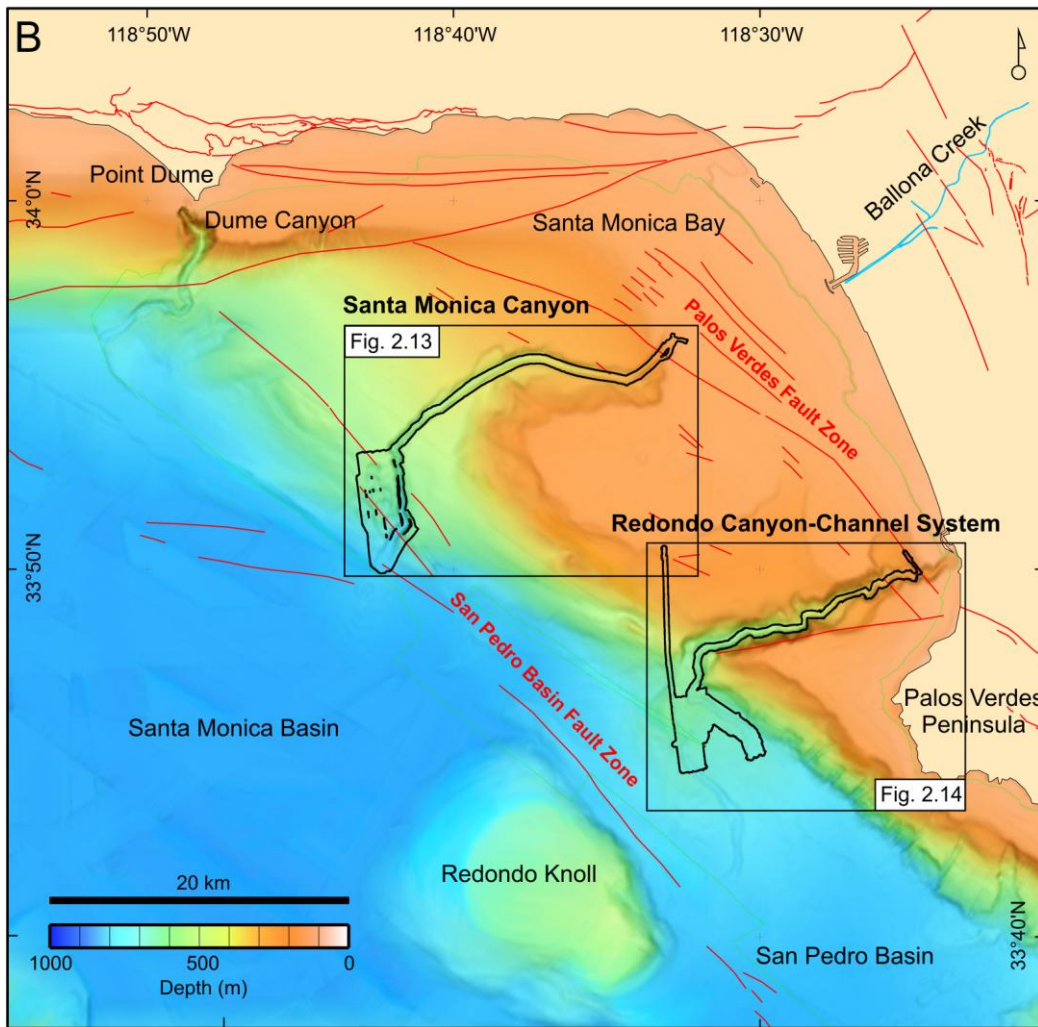
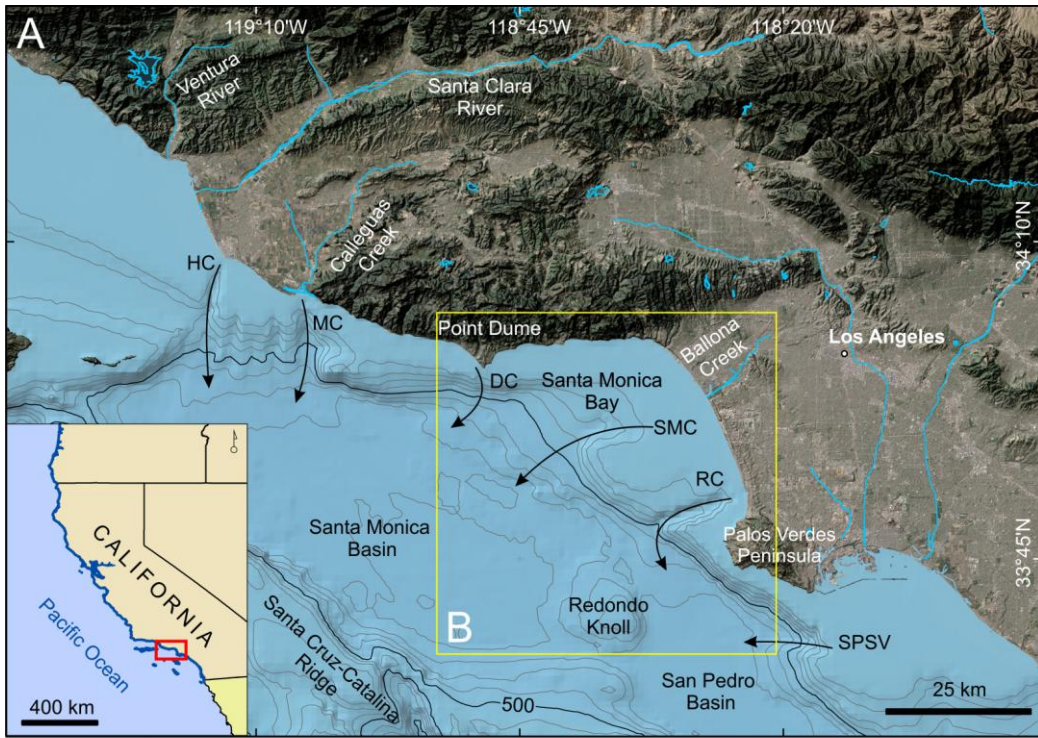
Three hypotheses have previously been put forward to explain the development of sediment waves within axial channels in submarine canyons. The first hypothesis sustains that they form by tidal currents, although this has been pointed to be inconsistent in view of their coarse granulometry and poor sorting (Smith et al., 2005, 2007; Xu et al., 2008). The second hypothesis infers that these type of sediment waves form by liquefaction and episodic slumping along listric faults (Paull et al., 2010). The third hypothesis proposes that both sediment waves and also scours result from repeated erosion and deposition due to a series of hydraulic jumps during the passage of turbidity currents (Fildani et al., 2006; Cartigny et al., 2011; Kostic, 2011). These sediment wave trains, which are referred to as “crescent-shaped bedforms” (CSBs) in the submarine canyons off California, as we do in this paper, are morphologically similar to bedforms recently mapped in the Capbreton Canyon head in the Bay of Biscay, where they have been named “transversal bedforms” (Mazières et al., 2014).

This paper presents high-resolution AUV-based bathymetric and subsurface data showing the detailed morphology of Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems, offshore southern California. We discuss the processes leading to the formation and maintenance of these bedforms as well as their role in the morphological evolution of submarine canyons. We hypothesize that the differences in the morphology of these two canyons mostly are the result of turbidity current activity. That is, canyons that are able to maintain a connection to fluvial and littoral supplies of sediment through their heads, such as Redondo, maintain the downstream transfer of coarse-grained sediment by turbidity currents (Babonneau et al., 2002; Paull et al., 2003), which interact with the canyon-channel floor to create sediment waves. Canyon heads that are stranded at the outer shelf during shoreline transgression are abandoned and accumulate a drape of hemipelagic mud.

2.2.2. Regional setting

The continental margin west of Los Angeles is incised by a number of submarine canyons. Among them, the Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems are located in the margin section off Santa Monica Bay, bounded by Point Dume and the Palos Verdes Peninsula, offshore southern California (Fig. 2.12). Los Angeles margin displays a narrow (5-10 km wide) and relatively flat (less than 0,5°) continental shelf that extends offshore from the coastline to the shelf break at about 100 m water depth (mwd) (Gardner et al., 2003). In this margin, the Santa Monica Basin lies at water depths ranging from 500 to 900 m and is mainly fed from north to south by Hueneme, Mugu, Dume and Santa Monica canyons, whereas Redondo Canyon and San Pedro Sea Valley supply sediment to the San Pedro Basin further south (Normark et al., 2009a) (Fig. 2.12A). A 400-m-high basement outcrop named Redondo Knoll separates these two intra-slope basins (Nardin, 1983; Hampton et al., 2002) (Fig. 2.12B). Both Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems open into their respective deep-sea fans (Normark et al., 2009a) at 800 m and 587 m water depth on the floor of Santa Monica and San Pedro basins, respectively.

Figure 2.12 (see figure in following page). (A) Location and bathymetry map of the southern California continental borderland with the main rivers draining the area. The main canyons are: HC–Hueneme Canyon; MC–Mugu Canyon; DC–Dume Canyon; SMC–Santa Monica Canyon; RC–Redondo Canyon; SPSV–San Pedro Sea Valley. Contours every 100 m. Inset map shows location of Santa Monica Bay with respect to California. (B) Bathymetric map of Santa Monica Bay. Boxes indicate the location of Figs. 2.13 and 2.14. Black lines delineate AUV surveys presented in this study. Green line delineates area covered by survey of Gardner et al. (2003). Red lines indicate the location of Palos Verdes and San Pedro Basin fault zones (USGS, 2014).



The origin of Los Angeles margin and its slope basins relate to the general strike-slip motion of the Pacific and North American plates over the last 30 Myr (Vedder and Howell, 1980; Dolan et al., 1995), which yields active oblique-slip faults in a generally transpressive tectonic regime (Vedder, 1987; Crouch and Suppe, 1993).

About 20% of the plate-margin movement occurs along northwest-striking right-lateral faults offshore (Sorlien et al., 2006). Two main fault zones run along the region with a NW-SE orientation (Fig. 2.12B): the Palos Verdes Fault Zone along Los Angeles shelf, with a slip rate of 3 mm·yr⁻¹ (McNeilan et al., 1996), and the San Pedro Basin Fault Zone along that basin, with a slip rate of 1,5 mm·yr⁻¹ (Ryan et al., 2012). The movements along these two fault zones partly control the present-day Los Angeles margin seafloor topography, along with climate fluctuations and sedimentary processes (Gardner et al., 2003).

Under present highstand sea-level conditions, only Ballona Creek opens to Santa Monica Bay. This river with 49% of its watershed covered by impervious surfaces and a daily average flow of 0,44 m³·s⁻¹, relates to an ancestral Los Angeles River, which provided large quantities of sediment to this section of the margin during middle Pleistocene times (Normark et al., 2006) (Fig. 2.12). Santa Clara and Ventura rivers to the north of the study area are relevant sediment sources to the southern California continental borderland nowadays (Nardin, 1983; Mulder and Syvitski, 1995; Warrick and Milliman, 2003) (Fig. 2.12A). The dominant southeastward littoral transport redistributes sediment along the coast, and is frequently intercepted by shelf-incised submarine canyon heads such as those of Dume and Redondo canyons (Rice et al., 1976; Nardin et al., 1981; Normark et al., 1998). During glacial periods, and in particular during the Last Glacial Maximum lowstand (20 ka B.P.) when the sea level was ~120 m lower than at present, the shoreline was located close to the modern shelf edge, and coastal rivers probably opened directly into the heads of Dume, Santa Monica and Redondo canyons (Gardner et al., 2003; Normark et al., 2006, 2009a). Nardin (1983) estimated that from 18 ka B.P. to Present about 2,6·10⁹ tons of sediment have been deposited on Los Angeles shelf.

2.2.3. Methods

High-resolution bathymetric data of Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems were obtained using the *D. Allan B* AUV. This underwater vehicle was developed at Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI) specifically for deep seafloor mapping (Caress et al., 2008). It is equipped with a Reson Seabat 7125 200 kHz multibeam echosounder and an Edgetech 2-16 kHz chirp sub-bottom profiler. The AUV runs through the water at a constant speed of 3 knots ($1,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) and is programmed to maintain an altitude ranging from 50 to 70 m above the seafloor. The vehicle simultaneously collects bathymetric (vertical precision of 0,1 m and horizontal beam footprint of 0,75 m in diameter at 50 m survey altitude) and shallow seismic reflection (vertical resolution of 0,1 m and up to 30 m of penetration assuming a sound velocity of $1.500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ into the sediment) data. The AUV is navigated using a Kearfott Seadevil inertial navigation system (INS) aided by GPS fixes at the surface and a Doppler velocity log (DVL).

For this study the AUV was launched from *RV Zephyr* at water depths shallower than 100 m to guarantee continuous DVL bottom tracking. Track lines were run at ~ 150 m line spacing to ensure overlapping between multibeam swaths. Four AUV surveys were conducted along Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems, resulting in the complete coverage of their axial channels. Santa Monica Canyon was mapped during two dives (March 19 and 21, 2008) from the canyon head down to 814 mwd (Fig. 2.13). A third survey was conducted on Redondo deep-sea fan in June 7, 2006 at water depths ranging from 625 to 700 m (Normark et al., 2009b), whereas Redondo Canyon was mapped on March 20, 2008 from 90 to 700 mwd (Fig. 2.14).

Bathymetry data were processed using MB-System, an open-source seafloor mapping software package (Caress and Chayes, 1996; Caress et al., 2008). Multibeam bathymetry processing included data editing and filtering to remove spurious soundings, as well as the application of roll and pitch bias, navigation adjustments and tidal corrections. Navigation is critical in AUV-based seafloor mapping since INS may accumulate 10s of meters of errors in absolute position during each mission. The MBnavadjust tool in MB-System software allows users to match equivalent features in overlapping swaths, thus producing an internally consistent navigation model (Caress et al., 2008). Finally, the processed bathymetric data are translated into a digital elevation model (DEM) with a cell size of 1 m.

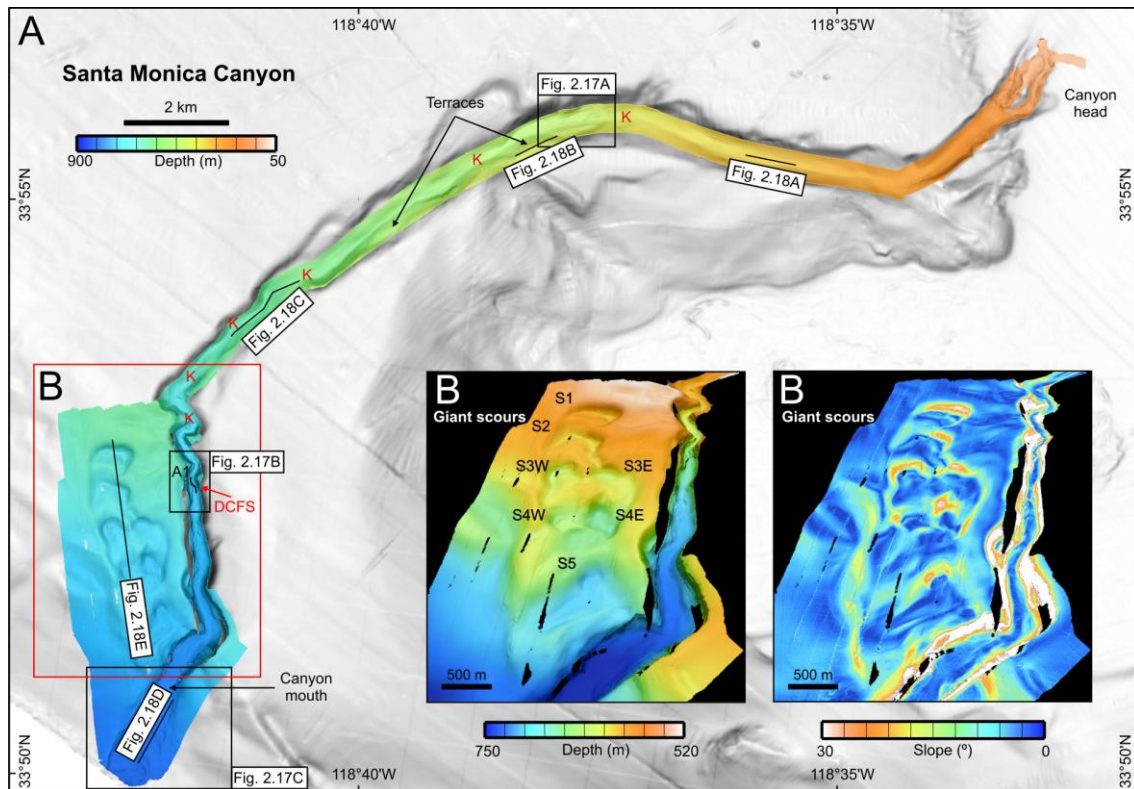


Figure 2.13. (A) AUV-based multibeam bathymetry map (in color) of Santa Monica Canyon, overlain on a slope map (in gray, white corresponds to low gradients) derived from Gardner et al. (2003) bathymetry. See Fig. 2.12B for location. Red box marks the location of B and C. Location of bathymetric cross-section (A1) in Fig. 2.15, map zooms in Fig. 2.17 and chirp profiles in Fig. 2.18 are provided. (B) Perspective view (vertical exaggeration x2) of Santa Monica lower canyon and large scours. K–Knickpoint; DCFS–Distinctive canyon-floor scarps; S–scour; SW–western scour; SE–eastern scour. (C) Slope map of the Santa Monica lower canyon (same perspective as B).

Chirp data were extracted to line files in the SEG-Y seismic data format and profile sections were plotted also using MB-System. Subbottom depths are calculated assuming a sound velocity of $1.500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Bathymetric data obtained with the AUV were complemented with the 16-m bathymetric grids from Santa Monica Bay published by Gardner et al. (2003), which were also used to complete the longitudinal profiles of the canyons (Fig. 2.15) and to calculate their main morphological parameters (maximum canyon width, depth range and maximum relief) (Table 2.4). Moreover, a multichannel seismic (MCS) reflection profile crossing the Redondo Fan (Line 103 of Normark et al., 1999), from the public data available through the USGS Western Region Coastal and Marine Geology archive (walrus.wr.usgs.gov), has provided additional information about the underlying structure and stratigraphy.

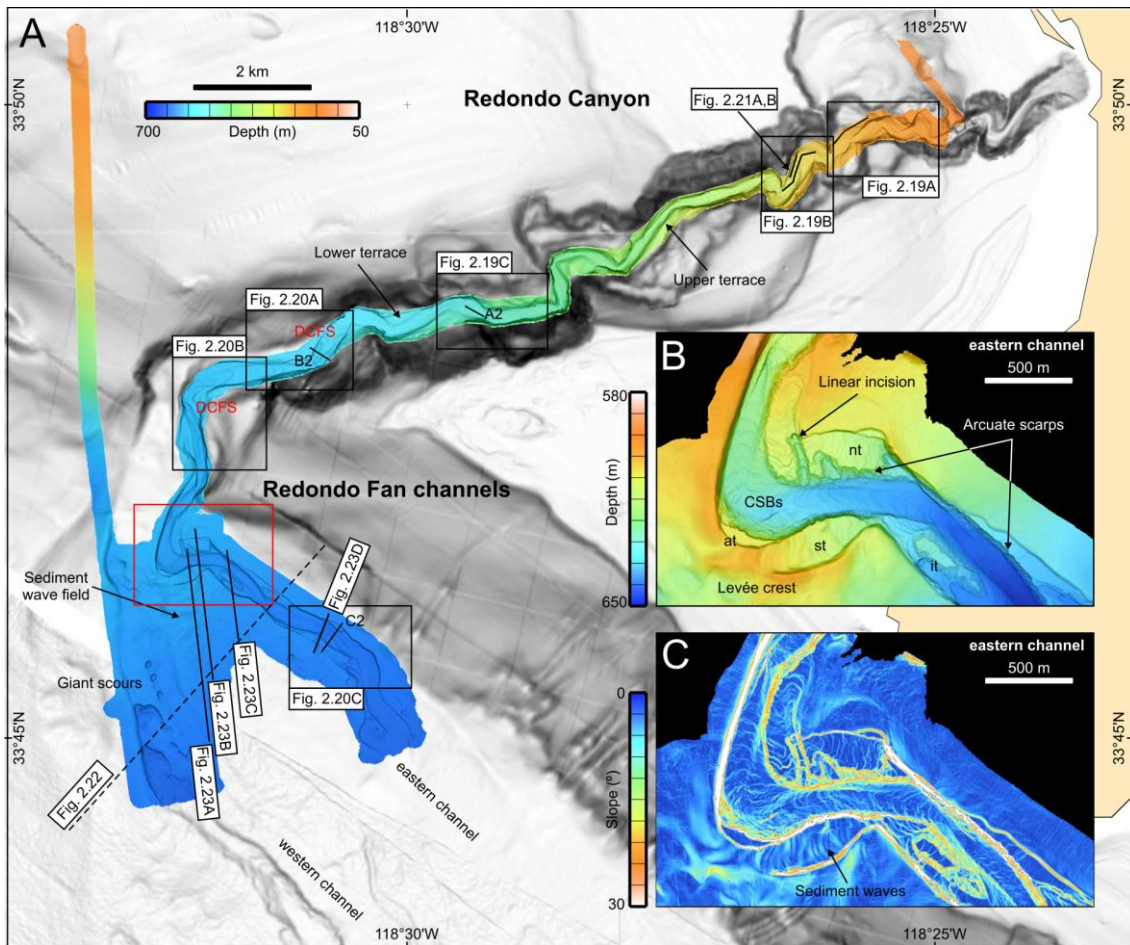


Figure 2.14. (A) AUV-based multibeam bathymetry map (in color) of Redondo Canyon-Channel System and deep-sea fan, overlain on a slope map (in gray, white corresponds to low gradients) derived from Gardner et al. (2003) bathymetry. See Fig. 2.12B for location. Red box marks the location of B and C. Location of bathymetric cross-sections (A2, B2 and C2) in Fig. 2.15, map zooms in Figs. 2.19 and 2.20, multichannel seismic reflection profile in Fig. 2.22 and chirp profiles in Figs. 2.21 and 2.23 are provided. (B) Perspective view (vertical exaggeration $\times 2$) of Redondo eastern channel in the Redondo deep-sea fan. CSBs—crescent-shaped bedforms; DCFS—Distinctive canyon-floor scarps; at—arcuate terrace; nt—northern terrace; st—southern terrace; it—isolated terrace. (C) Slope map of Redondo eastern channel (same perspective as B).

2.2.4. Results

2.2.4.1. Santa Monica Canyon

The Santa Monica Canyon dissects the Los Angeles continental margin from the shelf at 60 mwd down to the Santa Monica basin at 900 mwd (Fig. 2.12). Its canyon head is located at a distance of 8,5 km from the coastline and is not connected to any drainage system on land at present. It is 29,1 km long from the canyon head tip to the mouth measured along the axial channel and displays a relatively smooth seafloor (Fig. 2.13). The canyon has a maximum rim-to-rim canyon width of 2 km and a maximum canyon relief of 150 m (see Fig. 2.16A for clarification of these parameters, and Table 2.4). The smooth axial channel ranges from 20 to 925 m width (Fig. 2.17A and B) and has a total mean axial slope gradient (i.e. angle measured between the canyon head tip and the canyon mouth relative to horizontal) of 1,5° with a mean sinuosity index (i.e., ratio between canyon length and the length of a straight line between the

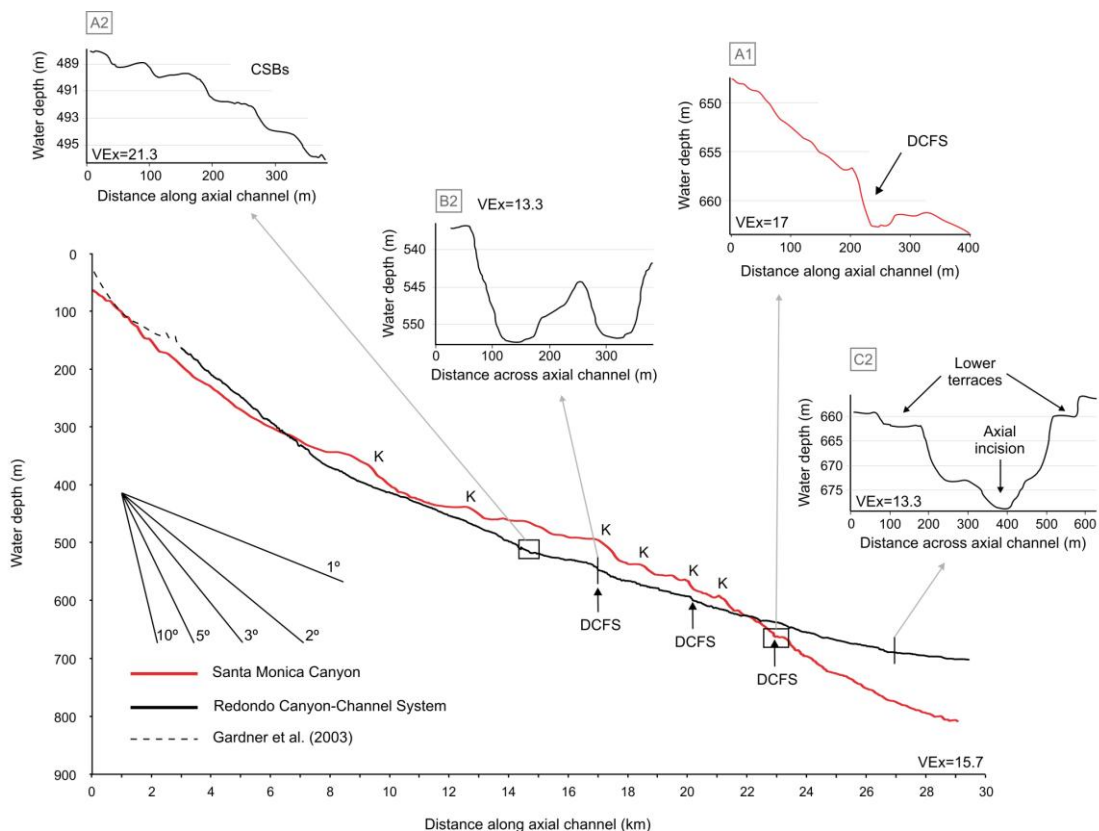


Figure 2.15. Bathymetric longitudinal profiles extracted from AUV-based multibeam bathymetry of Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems. Representative cross-sections of Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems are provided. CSBs—crescent-shaped bedforms; DCFS—Distinctive canyon-floor scarps. See Figs. 2.13A and 2.14A for location.

canyon head tip and the canyon mouth) of 1,2 (Table 2.4). It displays a concave longitudinal profile that is disrupted by six knickpoints and a DCFS, the latter defined as a 6 m high and 310 m long incision in the axial channel at 657 m (Figs. 2.15 and 2.17C, and D). Beyond the deepest knickpoint, the canyon walls display slope gradients exceeding 30° formed by outcropping stratified rocks (Figs. 2.13A and 2.17C, and D).

		Santa Monica Canyon	Redondo Canyon-Channel System	Monterey Canyon	La Jolla Canyon	Capbreton Canyon
CANYON	Maximum canyon width (km)	2	2.4	12	15	32
	Depth range (m)	60-814	20-700	0 - >2.000	-	10-3.500
	Maximum relief (m)	150	390	1.700	110	-
AXIAL CHANNEL	Width (m)	120-925	33-318	-	50-300	70
	Sinuosity	1.2	1.7	-	1.4	-
	Length (km)	29,1	29,7	470	-	300
	Axial gradient (°)	1,5	1,3	1,8	1	5
CSBs	Wave length (m)	-	21-122	20-80	20-100	30-50
	Amplitude (m)	-	1 to 5	1 to 2,5	1 to 2	2 to 8
	Crest	-	concave down-canyon	Concave down-canyon	concave down-canyon	transversal
	Groups	-	4 to 28	4 to 20	4 to 20	-
	Length of the groups (km)	-	0,2 to 2	0,2 to 2	0,2 to 2	-
	Number	-	238	371	-	-

Table 2.4. Morphological parameters of Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems, together with those from Monterey, La Jolla and Capbreton canyons as a reference.

Chirp profiles show that the axial channel is partially in-filled by a seismic unit up to 30,5 ms (i.e., ~23 m) thick with either acoustically transparent or stratified seismic facies made of faint sub-parallel reflections (Fig. 2.18A and C). This unit overlies an irregular high-amplitude reflection that displays 100 m long incisions (Fig. 2.18A). Terraces in the canyon flanks are constituted by a >33 ms thick (>25 m) unit of well-stratified seismic facies often truncated at terrace limits (Fig. 2.18B). The Santa Monica Canyon mouth opens into a 925 m wide channel that displays a set of four buried scours on its SE side (Fig. 2.17E). These scours appear in the chirp profiles as spoon-shaped irregularities in the high-amplitude reflection that are smoothed by the acoustically transparent top unit, which has a thickness of ~7,8 m in this section (Fig. 2.18D).

2.2.4.2. Santa Monica large scours

In addition of the above described Santa Monica Canyon scours, a train of five large scours following a nearly N-S trend occur between 536 and 690 mwd on the open slope to the northwest of the lower canyon (Fig. 2.13B). They range from 240 to 830 m in width, from 300 to 600 m in length and from 32 to 52 m in headwall height (Fig. 2.16B). In plan view, these large scours display parallel to divergent limbs and a lunate depression at the base of the headwall scarp (Fig. 2.13B). The two shallowest large scours and the deepest one are made of a single headwall scarp, while the third and fourth large scours are formed by two scarps coalescing side-by-side (i.e., S3W and S3E, S4W and S4E in Fig. 2.13C). The sidewalls and the depressions display slopes of 1° to 6°, while the steepest gradients (7°-20°) occur on the headwalls. Chirp profiles show a transparent layer draping most of these large scours, which is underlain by an acoustically stratified unit (Fig. 2.18E). The transparent unit attains a maximum thickness of 19,4 ms (i.e., 13.7 m) in the depression of S4E scour. The sub-parallel and relatively high amplitude reflections constituting the stratified unit are truncated at the scour headwalls, outcropping in S1 (Fig. 2.18E).

2.2.4.3. The Redondo Canyon-Channel System

The Redondo Canyon incises the Los Angeles margin extending from the continental shelf at 20 mwd down to the base of slope at 587 mwd. The canyon mouth opens to two channels in the Redondo deep-sea fan in San Pedro basin, being directly connected to the eastern channel, which is traceable at least down to 700 mwd (Fig. 2.14).

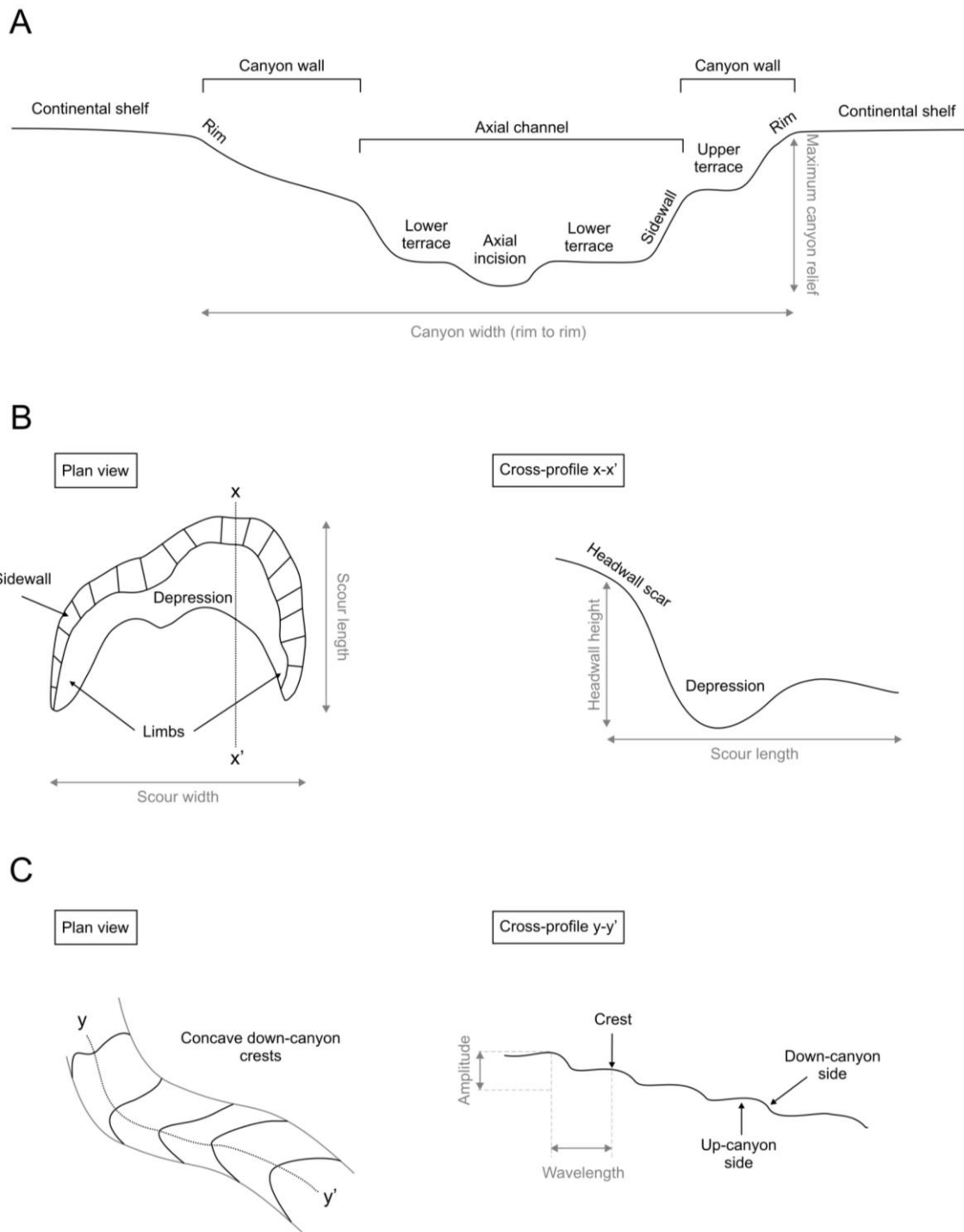


Figure 2.16. Schematic cross-section of a submarine canyon (A), and plan views and cross-sections of a scour (B) and a train of crescent-shaped bedforms (C) illustrating the terminology and main geomorphic parameters used in this study.

The Redondo Canyon

Redondo Canyon has a length of 29,7 km from the canyon head to the mouth (defined here as the eastern channel end, Fig. 2.14) and displays a highly sinuous axial channel (sinuosity index, 1,7). It has a maximum rim to rim canyon width of 2,4 km and a total relief from the rim down to the axial channel of up to 390 m (Table 2.4). It has a concave longitudinal profile (Fig. 2.15). AUV-based bathymetry data show CSBs and DCFS along the axial channel of Redondo Canyon, which is flanked by discontinuous terraces (see further down) (Figs. 2.19 and 2.20). The seafloor of the axial channel is dominated by trains of CSBs, which are defined as concave down-canyon crests with wavelengths between 21 and 98 m occurring in groups of 4 to 28 bedforms (Figs. 2.19 and 2.20, and Table 2.4). A total of 238 CSBs have been counted along the Redondo Canyon. The down-canyon side of CSBs is 1 to 5 m high in amplitude and relatively steep (between 2,5° and 13,4°), whilst the up-canyon side is longer and dips more gently down canyon (between 0,2° and 1,7°) (Fig. 2.16C). The wavelength of individual bedforms ranges from 21 to 122 m, while bedform trains are between 200 m and over 2 km long.

Chirp profiles resolve the internal layering of CSBs, showing a thin ~4 m stratified unit constituted by two to four parallel reflections overlying a basal inclined, opaque high amplitude reflection (Fig. 2.21). Diffraction hyperbolae produced by concave seafloor geometries are commonly visible separating bedforms (Fig. 2.21). Gently sloping discontinuous terraces located at various levels appear on the steep sidewalls of Redondo Canyon (Fig. 2.14). We have distinguished between upper and lower terraces according to their location with respect to the axial channel. Upper terraces are located at heights between 18 and 130 m over the axial channel, whereas lower terraces are located between 4 and 15 m (Figs. 2.14A, 2.19A and 2.20A, and C). Upper terraces are in general wider than lower terraces, which are more discontinuous, smaller and sparsely distributed. Slope gradient maps illustrate numerous small (< 1 m high) steps on the otherwise smooth surface of the terraces (Figs. 2.19B and 2.20D). In places the outside edges of the terraces display small steps and crescent-shaped concave down-canyon scarps that appear to be in continuity with downstream canyon axis CSBs (Fig. 2.19A). Terrace edges are seldom incised by small gullies (Fig. 2.20A). Two prominent DCFS incise the axial channel floor at 530 and 587 mwd (Fig. 2.20A and C). These are also identifiable in the along canyon profile (Fig. 2.15). The first DCFS is formed by two parallel incisions in the canyon axis, within which CSBs can be observed (Fig. 2.20B). The second DCFS cuts more than 15 m into the axial channel leading to the individualization of a lower terrace (Fig. 2.20D). This second DCFS is located very close to the opening of the Redondo Canyon into the Redondo Fan.

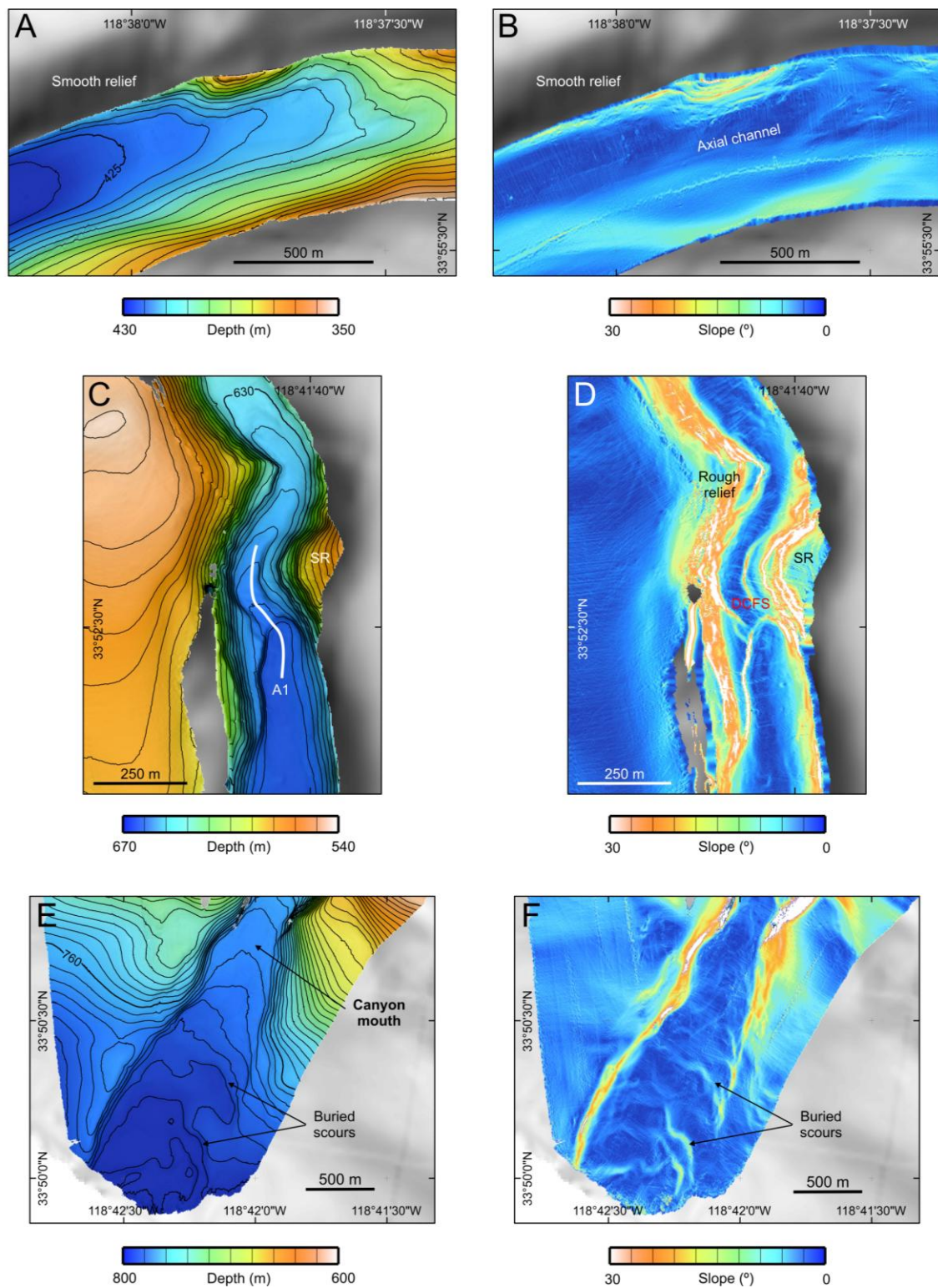


Figure 2.17. (A,C,E) Bathymetric maps (color) of selected sections along Santa Monica Canyon. Location of bathymetric cross-section (A1) in Fig. 2.15. Contours every 5 m. (B,D,F) Slope maps (color) of the same sections. Background (gray scale) slope data derived from Gardner et al. (2003). SR—stratified rock outcrops. See Fig. 2.13A for location.

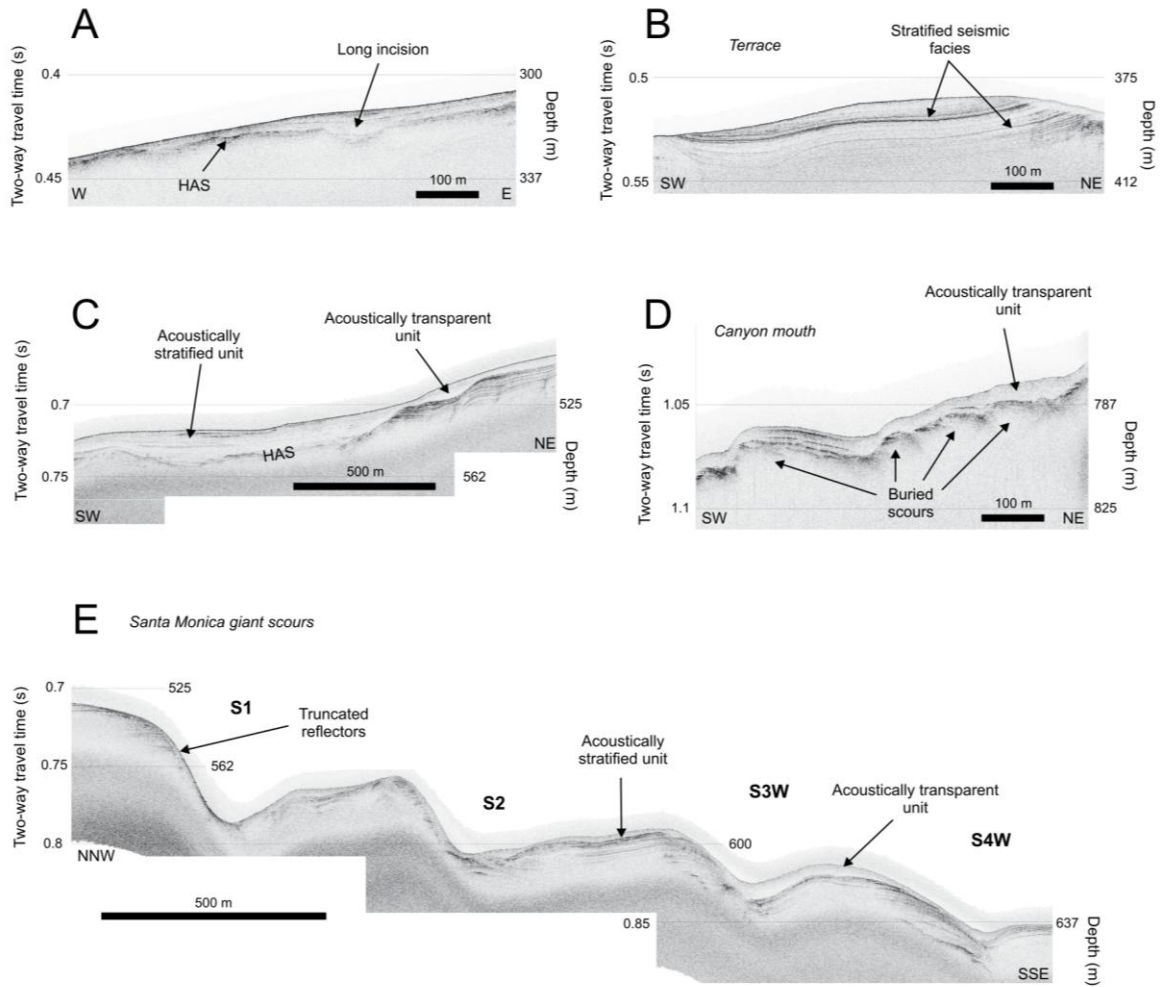


Figure 2.18. (A to E) Chirp profiles illustrating the sedimentary character of the Santa Monica axial channel, terraces and buried scour trains. Note the partially in-filled axial channel above an irregular high-amplitude reflection (HAR) and the truncated reflections at the headwalls and the thin acoustically transparent unit draping the scours. See Fig. 2.13A for location.

The Redondo Fan and sediment wave field

One distinct channel continuous with the Redondo axial channel extending out onto the Redondo fan has been identified and swath mapped (Fig. 2.14). This channel, to which we refer as the “eastern channel” from here onwards, is 500 m wide and more than 30 m deep with respect to the surrounding smooth fan floor. Southwest of the eastern channel, the general bathymetry published by Gardner et al. (2003) depicts another channel, referred to as the “western channel” (Fig. 2.14). Contrarily to its neighbor, the western channel is not connected to the axial channel of Redondo Canyon at present. The MCS profile across the Redondo Fan shows two lens-shaped fan lobes corresponding to the eastern and western channels. The eastern lobe lies on top of the left side of the western channel one (Fig. 2.22).

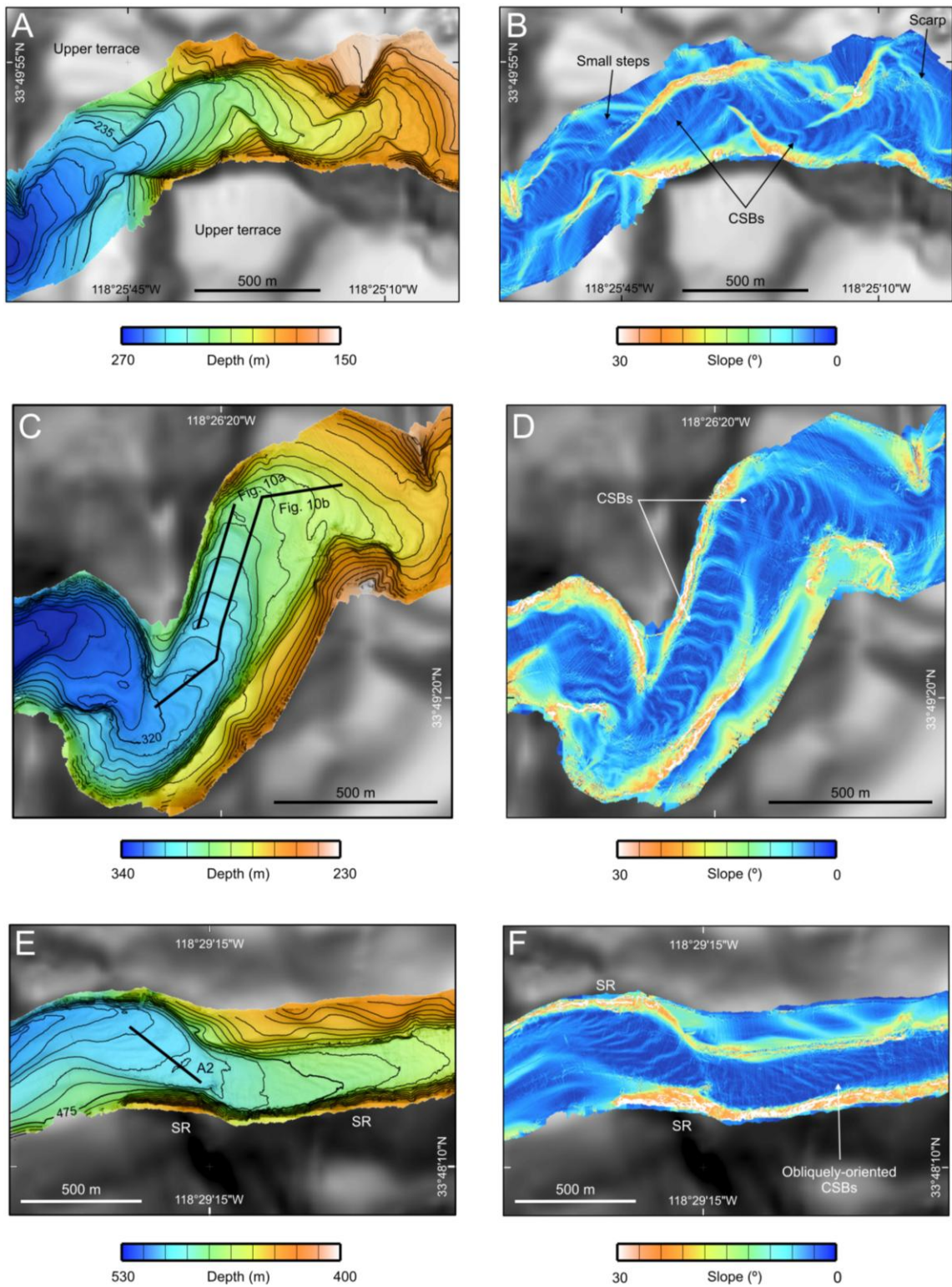


Figure 2.19. (A,C,E) Bathymetric maps (color) of selected sections along Redondo Canyon. Location of bathymetric cross-section (A2) in Fig. 2.15 and chirp profiles in Fig. 2.21 are provided. Contours every 5 m. (B,D,F) Slope maps (color) of the same sections. Background (gray scale) slope data derived from Gardner et al. (2003). CSBs—crescent-shaped bedforms; SR—stratified rock outcrops. See Fig. 2.14A for location.

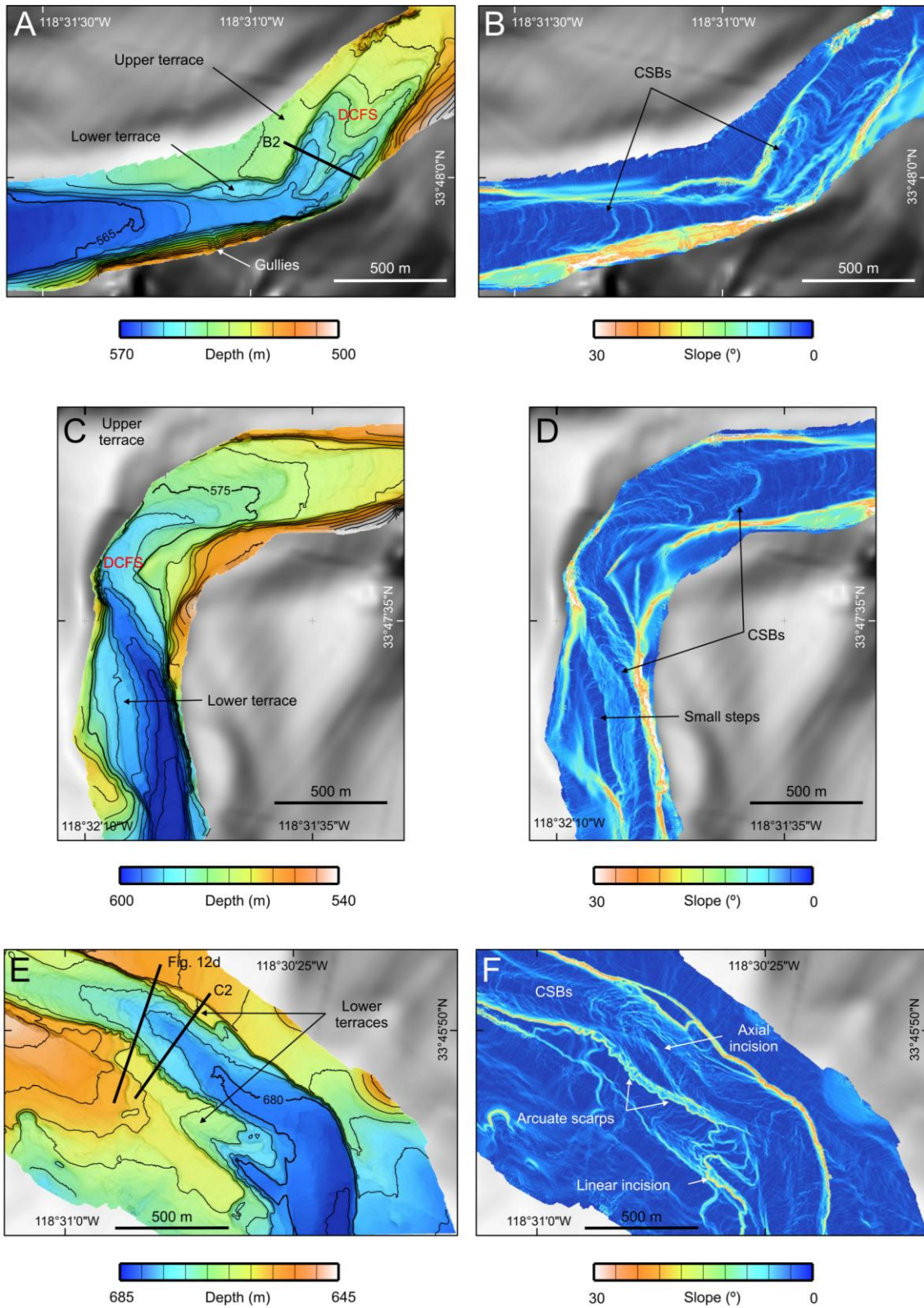


Figure 2.20. (A,C,E) Bathymetric maps (color) of selected sections along Redondo Canyon and eastern channel. Location of bathymetric cross-section (B2 and C2) in Fig. 2.15 and chirp profile in Fig. 2.23D are provided. Contours every 5 m. (B,D,F) Slope maps (color) of the same sections. Background (gray scale) slope data derived from Gardner et al. (2003) bathymetry. CSBs—crescent-shaped bedforms. See Fig. 2.14A for location.

The eastern channel makes an abrupt 90° left-turn at the canyon mouth before resuming a southeasterly course at the eastern limit of the Redondo Fan (Fig. 2.14B). Its floor is occupied by pervasive CSBs and flanked by a number of discontinuous lower terraces located between 7 and 22 m over the channel (Figs. 2.14C and 2.20E). The trace of CSBs along the channel floor is continuous (i.e., no group forming) and they are consistently oriented normal to the channel. Both the bathymetry and chirp data show a subdued axial incision within the channel (Figs. 2.15, 2.20F and 2.23D), which is continuous up canyon and connects to the DCFS observed upslope (Fig. 2.20C). Chirp profiles show that a very-high amplitude reflection with no sediment drape occupies the eastern channel floor. Some faint nearly horizontal reflections are visible below the seafloor (Fig. 2.23C).

The flanks of the eastern channel at the canyon mouth exhibit four different terraces (Fig. 2.14B): an arcuate terrace, a southern terrace, a northern terrace and an isolated terrace. The arcuate and the southern terraces are bounded by the >10 m high right levée crest (Figs. 2.14B, and 2.23A, B, and C). The surfaces of the terraces display different morphologies on slope gradient maps (Fig. 2.14B). Whereas the arcuate terrace is completely flat, the southern

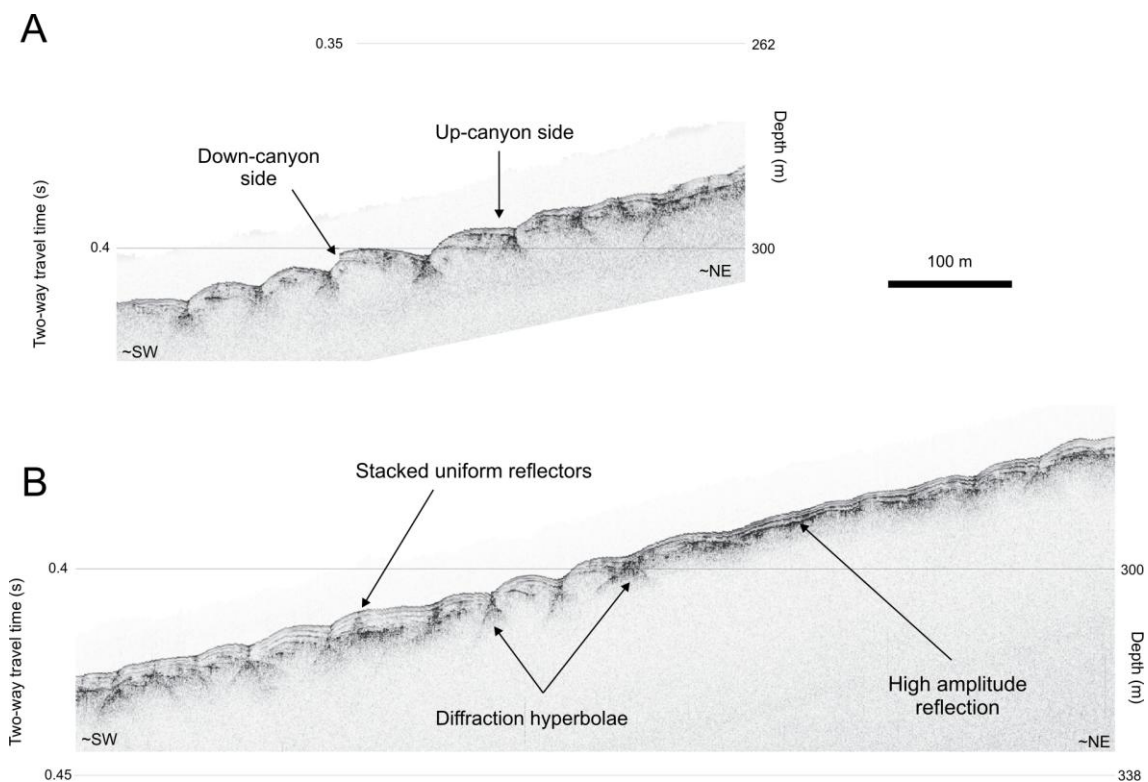


Figure 2.21. (A and B) Chirp profiles showing the internal structure of CSBs within Redondo Canyon. Note the thin-bedded high-amplitude reflections. See Figs. 2.14A and 2.19B for location.

terrace dips down-channel and displays smoothed CSBs, and the northern and the isolated terraces are occupied by CSBs with irregular crests (Fig. 2.14C). The outer edge of these terraces is typically sharp and dissected by arcuate scarps and linear incisions, especially on the northern terrace (Figs. 2.14C and 2.20F). Chirp profiles published by Normark et al. (2009b) and in Figure 2.23A resolve a unit of up to 7.5 m of thick-bedded reflections underlying the southern terrace. Contrastingly, the northern and the isolated terraces display a high amplitude opaque reflection (Fig. 2.23B and C). Away from the channel the well-bedded reflections of the levée wedge continue as undulating discontinuous reflections across a sediment wave field below a thin sediment drape (Fig. 2.23A, B and C).

West of the eastern channel, the Redondo Fan floor is characterized by the presence of a sediment wave field, which extends over an area of 1.5 km² (Fig. 2.14A). In plan view, the sediment waves are slightly arcuate, have a relief of 5 to 20 m, and display wavelengths of 190 to 220 m, as measured by Normark et al. (2009b). The sediment waves are higher and thicker next to the eastern channel levée and decrease with distance. The western channel can be traced for more than 12 km along the Redondo Fan in the ship-based bathymetry (Gardner et al., 2003). Normark et al. (2009b) interpreted it as formed by two main, partially buried channels, which were scoured by different linear trains of large heel-shaped and flute-shaped scours and tear-drop-shaped depressions (Fig. 2.14). Previous measurements performed by Normark et al. (2009b) have shown 150 to 200 m width and 30 m deep for the heel-shaped scours, 100 to 180 m length, 90 to 120 m width and 6 to 20 m deep for the flute-shaped

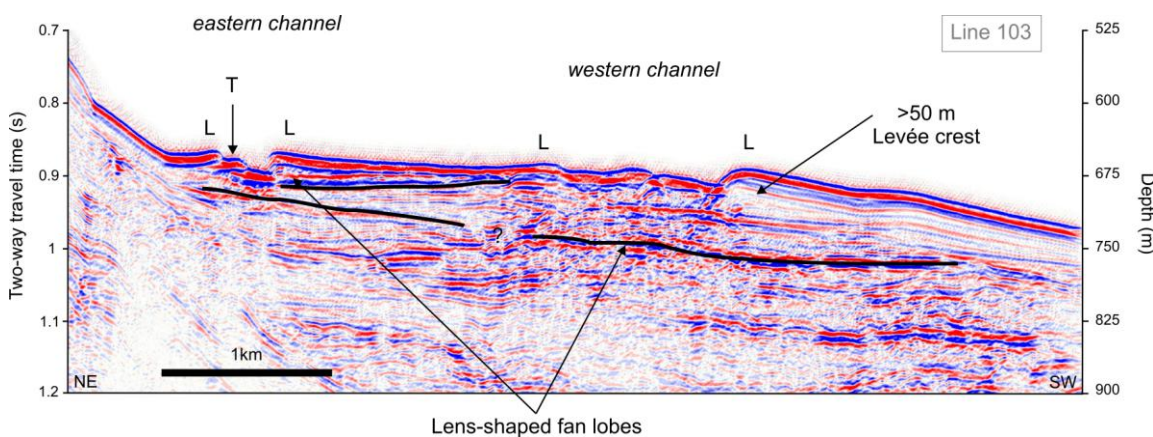


Figure 2.22. Multichannel seismic-reflection (MCS) profile across the Redondo Fan (Normark et al., 1999) illustrating the eastern and western channels and their associated lens-shaped fan lobes. L—levée; T—terrace. See Fig. 2.14A for location.

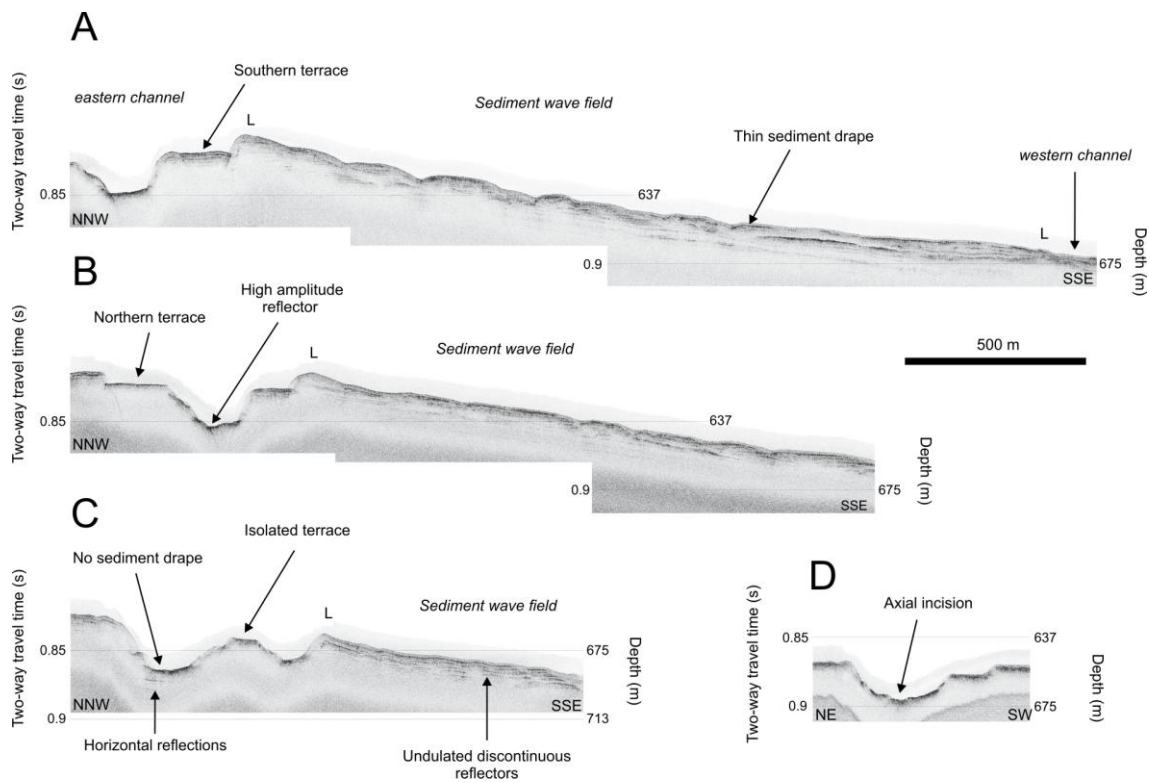


Figure 2.23. (A to D) Chirp profiles across the eastern channel and the sediment wave field in the Redondo Fan. Note the absence of sediment cover on the axial channel. L—levée. See Fig. 2.14A for location.

scours; and 100 to 200 m in length, 5 to 7 m deep and widths of 20 to 40 m for the tear-drop-shaped depressions. Chirp profiles and vibracores published by Normark et al. (2009b) have shown that these scours were draped by 1.5 m of hemipelagic mud since the last episode of sand deposition 850 years ago. The western channel is bounded by asymmetric levée crests that are > 50 m high (Fig. 2.22).

2.2.5. Discussion

2.2.5.1. The Santa Monica and Redondo axial channels

The axial channel of Santa Monica Canyon shows a relatively smooth, flat-bottomed and partially in-filled canyon floor compared to the axial channel of Redondo Canyon (Figs. 2.13A and 2.18). In general, it lacks either fresh erosional (e.g., gullies or DCFS) or depositional (e.g., CSBs) features. Chirp profiles show a high-amplitude reflection occurring at the base of the canyon sediment infill that can be followed throughout the entire canyon (Fig. 2.18). The overlying, acoustically transparent seismic-reflection package, which likely represents

hemipelagic mud that has settled out of suspension, suggests canyon abandonment. These observations indicate that the axial channel of Santa Monica Canyon is not experiencing widespread incision by downslope sediment gravity flows at present, but rather local readjustments as shown by knickpoints.

Normark et al. (2006) identified a reflection ~10 m below the Santa Monica Canyon floor, which they attributed to the Marine Isotope Stage (MIS) 6 lowstand (130 ky). We suspect that both the high-amplitude reflection and the reflection identified by Normark et al. (2006) are the same. In agreement with that, canyon infill observed in chirp profiles would encompass Late Pleistocene and Holocene deposits. In general, chirp profiles show a decrease in the thickness of these deposits along the canyon (Fig. 2.18A, B, C and D). In agreement with that, Normark et al. (2009a) also observed the same tendency for the Holocene deposits along the California Continental Borderland, likely as a result of greater distance from coast and terrigenous sediment supply.

The axial channel of Redondo Canyon is much rougher than Santa Monica's due to the presence of CSBs and DCFS (Figs. 2.14, 2.19 and 2.20). The CSBs are morphologically similar (e.g., wave length, amplitude, group forming) to those described within Monterey, Carmel and La Jolla submarine canyons (Paull et al., 2011, 2013), thus suggesting shaping by similar processes (Table 2.4). CSBs seem to be relatively common features on the seafloor of active canyons (Mazières et al., 2014), and their origin and development has been attributed to cyclic steps of supercritical turbidity currents (Smith et al., 2007; Xu et al., 2008; Paull et al., 2010, Cartigny et al., 2011). Chirp profiles shown in this study have also resolved reflections beneath the CSBs (Fig. 2.21). The significance of these observations will be discussed below (cf. Section 5.5). The occurrence of two DCFS disrupting Redondo's concave longitudinal profile (Fig. 2.15) and the lack of sediment drape on the axial channel indicate that canyon incision is an ongoing process within the Redondo Canyon-Channel System (Figs. 2.19, 2.20 and 2.23). Nardin (1983) and Normark et al. (2009b) interpreted that canyon incision is the result of the recurrent passage of multiple sediment gravity flows.

2.2.5.2. The Redondo Fan channels

The different morphologies illustrated by the new AUV-based multibeam data suggest that the evolution of the western and eastern channels in the Redondo Fan differs substantially (Fig. 2.14). The rough relief and the more than 30 m incision of the eastern channel into the fan

sediments markedly contrast with the smooth relief and partially buried character of the western channel. Like the active Redondo Canyon, the eastern channel exhibits CSBs, small incisions and lower terraces (Figs. 2.14 and 2.20F). In fact, the continuity of Redondo Canyon and the eastern channel onto Redondo Fan presumably allows funneling sediment gravity flows preferentially into the eastern channel. Moreover, chirp profiles show no hemipelagic mud drape on the eastern channel floor, and are otherwise characterized by a very-high amplitude reflection probably indicative of relatively coarse-grained sediments (Normark et al., 2009b; Fig. 2.23). Conversely, the western channel exhibits a set of linear scours and depressions that are draped by 1,5 m of hemipelagic mud suggesting recent lack of activity (Normark et al., 2009b). Based on radiocarbon dating, Normark et al. (2009b) demonstrated that the CSBs in the eastern channel were not formed during the same event as the large scours and depressions in the western channel (Fig. 2.14). Normark et al. (2009b) suggested that the sediment wave field and the large scours and depressions of the western channel are the result of turbidity currents that were large enough to overflow the eastern channel by flow stripping. In addition, the MCS profile reveals that the eastern fan lobe constitutes the most recent unit in the Redondo Fan (Fig. 2.22), lying on top of the western one (Fig. 2.22).

2.2.5.3. Distribution of terraces

Terraces are noticeably more frequent on the flanks of Redondo Canyon compared to Santa Monica Canyon. These features are indicative of different degrees of canyon incision over time (Hagen et al., 1994; Deptuck et al., 2003). While upper terraces could be related to dramatic excavations of former canyon infillings, the lower terraces would represent the remains of the last stages of canyon incision. The absence of lower terraces within Santa Monica Canyon suggests that it has not experienced a recent generalized axial incision (Fig. 2.13). In contrast, the large number of lower terraces along the Redondo Canyon likely is an expression of recent axial incision. Basal erosion leading to loss of support, destabilization and landsliding generate the arch-shaped scarps and gullies occurring along the outside edges of the terraces, as suggested by plan view imagery (Figs. 2.14B, 2.19A and 2.20A, and C). Up-flank development of gullies due to successive retrogressive failures led to linear incisions cutting into the edges of the terraces (Figs. 2.14B and 2.20A, and C).

Chirp profiles show that some of the lower terraces in the Redondo Canyon have accumulated hemipelagic mud, others terraces have not, notably the terraces located in the inside sharp

turn of Redondo eastern channel (Fig. 2.23). Slope gradient maps and chirp profiles show CSBs also occur on the surface of some terraces (Figs. 2.14C and 2.23). The arcuate and southern terraces are flat topped and display smoothed sediment waves, respectively. Thick package of seismic reflections characterizing the upper 7,5 m of the sedimentary column suggest overbank deposition (Fig. 2.23A and B).

2.2.5.4. Longitudinal profiles, knickpoints and DCFS in submarine canyons

Longitudinal profiles within submarine canyons can display either convex or concave curvatures or a mix of them (Mitchell et al., 2005; Gerber et al., 2009; Covault et al., 2011; Amblas et al., 2012). Nevertheless, in more detail, small discontinuities such as knickpoints suggest changes in the base level, tectonic motion or lithological resistance (Mitchell et al., 2006; Amblas et al., 2011). The morphologic anomalies (i.e., knickpoints and DCFS) in canyon long profiles indicate that neither Santa Monica nor Redondo canyons are in equilibrium in terms of balance between erosion and deposition. Gerber et al. (2009) pointed out that the shape of submarine canyons long profile could be convex or concave by considering the balance of sediment supply and transport. Morphologic anomalies such as knickpoints or DCFS are indicative that the submarine canyon is getting a new base level (i.e., deepest point of the long profile) above or below the current one. The Santa Monica Canyon long profile reveals six knickpoints and one DCFS (Fig. 2.15). These knickpoints and the DCFS disrupt the overall convex profile of Santa Monica Canyon, and may reflect an intermediate stage of canyon adjustment to the base level lowering of the deepest section, below 655 m, which shows a concave profile. The absence of downslope sediment gravity flows within the canyon has led to their preservation. In the Redondo Canyon, AUV mapping has imaged DCFS similar to those previously described in Monterey and La Jolla axial channels (Paull et al. 2011, 2013). In this case, the longitudinal profile below the deepest DCFS (Fig. 2.20C) is in equilibrium, with the eastern channel marking the boundary between the adjusted and unadjusted reaches of the canyon-channel system (Fig. 2.15).

2.2.5.5. The role of turbidity currents in bedform development

The Santa Monica and Canyon-Channel Systems exhibit numerous trains of bedforms in the axial channel, the terraces and the backslope of levées of the deep-sea fan (Figs. 2.13B and 2.14B). Previous studies in the area inferred that sediment gravity flows played a determinant role in canyon and channel development (Haner, 1971; Nardin, 1983; Normark et al., 2009a,

b). The new high-resolution AUV data presented here show morphological evidence of erosion and deposition due to the passage of turbidity currents.

Turbidity currents have been described to produce rhythmic seafloor bedforms by repetitive hydraulic jumps, so-called “cyclic steps” (Winterwerp et al., 1992; Parker, 1996; Fildani et al., 2006; Kostic et al., 2010, Kostic, 2011). The term “cyclic steps” was coined by Parker (1996) to describe a train of upstream-migrating bed undulations over an erodible floor (Fig. 2.24A). These type of sediment waves are bounded by hydraulic jumps over which the flow makes a rapid conversion from shallow, swift supercritical flow ($Fr > 1$) to deep, tranquil subcritical flow ($Fr < 1$) (Sun and Parker, 2005; Taki and Parker, 2005). The structure of the cyclic steps is schematized in Figure 2.24B, where each step is shown to be divided into two parts bounded by a point where $Fr = 1$ resulting in an upstream subcritical side with net sediment deposition and a downstream supercritical side with net sediment erosion (Parker and Izumi, 2000). In general, cyclic steps can be classified as net depositional (turbiditic sediment waves) or net erosional (scour holes), depending on whether the prevalent process across bedforms is deposition or erosion.

Crescent-shaped bedforms

Repetitive trains of CSBs floor the Redondo Canyon-Channel System along its axial channel. These features have been described within the Monterey, La Jolla and Capbreton submarine canyons (Smith et al., 2005; Paull et al., 2010, 2011, 2013; Mazières et al., 2014) and the San Mateo canyon-channel system (Covault et al., 2014). They also are known to occur in the Hueneme, Mugu and Carmel submarine canyons (Paull et al., 2008). We suspect that other active submarine canyons worldwide contain CSBs although these features have not been imaged yet due to the lack of high-resolution data obtained with advanced acquisition systems such as AUVs. The comparison between repeated multibeam mapping surveys within the Monterey and Capbreton canyons showed that CSBs are ephemeral features that can form, disappear and reform over days, as their location and shape change considerably between successive surveys (Smith et al., 2005, 2007; Mazières et al., 2014). Nevertheless, the migration direction of these bedforms in those canyons can be controversial, as illustrated by Smith et al. (2007) who inferred down-canyon migration and Mazières et al. (2014) who proposed up-canyon migration. Their formative mechanism remains poorly known too, though their morphology resembles cyclic steps in turbidity currents (Cartigny et al., 2011; Kostic, 2011). In the Squamish prodelta (British Columbia), turbidity currents triggered by repeated

mass wasting are funneled down-slope through three submarine channels where CSBs develop (Hughes-Clarke et al., 2012a, b).

The internal structure of CSBs has been previously illustrated in the Monterey Canyon (Fildani et al., 2006; Paull et al., 2010) and in the San Mateo canyon-channel system (Covault et al., 2014). Chirp profiles from the floor of Redondo Canyon reveal the internal structure of the CSBs (Fig. 2.21A). Here a stratified unit overlies a high amplitude reflection. The layering within the uppermost unit slightly dips towards the up-canyon side and appears truncated along the steep down-canyon side of the largest bedforms (Fig. 2.21A), while it seems fairly continuous in the smaller bedforms. This internal structure is consistent with the model proposed by Sun and Parker (2005), Kostic and Parker (2006), Cartigny et al. (2011) and Kostic (2011), where supercritical flows ($Fr > 1$) promote erosion on the down-canyon side whereas deposition from subcritical flows ($Fr < 1$) occurs on the up-canyon side (Fig. 2.24B). The possibility that the

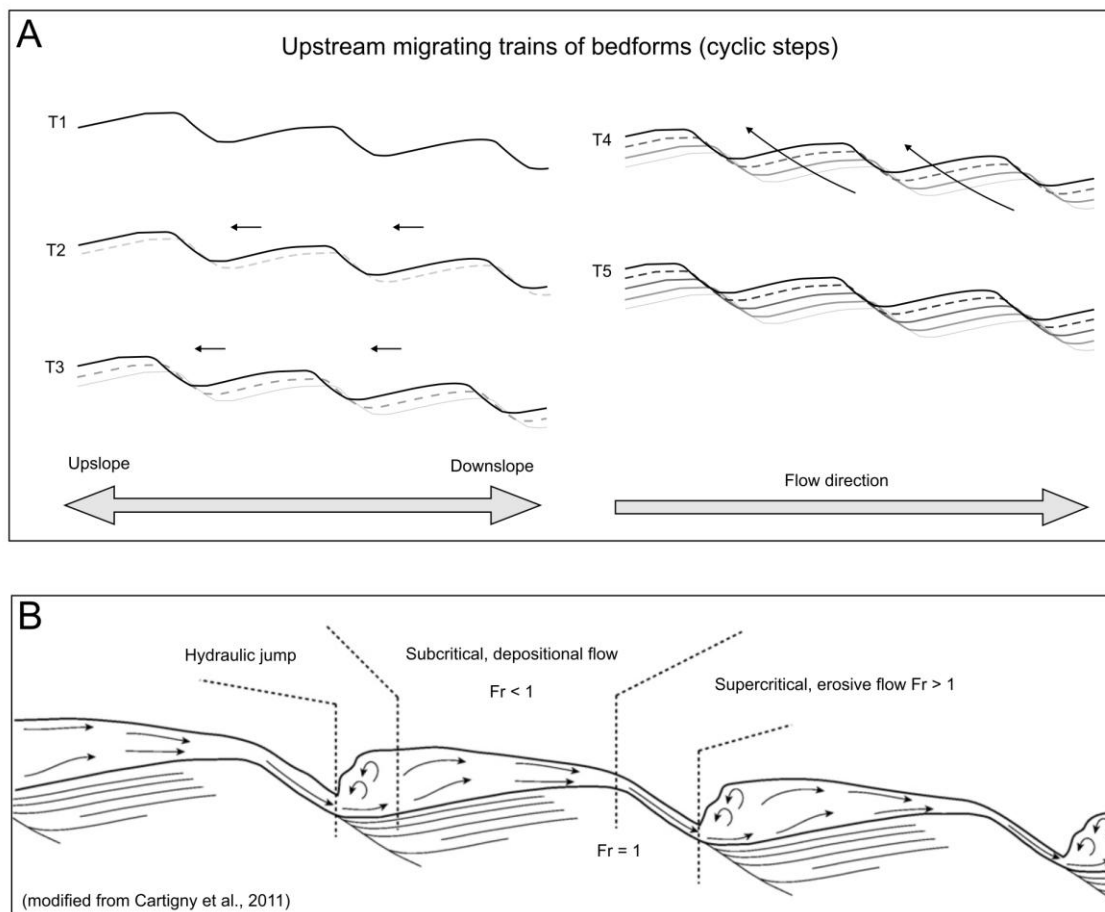


Figure 2.24. (A) Sketch illustrating the upstream migration of three bedforms due to the passage of turbidity currents over time (T1 to T5). (B) Schematic drawing showing the behavior of a turbidity current along a train of bedforms.

present morphology is purely inherited from the shape of the high amplitude reflection and that the stratified unit is merely a recent homogeneous drape can be discarded based on the presence of the truncations in the stratified unit. The presence of layered seismic-reflection packages also suggests turbidity current activity. The lack of truncations in each bedform indicates the inability of the supercritical part of the flow in some bedforms to erode, but its ability to prevent deposition. The imbalance between erosion/non-deposition and deposition produces the upslope migration of the CSBs. Sections distinguished by stacked uniform reflections (Fig. 2.21) imply areas with minimal migration for some CSBs. We interpret CSBs as cyclic steps based on high-resolution imagery and supported by the above-mentioned numerical modeling studies of cyclic steps.

Scours and sediment waves

The Santa Monica scours and the Redondo Fan sediment waves are comparable to those described in Monterey East System (Fildani et al., 2006), where the formation of cyclic steps (i.e., scours and sediment waves) has been attributed to supercritical turbidity currents undergoing hydraulic jumps after flow stripping. The occurrence of cyclic steps has also been recognized in Eel Canyon (Lamb et al., 2008), Horseshoe Valley (Duarte et al., 2010), Agadir and Setúbal canyons and Whittard Channel (Macdonald et al., 2013) and in San Mateo Channel (Covault et al., 2014).

Based on the existing and preserved morphologies, we propose the scenario illustrated by Peakall et al. (2000) in Figure 2.25 for the development of cyclic steps in these settings. The starting point is a confined sediment-laden gravity flow descending along the axial channel and approaching a sharp bend (Fig. 2.25A). At the bend, if the flow is thicker than the confinement height, flow stripping can occur (Piper and Normark, 1983; Peakall et al., 2000; Fildani et al., 2006) (Fig. 2.25B) by spillover of the upper part of the flow containing fine-grained sediment. The lower part of the flow, coarser-grained, would continue moving down the axial channel (Peakall et al., 2000). As the stripped turbidity current spills over the outer levée or canyon/channel flank, it can result in the formation of net depositional or net erosional cyclic steps due to repeated hydraulic jumps (Fig. 2.25C and D). Numerical modeling and simulations of the behavior of sediment-laden flows in continental slope settings support our interpretation (R.S. Jacinto, unpublished data). Because cyclic steps are a morphodynamic feature of the interaction between turbidity currents and the seafloor, morphodynamic numerical modeling can provide more support for their interpretation (Fildani et al., 2006; Kostic, 2011; Covault et al., 2014). We emphasize that the two areas containing large scours

and sediment waves in Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems are located immediately after sharp bends in the canyon axes.

Once the waveform topographic expression is initially established, the subsequent bedforms migrate upslope as a result of recurring stripped turbidity currents (Fildani et al., 2006; Kostic et al., 2010). Net erosional Santa Monica scours generally lack internal structure that documents their upslope migration. This migration is shown in the net depositional Redondo Fan sediment waves (Figs. 2.18E and 2.23D). The large scours of Santa Monica slope and the Redondo western channel are at present draped by a homogeneous acoustically transparent layer that thickens within the scour depressions, suggesting that they are not currently active. This observation supports Normark et al. (2009b) dating of 850 years for the heel-shaped scours in the Redondo western channel.

2.2.5.6. Canyon activity and evolution

The contrasting morphologies in the axial channels of Santa Monica and Redondo canyons are the result of a different recent erosional and depositional evolution. Results presented in this study suggest that Santa Monica Canyon has been dominated by hemipelagic mud settling out of suspension since the Santa Monica shoreline transgressed during the Holocene, whereas Redondo Canyon has remained active in terms of sediment transport. Whereas morphologies indicative of sediment transport remain fresh in Redondo Canyon, in Santa Monica Canyon these are currently draped by more than 10 m of hemipelagic mud suggesting the recent absence of sediment gravity flows and thus inactivity (Fig. 2.18).

In comparison with other predominantly erosive submarine canyons such as Andøya Canyon in the Norwegian margin (Laberg et al., 2007), Nazaré Canyon in the Western Iberian margin (Lastras et al., 2009) or Cook Strait Canyon in the central New Zealand margin (Mountjoy et al., 2009), the Redondo Canyon is shorter, shallower, unbranched and not dissected by canyon flank gullies. These observations, together with the enlargement of the Redondo Canyon by mass wasting as published by Gardner et al. (2003), suggest that Redondo Canyon is in a relatively initial phase of canyon development, compared for example to Monterey Canyon, which displays a large number of gullied branches configuring a large submarine drainage system and is four times wider and more incised into the continental slope than the Redondo Canyon (Table 2.4).

Regarding the external factors controlling canyon activity and evolution, distance from the coast has played a role in the history of Santa Monica Canyon and Redondo, as pointed out for other canyon systems elsewhere (e.g., Inman et al., 1976; Covault et al., 2007; Normark et al., 2009a; Covault and Graham, 2010). Even though the studied canyons are not connected to river mouths at present, Redondo Canyon is noticeably active in terms of sediment transport because the proximity of its head to the coastline allows intercepting the littoral sediment drift

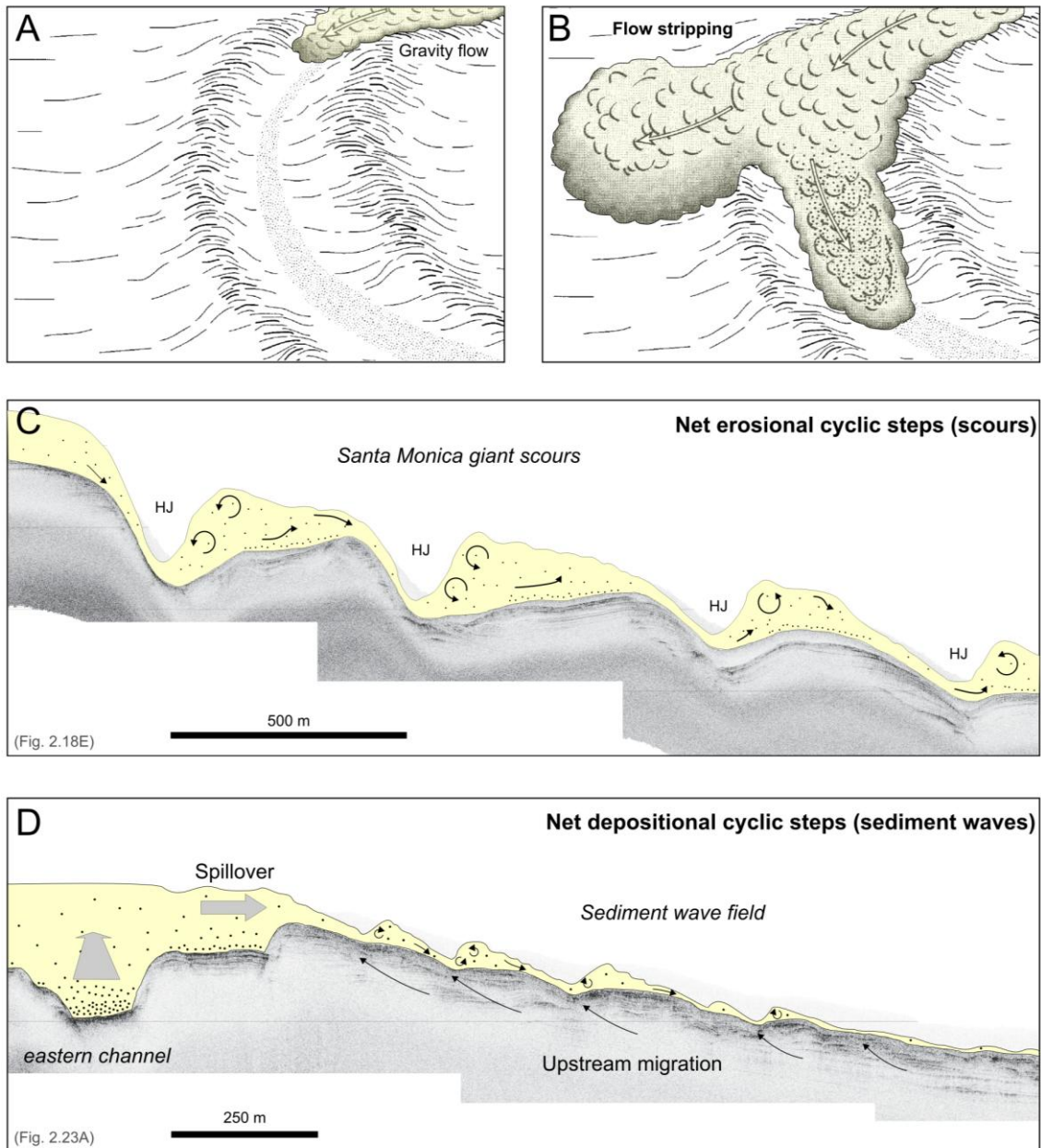


Figure 2.25. (A and B) Illustrations of a gravity flow over a sharp bend subject to flow stripping (modified from Peakall et al., 2000). See text for detailed explanation. (C) Erosional stripped flow over the large Santa Monica slope scours. (D) Flow stripping taking place at the sharp bend of the eastern channel. HJ—hydraulic jump.

(Inman et al., 1976; Rice et al., 1976; Nardin et al., 1981; Normark et al., 1998; Covault et al., 2007; Normark et al., 2009a; Covault and Graham, 2010). Conversely, the head of Santa Monica Canyon is in a mid shelf location, apparently disconnected from the littoral drift or other sediment sources, and thus only small amounts of sediment might enter the canyon by its head. This situation was markedly different during sea-level lowstands, when Santa Monica Canyon intersected the coastline and was thus in a position able to capture sediment transported by southward-directed littoral currents. This affirmation is supported by the presence of large scours adjacent to the lower canyon and the preserved knickpoints in the stratigraphic record. In addition, during sea-level lowstands, the ancestral Los Angeles River mouth (now represented by Ballona Creek) was directly feeding Santa Monica Canyon (Gardner et al., 2003; Normark et al., 2006). We hypothesize that if the shoreline would regress to the shelf edge, and sediment would be directly supplied into the canyon head, the canyon would become active again. This change could generate a widespread adjustment of the canyon long profile through erosion and deposition. Depending on the interaction between turbidity currents and the inherited seafloor morphology, we speculate that previous bedforms could be mostly obliterated, except those located in areas that remain inactive (i.e., on top of abandoned lobes or terraces). Preservation of bedforms between sea-level change cycles and in the stratigraphic record would then be scarce.

2.2.6. Conclusions

High-resolution AUV-based multibeam bathymetry and chirp data have been obtained along the axial channels of Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems, in Santa Monica Bay, offshore California. The data show a wide variety of morphologies bringing new insight on canyon activity and evolution. Despite their proximity, the two canyons have evolved in different ways mostly in response to distance from the coast, which combined with sea-level changes and river supply controls sediment availability and the passage, frequency and characteristics of sediment gravity flows entering the canyons. On the one hand, Santa Monica Canyon displays changes in canyon orientation, a partially convex longitudinal profile disrupted by six knickpoints and a DCFS, and a generally flat-bottomed partially in-filled axial channel with no axial incision. The canyon has neither lower terraces nor significant sediment bedforms. Overall, these features indicate that Santa Monica Canyon is in-filling and thus, not active for sand transport. On the other hand, Redondo Canyon-Channel System is deeply incised into the continental shelf, with its head at short distance from the present-day coastline. It displays steep canyon walls and a sinuous axial channel that connects to the

leveed eastern channel of Redondo Fan. The detailed AUV-based bathymetric data show widespread trains of CSBs along the axial channel, lower terraces and punctual DCFS, whose development is related to the recurrent passage of sediment gravity flows.

The detailed morphology and internal structure provided by the AUV data also suggest that the sediment bedforms lying on the seafloor of Santa Monica and Redondo Canyon-Channel Systems are likely formed by cyclic steps in turbidity currents. From the analogy between the internal structure of the CSBs observed in the Redondo axial channel and those obtained by Sun and Parker (2005), Kostic and Parker (2006), Cartigny et al. (2011) and Kostic (2011) models we infer that these CSBs are the result of an alternation of supercritical and subcritical flows. The upstream migration according to this hydrodynamic process seems to be minimal for our CSBs, as indicated by significant thickening of stacked uniform reflections. Nevertheless, comparisons between successive AUV-based bathymetric surveys like those performed in the Monterey Canyon (Smith et al., 2007) are required to strengthen this interpretation. In regards to the development of large scours and sediment waves we propose a scenario in which sediment-laden gravity flows are stripped when encountering sharp bends along the canyon or channel course. This leads to morphodynamic interactions that cause the stripped flow to spill over the canyon flank or outer levée thus producing a series of scours or sediment waves depending on whether the prevalent process across bedforms is deposition or erosion.

2.2.7. Acknowledgements

Support provided by The David and Lucile Packard Foundation to undertake this research is warmly acknowledged. This work was also supported by DOS MARES (CTM2010-21810-C03-01), NUREIEV (CTM2013-44598-R) and GRACCIE CONSOLIDER (CSD2007-00067) research projects of the Spanish RTD program. Generalitat de Catalunya “Suport als Grups de Recerca de Catalunya” grant 2014 SGR 1068 to GRC Geociències Marines is also acknowledged. Special thanks are given to the crews of R/V Zephyr, R/V Western Flyer and the MBARI AUV Operations Group. Xavier Tubau was supported by a FPU grant from the Spanish government. Comments and suggestions of reviewer J.A. Covault as well as editor M. Rebesco greatly helped to improve the final version of this paper.

2.2.8. References

Ambias, 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.

Ambias, 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, 543–546.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology* 19, 445–467.

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.

Cacchione, D.A., Pratson, L.F., Ogston, A.S., 2002. The shaping of continental slopes by internal tides. *Science* 296, 724–727.

Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354–357.

Canals, M., Company, J.B., Martin, D., Sanchez-Vidal, A., Ramirez-Llodra, E., 2013. Integrated study of Mediterranean deep canyons: novel results and future challenges. *Progress in Oceanography* 118, 1–27.

Caress, D.W., Chayes, D.N., 1996. Improved processing of Hydrosweep DS Multibeam Data on the R/V Maurice Ewing. *Marine Geophysical Researches* 18, 631–650.

Caress, D.W., Thomas, H., Kirkwood, W.J., McEwen, R., Henthorn, R., Clague, D.A., Paull, C.K., Paduan, J., Maier, K.L. 2008. High-resolution multibeam, sidescan, and subbottom surveys using the MBARI AUV D. Allan, B. In: Reynolds, J.R., Greene, H.G. (Eds.), *Marine Habitat*

Mapping Technology for Alaska: Fairbanks, University of Alaska, Alaska Sea Grant College Program, pp. 47–69.

Cartigny, M.J.B., Postma, G., van den Berg, J.H., Mastbergen, D.R., 2011. A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling. *Marine Geology* 280, 40–56.

Covault, J.A., Normark, W.R., Romans, B.W., Graham, S.A., 2007. Highstand fans in the California Borderland: The overlooked deep-water depositional systems. *Geology* 35, 783–786.

Covault, J.A., Graham, S.A., 2010. Submarine fans at all sea-level stands: Tectono-morphologic and climatic controls on terrigenous sediment delivery to the deep sea. *Geology* 38, 939–942.

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.

Covault, J.A., Kostic, S., Paull, C.K., Ryan, H., Fildani, A., 2014. Submarine channel initiation, filling, and maintenance from sea-floor geomorphology and morphodynamic modeling of cyclic steps. *Sedimentology* 61, 1031–1054.

Crouch, J.K., Suppe, J., 1993. Late Cenozoic tectonic evolution of the Los Angeles Basin and inner California borderland: A model for core complex-like crustal extension. *Geological Society of America Bulletin* 105, 1415–1434.

Deptuck, M.E., Steffens, G.S., Barton, M., Pirmez, C., 2003. Architecture and evolution of upper fan channel-belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea. *Marine and Petroleum Geology* 20, 649–676.

Dolan, J.F., Sieh, K., Rockwell, T.K., Yeasts, R.S., Shaw, J., Suppe, J., Huftile, G.J., Gath, E.M., 1995. Prospects for larger or more frequent earthquakes in the Los Angeles metropolitan region. *Science* 267, 199–205.

Duarte, J.C., Terrinha, P., Rosas, F.M., Valadares, V., Pinheiro, L.M., Matias, L., Magalhães, V., Roque, C., 2010. Crescent-shaped morphotectonic features in the Gulf of Cadiz (offshore SW Iberia). *Marine Geology* 271, 236–249.

Duffy, G.A., Lundsten, L., Kuhnz, L.A., Paull, C.K., 2014. A comparison of megafaunal communities in five submarine canyons off Southern California, USA. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 104, 259–266.

Fildani, A., Normark, W.R., Kostic, S., Parker, G., 2006. Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves. *Sedimentology* 53, 1265–1287.

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. *Marine Environmental Research* 56, 15–46.

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.

Hagen, R.A., Bergersen, D.D., Moberly, R., Colbourn, W.T., 1994. Morphology of a large meandering submarine canyon system on the Peru-Chile forearc. *Marine Geology* 119, 7–38.

Hampton, M.A., Karl, H.A., Murray, C.J., 2002. Acoustic profiles and images of the Palos Verdes margin: implications concerning deposition from the White's Point outfall. *Continental Shelf Research* 22, 841–857.

Haner, B.E., 1971. Morphology and sediments of Redondo submarine fan, southern California. *Geological Society of America Bulletin* 82, 2413–2432.

Haner, B.E., Gorsline, D.S., 1978. Processes and morphology of continental slope between Santa Monica and Dume submarine canyons, southern California. *Marine Geology* 28, 77–87.

Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285, 69–86.

Hughes Clarke, J.E., Brucker, S., Muggah, J., Hamilton, T., Cartwright, D., Church, I., Kuus, P., 2012a. Temporal progression and spatial extent of mass wasting events on the Squamish prodelta slope. 11th International Symposium on Landslides 2012, Conference Proceedings, pp. 6.

Hughes Clarke, J.E., Brucker, S., Muggah, J., Church, I., Cartwright, D., Kuus, P., Hamilton, T., Pratomo, D., Eisan, B., 2012b. The Squamish Prodelta: Monitoring Active Landslides and Turbidity Currents. Canadian Hydrographic Conference 2012, Proceedings, pp. 15.

Inman, D. L., Nordstrom, C.E., Flick, R.E., 1976. Currents in submarine canyons: an air-sea-land interaction. *Annual Reviews of Fluid Mechanics* 8, 275–310.

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.

Kostic, S., Sequeiros, O., Spinewine, B., Parker, G., 2010. Cyclic steps: A phenomenon of supercritical shallow flow from the high mountains to the bottom of the ocean. *Journal of Hydro-environmental Research* 3, 167–172.

Kostic, S., 2011. Modeling of submarine cyclic steps: controls on their formation, migration and architecture. *Geosphere* 7, 294–304.

Laberg, J.S., Guidard, S., Mienert, J., Vorren, T.O., Hafliðason, H., Nygård, A., 2007. Morphology and morphogenesis of a high-latitude canyon; the Andøya Canyon. Norwegian Sea. *Marine Geology* 246, 68–85.

Lamb, M.P., Mohrig, D., 2009. Do hyperpycnal-flow deposits record river-flood dynamics? *Geology* 37, 1067–1070.

Lamb, M.P., Parsons, J.D., Mullenbach, B.L., Finlayson, D.P., Orange, D.L., Nittrouer, C.A., 2008. Evidence for superelevation, channel incision, and formation of cyclic steps by turbidity currents in Eel Canyon, California. *Geological Society of America Bulletin* 120, 463–475.

Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Amblas, D., Ivanov, M., Droz, L., Dennielou, B., Fabres, J., Schoolmeester, T., Akhmetzhanov, A., Orange, D., García-García, A., 2007. A walk down the Cap de Creus canyon, northwestern Mediterranean Sea: recent processes inferred from morphology and sediment bedforms. *Marine Geology* 246, 176–192.

Lastras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Hühnerbach, V., Canals, M., 2009. Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology* 103, 310–329.

Macdonald, H.A., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Peakall, J., Masson, D.G., Weaver, P., McPhail, S.D., 2013. New insights into the morphology, fill, and remarkable longevity (>0.2 m.y.) of modern deep-water erosional scours along the northeast Atlantic margin. *Geosphere* 7, 845–867.

Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., Mallet, C., 2014. High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling. *Marine Geology* 351, 1–12.

McNeilan, T.W., Rockwell, T. K., Resnick, G.S., 1996. Style and rate of Holocene slip, Palos Verdes fault, southern California. *Journal of Geophysical Research* 101, 8317–8334.

Migeon, S., Savoye, B., Faugeres, J.C., 2000. Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levée evolution. *Sedimentary Geology* 133, 265–293.

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.

Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1988. Where do channels begin? *Nature* 336, 232–234.

Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi margin, New Zealand. *Marine Geology* 260, 45–68.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at mouths of rivers during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103, 285–299.

Nardin, T.R., 1983. Late Quaternary depositional systems and sea level change; Santa Monica and San Pedro basins, California Continental borderland. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 67, 1104–1124.

Nardin, T., Osborne, R.H., Bottjer, D.J., Schneidermann, R.C., 1981. Holocene sea level curves for Santa Monica shelf, California continental borderland. *Science* 213, 331–333.

Nittroauer, C.A., Wright, L.D., 1994. Transport of particles across continental shelves. *Reviews of Geophysics* 32, 85–113.

Normark, W.R., 1970. Growth patterns of deep-sea fans. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 54, 2170–2195.

Normark, W.R., Piper, J.W., Hiscott, R.N., 1998. Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the Hueneme and associated submarine fan systems, Santa Monica Basin, California. *Sedimentology* 45, 53–70.

Normark, W.R., Reid, J.A., Sliter, R., Holton, D.J., Gutmacher, C.E., Fisher, M.A., Childs, J.R., 1999. Cruise report for O1-99-SC Southern California earthquake hazards project. U.S. Geological Survey Open-File Report 99-560, 55 p. <geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of99-560/>.

Normark, W.R., Piper, J.W., Posamentier, H., Pirmez, C., Migeon, S., 2002. Variability in form and growth of sediment waves on turbidity channel levees. *Marine Geology* 192, 23–58.

Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? *Geological Society of America Special Paper* 370, 175–190.

Normark, W.R., Piper, J.W., Sliter, R., 2006. Sea level and tectonic control of middle to late Pleistocene turbidite systems in Santa Monica Basin, offshore California. *Sedimentology* 53, 867–897.

Normark, W.R., Piper, J.W., Romans, B.W., Covault, J.A., Dartnell, P., Sliter, R., 2009a. Submarine canyon and fan systems of the California Continental Borderland. In: Lee, H.J., Normark, W.R. (Eds.), *Earth Science in the Urban Ocean: The Southern California Continental Borderland: Geological Society of America Special Paper 454*. Boulder, Colorado, USA, pp. 141–168.

Normark, W.R., Paull, C.K., Caress, D.W., Ussler III, W., Sliter, R., 2009b. Fine-scale relief related to Late Holocene channel shifting within the floor of the upper Redondo Fan, offshore Southern California. *Sedimentology* 56, 1690–1704.

Parker, G., 1996. Some speculations on the relation between channel morphology and channel-scale flow structures. In: Ashworth, P.J. (Eds.), *Coherent Flow Structures in Open Channels*, Wiley, Chichester, pp. 423–459.

Parker, G., Izumi, N., 2000. Purely erosional cyclic and solitary steps created by flow over a cohesive bed. *Journal of Fluid Mechanics* 419, 203–238.

Paull, C.K., Ussler, W., Greene, H.G., Keaten, R., Mitts, P., Barry, J., 2003. Caught in the act: the 20 December 2001 gravity flow event in Monterey Canyon. *Geo-Marine Letters* 22 (4), 227–232.

Paull, C.K., Caress, D.W., Ussler, W., Lundsten, E., Thomas, H., 2008. Axial channel morphology fill and movement within submarine canyons off California. *American Geophysical Union Fall meeting proceedings*, abs. OS54A–01.

Paull, C.K., Ussler, W., Caress, D.W., Lundsten, E., Barry, J., Covault, J.A., Maier, K.L., Xu, J.P., Augenstein, S., 2010. Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon. *Geosphere* 6, 755–774.

Paull, C.K., Caress, D., Ussler III, W., Lundsten, E., Meiner-Johnson, M.S., 2011. High resolution bathymetry of the axial channels within Monterey and Soquel submarine canyons, offshore central California. *Geosphere* 7, 1077–1101.

Paull, C.K., Caress, D.W., Lundsten, E., Gwiazda, R., Anderson, K., McGann, M., Conrad, J., Edwards, B., Sumner, E.J., 2013. Anatomy of the La Jolla Submarine Canyon system; offshore southern California. *Marine Geology* 335, 16–34.

Peakall, J., McCaffrey, B., Kneller, B., 2000. A process model for the evolution, morphology, and architecture of sinuous submarine channels. *Journal of Sedimentary Research* 70, 434–448.

Piper, D.J.W., Normark, W.R., 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy submarine fan, California Borderland. *Sedimentology* 30, 681–694.

Piper, D.J.W., Normark, W.R., 2001. Sandy fans-from Amazon to Hueneme and beyond. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 1407–1438.

Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., 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* 106, 395–412.

Rice, R.M., Gorsline, D.S., Osborne, R.H., 1976. Relationships between sand input from rivers and the composition of sands from the Beaches of Southern California. *Sedimentology* 23, 689–703.

Ryan, H.F., Conrad, J.E., Paull, C.K., McGann, M., 2012. Slip Rate on the San Diego Trough Fault Zone, Inner California Borderland, and the 1986 Oceanside Earthquake Swarm Revisited. *Bulletin of Seismological Society of America* 102, 2300–2313.

Schlining, K., von Thun, S., Luhn, L., Schlining, B., Lundsten, L., Stout, N.J., Chaney, L., Connor, J., 2013. Debris in the deep: Using a 22-year video annotation database to survey marine litter in Monterey Canyon, central California, USA. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Paper* 79, 96–105.

Shepard, R.P., 1981. Submarine Canyons: Multiple Causes and Long-Time Persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65, 1062–1077.

Shepard, R.P., Emery, K.O., 1941. Submarine topography off the California coast: Canyon and tectonic interpretation. *Geological Society of America Special Paper* 31, 1–171.

Smith, D.P., Ruiz, G., Kvitek, R., Iampietro, P.J., 2005. Semi-annual patterns of erosion and deposition in Upper Monterey Canyon from serial multibeam bathymetry. *Geological Society of America Bulletin* 117, 1123–1133.

Smith, D.P., Kvitek, R., Ruiz, G., Iampietro, P.J., Wong, K., 2007. Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002–2005). *Marine Geology* 236, 79–94.

Sorlien, C.C., Kamerling, M.J., Seeber, L., Broderick, K.G., 2006. Restraining segments and reactivation of the Santa Monica–Dume–Malibu Coast fault system, offshore Los Angeles, California. *Journal of Geophysical Research* 111, B11402.

Spinewine, B., Sequeiros, O.E., Garcia, M.H., Beaubouef, R.T., Sun, T., Savoye, B., 2009. Experiments on wedge-shaped deep sea sedimentary deposits in minibasins and/ or on channel levées emplaced by turbidity currents. Part II. Morphodynamic evolution of the wedge and of the associated bedforms. *Journal of Sedimentary Research* 79, 608–628.

Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17, 125–135.

Sun, T., Parker, G., 2005. Transportational cyclic steps created by flow over an erodible bed. Part 2. Experiments. *Journal of Hydraulic Research* 43, 502–514.

Taki, K., Parker, G., 2005. Transportational cyclic steps created by flow over an erodible bed. Part 1. Experiments. *Journal of Hydraulic Research* 43, 488–501.

Tubau, X., Lastras, G., Canals, M., Micallef, A., Amblas, 2013. Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology*.

USGS, 2014. Earthquake Hazards Program. Quaternary Fault and Fold Database of the United States. <earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults/>. Accessed in October 2014.

Vedder, J.G., 1987, Regional geology and petroleum potential of the southern California borderland. In: Scholl, D.W., Grantz, A., Vedder, J.G. (Eds.), *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins - Beaufort Sea to*

Baja California (Earth Science Series, 6), Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, pp. 403–447.

Vedder, J.G., Howell, D.G., 1980. Topographic evolution of the southern California borderland during late Cenozoic time. In: Powers, D.M. (Eds.), *California Islands: Proceedings of a Multidisciplinary Symposium*. Santa Barbara, California, Museum of Natural History, pp. 7–31.

Venkatesan, M.I., Merino, O., Baek, J., Northrup, T., Sheng, Y., Shisko, J., 2010. Trace organic contaminants and their sources in surface sediments of Santa Monica Bay, California, USA. *Marine Environmental Research* 69, 350–362.

Vetter, E.W., Dayton, P.K., 1998. Macrofaunal communities within and adjacent to a detritus-rich submarine canyon system. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 45, 25–54.

Warrick, J.A., Milliman, J.D., 2003. Hyperpycnal sediment discharge from semiarid southern California rivers: Implications for coastal sediment budgets. *Geology* 31, 781–784.

Winterwerp, J.C., Bakker, W.T., Mastbergen, D.R., Van Rossum, H., 1992. Hyperconcentrated sand–water mixture flows over erodible bed. *Journal of Hydraulic Engineering* 118, 1508–1525.

Wynn, R.B., Stow, D.A.V., 2002. Classification and characterization of deep-water sediment waves. *Marine Geology* 192, 7–22.

Xu, J.P., Wong, F.L., Kvittek, R., Smith, D., Paull, C.K., 2008. Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, central California. *Marine Geology* 248, 193–212.

2.3. Marine litter on the floor of deep submarine canyons of the Northwestern Mediterranean Sea: The role of hydrodynamic processes

Xavier Tubau¹, Miquel Canals^{1*}, Galderic Lastras¹, Xavier Rayo¹, Jesus Rivera², David Amblas¹

¹GRC Geociències Marines; Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines; Facultat de Geologia; Universitat de Barcelona; E-08028 Barcelona; Spain.

²Instituto Español de Oceanografía (IEO), C/Corazón de María, 8, E-28002 Madrid, Spain.

Abstract

Marine litter represents a widespread type of pollution in the World's Oceans. This study is based on direct observation of the seafloor by means of Remotely Operated Vehicle (ROV) dives and reports litter abundance, type and distribution in three large submarine canyons of the NW Mediterranean Sea, namely Cap de Creus, La Fonera and Blanes canyons. Our ultimate objective is establishing the links between active hydrodynamic processes and litter distribution, thus going beyond previous, essentially descriptive studies.

Litter was monitored using the Liropus 2000 ROV. Litter items were identified in 24 of the 26 dives carried out in the study area, at depths ranging from 140 to 1.731 m. Relative abundance of litter objects by type, size and apparent weight, and distribution of litter in relation to depth and canyon environments (i.e. floor and flanks) were analysed. Plastics are the dominant litter component (72%), followed by lost fishing gear, disregarding their composition (17%), and metal objects (8%). Most of the observed litter seems to be land-sourced. It reaches the ocean through wind transport, river discharge and after direct dumping along the coastline. While coastal towns and industrial areas represent a permanent source of litter, tourism and associated activities relevantly increase litter production during summer months ready to be transported to the deep sea by extreme events. After being lost, fishing gear such as nets and long-lines has the potential of being harmful for marine life (e.g. by ghost fishing), at least for some time, but also provides shelter and a substrate on which some species like cold-water corals are capable to settle and grow.

La Fonera and Cap de Creus canyons show the highest mean concentrations of litter ever seen on the deep-sea floor, with 15.057 and 8.090 items km⁻², respectively, and for a single dive

litter observed reached 167.540 items km⁻². While most of the largest concentrations were found on the canyon floors at water depths exceeding 1.000 m, relatively little litter was identified on the canyon walls. The finding of litter 'hotspots' (i.e., large accumulations of litter) formed by mixtures of land- and marine-sourced litter items and natural debris such as sea urchin carcasses evidences an efficient transport to the floor of mid and lower canyon reaches at least.

High-energy, down canyon near-bottom flows are known to occur in the investigated canyons. These are associated to seasonal dense shelf water cascading and severe coastal storms, which are the most energetic hydrodynamic processes in the study area thus becoming the best candidates as main carriers of debris to the deep. The fact that the investigated canyons have their heads at short distance (<4 km) from the shoreline enhances their ability to trap littoral drift currents and also to convey the signal of the above-mentioned high-energy events to the deep, including their litter load. This study contributes to assess the origin and transport mechanisms of litter to the deep sea as well as its potential impact on deep-sea ecosystems.

Keywords: Litter, Submarine canyon, Hydrodynamic processes, Dense shelf water cascading, Remotely Operated Vehicle, Mediterranean Sea

2.3.1. Introduction

Marine litter and its impact on marine ecosystems have become a matter of concern for researchers, conservationists, decision makers and stakeholders in general. There is no place in the World's Oceans unaffected by marine litter including the most remote regions (UNEP, 2009; Miyake et al., 2011). The Mediterranean is a landlocked sea with large urban and industrial concentrations along its shores, and also supports heavy maritime traffic. These conditions make it particularly prone to the accumulation of significant amounts of marine litter at surface, water column and seabed levels.

Marine litter is defined as "any persistent, manufactured or processed solid material discarded, disposed of or abandoned in the marine and coastal environment" (UNEP, 2009). Marine litter can be either marine-sourced or land-sourced. Major marine litter sources include commercial and recreational shipping, fishing activities, aquaculture, and legal or illegal dumping at sea (June, 1990; Galil et al., 1995; Galgani et al., 2000; Kuriyama et al., 2003), whereas land-based sources include river discharge, urban and industrialized areas,

sewage treatment plants and pipes, legal and illegal dumpsites close to the shoreline, littering from recreational use of the coast and ports, and shipyards and shipbreaking yards among others (Williams and Simmons, 1997; Stefatos et al., 1999; Moore and Allen, 2000; Walker et al., 2006). Atmospheric transport of light litter from land to the sea likely is relevant too, although it has been essentially neglected.

The deep sea potentially is the largest marine litter depository on Earth (Pham et al., 2014). The introduction of alien objects to the deep-sea started to be reported in the 1970s (National Academy of Sciences, 1975; Jewett, 1976), though it dates from the earlier human settlements along rivers and coastlines and the establishment of the first navigation routes. However, the amounts thrown away, their nature, resistance to degradation and size of impacted areas in those earlier times and subsequent historical periods were negligible compared to modern times. The first massively disposed man-made waste reaching deep waters, dating back to the end of the 18th century, was clinker, that is, the residue of the burnt charcoal of steam-powered vessels, which was dumped overboard along shipping lanes during about 150 years (Ramirez-Llodra et al., 2011).

At present, the most common litter types found in the ocean are plastic, glass and metal objects and fishing gear dumped mostly during the last half century, with plastics alone accounting for 60 to 80% of total marine litter (Gregory and Ryan, 1997; Derraik, 2002). While the mass production of plastics commenced in the 1950's, the year 2010 production has been calculated at 275 million tons in 192 coastal countries, with 4,8 to 12,7 million tons entering the ocean (Jambeck et al., 2015). Plastics are lightweight, strong and buoyant, a set of characteristics that allows them to disperse over long distances and to vertically distribute within the upper water column (Barnes and Milner, 2005; Thompson, 2006; Kukulka et al., 2012). The journey of plastics to the seafloor can be eased by loading when dumped (e.g. a half filled plastic bags), by adherence of and ingestion and subsequent excretion by organisms, by aggregation with denser objects, by losing floatability due to ageing, by desaggregation and settling, or by entrainment into turbulent flows. Due to their resistance to degradation, many litter objects including plastics may persist for centuries (UNEP, 2009).

Much of the existing data on marine litter distribution refer to litter floating on the ocean surface (e.g. Lecke-Mitchel and Mullin, 1992; Aliani and Molcard, 2003; Barnes and Milner, 2005; Cozar et al., 2014), stranded on the coast (e.g. Gottfried et al., 1987; Gabrielides et al., 1991; Hess et al., 1999), adrift over the continental shelf (e.g. Galgani et al., 2000; Keller et al.,

2010) and sunk to the deep-sea floor (e.g. Galgani et al., 1995a,b, 2000, Galil et al., 1995; Kuriyama et al., 2003; Lee et al., 2006; Brown and Macfadyen, 2007; Keller et al., 2010; Miyake et al., 2011; Mordecai et al., 2011; Schlining et al., 2013; Vieira et al., 2015; Pham et al., 2014). These studies have shown that litter distribution amongst different environments is quite variable, although it tends to accumulate close to the main population centres, along shipping lanes and on the deep-sea floor. Marine litter on the deep-sea floor often forms garbage patches preferentially into depressions and crevasses and amidst rocks (Galgani et al., 1996; Wei et al., 2012). Although recent works such as Cozar et al. (2014) and Eriksen et al., (2014) start to consider the distribution of litter in oceans as a whole, these address floating litter, whereas little is known about litter on the deep seafloor at a global scale, and studies focus on a few regions and specific environments (Spengler and Costa, 2008).

Litter at sea poses economic, aesthetic, human health and marine wildlife problems (UNEP, 2009). Depending on the type of object, the damage caused by litter on the seafloor may occur when it gets entangled or reaches the bottom, but also long after. Passive litter on the seabed can cause chemical and physical pollution, blanketing and suffocation (Brown and Macfadyen, 2007). Discarded and lost fishing gear such as long-lines and trawl nets can result in ghost fishing. Numerous examples illustrate marine litter impacts on sensitive habitats, such as cold-water corals (Orejas et al., 2009; Madurell et al., 2012) and on countless marine animals such as turtles, mammals, seabirds and fishes that can eventually die due to entanglement and ingestion of litter (Sazima et al., 2002; Gregory, 2009; Phillips et al., 2010; De Stephanis et al., 2013). The ingestion of plastics can cause physical damage, suffocation, starvation and reproductive failure in some organisms (Derraik, 2002). Plastics decomposition results in micro-plastic particles and fibres that remain in the water column or accumulate in deep-sea sediments where they can be ingested by deposit-feeders (Thompson et al., 2004; Van Cauwenberghe et al., 2013; Woodall et al., 2014). However, the potentially harmful effects of marine litter by-products, such as micro-plastics, on marine ecosystems remain practically unexplored. It has also been reported that alien invasive species use litter objects as a settlement for travel over long distances (Barnes and Milner, 2005; Barnes et al., 2009). On the other hand, benthic and benthopelagic organisms use litter on the seafloor as shelter and growing substrate (Watters et al., 2010; Mordecai et al., 2011).

Submarine canyons are remarkable geomorphic features connecting the shallow coastal ocean to the deep continental margin and basin. In the long term, submarine canyon networks behave as efficient submarine drainage systems as demonstrated by the development of large

deep-sea fans and other depositional bodies at their mouths (Shepard, 1981; Wynn et al., 2002; Normark and Carlson, 2003). Often considered biodiversity hotspots (Stow and Mayall, 2000; De Leo et al., 2010), modern submarine canyons have been identified as preferential pathways for water, sediment and organic matter transfers from the coastal to the deep ocean (Nittrouer et al., 1994; Xu et al., 2002; Canals et al., 2006). They have also been recently pointed out as main vectors for litter transport from the continental shelf to the deep sea in some regions at least (Galgani et al., 2000; Mordecai et al., 2011; Schlining et al., 2013; Ramirez-Llodra et al., 2013).

Despite the progresses summarized above, a remarkable knowledge gap exists about the transferring mechanisms of litter to the deep sea that could help to better understand their distribution and impacts. This paper aims at contributing to fill such a gap by focusing on processes that are active within submarine canyons of the Mediterranean Sea. To achieve our aim we categorized and quantified litter on the deepsea floor after remotely operated vehicle (ROV) in situ observations on a continental margin that (i) is exposed to strong anthropogenic pressure (i.e. dense urban and industrial concentrations along the shoreline and river watersheds, intense shipping and deep bottom trawling), (ii) is cut by a network of large submarine canyons with their heads located at short distance from the shoreline, and (iii) is defined by short-lived high-energy processes favouring across-margin transfers. This study also brings new insight on the provenance, transport and fate of marine litter due to the occurrence of natural processes in the deep sections of submarine canyons and adjacent open slopes.

2.3.2. Study area

The study area belongs to the densely canyoned north-Catalan continental margin (NCM) in the NW Mediterranean Sea (Amblas et al., 2006; Harris and Whiteway, 2011) (Fig. 2.26A). In particular we focus in three large submarine canyons, namely Cap de Creus (CCC), La Fonera (LFC) and Blanes (BC) canyons, and the adjacent open slopes (Fig. 2.26B).

2.3.2.1. Geological and physiographic setting

The NCM extends over 20.000 km² off the north-easternmost sector of the Iberian Peninsula from CCC to BC (Amblas et al., 2006). The continental shelf of the NCM is rather narrow (mean width is 30 km), while to the north there is the much wider (70 km) Gulf of Lion (GoL) shelf.

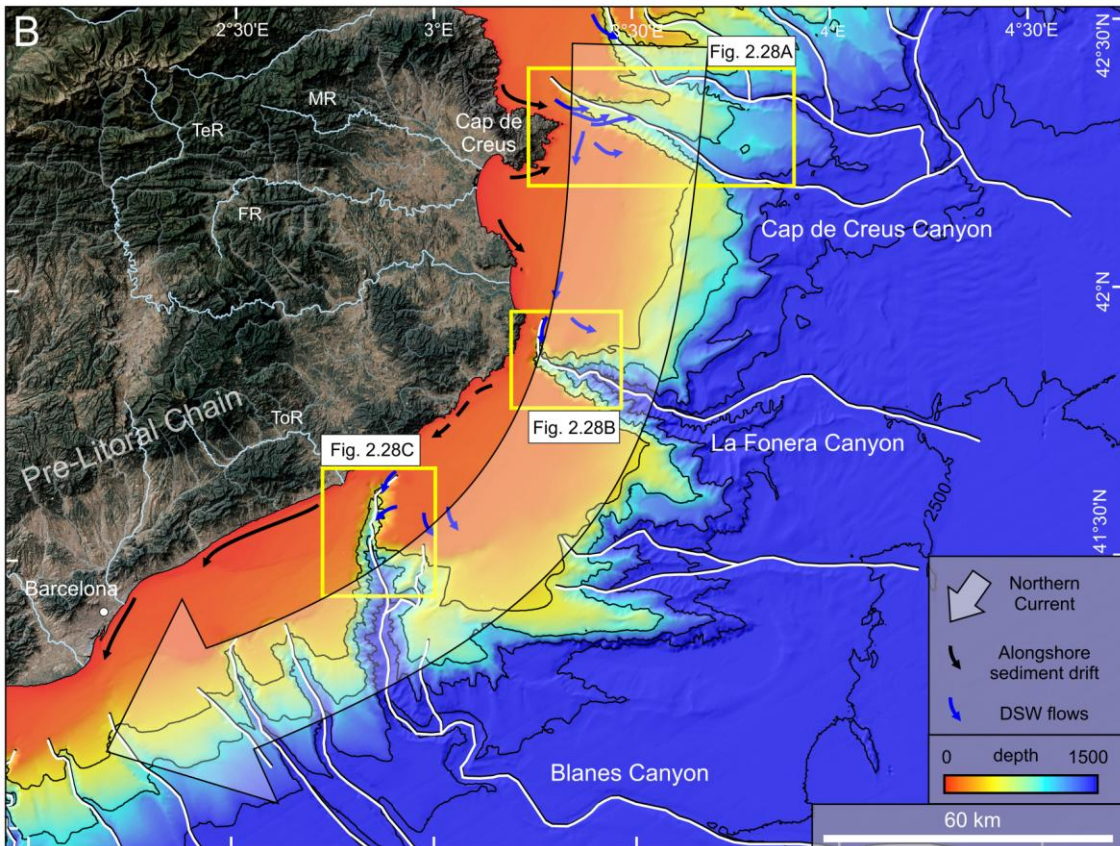
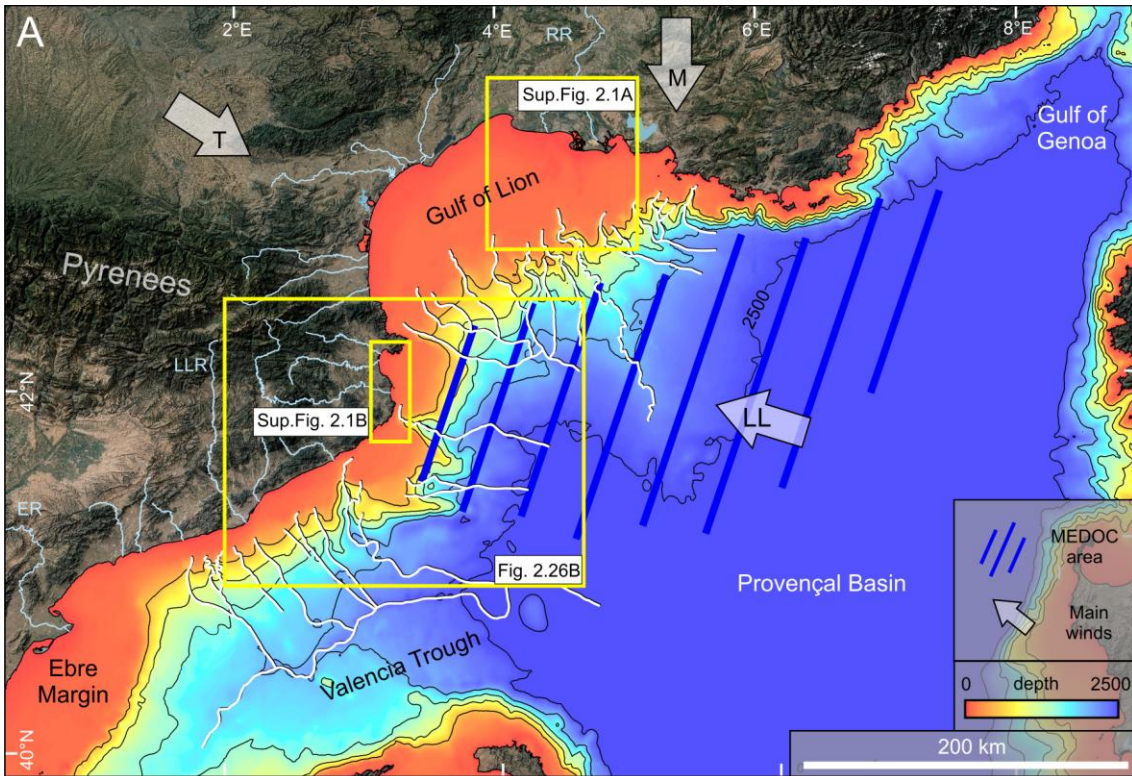
The NCM margin also displays a rather steep (7°) continental slope and a well-developed continental rise that reaches 2.600 m depth (Amblas et al., 2006) (Fig. 2.26A). The coastline consists of a succession of cliffs and low-lying sandy beaches including numerous pocket beaches, the two main bays of Roses and Pals and the Tordera Delta (Supplementary Fig. 2.1). The geological setting, with high mountain ranges such as the Pyrenees, Massif Central and the Alps, determines the configuration of watersheds and the regime of rivers opening into or influencing the study area. Geology also controls the location and evolution of submarine drainage systems (Duran et al., 2014) (Fig. 2.26).

River network and fluvial inputs

The river network, strongly affected by human activities such as damming, water extraction and land use change (Liquete et al., 2004, 2009), is a prime agent in conveying water, sediment and pollutants, including litter, to the shoreline. The study area is subject to two types of river influence: (i) indirect influence by rivers flowing into the sea at some distance from the study area, of which the most important is the Rhône River, the largest in the Western Mediterranean Sea, that opens into the eastern GoL, and (ii) direct influence by relatively minor local rivers running into the sea along the coastline of the NCM, such as the Muga, Fluvià, Ter and Tordera rivers (Fig. 2.26B).

The rivers to the north influence the study area due to southwards transport by the dominant littoral drift and the cyclonic mesoscale Northern Current (NC; cf. section 2.2.1), which occasionally extends over the continental shelf. The Rhône River originates in the Alps, has a catchment area of 97.800 km² and a mean annual water discharge of 1,701 m³ s⁻¹ (1961-1996) with peaks in excess of 10.900 m³ s⁻¹ (Pont et al., 2002; Table 2.5). Its mean annual suspended sediment discharge is estimated at 7,4·10⁶ t yr⁻¹, which account for the 90% of the total sediment input to the GoL (Pont et al., 2002). The coarser fraction delivered by the Rhône River is transported alongshore and along the inner continental shelf until Cap de Creus promontory (Fig. 2.26B), where the narrowing of the shelf and the strong shelf incision of CCC favour sediment trapping by the canyon head (Canals et al., 2006; Lastras et al., 2007; DeGeest et al., 2008). The river-delivered finer fraction is transported both alongshore (Supplementary Fig. 2.1A) and offshore, especially during river floods, a situation that applies to the Rhône River but also to the other minor rivers (see further down).

The Rhône River represents between 773 (compared to Tordera River) to 142 (compared to Ter River) times the mean discharge and three orders of magnitude the annual suspended



sediment discharge of the four north-Catalan rivers (Table 2.5). The largest of them, Ter River, has a mean annual water discharge of $12 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (2003-13) and a mean annual suspended sediment discharge of $10,1 \cdot 10^3 \text{ t yr}^{-1}$ (1995-2002) (Agència Catalana de l'Aigua, 2014; Lliquete et al., 2009). The morphometric, hydrosedimentary and land-use characteristics of the watersheds of these four main north-Catalan rivers (Muga, Fluvià, Ter and Tordera) are reported in Table 2.5. Of the three northernmost rivers, which have their headwaters into the Pyrenees, Muga and Fluvià flow into Roses Bay while Ter opens into Pals Bay (Supplementary Fig. 2.1B). The southern Tordera River originates in the inner Catalan Coastal Ranges and flows to the north of the Barcelona shelf, opening to the sea at short distance from BC head (Fig. 2.26B).

Damming has led to a significant reduction of water discharge and sediment fluxes downstream. The Ter River basin supports six dams built in the 1960's, with 97% of its watershed area now regulated. The Muga and Tordera Rivers basin have only one dam and Fluvià River basin none (Fig. 2.27A). All the rivers influencing the study area, including the distant Rhône River, follow a marked seasonal Mediterranean regime, with fall and spring-early summer maximum discharges linked to precipitation and snowmelt, respectively, and lowest discharge in summer months. In spite of their low mean annual discharge (Table 2.5) and regulation state, all the rivers under consideration experience seasonal floods carrying large amounts of water and sediment that form large suspension plumes off river mouths (Supplementary Fig. 2.1). Discharge during short-lived peaks can be of up to $\sim 400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Table 2.5 and Supplementary Fig. 2.1).

Figure 2.26 (see figure in previous page). General bathymetry of the NW Mediterranean and location of the study area and adjacent areas, jointly with inland satellite imagery. **(A)** Colour bathymetry map of the NW Mediterranean Sea showing its main physiographic, oceanographic, hydrological and meteorological elements as described in the literature. Note the subaerial and submarine drainage systems (rivers in light blue and canyons in white). The main rivers are: ER, Ebre River; LLR, Llobregat River; RR, Rhône River. The most persistent and strong winds are: T, Tramuntana. M, Mistral. LL, East or "Llevant". Sup.Fig.: Supplementary Figure. Depth contours every 500 m. **(B)** Combined shaded relief and colour bathymetric map of the study area in the north-Catalan margin with main hydrodynamic processes (see main text for explanation). The main rivers are: FR, Fluvià River; MR, Muga River; TeR, Ter River; ToR, Tordera River. MEDOC, Mediterranean Ocean Convection area. Depth contours every 500 m.

Rivers	Morphometry			Hydrosedimentary			Land cover		
	Basin area (km ²)	River length (m)	Mean river slope (°)	Mean water discharge (m ³ /s)	Suspended sediment discharge (t yr ⁻¹)	Maximum water discharge (m ³ s ⁻¹) (date)	Urban area (%)	Agricultural land (%)	Forests (%)
Rhône	97.800	812	-	1.701*	7,4·10 ⁶ *	10.981 (1/2/1994)	-	-	-
Muga	863	67	1,1	4,18**	0,7·10 ³ ***	386 (22/11/2011)	2,9	25,3	38,4
Fluvià	1.008	104	0,4	4,53**	2,4·10 ³ ***	398 (06/03/2013)	1,1	26,3	56,5
Ter	2.989	212	0,5	12**	10,1·10 ³ ***	323 (22/11/2011)	2,9	21,4	49,6
Tordera	879	59	1,4	2,2**	2·10 ³ ***	115 (16/11/2011)	10,5	9,6	55,1

Table 2.5. Morphometry, hydrosedimentary and land cover data of the Rhône River and main north-Catalan rivers and their watersheds. Morphometry and modelled suspended sediment discharge data from Pont et al. (2002) and Liqueste et al. (2009). Mean and maximum water discharge from Agència Catalana de l'Aigua (2014) and Pont et al. (2012). Land-use data extracted and analysed after the Catalonia Land Cover Map v.3 (CREAF, 2007). * (1961-1996). ** (2003-2013). *** (1995-2002)

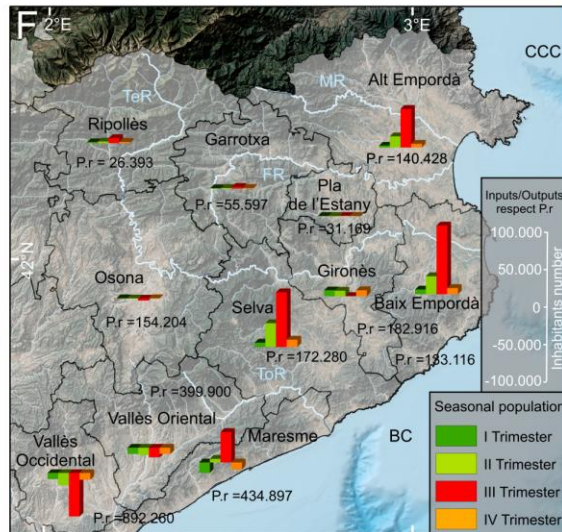
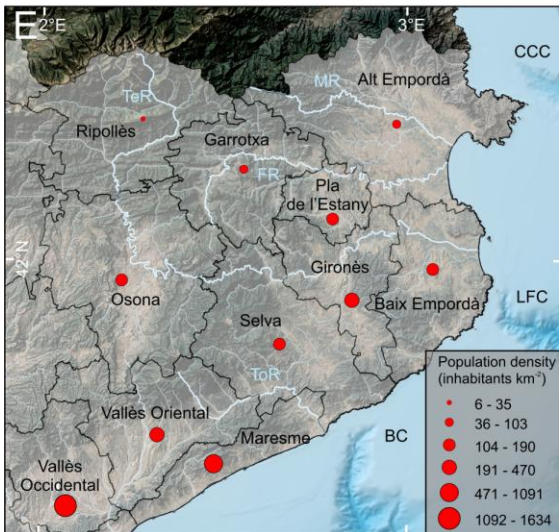
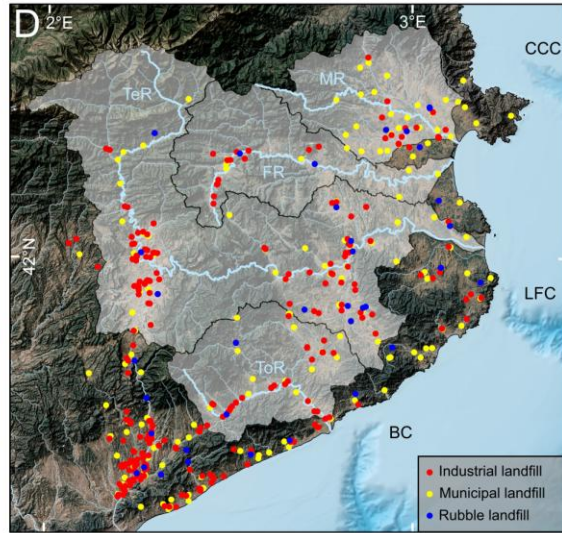
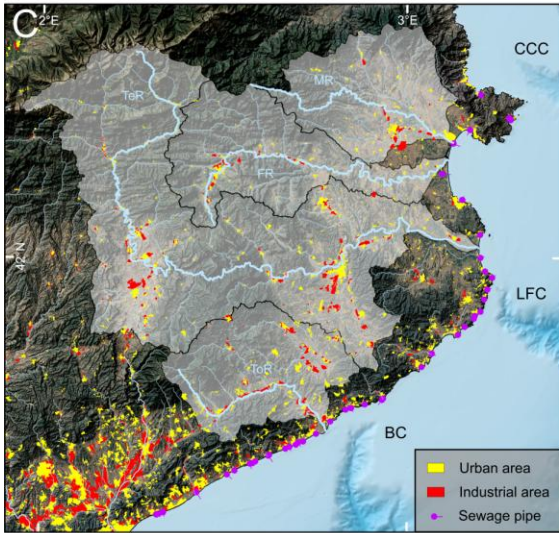
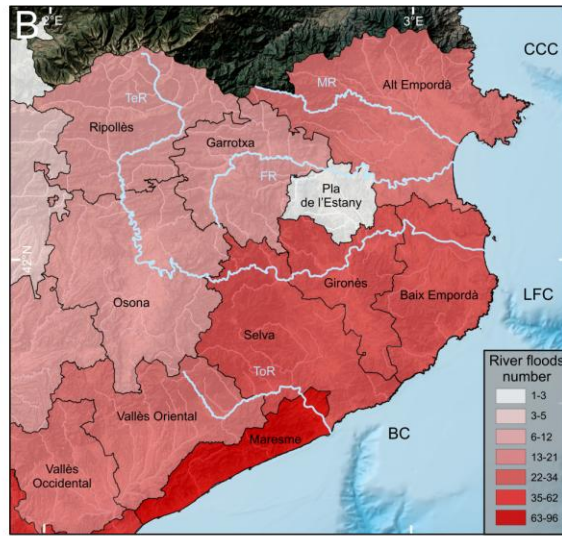
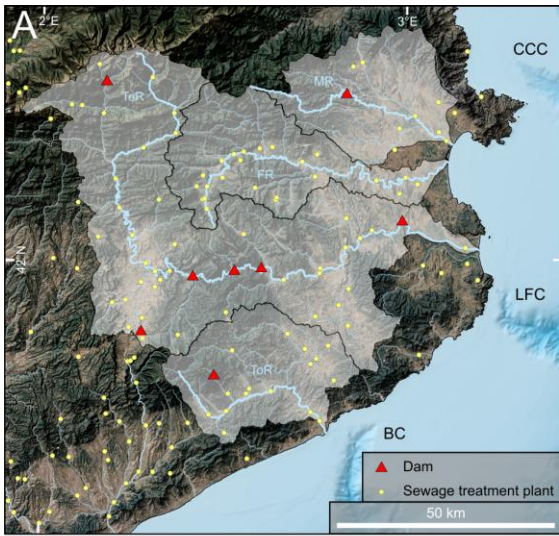
Submarine drainage network

The main north-Catalan submarine canyons in our study are shelf incising, have their heads close to the shoreline and reach the base of the continental slope (Lastras et al., 2011).

The CCC separates the GoL margin to the east and north from the NCM to the west and south. The canyon head is located only 4 km to the NE of Cap de Creus promontory, while the canyon mouth opens into the Sète Canyon at 2.140 m water depth (Lastras et al., 2007) (Fig. 2.26A). Extensive cold-water coral communities, mainly of *Madrepora oculata*, have been reported over hard substrata on the canyon head and upper canyon flanks down to 200-300 m (Orejas et al., 2009; Lo Iacono et al., 2012). One of the most conspicuous features of CCC is a field of giant sediment furrows in the canyon southern flank and floor that extends down to 1.400 m, which has been interpreted as the imprint of erosion by coarse sediment carried by Dense Shelf Water Cascading (DSWC) flows (Canals et al., 2006; Lastras et al., 2007; Puig et al., 2008) (Fig. 2.28A). Such features, jointly with a prominent axial incision, are indicative of a high degree of hydrosedimentary activity within CCC.

The LFC is located 45 km to the south of the CCC (Fig. 2.26B). The canyon head consists of three main branches, namely Cap Begur (the main one), Illa Negra and Sant Sebastià branches (Fig. 2.28B and C). Hard bottoms dominate these rough, deeply indented branches, which display high biodiversity, including cold-water coral communities (Lastras et al., 2011). Along its upper and middle course the canyon southern flank is extensively occupied by pronounced gully networks, which contrast with the northern flank where gullies are hard to identify and are only clearly visible deeper than 800-900 m. Such a contrasting morphology amongst the two canyon flanks has been caused by intensive bottom trawling along the northern upper canyon flank and subsequent contour parallel morphological smoothing (Puig et al., 2012) (Fig. 2.28B).

The 184 km long BC marks the southern boundary of the NCM (Fig. 2.26A). Like the CCC, the canyon head is located only 4 km to the coastline. Side gullies, which are much less developed than in LFC, reach their maximum expression in the mid-course western flank where they extend locally from the canyon rim to its floor (Fig. 2.28D and E). On the eastern flank, gullies only appear locally in its lower section. Smoothened areas occur on both flanks, but they are very extensive on the eastern flank, where a few morphological steps likely resulting from tilted outcropping strata have been identified (Lastras et al., 2011).



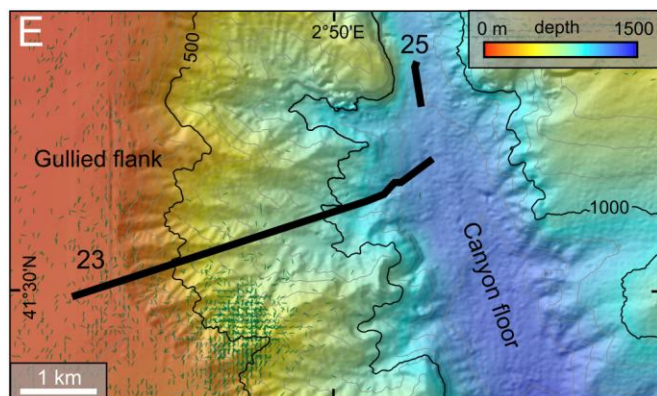
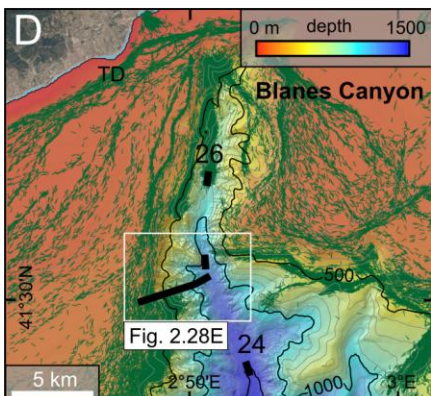
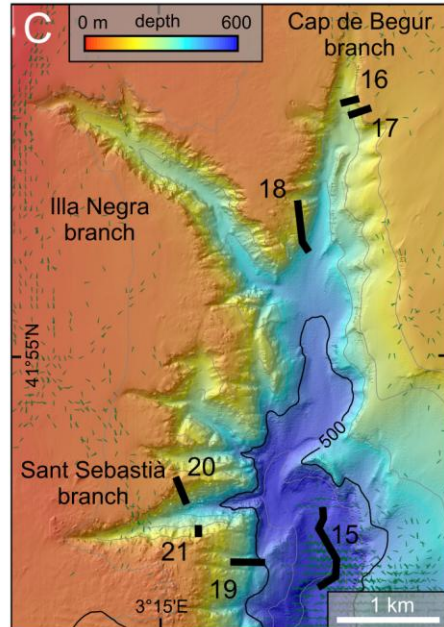
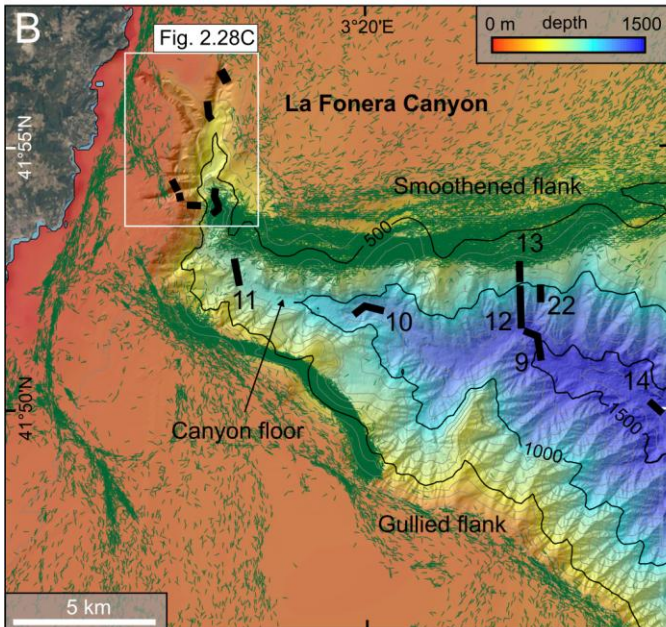
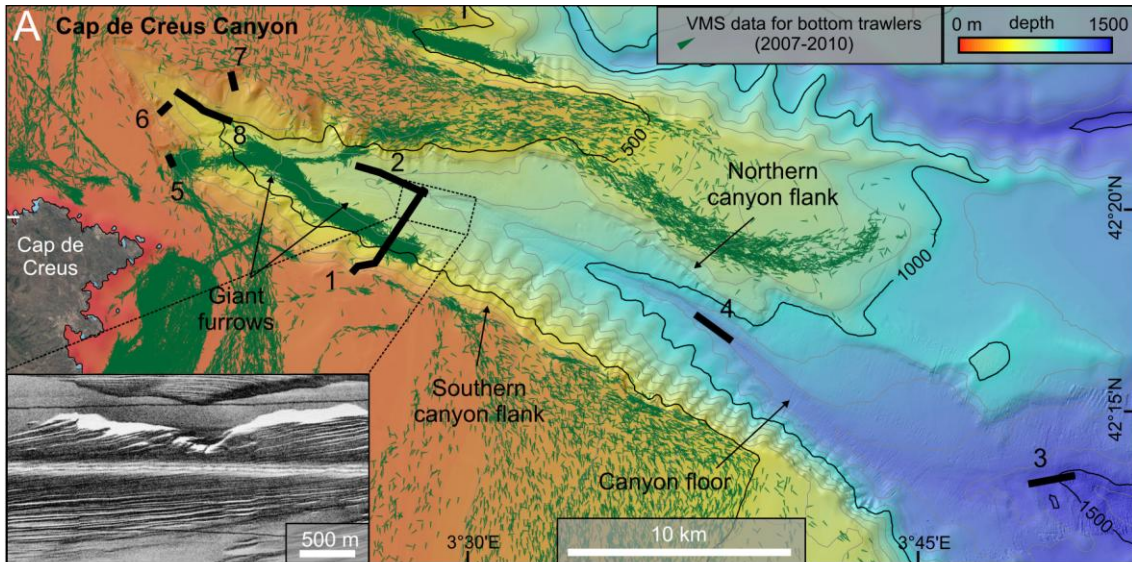
2.3.2.2. Meteorological and oceanographic setting

Year-round weather patterns

The main winds in the study area are: (i) northern winds such as Tramuntana (northerly) and Mistral (north-westerly) that blow over the European landmass and are therefore dry, and (ii) eastern winds known as Llevant (south-easterly to east) that blow over the Mediterranean Sea and are thus humid (Fig. 2.26A). Northern winds can persist for weeks and easily reach speeds in excess of 100 km h^{-1} , while eastern winds may persist for some days with gusts also in excess of 100 km h^{-1} . The wind regime plays a pivotal role in driving the oceanographic dynamics of the NW Mediterranean Sea. In winter and early spring, northern winds cause strong heat losses and evaporation at the sea surface, which eventually lead to DSWC and offshore convection involving the deepening of the mixed layer that can even reach bottom (cf. section 2.2.2). Northern winds trigger only relatively small waves over the inner shelf ($H_s < 2 \text{ m}$, $T_p < 6 \text{ s}$), but lead to stormy seas farther offshore (Gómez et al., 2005). Eastern winds push the sea against the shore, often through large swell ($H_s \leq 7 \text{ m}$, $T_p \leq 13 \text{ s}$) (Gómez et al., 2005). This induces a rise in sea level at the shoreline, an intense cyclonic circulation on the shelf and the mixing of shelf waters (Ulses et al., 2008), which is highly relevant as the study area is a microtidal environment ($< 0,2 \text{ m}$). Eastern winds bring moisture to the coastline due to their long fetch. Overall these conditions occasionally lead to damaging coastal storms and floods in the coastal counties (Guillén et al., 2006) (Fig. 2.27B).

The fair-weather wave action over the bottom has been established at 20 m depth in the study area (Calafat, 1986), though during severe storm events ($H_s > 5 \text{ m}$), the wave action can exceed 30 m depth (Sorribas et al., 1993). During such events waves are able to resuspend sediment on the inner and middle shelf and trigger a dominant southwards alongshore sediment

Figure 2.27 (see figure in previous page). Thematic maps of the north-Catalan watersheds on a shaded relief background image, as related to land sources of marine litter. The maps show the location of (A) dams and sewage treatment plants. (B) Number of floods per county for the 1981-2010 period, modified from Llasat et al. (2012). Note the higher number of episodes in the counties occupied by the watersheds opening to the coastline of the study area. (C) Main urban and industrial areas, with sewage pipes opening into the sea. (D) Landfills. (E) Population density per county in 2011. (F) Seasonal fluctuations of population per county in 2011. See Supplementary Tables 2.5 and 2.6 for numerical values. Data in (A) from Agència Catalana de l'Aigua (2014) and Departament de Territori i Sostenibilitat (2014c); data in (C) from CREA (2007) and Departament de Territori i Sostenibilitat (2014a); data in (D) from Departament de Territori i Sostenibilitat (2014b) and data from (E) and (F) from Institut d'Estadística de Catalunya (2014a,b). CCC: Cap de Creus Canyon; LFC: La Fonera Canyon; BC: Blanes Canyon; P.r: permanent residents.



transport (Guillén et al., 2002). The littoral drift distributes the sediment and eventually other materials delivered by the rivers and temporarily stored on the inner-mid continental shelf

(Figs. 2.26B and Supplementary 2.1). This is well illustrated by the calculated littoral sediment drift from Roses Bay (Supplementary Fig. 2.1B), which has been estimated at about $30.000 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ (DGPC, 1986). This sediment is transported south-westwards down to the Tordera prodelta and the beaches and infralittoral prograding wedges off the Maresme coast (Duran et al., 2013) (Supplementary Fig. 2.1). Since these waves usually are low energy and their cumulated occurrence time is also low, their effects in terms of sediment transport are minor. Ports and man-made coastal protection structures severely interfere with the littoral drift leading to sediment accumulation and beach growing up-current of coastal obstacles (i.e. northeast of the structures) and to erosion down-current (i.e. southwest of the structures) (DGPT, 2000).

The general circulation pattern in the study area is dominated by the cyclonic mesoscale flow of the NC, which moves south-westwards over the continental slope and outer shelf from the Gulf of Genoa through the GoL to the NCM and farther south at mean speeds of 35 cm s^{-1} near surface and up to 50 cm s^{-1} at deeper levels, thus generating a dominant south-westward transport of suspended materials (Durrieu de Madron et al., 1990; Flexas et al., 2002) (Fig. 2.26B). The NC forms a 30 km wide sinuous stream that extends from the sea surface down to at least 400 m depth (Millot, 1999).

Extreme oceanographic events

Extreme weather conditions in the NW Mediterranean Sea involve strong winds, high waves and heavy precipitation associated to the above-mentioned set of oceanographic processes, namely DSWC, offshore convection and eastern coastal storms, also referred to as “the three tenors”.

Figure 2.28 (see figure in previous page). Bathymetric maps of the north-Catalan canyons showing the location of the 26 Remotely Operated Vehicle (ROV) dive transects performed for this study (thick black lines) and the bottom trawl fishing grounds (green dots) for years 2007 to 2010. **(A)** Bathymetric map of the Cap de Creus Canyon. An acoustic image of the giant furrow field on the canyon floor is provided in the inset. The lighter band along the middle of the sonograph is an acquisition artefact. **(B)** Bathymetric map of La Fonera Canyon showing the deeply incised character of its head and upper course, and the curved path of its floor; note that bottom trawling is practically absent in the canyon heads due to their uneven and rocky nature, which contrasts with the situation in their flanks. **(C)** Zoom of the uppermost part of La Fonera Canyon head and their main branches. **(D)** Bathymetric map of Blanes Canyon head and upper course. TD, Tordera Delta. **(E)** Zoom of a large gully in the Blanes Canyon southern flank where localised bottom trawling is moderately practiced. Depth contours every 100 m. See Fig. 2.26B for location. The satellite-based tracking of trawlers operating in the study area was obtained from Vessel Monitoring Systems (VMS) data provided by the Fishing Monitoring Centre of the Spanish General Secretariat of Maritime Fishing (SEGEMAR).

Dense shelf water cascading

DSWC is an atmosphere-driven oceanographic phenomenon that has been described in many places of the World's Oceans, mainly in high to mid-latitude settings (Ivanov et al., 2004; Durrieu de Madron et al., 2005). In the NW Mediterranean Sea, DSWC occurs almost every year in the three northernmost regions of the basin, namely the Aegean Sea, the Adriatic Sea and the GoL (Estournel et al., 2005; Béthoux et al., 2002; Canals et al., 2006). In the GoL, in addition to the northern winds causing cooling, evaporation and an increase in salinity of the sea surface, and a pronounced sea-atmosphere heat transfer, DSW formation is favoured by low fluvial discharge, mainly from the Rhône River, as this eases the density gain and subsequent cascading of surface waters. When the upper layer of shelf waters becomes denser than the underlying waters it starts sinking till overflowing the shelf edge and cascading downslope until it reaches the equilibrium density depth (Shapiro et al., 2003; Durrieu de Madron et al., 2005). The south-westward dominant cyclonic circulation and the narrowing of the continental shelf at the southern end of the GoL, where it is interrupted by the Cap de Creus promontory (Fig. 2.26), accelerates and deviates DSW offshore into the CCC, which has been identified as the main conduit for DSW flows escaping from the GoL shelf (Canals et al., 2006; Heussner et al., 2006; Durrieu de Madron et al., 2008, Puig et al., 2008; Ulses et al., 2008). However, part of this dense water keeps flowing over the shelf southwards of CCC crossing the Roses and La Planassa shelves before entering into LFC and BC (Ulses et al., 2008). The Roses and La Planassa shelves have also been identified as shallow cooling platforms able to contribute to the overall formation of dense shelf waters though in smaller quantities than the GoL (Ulses et al., 2008).

Mainly since 1993, several DSWC events have been observed and monitored in detail in the GoL, which contributed to recognize the pronounced interannual variability of this process. Three major DSWC events have been recorded in the last two decades, which occurred in winter and early spring of 1999, 2005 and 2012. All these events were characterized by high-speed near-bottom currents and by exceptionally large volumes of sediment being transferred beyond 1.000 m depth (Béthoux et al., 2002; Canals et al., 2006; Durrieu de Madron et al., 2013). Furthermore, detailed studies in the GoL and NCM have also demonstrated that intense DSWC (i) funnels large amounts of organic matter and persistent pollutants to the deep -sea (Durrieu de Madron et al., 2008; Tesi et al., 2008; Salvadó et al., 2012a,b), (ii) causes the temporary collapse of the highly valued deep-sea shrimp *Aristeus antennatus* fishery (Company et al., 2008), (iii) enhances intermediate and deep-sea water ventilation and contributes to the formation of the Western Intermediate Water and the Western

Mediterranean Deep Water (Dufau-Julliand et al., 2004; Salat et al., 2006), and (iv) modifies the morphology of the deep-sea floor (Canals et al., 2006; Puig et al., 2008; Lastras et al., 2007, 2011) (Fig. 2.28A).

Offshore convection

Offshore convection, or open sea convection, is a key process in the ventilation of the deep Western Mediterranean Basin controlling the exchanges between surface (0-200 m), intermediate (200-1.000 m) and deep layers (>1.000 m) (MEDOC Group, 1970; Marshall and Schott, 1999; Canals et al., 2013). Figure 2.26A depicts the Mediterranean Ocean Convection (MEDOC) area, which was defined by the MEDOC Group (1970). Like DSWC, offshore convection is triggered by northern winds that induce heat and buoyancy loss and evaporation of the surface waters. DSWC and offshore convection tend to occur roughly synchronously, though with variable intensities from one year to the other. Deep offshore convection breaks the stratification of the water column, leading to vertical mixing and a homogenization eventually down to 2.200 m (Leaman and Schott, 1991) (see Fig. 5 in Canals et al., 2013). During offshore convection events organic matter from the photic zone is transferred to the deep basin and fine, loose deep-sea floor sediments are remobilized (Pusceddu et al., 2010; Stabholz et al., 2013).

Severe coastal storms

The main storms affecting the NCM are triggered by northern and eastern winds. Northern winds activate “dry storms” that push water off the coast and raise high waves offshore. In contrast, eastern winds generate “wet storms” that push high breaking waves against the shore. These storms, especially the eastern ones, cause wave-induced resuspension of sediment on the continental shelf, which in association with the littoral drift and the NC, results in an intensification of the southwards alongshore and alongshelf sediment transport (Puig et al., 2001; Guillén et al., 2006). The most energetic eastern storms are able to remobilize large amounts of sediment from the shelf to CCC, LFC and BC, as shown by Martín et al. (2006) and Sanchez-Vidal et al. (2012). In the last 25 years, 16 severe coastal storms (i.e. those with $H_s > 4$ m) have impacted the north-Catalan coastline (Sanchez-Vidal et al., 2012). Amidst these, the 26th of December 2008 eastern storm was the most catastrophic, including generalised erosion of beaches and the inner shelf floor, and damage to benthic communities by direct removal, uprooting, sediment abrasion and burial (Alcoverro et al., 2012; Hereu et al., 2012; Sanchez-Vidal et al., 2012). Eastern storms are often associated to short-lived (hours to a few days) intense precipitation events eventually resulting in flash floods. These lead to

sudden increases in river runoff and to overflow causing infrastructural damage and, occasionally, loss of human lives. High amounts of water and sediment are subsequently discharged to the coastal sea (Supplementary Fig. 2.1). A total of 213 floods have been recorded for the 30 years from 1981 to 2010, of which 77 were qualified as “ordinary”, 114 as “extraordinary” and 22 as “catastrophic” (Llasat et al., 2012) (Fig. 2.27B).

2.3.2.3. Human pressures and litter sources

In terms of litter sources, the study area is under two main pressures: (i) a densely populated coastline and watershed including summer population peaks due to tourism, with some relatively large towns, industrial centres and infrastructures, and (ii) maritime transport, fishing and recreational activities, the latter also peaking in summer months. Therefore, litter in the NCM originates from both land-based and marine-based sources.

Land-based litter sources

Land-cover analysis shows that forests and agricultural fields occupy most of the north-Catalan watersheds, but built-up terrains (buildings, industries and communication infrastructures) also occupy noticeable extensions in the Tordera, Ter, Fluvià and Muga river basins. For instance, 10.5% (92,3 km²) of the Tordera River basin is urban (Liquete et al., 2009) (Table 2.5). The areas to the south of Tordera River (i.e. nearby Barcelona) are the most densely urbanized and industrialized in Catalonia (Fig. 2.27C). It could be presumed that the rivers draining these watersheds are relevant vectors for the introduction of land-based litter in the coastal sea, in particular when they experience the seasonal floods typical of the Mediterranean Basin (cf. sections 2.1.1 and 5.2.1).

A network of 95 sewage treatment plants are scattered across the watersheds of the above-mentioned four main rivers and coastal torrents opening directly into the study area (Fig. 2.27C). In addition, 79 sewage pipes ending up on the inner continental shelf have been identified too (Departament de Territori i Sostenibilitat, 2014a) (Fig. 2.27C). Nowadays these pipes mostly return treated water and suspensates that eventually form sludge deposits. In older times, solid litter items were part of the sewage released to the sea.

Other potentially relevant land-based sources of litter are the landfills located near the rivers and along the coastline (Fig. 2.27D). The north-Catalan watersheds and the coastline encompass 290 and 74 landfills, respectively, of which 189 are industrial, 145 municipal and 30

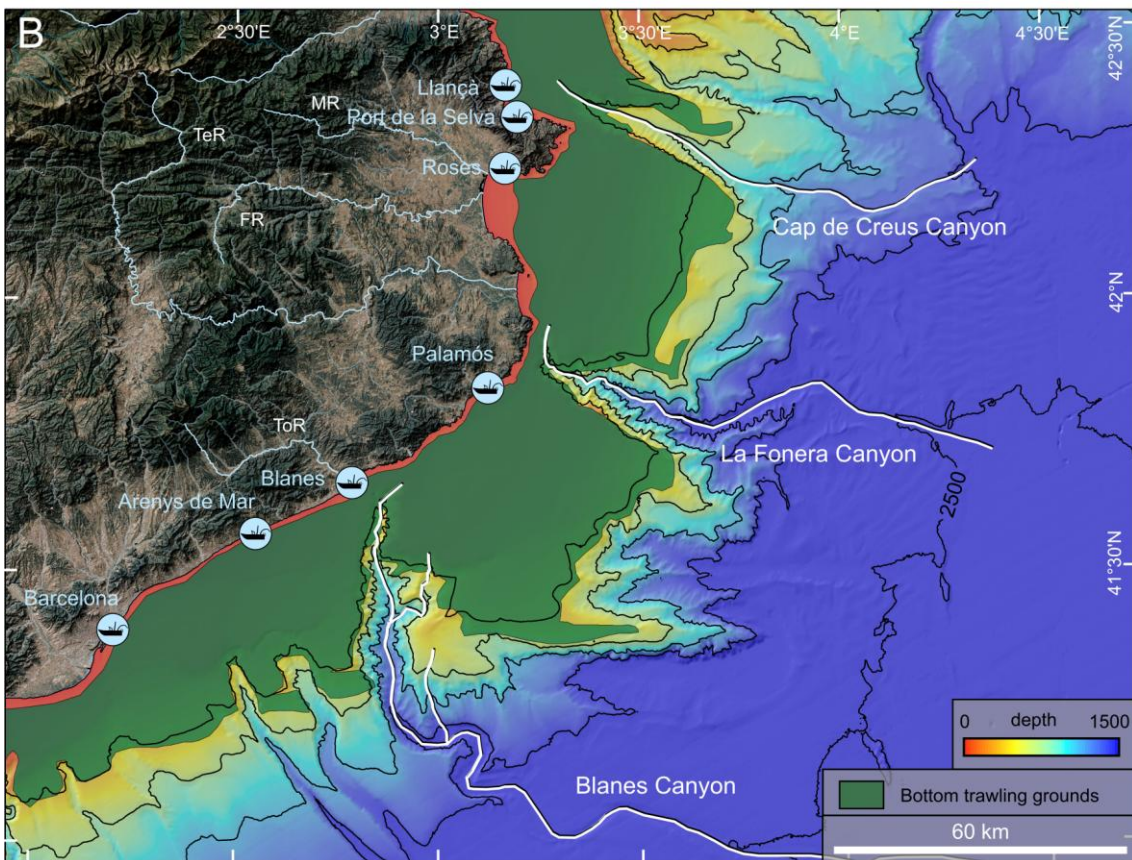
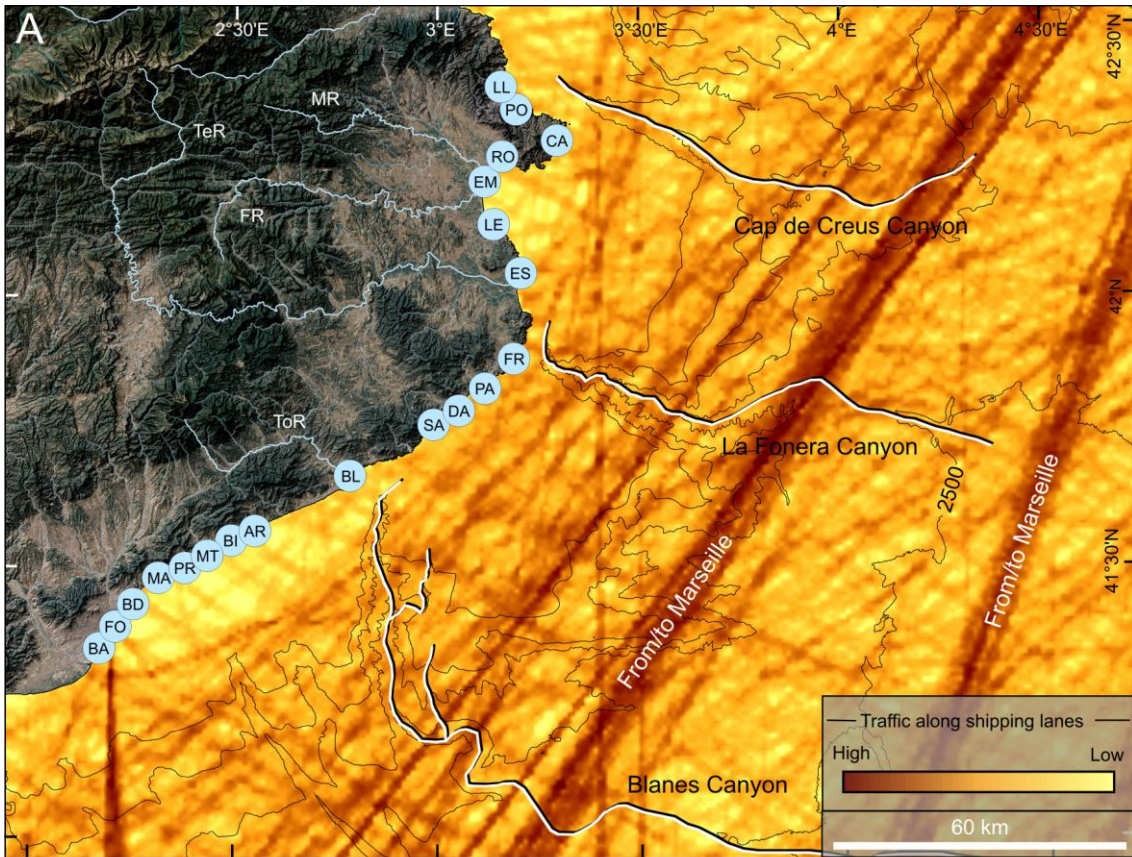
relate to the construction industry. In these landfills plastics, paper, metals, textiles, glass, cardboard and other products are stored, retrieved and recycled (Departament de Territori i Sostenibilitat, 2014b).

Residents and visitors and the services they use also contribute directly to the release of litter to the environment, most often due to lack of consciousness. This type of land-based litter directly relates to population density (Fig. 2.27E). Data on population density for the last 12 years and seasonal population for 2011 have been obtained from Institut d'Estadística de Catalunya (2014a,b), both for the coastal counties in the study area and the inland counties in the watersheds of the rivers and torrents ending up in the coastline (Fig. 2.27E and D; Supplementary Tables 2.1 and 2.2). The density of permanent residents has increased moderately in the counties that are closer to Barcelona city. Non-permanent summer population peaks are highly relevant (e.g. population in Baix Empordà increases by 71% in summer) in all coastal counties in the third trimester of the year (Fig. 2.27F). Especially in the northern ones, such a situation contrasts with the relatively low population density during the rest of the year (Fig. 2.27E and F). Higher production of litter ready to be delivered into the sea likely occurs during that period.

Marine-based litter sources

The main marine-based sources of litter are vessels transiting the shipping routes passing over the study area (Fig. 2.29A), and the fishing fleet with special mention to bottom trawlers and long liners (Halpern et al., 2008; Puig et al., 2012) (Fig. 2.29B). The six main commercial and fishing ports along the coast of the study area, north of Barcelona, are Llançà, Port de la Selva, Roses, Palamós, Blanes and Arenys de Mar (Ports de la Generalitat, 2014) (Fig. 2.29B). The whole sea surface above the NCM is criss-crossed by commercial and recreational routes many of which have Marseille as origin and/or destination (Fig. 2.29A). Several of these shipping routes pass over the investigated canyons (Fig. 2.29A).

Commercial fishing in the NCM has been practiced during centuries using trawl nets, gillnets, long-lines and traps. At present, bottom trawling is the main fishing method in the area, which mainly targets the red shrimp *Aristeus antennatus* (Sardà et al., 2009). The bottom trawling fleet became fully industrialized in the mid-1960, subsequently increasing engine power in the 1970's, which allowed the fishermen to reach distant and deeper grounds. Trawl fishing now reaches 800-900 m depth in the study area (trawling below 1.000 m is forbidden in the Mediterranean Sea), with some favourite grounds located on the flanks of the investigated



canyons (Fig. 2.29B). Ploughing of the seafloor by bottom trawling has the capacity of reworking and remobilising not only sediment but also litter already deposited on the seafloor, especially the lighter types, thus easing their transfer and re-deposition at greater depths such as those below the maximum trawling depth practiced in the area (Puig et al., 2012). Recreational shipping is also relevant in the study area and adds to the release of litter in undetermined amounts. Ports hosting the diverse fleet of cargo boats, tankers, passenger vessels, fishing vessels and yachts sailing the investigated area are point sources for litter too (Fig. 2.29).

Offshore and coastal ocean dynamics also have the power to carry to the study area both land and marine-based light litter mainly from distant northern sources located upstream along the NC flow and up current of the dominant south-westwards littoral drift. In that way, light litter entering or dumped into the sea in the Ligurian Sea, Cote d'Azur and the GoL can reach the study area. For the same reason, litter from northern locations in the study area can be transported south-westwards. We notice that the metropolitan area of Barcelona, likely a major contributor of litter, is located down flow of both the littoral drift and the NC with respect to our study area and, therefore, is not considered per se in our study as litter from there is not expected to reach the investigated sites.

Figure 2.29 (see figure in previous page). (A) Main recreational ports along the north-Catalan coastline (codes in light blue circles) and main shipping lanes crisscrossing the study area. Main ports are: AR, Arenys de Mar; BA, Barcelona; BD, Badalona; BI, Balís; BL, Blanes; CA, Cadaqués; DA, Port d'Aro; EM, Empuriabrava; ES, L'Estartit; FO, Fòrum Sant Adrià; FR, Llafranc; LE, L'Escala; LL; Llançà; MA, Masnou; MT, Mataró; PA, Palamós; PO, Port de la Selva; PR, Premià; RO, Roses; SA, Sant Feliu de Guíxols. Shipping density extracted from the public worldwide shipping lanes map computed by Halpern et al. (2008). The Voluntary Observing Ships program collected during 12 months beginning in October 2004 the data needed to generate the map (see supplementary information in Halpern et al., 2008). (B) Main fishing ports and bottom trawling fishing grounds in the study area. The location of the fishing ports was obtained from Ports de la Generalitat (2014). Bottom trawling data was obtained from the satellite based European Vessel Monitoring System (VMS). Depth contours every 500 m.

2.3.3. Materials and methods

2.3.3.1. Swath bathymetry mapping

This study is based on the analysis of ROV video images for which transects were planned on high-resolution multibeam bathymetry and derived slope gradient maps. Multibeam data were acquired during several research cruises from 2002 to 2011 onboard *BIO Hespérides* and M/V Geo Prospector using EM-120, EM-1002S and EM-300 Simrad echo sounders. Depth data with a density higher than usual were obtained in the submarine canyons of interest by narrowing the total swath angle and carrying out redundant data acquisition. The complete bathymetry dataset was logged using the Simrad Seafloor Information System (SIS) and processed using Caris HIPS and SIPS software to generate Digital Elevation Models (DEMs) in the form of depth grids with grid resolutions varying from 4 m for the EM-1002S and EM-300 data to 15-50 m for the EM-120 data.

2.3.3.2. Monitoring of marine litter on the seafloor

ROV video images were recorded during the PROMARES-OASIS DEL MAR cruise in late June and July 2011 onboard *R/V Sarmiento de Gamboa* by using the Liropus 2000 ROV provided by the Spanish Institute of Oceanography (IEO). Liropus 2000 is a Super Mohawk 24 ROV manufactured by Sub-Atlantic that is rated to 2.000 m water depth. Liropus 2000 is equipped with three video cameras including a frontal full HD Kongsberg OE14-502A camera, a frontal colour Kongsberg OE14-366 camera, and two movable Kongsberg OE14-376 mini-cameras that are usually mounted on the ROV arm or in another element of the tether management system (TMS). Two laser beams at a fixed distance of 15 cm allow measuring the size of objects and distances on the seafloor. The Liropus 2000 navigation set includes a Kongsberg transponder MST324, a stroboscopic beacon ST-400AR, a Super SeaKing DST dual frequency sonar, a Kongsberg camera for low visibility, a 2.000 m depth-meter, and a LPA200 altimeter. The scientific payload is completed with a SBE37 Microcat CTD, a flow-meter, two interchangeable articulated arms, a “slurp” suction sampler and a sample tray. Underwater positioning while in operation was ensured by a high-precision HiPAP 350P Simrad USBL acoustic system with a position accuracy of 0,3% of the range and a range detection accuracy of less than 20 cm linked to the Differential Global Positioning System (DGPS) of the vessel.

2.3.3.3. Analysis of ROV data

Twenty-six ROV dives during the PROMARES-OASIS DEL MAR cruise were devoted to obtain high resolution video images both above and below the maximum water depth reached by current commercial trawling. To obtain an overall visual picture of the distribution and abundance of litter within the studied canyons, transect routes were delineated along canyon heads, floors and flanks at depths ranging from 140 to 1.731 m (Fig. 2.28 and Table 2.6). It is important to underline that ROV transects were not placed at random, but inspection effort was strategically distributed so that the different environments within the canyons were imaged. Eight dives were conducted in CCC, 14 in LFC and 4 in BC. The ROV travelled generally at speeds below 1 kt and at an altitude of about 50 cm over the seabed, which resulted in a mean field of vision of 3 m. The cumulative inspected seafloor distance was 32,7 km (Table 2.6).

The more than 70 hours of recorded video imagery were systematically analysed in order to identify litter and other anthropogenic signals. To map, classify and make an inventory of all litter objects we used ArcGIS 9.3 software. The ROV video images had a time code stamped to ensure that each litter item could be linked to a geographic position and water depth along a given transect route (Table 2.6). To extract single frames from the video records we used the Videolan (VLC version 2.0.0 Twoflowers) media player software.

The assessment of litter items on the seafloor was performed following the methodology of Spengler and Costa (2008) so that relevant information was not overlooked. On the one hand, litter items were counted for each dive (Table 2.6) and their type was ascribed to four broad categories: “plastic”, “fishing gear”, “metal” and “other”, including glass, pottery, paper, wood, tyres, clothes and several other types of allochthonous objects (e.g. a corrugated plate of asbestos cement (Table 2.7). “Fishing gear” groups all lost or dumped litter items related to fishing activity disregarding their composition, and thus items in that category are not included in the other ones, even though they can be made of plastic, metal or other materials. On the other hand, litter objects were quantified by size following the semi-quantitative scale of Mordecai et al. (2011), which classifies litter into three size classes: small litter including objects smaller than 10 cm, mid-size litter for objects between 10 and 50 cm, and large litter when object size exceeds 50 cm (Table 2.8). To quantify litter by apparent weight, debris were allocated to two different types according to estimated density and associated floatability: (i) light litter, dominated by plastics but also including paper and wood; and (ii) heavy litter,

Dive number	Geographic coordinates		Canyon environment	Depth range (m)	Length (L) (m)	Litter items (N)	Area (A) (km ²)	Density (De)		Average depth (AD) (m)	Distance from shoreline (DS) (km)
	Latitude (°N)	Longitude (°E)						(litter km ⁻²)	(litter 100 m ⁻¹)		
CCC-1	42.3565	3.3878	Flo/SFla	156-822	5.174,8	45	1,55·10 ⁻²	2.899	0,8	686	11,6
CCC-2	42.3315	3.4656	Flo	681-804	3.307,8	60	9,92·10 ⁻³	6.046	1,8	785	23,1
CCC-3	42.2227	3.8298	Flo	1.491-1.570	2.152,1	69	6,46·10 ⁻³	10.687	3,2	1.519	57,1
CCC-4	42.2847	3.6399	Flo	1.198-1.245	1.929,7	167	5,79·10 ⁻³	28.847	8,6	1.210	39,4
CCC-5	42.3562	3.3361	SFla	248-299	287,7	2	8,63·10 ⁻⁴	2.317	0,7	269	4
CCC-6	42.3782	3.3332	SFla	270-371	458,6	22	1,38·10 ⁻³	15.990	4,8	320	6
CCC-7	42.3888	3.3709	NFla	176-321	666,1	17	1,99·10 ⁻³	8.507	2,5	226	8,5
CCC-8	42.3771	3.3541	Flo/NFla	387-522	2.938	33	8,81·10 ⁻³	3.744	1,1	484	13,3
CCC-Total	-	-	Flo/Fla/(CS)	156-1.570	16.914,8	415	5,13·10⁻²	8.090	2,5	687	-
LFC-9	41.8545	3.4062	Flo	1.507-1.570	1.378,5	48	4,14·10 ⁻³	11.607	3,5	1.526	25,3
LFC-10	41.8660	3.3348	Flo/SFla	1.151-1.215	1.161,8	21	3,49·10 ⁻³	6.025	1,8	1.199	18,3
LFC-11	41.8761	3.2788	Flo	857-917	822,2	69	2,47·10 ⁻³	27.974	8,4	892	12,8
LFC-12	41.8620	3.3988	Flo/NFla	961-1.506	1.860,8	6	5,58·10 ⁻³	1.075	0,3	1.341	16,1
LFC-13	41.8747	3.3990	NFla	754-989	687,6	0	2,06·10 ⁻³	0	0	-	15,7
LFC-14	41.8337	3.4577	Flo	1.722-1.731	417	16	1,25·10 ⁻³	12.793	3,8	1.724	30,6
LFC-15	41.8991	3.2704	Flo/SFla	660-727	906,4	163	2,72·10 ⁻³	59.942	18	701	9,5
LFC-16	41.9394	3.2729	Flo/NFla	205-273	118,8	14	3,56·10 ⁻⁴	39.285	11,8	224	3,5
LFC-17	41.9384	3.2737	Flo/NFla	155-293	174,6	14	5,23·10 ⁻⁴	26.722	8	220	3,5
LFC-18	41.9278	3.2669	Flo/SFla	216-442	502,7	15	1,51·10 ⁻³	9.946	3	246	3,6
LFC-19	41.8983	3.2607	SFla	314-494	273,4	4	8,2·10 ⁻⁴	4.877	1,4	362	4,1
LFC-20	41.9045	3.2525	SFla	140-362	219,4	9	6,58·10 ⁻⁴	13.673	4,1	212	3,2
LFC-21	41.9012	3.2545	SFla	166-297	51,7	26	1,5510 ⁻⁴	167.540	50,2	224	3,5
LFC-22	41.8684	3.4076	NFla	1.070-1.226	391	0	1,17·10 ⁻³	0	0	-	16,6
LFC-Total	-	-	Flo/Fla	140-1.731	8.966	405	2,68·10⁻²	15.057	4,5	739	-
BC-23	41.5068	2.8255	Flo/SFla(CS)	165-1.241	5.002,3	10	1,5·10 ⁻²	666	0,2	860	15,8
BC-24	41.4589	2.8797	Flo	1.467-1.492	623,4	10	1,87·10 ⁻³	5.347	1,6	1.509	22,7
BC-25	41.5227	2.8456	Flo	1.172-1.208	630,8	9	1,89·10 ⁻³	4.755	1,4	1.204	14,8
BC-26	41.5730	2.8474	Flo	892-901	584,2	3	1,75·10 ⁻³	1.711	0,5	896	10,2
BC-Total	-	-	Flo/SFla(CS)	165-1.492	6.840,7	32	2,05·10⁻²	1.559	0,4	1.117	-

Table 2.6 (see table in previous page). Dive and litter data as obtained in the PROMARES-OASIS DEL MAR cruise in the north-Catalan canyons. CCC: Cap de Creus Canyon. LFC: La Fonera Canyon. BC: Blanes Canyon. Flo: Canyon floor. NFla: Northern canyon flank. SFla: Southern canyon flank. CS: Continental shelf. Geographic coordinates correspond to the middle point of each dive. Bold type is used for totals.

Submarine canyon	Plastic		Fishing gear		Metal		Other														Other total		Total litter items
							Glass		Pottery		Paper		Wood		Tyre		Cloth		Asbestos				
	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	
CCC	72,7	302	11,1	46	11,3	47	1,2	5	<1	3	<1	3	1,4	6	<1	1	<1	1	<1	1	4,8	20	415
LFC	71,1	288	24	97	4,7	19	-	-	-	-	-	-	<1	1	-	-	-	-	-	-	0,2	1	405
BC	78,1	25	3,1	1	6,2	2	3,1	1	-	-	-	-	9,3	3	-	-	-	-	-	-	12,5	4	32
Total	72,2	615	16,9	144	8	68	<1	6	<1	3	<1	3	1,2	10	<1	1	<1	1	<1	1	2,9	25	852

Table 2.7. Litter abundance by type. The first value is the percentage for a given type of litter calculated relative to the total number of litter items in a given canyon. The second value is the number of items found per litter category. Li: Litter items. CCC: Cap de Creus Canyon. LFC: La Fonera Canyon. BC: Blanes Canyon.

consisting mostly of metallic objects and metal-loaded objects such as cans, drums, containers, steel cables and fishing gear but also including glass, pottery, tyres, clothes and asbestos. Data such as the location of the sections explored in every canyon floor and flanks, the geographic coordinates of the middle point of each dive, and the depth range and total length per dive (Table 2.6), allowed to calculate the total ROV inspected area, the density and abundance of litter, and the average depth and distance to the coast of litter items.

The area (A) inspected during a ROV transect results from multiplying the transect length (L) by the field of vision width (W) of the ROV reference camera estimated from the laser pointer scale in the video images. This can be expressed by the equation:

$$A = L \cdot W \text{ (km}^2\text{)} \quad (1)$$

Litter density (De) was calculated as the ratio between the number of litter items (N) and the transect length (L), as defined by the equation:

$$De = (N \cdot 100) / L \text{ (litter items } 100 \text{ m}^{-1}\text{)} \quad (2)$$

Alternatively, litter density was calculated as the ratio between the number of litter items (N) and the inspected area (A) for a given ROV transect is:

$$De = N / A \text{ (litter items km}^{-2}\text{)} \quad (3)$$

The average depth of litter (AD) for a given transect was calculated using the water depths at which each litter item was observed. The distance to shoreline (DS) for a given transect along the canyon floor was measured as the sum of the shortest linear distance between the shoreline and the canyon apex (A in Fig. 2.30) plus the distance from the canyon apex to the middle point of the transect (B in Fig. 2.30) following the canyon axis. DS for transects located on the canyon flanks were measured as the shortest linear distance between the shoreline and the middle point of the transect (A' in Fig. 2.30).

The abundance of litter was calculated for each submarine canyon as the percentage of the total litter items found by type, size, canyon environment (i.e. floor and flanks), depth range and apparent weight, respectively (Tables 2.7 and 2.8). To quantify the abundance of litter by

depth we considered three depth ranges: shallower than 500 m, between 500 and 1.000 m and deeper than 1.000 m.

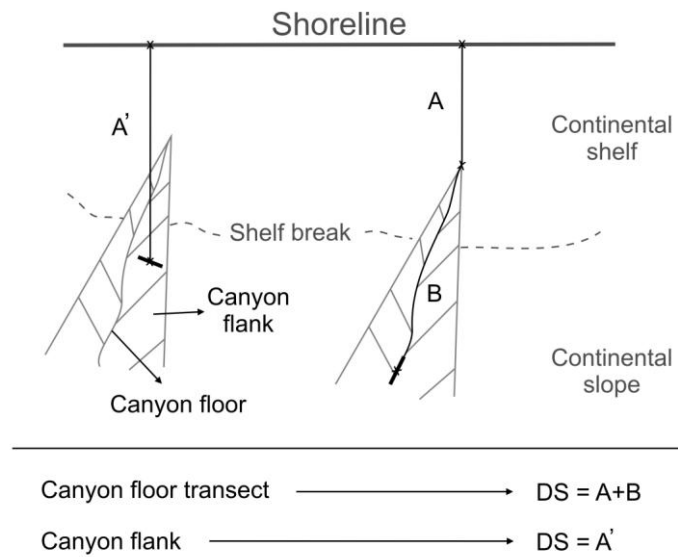


Figure 2.30. Sketch illustrating the methodology applied to calculate the distance to shoreline (DS) for a given transect over a canyon floor and canyon flank. Cross marks indicate the reference points to calculate different distances. Thick lines represent ROV transects (see main text for further details).

2.3.4. Results

Building on previous work (e.g. Galgani et al., 1996, 2000), the observation methodology and strategy applied in our study provides a comprehensive picture of the abundance and distribution of litter within submarine canyons in the NW Mediterranean Sea. Our study has benefited from high-resolution ROV video imagery allowing identification and distinction between litter objects (Fig. 2.31) despite the risk involved in accessing some spots. This was particularly the case when collecting ROV imagery along uneven rocky outcrops on the canyon flanks and especially canyon heads where spider webs of lost fishing lines were a permanent threat for the ROV.

2.3.4.1. Litter type, abundance and distribution

A total of 852 litter items have been found in 24 dives of which 415 in CCC, 405 in LFC and 32 in BC, while two additional dives, both in LFC, lacked litter items (Fig. 2.28 and Table 2.7). Litter items have been identified and ascribed to the four broad categories. Examples of litter found for each category are presented in Fig. 2.31. Plastics are the dominant type of debris in the

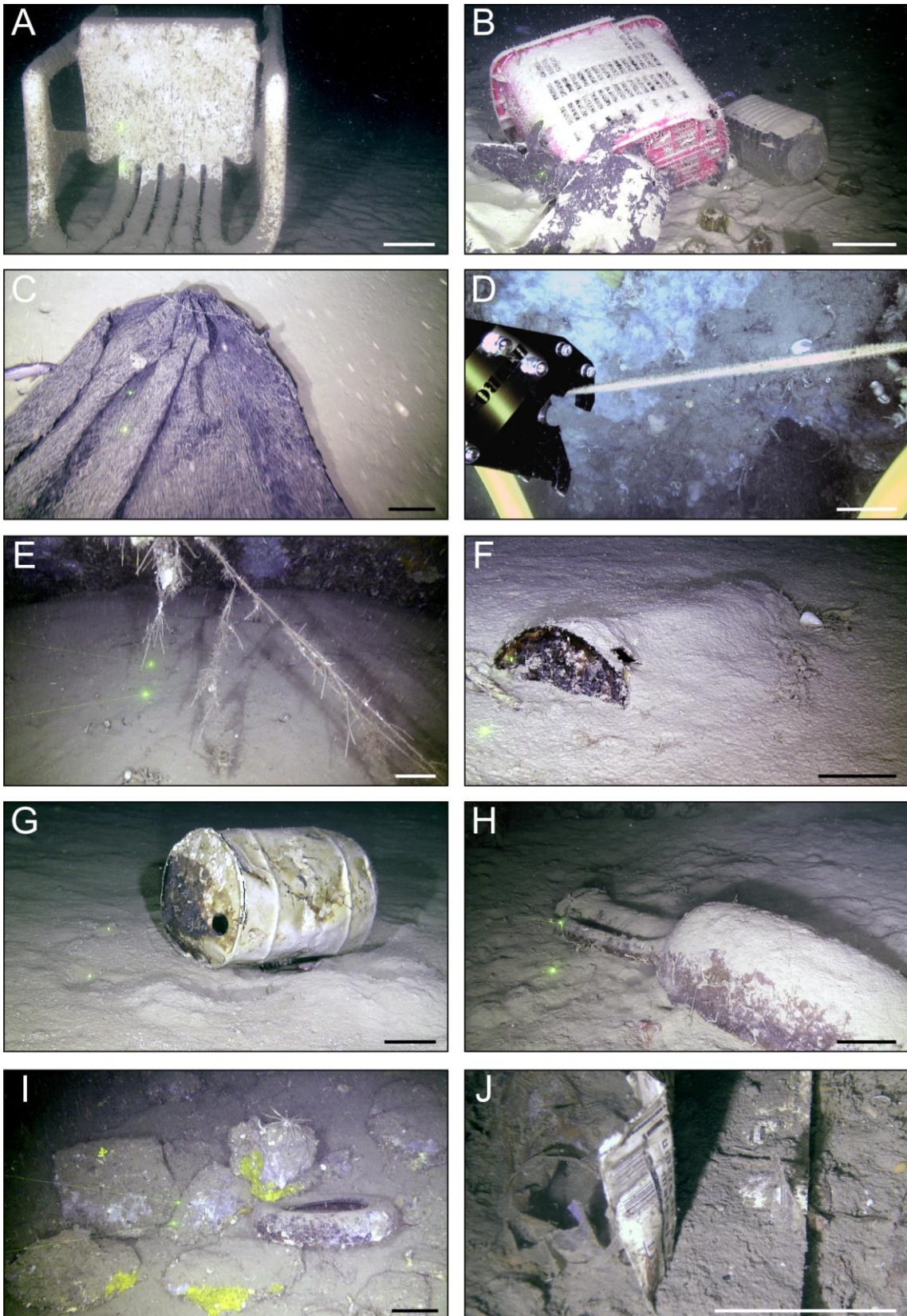
three submarine canyons inspected, with abundances in excess of 70%, followed by fishing gear (up to 24%) and metal objects (4,7 to 11,3%) (Fig. 2.32A and Table 2.7).

Litter items in the category “other” appear in very small percentages, from almost nil in LFC to 4,8% in CCC and 12,5% in BC. Within the category “plastics”, bags, bottles, cups and broken fragments are the dominant ones. Lost nets and lines are the most common items within the “fishing gear” category, while oil drums, beverage cans and containers prevailed within the “metal” category. CCC shows the highest variety of litter items (Table 2.7), and LFC is where the highest proportion of fishing gear occurs, mainly concentrated in the deeply entrenched, rocky and uneven canyon head branches (dives LFC-16 to LFC-21). Values from the BC must be taken with caution due to the small number of dives (4) and litter items identified (32) in this canyon compared to CCC and LFC (Table 2.7).

Most litter items (49,5%) found in the north-Catalan canyons belong to the medium size class, followed by the large (32%) and small (18,4%) size classes (Fig. 2.32A and Table 2.8). The greatest proportion of large objects occurs in LFC (42,8%) due to the numerous lost fishing lines tangled in the rocky bottoms of Cap de Begur and Sant Sebastià tributary branches (Figs. 2.28C and 2.31D, and E). The Illa Negra branch of the same LFC was not explored due to the risk posed to the ROV by abandoned fishing lines.

Litter density (D_e) has been calculated (Table 2.6) and depicted (Fig. 2.32B) for every dive and averaged for each submarine canyon. LFC and CCC showed mean litter density values of 4,5 and 2,5 items per 100 m^{-1} , respectively (Table 2.6). The highest litter density values per single

Figure 2.31 (see figure in following page). Examples of litter objects recorded during ROV dives in the north-Catalan canyons. (A) Plastic chair on La Fonera Canyon floor at 894 meters water depth (mwd). (B) Plastic supermarket basket, water bottle and plastic fragments in different stages of degradation over a *Brissopsis lyrifera* field on La Fonera Canyon floor at 715 mwd. (C) Plastic sack on the Blanes Canyon floor at 1.274 mwd with *Lepidion lepidion* to the left. (D) Longline tangled and cut by ROV *Liropus 2000* on La Fonera Canyon flank at 239 mwd. (E) Longline hanging over rocky outcrops on La Fonera Canyon flank (San Sebastià branch) at 217 mwd. (F) Half-buried rusty metal drum on La Fonera Canyon floor at 1.725 mwd. (G) Large rolling oil metal drum used as shelter by *Munida tenuimana* in the Cap de Creus Canyon floor at 1.545 mwd. (H) Roman amphora draped by fine sediment on the Cap de Creus Canyon furrow field at 714 mwd, with *Munida tenuimana*. (I) Car tyre and rock blocks draped by fine sediment on Cap de Creus Canyon northern flank at 200 mwd, with *Cidaris cidaris* and a small *Dendrophyllia cornigera* on the rocks. (J) Aggregate of plastics and paper draped by fine sediment on Cap de Creus Canyon floor at 483 mwd, also showing and Italian tobacco package. Distance between green laser dots is 15 cm.



dive correspond to LFC-21 (166-297 m depth range), LFC-15 (600-727 m depth range) and LFC-16 (205-273 m depth range), with 50,2, 18 and 11,8 litter items per 100 m⁻¹, respectively (Table 2.6).

A distribution analysis of litter abundance per canyon environment and depth range further illustrates litter distribution (Figs. 2.32A and 2.33). Even though inspection effort produces a bias in where litter was found, litter is significantly more abundant in specific depths (Fig. 2.33 and Table 2.9). In fact, the absence of litter on the continental shelves is directly related to the lack of coverage on them (Table 2.9). In the CCC most litter (83.1%) was found on the canyon floor at depths in excess of 1.000 m, with concentrations of 5,8 litter items per 100 m⁻¹ (Fig. 2.33A). Despite most of the inspection effort in CCC being concentrated in the 500-1.000 m depth range, only 25,3% of total litter was found there, while 56,8% was found at depths below 1.000 m (Fig. 2.33A and Table 2.8), a depth range covered by dives CCC-3 and CCC-4 (Fig. 2.28A). 167 items identified in dive CCC-4 formed a prominent litter hotspot (Fig. 2.34A).

In LFC almost all litter was observed on the canyon floor too (79,3%), but mainly at shallower depths than in CCC (Fig. 33B). Unlike the CCC, despite the most inspected depth range at LFC was below 1.000 m, the greatest concentrations of litter were found between 500 and 1.000 m and above 500 m, with 9,6 and 6,1 and litter items per 100 m⁻¹, respectively (Fig. 2.33B and Table 2.9). In LFC, lost fishing lines are the predominant litter items (Tables 2.6 and 2.7). For instance, dive LFC-21 contained the highest litter density in the study area, with 50 litter items per 100 m⁻¹, with all items corresponding to lost fishing lines (Table 2.6). Another litter hotspot made of 163 items was identified in dive LFC-15. Similar to CCC and LFC, noticeable concentrations of litter were found on the canyon floor and beyond 1.000 m in the less inspected BC. The 5.002 m long dive BC-23 is representative of litter distribution on a gullied canyon flank (Fig. 2.28E). Even if in low densities, litter was mainly found at the foot of the canyon flank and on the canyon floor both below 1.000 m (Table 2.8).

In terms of apparent weight, light items are clearly dominant (73.7%) due to the large amounts of plastics (Fig. 2.32A and Table 2.8). Moderate quantities of heavy items were found in LFC (28.6%) and CCC (25.1%) corresponding to fishing gear and metallic objects.

At a finer scale, ROV observations allow identifying where and how litter lies on the seafloor (Fig. 2.34). Litter items are most often covered by a thin drape of fine sediment (Fig. 2.31). On canyon floors it is also common for litter items to be partly buried by loose sediment of varying grain size, from clay to gravel (Figs. 2.31 and 2.34A). In dives CCC-1, CCC-2 and CCC-4 litter was found in the troughs of megascale sediment furrows and around rocks too (Fig. 2.34A and B). Litter hotspots often consist of a mixture of heavy and light litter items, eventually including rock slabs (Fig. 2.34A). Large concentrations of sea urchin carcasses and their fragments (Fig.

2.34E) were observed in numerous dives in LFC and BC usually at depths larger than 1.000 m (dives LFC-9, LFC-10, LFC-15, BC-23, BC-24 and BC-26) but not in CCC. They seem to behave similarly to light litter items, with which they often form mixed accumulations around and behind obstacles on the seafloor (Fig. 2.34C and D), but also on flat seabed. The largest of these sea urchin graveyards occupies at least several hundred square meters. Litter is almost totally absent from the trawled fishing grounds of the upper canyon flanks and canyon rims, as observed in dive LFC-13 (Fig. 2.34F and G).

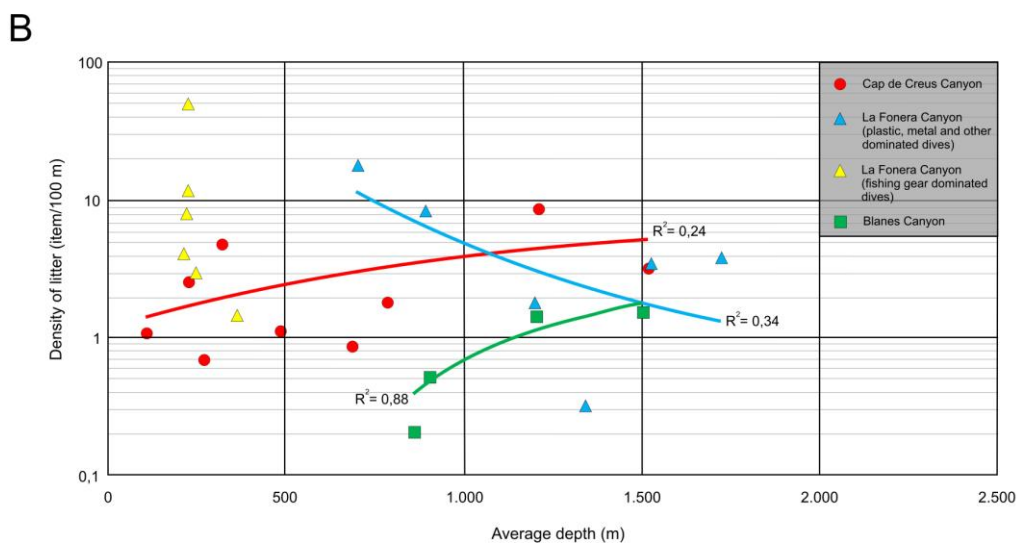
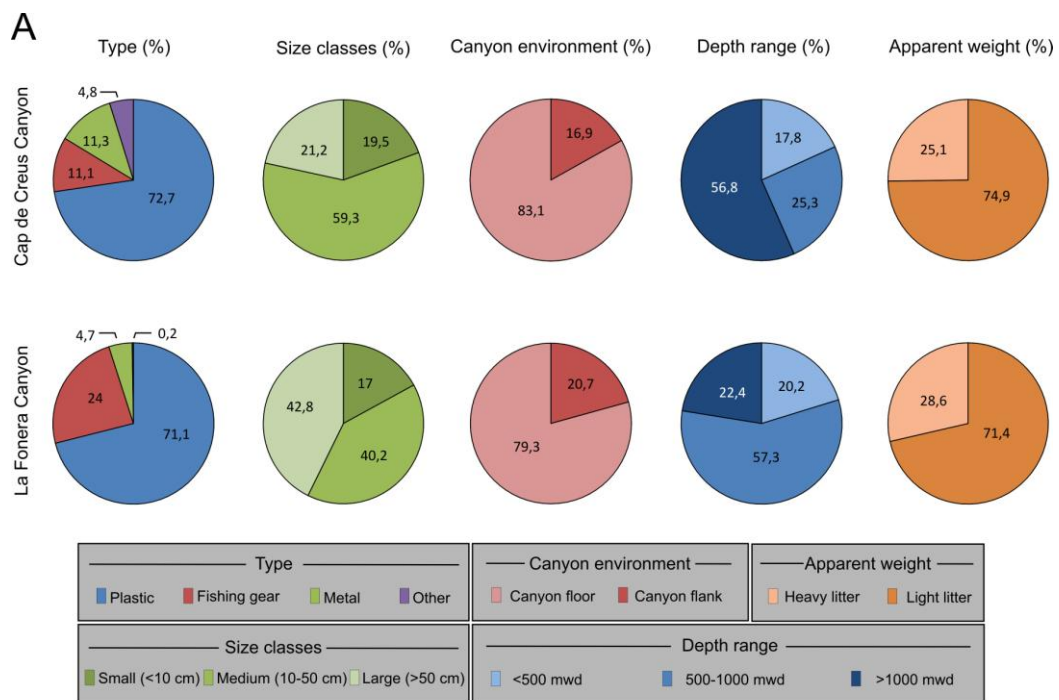


Figure 2.32. (A) Pie charts illustrating abundances of litter by type, size class, canyon environment, depth range and apparent weight for Cap de Creus and La Fonera canyons (see also Tables 2.7 and 2.8). (B) Density of litter plotted against the average depth of each dive in the investigated submarine canyons (see also Table 2.6).

Submarine canyon	Plastic		Fishing gear		Metal		Other														Other total		Total litter items
							Glass		Pottery		Paper		Wood		Tyre		Cloth		Asbestos				
	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	
CCC	72,7	302	11,1	46	11,3	47	1,2	5	<1	3	<1	3	1,4	6	<1	1	<1	1	<1	1	4,8	20	415
LFC	71,1	288	24	97	4,7	19	-	-	-	-	-	-	<1	1	-	-	-	-	-	-	0,2	1	405
BC	78,1	25	3,1	1	6,2	2	3,1	1	-	-	-	-	9,3	3	-	-	-	-	-	-	12,5	4	32
Total	72,2	615	16,9	144	8	68	<1	6	<1	3	<1	3	1,2	10	<1	1	<1	1	<1	1	2,9	25	852

Table 2.7. Litter abundance by type. The first value is the percentage for a given type of litter calculated relative to the total number of litter items in a given canyon. The second value is the number of items found per litter category. Li: Litter items. CCC: Cap de Creus Canyon. LFC: La Fonera Canyon. BC: Blanes Canyon.

Submarine canyon	Size						Canyon environment						Depth range						Apparent weight			
	Small		Medium		Large		Floor		Flanks		C. Shelf		<500 m		500-1,000 m		>1,000 m		Light		Heavy	
	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li	%	Li
CCC	19,5	81	59,3	246	21,2	88	83,1	345	16,9	70	0	0	17,8	74	25,3	105	56,8	236	74,9	311	25,1	104
LFC	17	69	40,2	163	42,8	173	79,3	321	20,7	84	0	0	20,2	82	57,3	232	22,4	91	71,4	289	28,6	116
BC	21,8	7	40,6	13	37,5	12	71,9	23	21,9	7	6,2	2	6,2	2	15,6	5	78,1	25	87,5	28	12,5	4
Total	18,4	157	49,5	422	32	273	80,8	689	18,9	161	0,2	2	18,5	158	40,1	342	41,3	352	73,7	628	26,3	224

Table 2.8. Litter abundance by size, canyon environment, depth range and apparent weight. Li: Litter items. CCC: Cap de Creus Canyon. LFC: La Fonera Canyon. BC: Blanes Canyon.

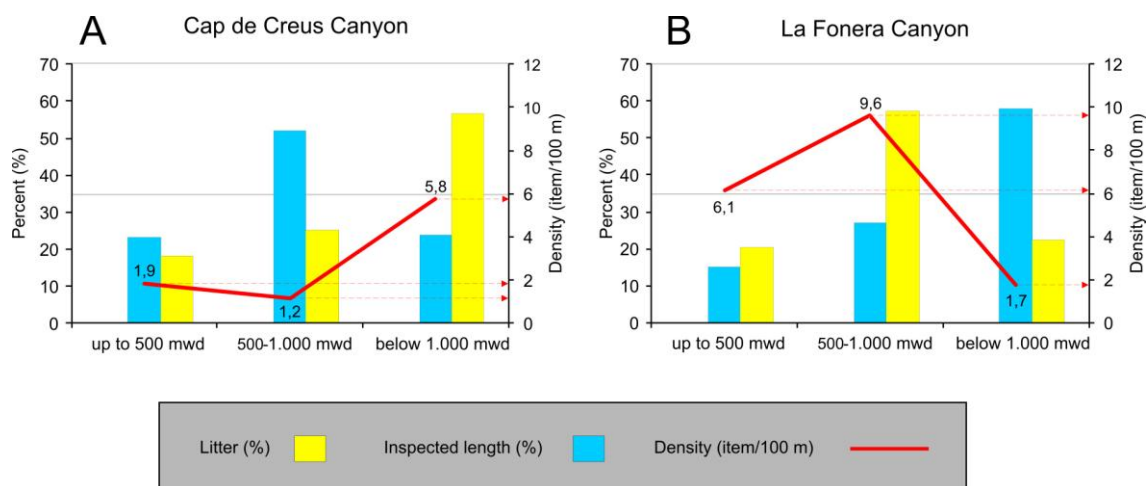


Figure 2.33. Abundance of litter and inspected length in Cap de Creus (A) and La Fonera (B) canyons calculated for the depth range. These plots show that litter density is higher at depths below 1000 m in Cap de Creus Canyon (percentage of litter much larger than percentage of inspected length) while in La Fonera Canyon litter density is higher within the 500-1.000 m depth range. mwd: meters of water depth. The percentages of litter and inspected length (left axis) correspond to those calculated in Table 2.8 and Table 2.9 respectively. The litter density (right axis) correspond to those calculated in Table 2.9.

Submarine canyon	Depth range								
	<500 m			500-1,000 m			>1,000 m		
	De (litter 100 m ⁻¹)	Inspected length		De (litter 100 m ⁻¹)	Inspected length		De (litter 100 m ⁻¹)	Inspected length	
		%	m		%	m		%	m
CCC	1,9	23,4	3.957	1,2	52,5	8.876	5,8	24,1	4.081,8
LFC	6,1	15	1.340,7	9,6	27	2.416,2	1,7	58	5.209
BC	0,05	54,5	3.731,5	0,8	8,5	584,2	1	37	2.525

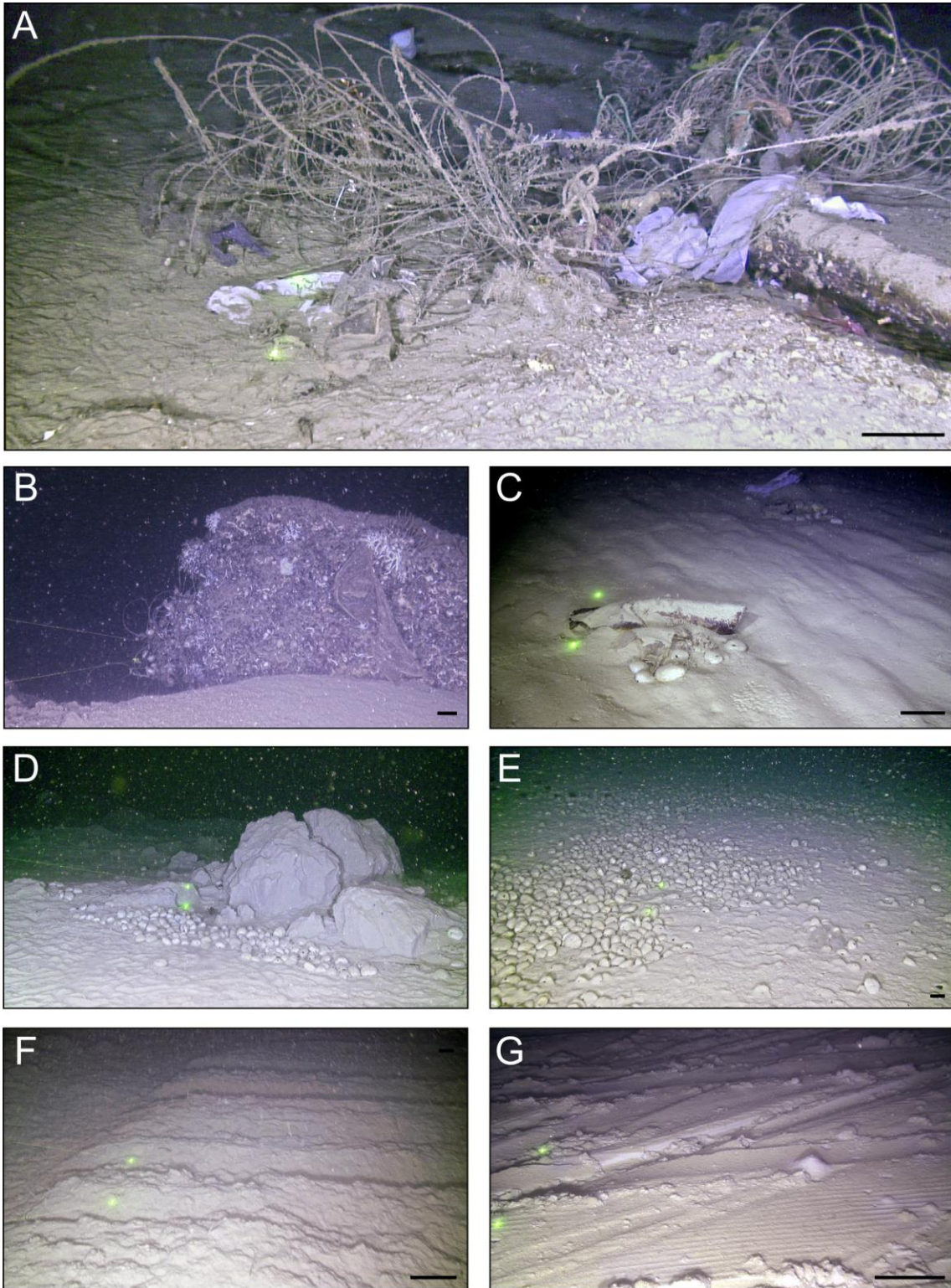
Table 2.9. Litter density and inspected length effort by depth range. CCC: Cap de Creus Canyon. LFC: La Fonera Canyon. BC: Blanes Canyon.

2.3.4.2. Litter sources

Despite most litter objects can be either land-derived or marine-derived, some of them can only be marine. This is the case of fishing gear, either lost or dumped. 144 (16,9%) of the 852 litter objects found in total correspond to the fishing gear category and, therefore, undoubtedly have a marine-based source whereas 708 could have a land-based or marine-based source (Table 2.7). It is also reasonable to assume that heavy litter (i.e., metal objects such as large kegs or containers, glass, pottery, tyres, clothes and asbestos plates) is predominantly marine-based, and has been dumped or lost from cargo, fishing and recreational vessels. Then undoubtful marine-based litter would rise up to 224 (26,3%) objects, though it is likely more since light debris (i.e., mostly plastics, paper and wood), which sum 628 (73,7%) objects, can be transported and moved easily by oceanographic processes from land but also derive from marine sources. Fishing gear is the second most abundant type of litter identified in the north-Catalan canyons with 97 items in LFC, 46 in CCC and one in BL (Table 2.7). We realise, however, that fishing gear observations can be biased because of the

intensity of the observational effort in each canyon. We also realise that there are seafloor areas prone to capture fishing gear due to either their roughness or seafloor nature (i.e., rocky vs. sedimented), or both. The head and upper course of the fishing-gear rich LFC have a particularly intricate morphology with numerous rocky outcrops, which ease the tangling up of fishing gear, as observed in dives LFC-16 to LFC-21 (Fig. 2.28C and Table 2.6). But at the same time, rocky outcrops result in a larger habitat heterogeneity that attracts more species and, subsequently, also fishermen.

Figure 2.34 (see figure in following page). Accumulations of litter and organic debris, and trawl marks recorded during ROV dives in the north-Catalan canyons. **(A)** Litter hotspot made of fishing gear, cables and plastic items in an area with metre-sized rock slabs on the floor of Cap de Creus Canyon at 1.208 mwd; note that two more rock slabs show up at the back of the image, and also that the nearest rock slab serves as refuge for *Munida tenuimana*. **(B)** Large block at 369 mwd on the floor of Cap de Creus Canyon fallen from its southern flank; the block is colonized by cold water coral and other organisms; note the tangle of cables on the left lower part of image and a lost net on the right. **(C)** Two distinct litter accumulations with various items in each and associated sea urchin carcasses on the Blanes Canyon floor at 1.504 mwd; small litter and carcasses accumulate on the down current side of larger objects, including an elongated metal object (foreground) and a plastic bag (background). **(D)** Accumulation of sea urchin carcasses with some litter items behind fallen blocks made of overconsolidated sediment on La Fonera Canyon floor at 1.213 mwd. **(E)** Sea urchin graveyard on La Fonera Canyon floor at 1.500 mwd. **(F,G)** Trawl marks in a soft seafloor area on the southern flank of Cap de Creus Canyon at 640 and 541 mwd, respectively. Distance between green laser dots is 15 cm.



Bottom trawling in particular, as a particularly disturbing fishing technique, focuses on canyon flanks and also on open slopes between canyons, as indicated by satellite-based Vessel Monitoring System (VMS) data (Fig. 2.28). In CCC fishing concentrates along the canyon flanks and on the giant furrow field between 300 and 700 m (Fig. 2.28A). No bottom trawling is practiced neither on the steep and rough canyon head nor on the flanks and floor of the

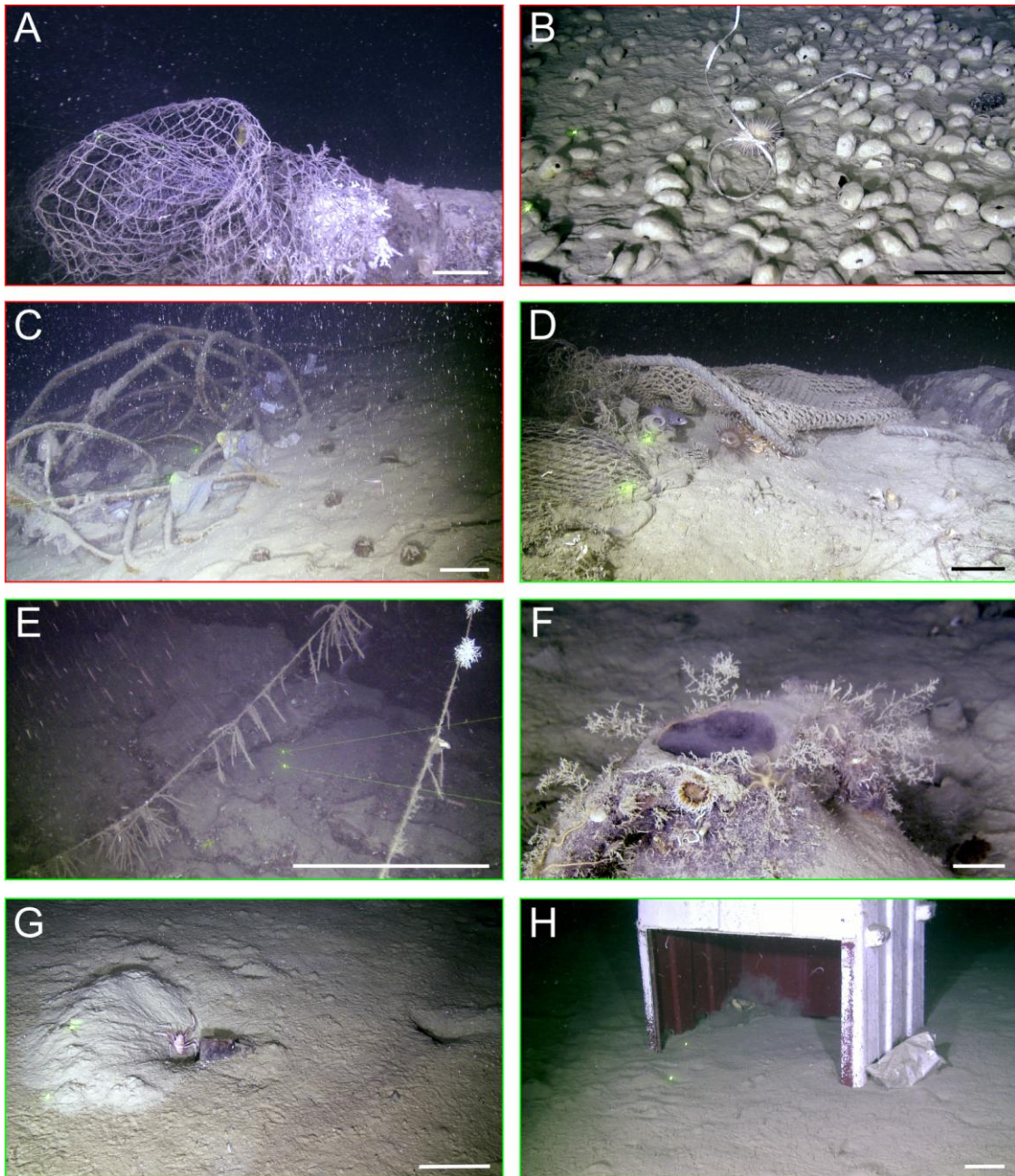
uppermost course. A similar pattern occurs in LFC, again with almost no trawling activity on the canyon head and its tributaries, and on the gullied southern flank segment that is farther from land (Fig. 2.28B and C). In BC fishing concentrates along the canyon flanks and its surrounding continental shelf (Fig. 2.28D). Once again, almost no activity is observed on gullied flanks (Fig. 2.28E).

2.3.4.3. Litter interactions with organisms

Our dives also provided numerous examples of the interactions of litter and organisms. Some of these interactions are usually viewed as harmful to organisms, while in other occasions organisms use litter objects. In the case of fishing gear, harmful effects are usually associated to the fishing activity itself before gear is lost, as illustrated by cold-water corals caught in a net (Fig. 2.35A). Elongated metals, monofilaments and long lines discarded or caught on the seafloor commonly produce entanglement of benthic and epibenthic fauna (Fig. 2.35B and C). However, beyond aesthetic aspects, no direct physically harmful effects on organisms by litter once already deposited on the seafloor have been observed in our dives, but the opposite. This does not preclude that no direct effects can occur, such as ghost fishing, which was not observed with our data, or unseen effects such as ingestion, which cannot be observed from ROV inspection only. We have seen lost nets being used by fishes and crustaceans as hideouts (Fig. 2.35D), long-lines hanging from underwater cliffs and perched between rock outcrops colonized, in different stages, by cold-water corals and other organisms (Fig. 2.35E), and hard litter objects such as amphorae (Fig. 2.35F), and large containers and small metal cans in the

Figure 2.35 (see figure in following page). Several examples of the ambiguous interactions between litter and marine organisms recorded in the north-Catalan canyons (harmful or annoying: red frames; showing usage by organisms: green frames). **(A)** Colony of the cold water coral *Lophelia pertusa* entangled in a fishing net over a metre-sized scattered rock on Cap de Creus Canyon floor at 431 mwd. **(B)** Thin metal strip entangled with the sea urchin *Gracilechinus alexandri* amidst of a *Brissopsis lyrifera* graveyard on La Fonera Canyon floor at 1.514 mwd. **(C)** Large and heavy metal structure with trapped plastics draped by fine sediment in a *Brissopsis lyrifera* field on La Fonera Canyon floor at 709 mwd. **(D)** Net with ropes and a cord entanglement, jointly with living animals *Phycis blennoides*, *Bathynectes maravigna* and *Cerianthus membranaceus* on Cap de Creus Canyon floor at 484 mwd. **(E)** Perched longlines between stratified rock outcrops colonized by the cold water coral *Madrepora oculata* and other unidentified sessile species on the southern flank of Cap de Creus Canyon at 325 mwd. **(F)** Roman amphora colonized by unidentified anemone, ophiure, serpulid worm and hydrozoan species on Cap de Creus Canyon floor at 468 mwd. **(G)** *Munida tenuimana* using a metal can shelter on Cap de Creus Canyon floor at 1.510 mwd. **(H)** Large container dumped on the seafloor used as shelter by a *Geryon longipes* specimen on Cap de Creus Canyon floor at 1.228 mwd; note the plastic bag to the right of container. Distance between green laser dots is 15 cm.

flat and muddy deepest sections used by crustaceans as home or shelter (Fig. 2.35G and H), amongst many other examples.



2.3.5. Discussion

2.3.5.1. Marine litter in the north-Catalan canyons: the wider view

To place our results in a wider context we performed a literature review from where to extract information allowing a meaningful comparison with our data (Fig. 2.36 and see also Supplementary Table 2.3). This literature review revealed some facts but also weaknesses in current knowledge about litter in the deep sea. The main facts are: (i) marine litter studies have been carried out since the 1970's (National Academy of Sciences, 1975); (ii) considering the year of observation, a temporal increasing trend of litter abundance comes out, which possibly relates with the outcome of direct observations with underwater vehicles instead of bottom trawl net sampling only (Fig. 2.36A); and (iii) with rare exceptions, the highest litter concentrations reported occur on submarine canyons and seamounts, banks, mounds and ocean ridges, while those from continental slopes are much lower (Fig. 2.36B). The main weaknesses are: iv) numerous studies overlooked basic information such as geographic coordinates, physiographic province and environment, water depth, distance to coast, sampled or explored length, sampled or inspected area, nature of the litter items, litter density and litter abundance, and thus comparing between studies is often very difficult; and v) a vast majority of the World's Oceans still remains unexplored in terms of marine litter presence, composition and distribution (Fig. 2.36A and C). Overall, these weaknesses prevent a sound global vision of the marine litter issue.

The results presented in this paper are of direct relevance for the practical implementation of the EU Marine Strategy Framework Directive (MSFD), and in particular for descriptor 10 ("Properties and quantities of marine litter do not cause harm to the coastal and marine environment") of the Commission Decision on criteria and methodological standards on good environmental status (GES) of marine waters. They also fit perfectly with the objectives of the Barcelona Convention, i.e. the Mediterranean Action Plan (MAP) and Convention for the Protection of the Mediterranean Sea Against Pollution (www.unepmap.org/index.php?module=content2&catid=001001004). These results not only represent a baseline for litter distribution, nature and sources in a given seabed area, but also constitute a reference for future marine litter research over the seas of Europe and beyond as, first, they dig into the links between sources and pathways of marine litter categories and marine litter lying on the seabed; second, they help establishing the link between litter and hydrodynamic processes; and, third, they allow identifying specific seafloor features where

litter concentrates. The role of submarine canyons as litter hotspots and preferential routes to the deep-sea might be more universal than demonstrated so far. The lessons learnt from the present study could be also useful to the practical implementation of marine litter policies. In that respect, as referred to MSFD documents, a finer level of litter item discrimination considering sources, effects on the habitats and uses by marine animals would be highly

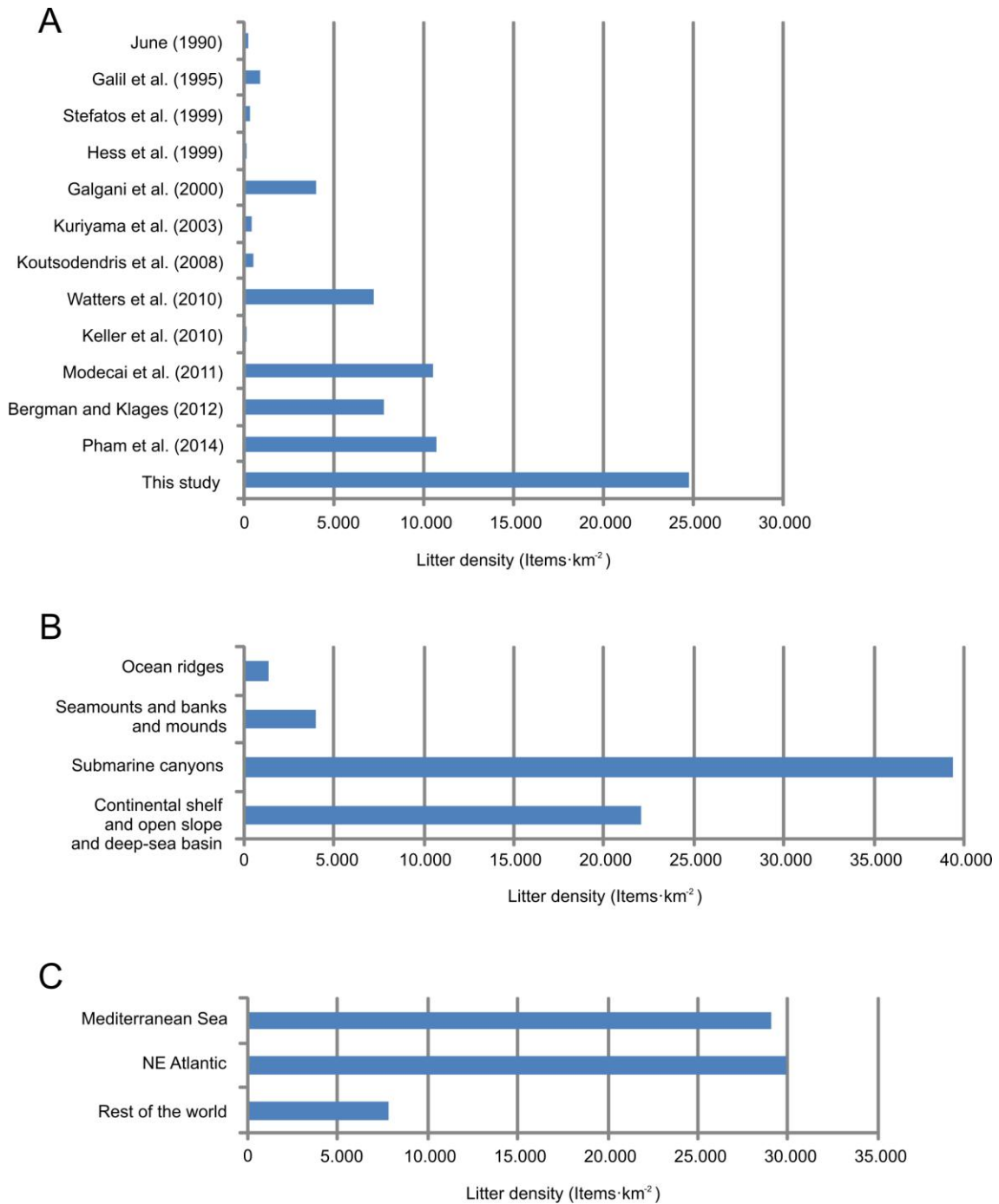


Figure 2.36. Worldwide marine litter densities (litter items·km⁻²) arranged per (A) year of publication from top to bottom, (B) marine environment and (C) geographic location. See Supplementary Table 2.3 for numerical values.

beneficial, jointly with an assessment of litter status (i.e. on the seabed, partly buried, buried, which may relate to age, and transportability) and distribution, with a particular emphasis on litter hotspots, on which regional monitoring efforts should focus. Obviously this would require first identifying such hotspots by more systematic surveys. Submarine canyons and seamounts are good candidate litter hotspots globally (Mordecai et al., 2011; Pham et al., 2013, 2014; Ramirez-Llodra et al., 2013). The remobilization of litter already on the seafloor (e.g. by natural processes or anthropogenic activities like bottom trawling) and its subsequent transportation to more distal, deeper areas is a relevant issue to address as well, also in view of the distinct potential of individual items to be transported farther and deeper. Certainly, in specific areas such as litter hotspots interannual and event-response surveys should be implemented in order to have a better view of the residence time of litter at specific locations and of the effects of high-energy events, so that temporal trends can be established together with the effect of short-lived events on them. Repeatedly surveying the so-called "litter hotspots" could be an initial step.

Recently, a European wide effort by Pham et al. (2014) underlined once again the widespread presence of litter on the seafloor in all marine environments and highlighted the need of future standardised assessments to overcome current limitations so that the scale of the problem could be understood fully. Even in the Mediterranean Sea, which is only 2,6 million km² and is one of the most investigated marine regions in the world, the information on marine litter is largely insufficient. In fact, most of the Mediterranean Sea has never been explored in terms of presence of litter. Figure 2.37 illustrates entire subregions within the Mediterranean Sea where the lack of data is absolute. This contrasts with the fact that the Mediterranean region hosts 7% of the world's population and attracts 25% of international tourism and 30% of maritime traffic (Ramirez-Llodra et al., 2013).

Mean litter densities recorded in the two most inspected canyons in our study area are higher than elsewhere, independently of the observation system used (Fig. 2.36A). However, we assume that this study is far from the level of representation of the whole canyons. In CCC and LFC, mean litter densities are 8.090 and 15.057 litter items·km⁻², respectively, resulting from single-dive values ranging from 1.075 in dive LFC-12 to 167.540 litter items·km⁻² in dive LFC-21 (Table 2.6). However, all litter densities in our dives but one (LFC-21; Table 2.6) are below the 101.000 items·km⁻² reported by Galgani et al. (2000) for the Ligurian Sea. In terms of items per 100 m⁻¹ our densities (0,2 to 11,8 items·100 m⁻¹ in dives BC-23 and LFC-16; Table 2.6) are comparable to those found in other submarine canyons both in the Mediterranean Sea and in

the Northeast Atlantic Ocean. In the Mediterranean, Galgani et al. (1996) obtained densities ranging from 0,3 to 11,2 items·100 m⁻¹ for the submarine canyons off France within the depth range from 40 to 1.448 m. In the Bay of Biscay, Galgani et al. (2000) counted 1,6 and 2,2 items·100 m⁻¹ in Cap Ferret and Cap Breton submarine canyons, respectively. In the Portuguese submarine canyons, Mordecai et al. (2011) also found similar high densities, though the inspected depths were deeper than ours. Overall, these observations strongly support the view that submarine canyons act as main vectors of litter to the deep sea (Fig. 2.36B). The finding of plastics as the predominant type of litter in the investigated canyons, with more than 70% of the total (Table 2.7), is in agreement with previous deep-water studies (Galgani et al., 1996, 2000; Mordecai et al., 2011). Despite some local hotspots, derelict fishing gear abundance in the north-Catalan canyons as a whole is, with its ~17% (Table 2.7), midway between Monterey Canyon (5%) and Nazaré Canyon (37%) (Mordecai et al., 2011; Schlining et al., 2013). Lost fishing gear generally is much more abundant on heavily fished continental shelves, such as those in the Celtic Sea (65%) and California (93%) (Galgani et al., 2000; Watters et al., 2010). These so variable percentages likely correlate with fishing intensity in each area and environment.

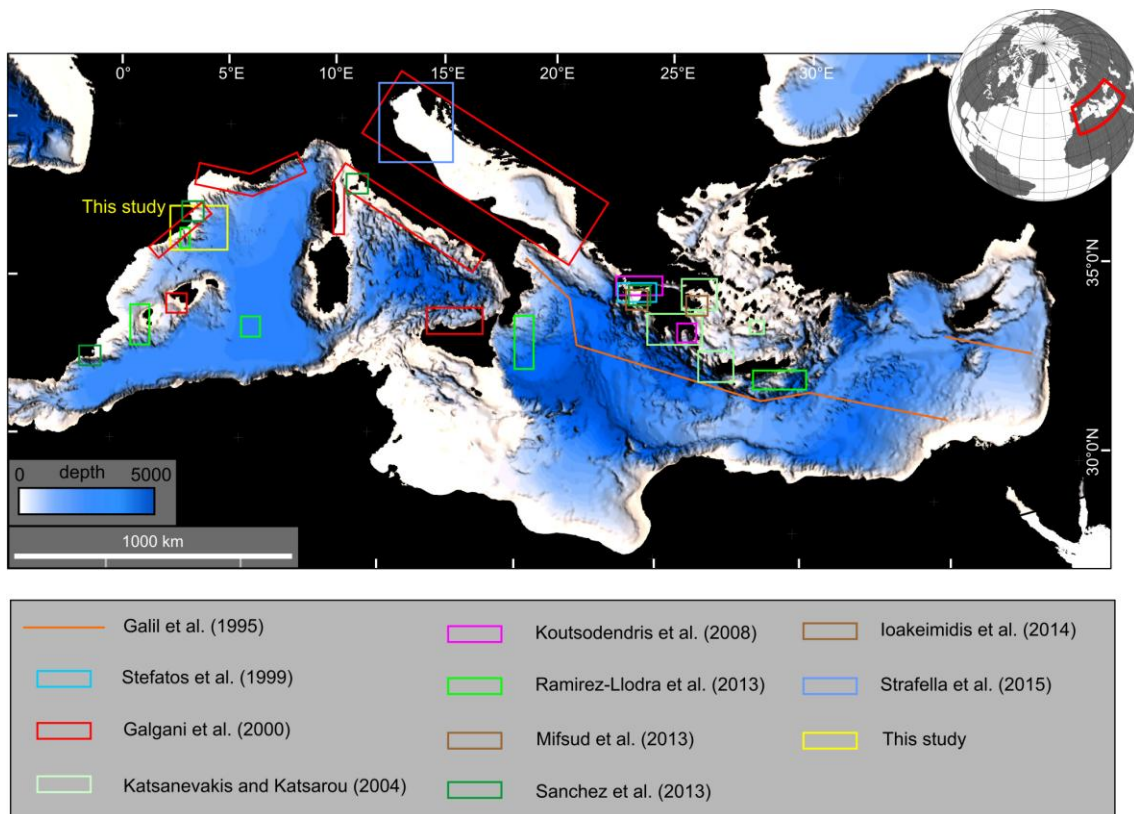


Figure 2.37. Bathymetric map of the Mediterranean Sea showing the location of the eleven seafloor litter published studies performed there.

Regarding litter type distribution in the studied submarine canyons, while plastics and metals do not show clear patterns due to their ubiquity, almost all derelict fishing gear has been found in canyon heads at depths less than 500 m (Fig. 2.32B). Such distribution of litter does not necessarily indicate where most fishing activity takes place at present, but where it was most practiced historically and where the most risky fishing grounds are located. Furthermore, the richness in fishing target species and the short distance of the north-Catalan canyon heads to shore undoubtedly played a role in attracting fishermen. The canyon head branches of LFC presented the highest number of fishing related items in our records (24%), especially in dives LFC-16 to LFC-21. However, VMS data do not indicate fishing activity there, which is suspected to be an artefact due to the fact that satellite monitoring is implemented only for vessels with lengths ≥ 24 m (i.e. mainly bottom trawlers) and not for the smaller boats of the artisanal fleet frequenting the uneven canyon head bottoms (Fig. 2.28C).

Regarding the burial of items by natural sedimentation, this is for instance the case of clinker, the residue of burnt coal left by steamships from the late 18th century to the mid-20th century along their navigation routes, which has been reported as a common type of litter in trawl samples, eventually becoming dominant on deep basins and continental slopes (Pham et al., 2014). In our footage of the north-Catalan canyons we did not detect clinker, but it was recovered in high abundance by trawl surveys, for instance in BC (Ramirez-Llodra et al., 2013). The same situation was reported for Hausgarten in the Arctic Ocean (Pham et al., 2014). This means that despite the high densities of litter items in the inspected canyons, the numbers obtained from our ROV observations may actually represent underestimations.

Robust as they are, the above-discussed results deserve, however, some words of caution. Like all other published studies, it is very likely that the quantitative values obtained in this first systematic assessment of marine litter in the north-Catalan canyons underestimates the true amount of litter mainly because of the following reasons: (i) the burial of items by natural sedimentation, bottom trawling and bottom trawling induced sediment flows (cf. Puig et al., 2012); (ii) the removal of items by bottom trawlers and their subsequent dumping back to the sea when cleaning the nets while sailing to base ports (i.e. far from canyon grounds); (iii) the sometimes challenging task of distinguishing between biological remains and very small litter items; (iv) the almost impossible mission to count all objects in litter hotspots; and (v) the omission of very small debris that are undetectable by ROV observations (e.g. microplastics; cf. Thompson et al., 2004).

2.3.5.2. Sources of litter in the north-Catalan canyons

Land-sourced litter

Generally speaking, the relative contribution of land- and marine-sourced litter to the sea still remains poorly known by the scientific community (UNEP, 2009), although land-sourced plastics are predicted to increase by an order of magnitude by 2025 (Jambeck et al., 2015). Rivers are recognized as important conduits for litter from land to the sea (Williams and Simmons, 1997; Galgani et al., 2000; Acha et al., 2003; UNEP 2009). We discuss here how rivers contribute to littering the NCM, including both rivers opening to the study area and distant rivers influencing it, in particular the Rhône River.

The carrying capacity of rivers directly relates to their discharge and regime. According to Duran et al. (2014), damming and water extraction from rivers in the study area have caused water and sediment discharge at river mouths to diminish. However, no such trend is observed from long-term time series, except for the Ter River (Liquete et al., 2009). As it occurs in most Mediterranean rivers, discharge by the investigated rivers is highly variable and is characterised by rather frequent flood events during which most of the discharge concentrates (Liquete et al., 2005, 2009). This very likely means that riverine transport of sediment, nutrients, chemicals and litter occurs essentially during those events, so that these rivers behave as “flushing rivers” (e.g. Sanchez-Vidal et al., 2013). This view is supported by countless eyewitnesses, including fishermen, who have noticed unusually high amounts of floating litter and debris at sea after river floods, coinciding with the formation of suspensate plumes off river mouths (Supplementary Fig. 1). Part of this litter ends up stranded on beaches, another part remains floating and is carried far from entry points, and a third part sinks sooner or later thus contributing to the seafloor litter pool. Beach cleaning after river floods is a regular component of beach maintenance operations all along the coastline of the study area. Despite its relevance, we are not aware of studies on the flux, dispersal and accumulation of litter at sea after river floods.

Dams represent a major interference on river flow and as such they are able to retain an important portion of the litter carried by rivers, especially if highly regulated such as Ter River, with 62% of its watershed upstream of the large Susqueda dam in its mid-course, at an altitude of 248 m (Liquete et al., 2009). In contrast, in the undammed Fluvià River there is no restriction for whatever is carried by the flow to reach the river mouth, except for a few low weirs that are easily exceeded during river floods. The Tordera River is in a similar situation with only one

minor dam in its uppermost course, at 1.053 m of altitude, that regulates only 0,7% of its watershed. Finally, the Muga River is also interrupted by a dam at 146 m of altitude regulating 20% of its watershed (Fig. 2.27B). Therefore, the four main local rivers in the study area have the capability to transport litter to the sea mainly at the occasion of floods, though to different extents.

Despite the 160 km of distance between the Rhône River mouth and our study area, this river, which has the greatest mean annual water discharge delivered by a river into the Western Mediterranean Sea (Table 2.5), has been identified as an important land-based source of litter for submarine canyons in the GoL and the NCM (Galgani et al., 2000). Along its 812 km, the Rhône River crosses several large French cities, among which Grenoble (746.631 inhabitants), Lyon (491.268), Valence (308.450) and Avignon (291.876) (Institut national de la statistique et des études économiques, 2014). Like the north-Catalan watersheds, the Rhône watershed is regulated by several dams, which retain up to 4 Mm³·y⁻¹ of sediment since 1950-1960 (Provansal et al., 2014). Especially during river floods, river plumes carrying litter are easily entrained offshore and shifted southwards by the alongshore drift and the NC flowing over the outer continental shelf and slope to the NCM (Flexas et al., 2002; Supplementary Fig. 2.1B).

One peculiar situation arises in the study area as a consequence of the sharp population increase during summer months involving an intense recreational use of the coast and ports by crowds of tourists, and the closeness of canyon heads to the coastline (Canals et al., 2013; Fig. 2.27F). This means that large amounts of litter and other pollutants, including body care products, released along the coastline can easily reach the canyons heads, either smoothly and possibly in small amounts under fair weather conditions or abruptly and massively as a result of high energy events such as eastern storms (cf. section 5.3).

The geographic reach of the northern Tramuntana wind (cf. section 2.2.1) in Catalonia extends from Cap de Creus promontory to the Tordera River delta, overlapping with our study area. The northwest Mistral wind blowing over the nearby GoL has no direct influence over the study area *sensu stricto*. We suggest that wind, in particular Tramuntana, is a main carrier of light litter within and to the study area and that a non-quantified but significant portion of light items, mainly plastic bags and paper stored in landfills and dumped in open places, are easily set in motion and dumped into the sea by aeolian transport.

Marine-sourced litter

Marine-sourced litter results from cargo, recreational and military navigation, and from fishing activities. Litter from marine sources includes the same types as from terrestrial sources plus debris that are specifically marine, such as the above-mentioned clinker and fishing gear. Several main shipping lanes mainly from/to Marseille cross the deepest sections of the north-Catalan canyons (i.e. from 1.700 to 2.500 m), with several other secondary lanes also criss-crossing the study area (Fig. 2.29A). Though with the exception of dive LFC-14 (Table 2.6) we did not inspect those depths with our ROV, Ramirez-Llodra et al. (2013) pointed out that the open slope and the deepest section of BC under the main shipping lanes were dominated by marine-sourced heavy litter such as clinker and metal objects. In any case, except for heavy litter, it should not be expected that light items sink vertically. Instead, they are very likely transported for variable distances by currents till they settle definitively on the seabed, from where they can eventually be resuspended and re-transported by high-energy natural events such as near bottom currents associated to DSWC flows (Canals et al., 2006; Puig et al., 2008; Durrieu de Madron et al., 2013).

Lost and dumped fishing gear has been identified in almost every single study on seabed litter everywhere in the world (Galgani et al., 1995a, 2000; Lee et al., 2006; Watters et al., 2010; Bergmann and Klages, 2012; Pham et al., 2013; Vieira et al., 2015). Our study area, with ~17% fishing items is no exception. Fishing gear on the seabed, in particular nets and wire tangles, often nucleate the formation of litter hotspots, which further evidences the high mobility of light litter in the deep ocean (Figs. 2.31D, 2.34A and 2.35C). In addition to dramatically disturbing the seafloor (Fig. 2.34F and G), bottom trawling induces the secondary transport of litter, either to shorter (heavy litter) or longer distances (light litter), and its burial both in the fishing grounds themselves and in the deeper areas reached by trawl-triggered sediment flows. The significance of this effect on litter secondary transport and re-deposition has not been assessed to date, but estimations on deep-water sediment transport because of bottom trawling may be indicative of the magnitude of this phenomenon. A cumulative transport of settling particles of about $5,4 \cdot 10^3 \text{ t} \cdot \text{m}^{-2}$ during 136 days of in situ monitoring in the northern flank of LFC (Palanques et al., 2006), and the finding that sediment volumes remobilised by bottom trawling and large-scale open slope natural sediment failures, when normalized over source area and time, can account for similar sediment yields (Puig et al., 2012), strongly support the view that remobilization by trawling is a major mechanism for litter secondary dispersal and, eventually, burial in the deep sea. In that way, litter initially accumulated on canyon rims and flanks can be remobilised and transported to the deeper canyon floors

collecting side inputs. In addition, and according to fishermen reports and eyewitnesses, large amounts of litter are caught in the trawlers' nets. All this fits with the fact that the only ROV dives where no litter has been encountered (LFC-13 and LFC-22) were performed over the heavily trawled northern flank of LFC (Fig. 2.28B and Table 2.6).

The impact of artisanal fisheries is essentially different as, first, they involve minimal disturbance of the seafloor and the litter it eventually holds and, second, they concentrate in specific locations (e.g. canyon heads) at relatively short distance from shore. However, artisanal fisheries as practiced in the study area have long-lasting cumulative effects, as the most common litter type they produce (nylon long lines) is estimated to require about six centuries to degrade (Bollmann et al., 2010) (Figs. 2.31D and E, 2.34B and 2.35E). The rough topography of some canyon sections, and especially canyon heads, also favours the entangling of nets of different types (Figs. 2.31D and E, and 2.35C). The finding of significant amounts of fishing gear on canyon floors at depths larger than the lower limit of deep-water bottom trawling in the study area (see Fig. 2.34A, taken in CCC at a depth of 1,208 m) suggests direct dumping of old, damaged or tangled nets and cables from fishing vessels. Knowing the location of canyon floors where trawling is impracticable due to excess depth, fishermen likely use them as disposal sites.

Archaeological remains, such as Roman amphorae, have been also found on the investigated canyon floors (Figs. 2.31H and 2.35H). This demonstrates, first, that Romans were sailing relatively far from the coastline and, second, that marine-sourced littering of the Mediterranean seafloor dates back millennia. It is also well known that deep bottom trawling has resulted in the massive destruction of underwater cultural heritage (e.g. Flemming et al., 2014).

2.3.5.3. Litter interaction with oceanographic processes

Like other substances, once introduced in the marine environment litter can be transported far from its sources by oceanographic processes, as aptly postulated by previous researchers (Hess et al., 1999, Galgani et al., 2000, Keller et al., 2010). ROV observations in the north Catalan-canyons showed litter objects partially buried into the sediment (Fig. 2.31F), within the troughs of large-scale furrows, behind metre-sized rock slabs and also forming large concentrations made of mixtures of fishing gear (Fig. 2.34A), heavy and light litter items, also coexisting with natural elements such as sea urchin graveyards (Fig. 2.34C) and detached and broken

consolidated sediment blocks (Fig. 2.34D). All these observations clearly demonstrate that seafloor litter has undergone not just water column transportation but near-bottom dragging down to larger water depths. In particular, the several hundred square meters sea urchin graveyards made of carcasses of these organisms found at depths in excess of 1.000 m further reinforce the concept of active massive transport of light objects within submarine canyons (Fig. 2.34E).

In the study area there are numerous candidate oceanographic processes able to transport litter in large amounts. These processes include the quasi-steady southward littoral drift current, permanent mesoscale currents such as the NC also flowing southward, and seasonal events like DSWC, eastern storms and possibly offshore convection leading to the formation of sinking flows either by density increase and/or sediment load (cf. section 2.2) (Fig. 2.26). The configuration of the investigated canyons, with large shelf incision lengths and heads at very short distance from the shoreline (see Figure 3 in Canals et al., 2013) make them able to interrupt the littoral drift and efficiently capture dense waters escaping from the shelf, both during DSWC and eastern storms lashing out along the coastline.

While any litter object entrained in the littoral drift and the NC is capable of entering into the investigated canyon heads, these two processes alone are unable to transport litter to the deepest sections of the investigated canyons, as the associated flows simply do not reach such depths (Fig. 2.26B). Only the near-bottom flows triggered by DSWC and eastern storms, though the latter are less studied, are able to subsequently move litter down course from canyon heads in large amounts. Bedforms nearby CCC, LFC and BC heads provide good indications of the prevailing path of dense shelf waters when they escape from the continental shelf to subsequently get trapped into canyon heads (Duran et al., 2014). A particularly enlightening evidence of the power of DSWC was observed during the early 2005 DSWC event in CCC, when two moorings weighted with 400 kg each were moved 3 and 9 km away from their original position, respectively (Puig et al., 2008). Furthermore, the metallic elements in the lower part of the moorings were polished and shining due to sand blasting. Such observations demonstrate that not only light litter items are transported along the canyon axis, but also heavy litter items can be transported during extreme events.

The speed of DSWC usually diminishes with depth, which favours the settling of light litter when the flow speed reaches a critical threshold, which is object dependant. This is well illustrated by measurements made 30 m above the bottom in the CCC during a DSWC event

that occurred in early 2006: at 300 m the current speed was $95 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, at 750 m decreased slightly to $70 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, at 1.000 m was $50 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ and at 1.900 m was about $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (Palanques et al., 2012). Similar decreasing speed tendencies against depth have been documented both in CCC and in LFC during 2007 and 2008 DSWC events (Ribó et al., 2011) and in the BC during a severe eastern storm in 2008 (Sanchez-Vidal et al., 2012). In the early 2012 DSWC event, peak velocities of $125 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ were recorded at 1,000 m depth within CCC (Durrieu de Madron et al., 2013), thus demonstrating to which point near-bottom currents can be intense in the deep canyon reaches, far from canyon heads. For the particular case of eastern storms, Sanchez-Vidal et al. (2012) showed that sedimentary particles and organic matter removed from the continental shelf reached at least 1.500 m depth within BC in a matter of few days. The above data evidences that the shear stress of near-bottom flows associated to DSWC and eastern storms is large enough to massively move and transport light litter items temporarily stored on the shallower continental shelf, which simply go with the flow, i.e. down to the deeper margin and canyon sections (Fig. 2.32).

Patterns of litter distribution can be related to variations in the intensity of oceanographic processes from one canyon to another, and also to the geomorphic characteristics of every individual canyon. Our data show that in LFC the main litter accumulations are located between 500 and 1.000 m while in CCC they occur beyond 1.000 m, i.e. more than 50 km from the nearest shoreline (Fig. 2.33). These litter distribution patterns can be explained by higher intensity, duration and recurrence of high-energy DSWC events in CCC than in LFC (Ribó et al., 2011; Canals et al., 2013). Nevertheless, the sinuosity of the canyon axes is also a relevant parameter. The low sinuosity of CCC (sinuosity index $S_i=1$; Lastras et al., 2007) means that there are no major obstacles opposing to the flow of DSW currents reaching $>1.000 \text{ m}$, whereas the high sinuosity of LFC ($S_i=1.5$; Lastras et al., 2011) necessarily results in the slowdown of near-bottom flows moving down canyon to 500 and 1.000 m and beyond.

Offshore convection potentially has the capability of entraining light floating litter into sinking dense water flows too (Stabholz et al., 2013), especially if ballasted by organisms or other materials, but at present there are no clues allowing discerning its role with certainty. However, since offshore convection affects large areas (see Figure 1 in Tamburini et al., 2013), it is likely that the litter it can convey down to the deep also spreads along vast expanses of the seafloor. Dense waters involved in offshore convection eventually touch bottom at the continental rise and bathyal plain, i.e. where seafloor topography is particularly smooth. Therefore, no relevant topographic effects are expected in terms of favouring the formation of

litter concentrations, which clearly is in contrast with the role of near-bottom flows over the canyoned continental slope associated either to DSWC or eastern storms.

2.3.5.4. Litter interaction within marine ecosystems

Human activities, either directly or indirectly (e.g. climate change) have been identified as the main responsible for the degradation of marine ecosystems (Halpern et al., 2008). The short and long term consequences of litter in the deep ocean, in particular, are increasingly attracting the attention of the scientific community (e.g. Watters et al., 2010; Mordecai et al., 2011; Ramirez-Llodra et al., 2013; Pham et al., 2014; Woodall et al., 2014). Interactions between litter items and organisms in diverse submarine settings, including submarine canyons, are complex by themselves and still insufficiently assessed (Galgani et al 2000; Edyvane et al., 2004; Watter et al., 2010; Ramirez-Llodra et al., 2013).

Our observations indicate an ambiguous relation between deep-sea organisms and litter on the seafloor, where physically harmful effects seem to be counterbalanced, at least to some extent, by resilience and usage of litter for multiple purposes (Fig. 2.35). While no direct harm on organisms by litter once on the seafloor, including ghost fishing, was observed in our dives, the disintegration of plastics and possibly other litter items raises a number of questions on their toxicological effects. Plastic, which has been found in large amounts in this study (72% of litter objects), may persist for centuries in the marine environment (South Carolina Sea Grant Consortium, 2008); but plastics also degrade into fibres and particles (microplastics) that can be ingested by suspension and epibenthic feeders (Thompson et al., 2004). Vessel derived paint pots and chips, which are rather common at some Mediterranean locations (Galil, 2006), have also been referred to as potential long-term sources of chemical contamination, including persistent organic pollutants that accumulate in deep Mediterranean species (Koenig et al., 2013). Von Moos et al. (2012) reported that micropastics can either be eliminated through defecation or retained in the tissues of the exposed animals, however, virtually nothing is known about the consequences of long-term litter degradation, which products may eventually pervade across trophic levels (Kukulka et al., 2012; Cozar et al., 2014).

One critical point that remains to be assessed is the relative contribution to chemical pollution of the deep sea released from litter vs. the one resulting from other important sources such as, for example, direct dumping of untreated water and associated contaminants to the costal

ocean and its transfer to the deep sea by high-energy processes like DSWC (Canals et al., 2006, 2013; Salvadó et al., 2012a,b).

2.3.6. Conclusions

In situ ROV observations of the seafloor assembled in this paper showed that litter is abundant in the main submarine canyons of the NCM, with 852 items counted along 32,7 km of total inspected length, of which 20 km along canyon floors. Plastics were present in almost all the 26 ROV dives carried out, representing 72% of the total number of objects encountered. Second and third litter categories were fishing gear with 17% and metals with 8%. These findings are in agreement with studies performed in other locations, where plastics constituted the dominant component.

Marine litter can be ascribed to two main categories depending on its sources. While there are items inarguably marine (e.g. lost fishing gear), other items such as highly mobile light litter (i.e. mostly plastics) can be both land and marine sourced. However, watershed and coastline conditions, and the overall distribution of litter in the study area point to a dominantly land origin for light litter. According to the most credible evidence, both natural processes (e.g. river floods, strong persistent winds) and variations in human land usage (e.g. summer population peaks along the coast) mediate the transfer of litter from inland and coastal sources.

We have found mean litter densities of 15.057 and 8.090 items·km⁻², in LFC and CCC respectively. Lost fishing gear items (essentially long lines and nets) were mostly found in Cap de Creus and La Fonera rough canyon heads at water depths less than 500 m, whereas light litter was mostly encountered at depths in excess of 500 m or 1.000 m in LFC and CCC, respectively. Such a distribution of light litter can only be explained by the action of strong near-bottom currents resulting from DSWC and eastern storms. These currents are channelized within the canyons and subsequently flush them down, thus carrying large amounts of light litter that finally settle on the canyon floor (~80% of litter items found on canyon floors against ~20% only at canyon flanks). The straight course of CCC and the fact that it is the main conduit for DSW escaping from the GoL continental shelf, jointly with the progressive slowdown of the currents when they get deeper, fits with the observed preferential litter accumulation beyond depths of 1.000 m in this canyon. The morphological complexity of the LFC upper course would favour the settling of light litter along the middle

course. Daily bottom trawling adds to natural processes in transferring and concentrating litter at canyon floors instead of canyon flanks. The configuration of the three investigated submarine canyons, at a short distance from the shoreline, enhances their trapping efficiency for land-sourced light litter.

The nature of the relations between litter and marine organisms is ambiguous, as some animals such as fishes and crustaceans often use litter objects as shelter or hideouts, while others like cold-water corals, gorgonians and anemones are able to use hard litter surfaces as growing substratum (Fig. 2.35). The presence and consequences of potentially harmful litter degradation products, such as microplastics and chemicals, have not been assessed in this study.

Our study also highlights the opportunity of a coordinated global assessment to assess the status of litter in the oceans, for which both large-scale and long-term monitoring is needed over the sea surface, the water column and the seabed in a wide range of water depths and geomorphic elements including “litter-trapping” submarine canyons. The combination of in situ observations by underwater vehicles with scientific dredging, so that both types of observations can be crosschecked, seems to be the way to follow for the assessment of litter on the seafloor. The ultimate goal should be developing better governance practices linked to the promotion of preventive policies and regulations, in line with EU Marine Strategy Framework Directive (EU-MSFD, 2008) and UNEP’s guidelines (UNEP, 2009).

2.3.7. Acknowledgements

The European Community's Seventh Framework Programme and the Spanish National RTD Program funded this research within projects, PERSEUS (GA 287600), DOS MARES (CTM2010-21810-C03-01), GRACCIE (CSD2007-00067) and NUREIEV (CTM2013-44598-R). Fundació “la Caixa” generously supported the PROMARES-OASIS DEL MAR ROV cruise, for which both Instituto Español de Oceanografía and Consejo Superior de Investigaciones Científicas provided the “Liropus 2000” ROV and Sarmiento de Gamboa research vessel. Generalitat de Catalunya “Suport als Grups de Recerca de Catalunya” grant 2014 SGR 1068 to GRC Geociències Marines is also acknowledged. We thank officers, crew and ROV technicians involved in sea-going work. Ariadna Mechó assisted with species identification. Xavier Tubau was supported by a FPU grant from the Spanish Government. Comments and suggestions of four anonymous reviewers as well as editor R. Gregory Lough greatly helped to improve the final version of this paper.

2.3.8. Supplementary figure and tables



Supplementary Fig. 2.1. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) images showing sediment plumes off river mouths issued after heavy rains and their deviation due to oceanographic currents (see main text for explanation). (A) Satellite image centred in the Rhône River (RR) mouths showing the effects of a major $3.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ discharge episode on the 27th December 2009. Note the densely loaded plumes (darker brown colour) off Grand Rhône (RR) and Petit Rhône (PR) mouths that extend offshore and subsequently deviate south-westwards. (B) Zoom in of river plumes over Roses Bay and off Ter River mouth and adjacent continental shelf to the south on the 22nd November 2011. LFC, La Fonera Canyon; RD, Rhône Delta. Depth contours every 500 m. See Fig. 2.26A for location.

Catalan Counties	Population density (inhabitants km ⁻²)											
	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Alt Empordà	76	79	82	83	88	91	95	99	102	103	103	104
Baix Empordà	151	155	160	165	171	176	180	186	189	189	189	190
Selva	121	126	132	137	145	152	158	165	170	172	173	174
Maresme	893	920	948	970	1,000	1,025	1,038	1,054	1,069	1,080	1,091	1,095
Garrotxa	65	66	68	69	70	71	72	74	75	75	75	76
Osona	103	105	108	110	113	115	116	119	120	121	122	122
Vallès Oriental	374	387	400	412	425	436	443	454	463	466	469	473
Vallès Occidental	1,255	1,288	1,327	1,356	1,399	1,433	1,450	1,478	1,507	1,520	1,530	1,540
Ripollès	27	27	27	27	28	27	27	28	28	27	27	27
Pla de l'Estany	97	99	102	103	106	108	109	112	114	116	118	119
Gironès	241	248	259	268	279	288	294	304	312	314	317	320

Supplementary Table 2.1. Population density of the north-Catalan counties from 2001 to 2012. Data from Institut d'Estadística de Catalunya (2014a).

Catalan Counties	Permanent residents	Seasonal population in 2011 (change in the number of people)			
		I Trimester	II Trimester	III Trimester	IV Trimester
Alt Empordà	140,428	2,537	15,395	53,231	5,000
Baix Empordà	133,116	6,527	24,841	94,805	8,696
Selva	172,280	5,785	32,667	75,182	9,978
Maresme	434,897	-14,384	5,190	42,017	-9,731
Garrotxa	55,597	449	723	2,344	881
Osona	154,204	445	347	-2,684	465
Vallès Oriental	399,900	-8,736	-10,001	-13,451	-8,708
Vallès Occidental	892,260	-8,320	-17,063	-59,806	-9,324
Ripollès	26,393	1,491	2,337	6,977	1,854
Pla de l'Estany	31,169	-399	-277	109	-362
Gironès	182,916	8,093	7,705	323	8,199

Supplementary Table 2.2. Number of permanent residents and seasonal changes in the north-Catalan counties in 2011. The seasonal population values results from variations between permanent residents and non-permanent people for a given trimester. Positive values indicate a population increase (non-permanent residents arriving), while negative values indicate a population decrease (permanent residents who leave). Data from Institut d'Estadística de Catalunya. (2014b).

Reference	De (litter km ⁻²)	Marine environment				Geographic location		
		Ocean ridges	Seamounts and banks and mounds	Submarine canyons	Continental shelf, open slope and deep-sea basin	Mediterranean Sea	NE Atlantic	Rest of the world
June (1990)	160				x			x
Galil et al. (1995)*	850				x	x		
Stefatos et. (1999)	329				x	x		
Hess et al. (1999)	309.5				x			x
Galgani et al. (2000)	3,966				x	x	x	
Kuriyama et al. (2003)*	338				x			x
Koutsodendris et al. (2008)	437				x	x		
Watters et al. (2010)*	7,220				x			x
Keller et al. (2010)	67.1				x			x
Mordecai et al. (2011)	10,517			x			x	
Bergman and Klages (2012)	13,287				x		x	
Pham et al. (2014)	10,690	x	x	x	x	x	x	
Woodall et al. (2015)	5799	x	x				x	x
This study	24,745.14			x		x		

Supplementary Table 2.3. Marine litter density (litter items·km⁻²) by marine environment and geographic location among studies of marine litter worldwide. *Studies not used in Fig. 2.36B and C due to the lack of data.

2.3.9. References

Acha, E.M., Mianzan, H.W., Iribarne, O., Gagliardini, D.A., Lasta, C., Daleo, P., 2003. The role of the Rio de la Plata bottom salinity front in accumulating debris. *Marine Pollution Bulletin* 46, 197–202.

Agència Catalana de l'Aigua, 2014. Consulta de dades de l'aigua i el medi. Xarxes de control del medi, <aca-web.gencat.cat/sdim/visor.do>. Accessed in November 2013.

Alcoverro, T., Pagès, J., Gera, A., Farina, S., Roca, G., Pérez, M., Romero, J., 2012. The Effects of 26th December 2008 Storm on Costa Brava *Posidonia oceanica* Ecosystems. Final Report Proyecto Intramural Especial Cofinanciado CEAB-CSIC PIEC 200430E599, p. 147–156.

Aliani, S., Molcard, A., 2003. Hitch-hiking on floating marine debris: macrobenthic species in the Western Mediterranean Sea. *Hydrobiologia* 503, 59–67.

Ambias, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Lliquete, C., Hughes-Clarke, J.E., Casamor, J.L., Calafat, A.M., 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northern Iberian margin, NW Mediterranean Basin. *Marine Geology* 234, 3–20.

Barnes, D.K.A., Milner, P., 2005. Drifting plastic and its consequences for sessile organism dispersal in the Atlantic Ocean. *Marine Biology* 146, 815–825.

Barnes, D.K.A., Galgani, F., Thompson, R.C., Barlaz, M., 2009. Accumulation and fragmentation of plastic debris in global environments. *Philosophical Transactions of the Royal Society B, Biological Sciences* 364, 1985–1998.

Bergmann, M., Klages, M., 2012. Increase of litter at the Arctic deep-sea observatory HAUSGARTEN. *Marine Pollution Bulletin* 64, 2734–2741.

Béthoux, J.P., Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F., Taillez, D., 2002. Deep water in the western Mediterranean: peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences. *Journal of Marine Systems* 33–34, 117–131.

Bollmann, M., Bosch, T., Colijn, F., Ebinghaus, R., Froese, R., Güssow, K., Khalilian, S., Krastel, S., Körtzinger, A., Langenbuch, M., Latif, M., Matthiessen, B., Melzner, F., Oeschies, A., Petersen, S., Proelb, A., Quaas, M., Reichenbach, J., Requate, T., Reusch, T., Rosenstiel, P., Schmidt, J.O., Schrottke, K., Sichelschmidt, H., Siebert, U., Soltwedel, R., Sommer, U., Stattegger, K., Sterr, H., Sturm, R., Treude, T., Vafeidis, A., van Bernem, C., van Beusekom, J., Voss, R., Visbeck, M., Wahl, M., Wallmann, K., Weinberger, F., 2010. World Ocean Review 2010 – Living with the oceans. Maribus gGmbH, Hamburg, Germany, 232 p.

Brown, J., Macfadyen, G., 2007. Ghost fishing in European waters: impacts and management responses. *Marine Policy* 31, 488–504.

Calafat, A.M., 1986. Morfo-sedimentología de las playas del Maresme (sector Calella- Blanes). Master Thesis. University of Barcelona, Spain (in Spanish), 107 p.

Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354–357.

Canals, M., Company, J.B., Martín, D., Sanchez-Vidal, A., Ramirez-Llodra, E., 2013. Integrated study of Mediterranean deep canyons: Novel results and future challenges. *Progress in Oceanography* 118, 1–27.

Company, J.B., Puig, P., Sardà, F., Palanques, A., Latasa, M., Scharek, R., 2008. Climate influence on deep-sea populations. *PLoS ONE* 3, e1431.

Cozar, A., Echevarría, F., González-Gordillo, J.I., Irigoien, X., Úbeda, B., Hernández-León, S., Palma, A.T., Navarro, S., García-de-Lomasa, J., Ruiz, A., Fernández-de-Puelles, M.L., Duarte, C.M., 2014. Plastic debris in the open ocean. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111 (28), 10239–10244.

CREAF (Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals), 2007. Mapa de Cobertes del Sòl de Catalunya (MCSC-3), 1:5000, <www.creaf.uab.es/mcsc>. Accessed in November 2013.

DeGeest, A.L., Mullenbach, B.L., Puig, P., Nittrouer, C.A., Drexler, T.M., Durrieu de Madron, X., Orange, D.L., 2008. Sediment accumulation in the western Gulf of Lions, France: the role of

Cap de Creus Canyon in linking shelf and slope sediment dispersal systems. *Continental Shelf Research* 28, 2031–2047.

De Leo, F.C., Smith, C.R., Rowden, A.A., Bowden, D.A., Clark, M.R., 2010. Submarine canyons: hotspots of benthic biomass and productivity in the deep-sea. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* 277, 2783–2792.

Departament de Territori i Sostenibilitat, 2014a. Cartografia i toponímia. Focus emissors al medi. Emissaris submarins, <www20.gencat.cat/portal/site/territori/menuitem.2a0ef7c1d39370645f13ae92b0c0e1a0/?vgnnextoid=272c1aea2789b310VgnVCM2000009b0c1e0aRCRD&vgnnextchannel=272c1aea2789b310VgnVCM2000009b0c1e0aRCRD&vgnnextfmt=default>. Accessed in November 2013.

Departament de Territori i Sostenibilitat, 2014b. Cartografia i toponímia. Infraestructures. Gestors de residus industrials, municipals i de la construcció, <www20.gencat.cat/portal/site/territori/menuitem.dbf7b17bb47cda345f13ae92b0c0e1a0/?vgnnextoid=5cf33c0ae8f36310VgnVCM1000008d0c1e0aRCRD&vgnnextchannel=5cf33c0ae8f36310VgnVCM1000008d0c1e0aRCRD>. Accessed in November 2013.

Departament de Territori i Sostenibilitat, 2014c. Cartografia i toponímia. Infraestructures. Estacions depuradores d'aigües residuals, <www20.gencat.cat/portal/site/territori/menuitem.2a0ef7c1d39370645f13ae92b0c0e1a0/?vgnnextoid=aad9d2974172b310VgnVCM2000009b0c1e0aRCRD&vgnnextchannel=aad9d2974172b310VgnVCM2000009b0c1e0aRCRD&vgnnextfmt=default>. Accessed in November 2013.

Derraik, J.G.B., 2002. The pollution of the marine environment by plastic debris: a review. *Marine Pollution Bulletin* 44, 842–852.

De Stephanis, R., Giménez, J., Carpinelli, E., Gutierrez-Exposito, C., Cañadas, A., 2013. As main meal for sperm whales: Plastics debris. *Marine Pollution Bulletin* 69, 206–214.

DGPC (Direcció General de Protecció Civil), 1986. Investigación tecnológica de las acciones a tomar para la estabilidad de las playas del Maresme. Generalitat de Catalunya, Barcelona, Spain, 318 p.

DGPT, 2000. Pla de Ports de Catalunya 2000-2015. Direcció General de Ports i Transports (Generalitat de Catalunya) and Europrincipia.

Dufau-Julliand, C., Marsaleix, P., Petrenko, A., Dekeyser, I., 2004. Three-dimensional modelling of the Gulf of Lion's hydrodynamics (northwest Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI3 Experiment) and late winter 1999: Western Mediterranean Intermediate Water's (WIW's) formation and its cascading over the shelf break. *Journal of Geophysical Research* 109, C11002.

Duran, R., Canals, M., Lastras, G., Micallef, A., Amblas, D., Pedrosa-Pàmies, R., Sanz, J.L., 2013. Sediment dynamics and post-glacial evolution of the continental shelf around the Blanes submarine canyon head (NW Mediterranean). *Progress in Oceanography* 118, 28–46.

Duran, R., Canals, M., Sanz, J.L., Lastras, G., Amblas, D., Micallef, A., 2014. Morphology and sediment dynamics of the northern Catalan continental shelf, northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology* 204, 1–20.

Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F., Godet, C.H., 1990. Hydrographic structure and nepheloid spatial distribution. *Continental Shelf Research* 46, 2003–2027.

Durrieu de Madron, X., Zervakis, V., Theocharis, A., Georgopoulos, D., 2005. Comments on 'Cascades of dense water around the world ocean'. *Progress in Oceanography* 64, 83–90.

Durrieu de Madron, X., Wiberg, P.L., Puig, P., 2008. Sediment dynamics in the Gulf of Lions: The impact of extreme events. *Continental Shelf Research* 28, 1867–1876.

Durrieu de Madron X., Houpert, L., Puig, P., Sanchez-Vidal, A., Testor, P., Bosse, A., Estournel, C., Somot, S., Bourrin, F., Bouin, M.N, Beauverger, M., Beguery, L., Calafat, A., Canals, M., Coppola, L., Dausse, D., D'Ortenzio, F., Font, J., Heussner, S., Kunesch, S., Lefevre, D., Le Goff, H., Martín, J. Mortier, L., Palanques, A., Raimbault, P., 2013. Interaction of dense dense shelf water cascading and open-sea convection in the Northwestern Mediterranean during winter 2012. *Geophysical Research Letters* 40, 1379–1385.

Edyvane, K.S., Dalgetty, A., Hone, P.W., Higham, J.S., Wace, N.M., 2004. Long-term marine litter monitoring in the remote Great Australian Bight, South Australia. *Marine Pollution Bulletin* 48, 1060–1075.

Eriksen, M., Lebreton, L.C.M., Carson, H.S., Thiel, M., Moore, C.J., Borerro, J.C., Galgani, F., Ryan, P.G., Reisser, J., 2014. Plastic Pollution in the World's Oceans: More than 5 Trillion Plastic Pieces Weighing over 250,000 Tons Afloat at Sea. *PLoS One* 9(12): e111913.

Estournel, C., Zervakis, V., Marsaleix, P., Papadopoulos, A., Auclair, F., Perivoliotis, L., Tragou, E., 2005. Dense water formation and cascading in the Gulf of Thermaikos (North Aegean), from observations and modelling. *Continental Shelf Research* 25: 2366–2386.

EU-MSDF, 2008. DIRECTIVE 2008/56/EC of the European Parliament and of the Council, establishing a framework for community action in the field of marine environmental policy (Marine Strategy Framework Directive). *Official Journal of the European Union*, 17 June 2008.

Flemming, N.C., Çagatay, M.N., Chiocci, F.L., Galanidou, N., Jöns, H., Lericolais, G., Missiaen, T., Moore, F., Rosentau, A., Sakellariou, D., Skar, B., Stevenson, A., Weerts, H., 2014. Land Beneath the Waves: Submerged landscapes and sea level change. A joint geoscience-humanities strategy for European Continental Shelf Prehistoric Research. In: Chu, N.C., McDonough, N. (Eds.) *Position Paper 21 of the European Marine Board*, Ostend, Belgium, 171 p.

Flexas, M., Garcia, M., Durrieu de Madron, X., Canals, M., Arnau, P., 2002. Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March–May 1997). *Journal of Marine Systems* 33–34, 197–214.

Gabrielides, G.P., Golik, A., Loizides, L., Marino, M.G., Bingel, F., Torregrossa, M.V., 1991. Man-made garbage pollution on the Mediterranean coastline. *Marine Pollution Bulletin* 23, 437–441.

Galgani, F., Burgeot, T., Bocquene, G., Vincent, F., Leaute, J.P., Labastie, J., Forest, A., Guichet, R., 1995a. Abundance of debris on the continental shelf of the Bay of Biscay and in Seine Bay. *Marine Pollution Bulletin* 30, 58–62.

Galgani F., Jaunet S., Campillo A., Guenegan X., His E. 1995b. Distribution and abundance of debris on the continental shelf of the North-western Mediterranean Sea. *Marine Pollution Bulletin* 30, 713–717.

Galgani, F., Souplet, A., Cadiou, Y., 1996. Accumulation of debris on the deep-sea floor off the French Mediterranean coast. *Marine Ecology Progress Series* 142, 25–234.

Galgani, F., Leaute, J.P., Moguedet, P., Souplet, A., Verin, Y., Carpentier, A., Goraguer, H., Latrouite, D., Andral, B., Cadiou, Y., Mahe, J.C., Poulard, J.C., Nerisson, P., 2000. Litter on the sea floor along European coasts. *Marine Pollution Bulletin* 40, 516–527.

Galil, B., 2006. Shipwrecked – Shipping impacts on the biota of the Mediterranean Sea. In: Davenport J., Davenport, J.L. (Eds.), *The Ecology of Transportation: Managing Mobility for the Environment*. Springer: Dordrecht, p. 39–69.

Galil, B.S., Golik, A., Türkay, M., 1995. Litter at the bottom of the sea: a seabed survey in the Eastern Mediterranean. *Marine Pollution Bulletin* 30, 22–24.

Gómez, J., Espino, M., Puigdefabregas, J., Jerez, F., 2005. Xarxa d'Instrumentació Oceanogràfica i Meteorològica de la Generalitat de Catalunya (XIOM), Boies d'onatge dades obtingudes l'any 2004. Technical Report of Generalitat de Catalunya, Barcelona.

Gottfried, J.M., Vauk, J.M., Schrey, E., 1987. Litter pollution from ships in the German Bight. *Marine Pollution Bulletin* 1, 316–319.

Gregory, M.R., Ryan, P.G., 1997. Pelagic plastics and other seaborne persistent synthetic debris: a review of Southern Hemisphere perspectives. In: Coe, J.M., Rogers, D.B., (Eds.), *Marine Debris – Sources, Impacts and Solutions*. Springer-Verlag, New York, p. 49–66.

Gregory, M.R., 2009. Environmental implications of plastic debris in marine settings-entanglement, ingestion, smothering, hangers-on, hitch-hiking and alien invasions. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 364, 2013–2025.

Guillén, J., Jiménez, J., Palanques, A., Gracia, V., Puig, P., Sánchez-Arcilla, A., 2002. Sediment resuspension across a microtidal, low energy inner shelf. *Continental Shelf Research* 22, 305–325.

Guillén, J., Bourrin, F., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Buscail, R., 2006. Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Têt inner shelf (SW Gulf of Lions). *Marine Geology* 234, 129–142.

Halpern, B.S., Walbridge, S., Selkoe, K.A., Kappel, C.V., Micheli, F., D'Agrosa, C., Bruno, J.F., Casey, K.S., Ebert, C., Fox, H.E., Fujita, R., Heinemann, D., Lenihan, H.S., Madin, E.M.P., Perry, M.T., Selig, E.R., Spalding, M., Steneck, R., Watson, R., 2008. A Global Map of Human Impact on Marine Ecosystems. *Science* 319, 948–952.

Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285, 69–86.

Hereu, B., Garcia-Rubies, A., Linares, C., Navarro, L., Bonaviri, C., Cebrian, E., Diaz, D., Garrabou, J., Teixidó, N., Zabala, M., 2012. Impact of the Sant Esteve's Storm (2008) on the Algal Cover in Infralittoral Rocky Photophilic Communities. Final Report Proyecto Intramural Especial Cofinanciado CEAB-CSIC PIEC 200430E599, p. 123–134.

Hess, N.A., Ribic, C.A., Vining, I., 1999. Benthic marine debris, with an emphasis on fishery-related items, surrounding Kodiak Island, Alaska, 1994–1996. *Marine Pollution Bulletin* 38, 885–890.

Heussner, S., Durrieu de Madron, X., Calafat, A.M., Canals, M., Carbonne, J., Delsaut, N., Saragoni, G., 2006. Spatial and temporal variability of downward particle fluxes on a continental slope: lessons from an 8-yr experiment in the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Marine Geology* 234, 63–92.

Institut d'Estadística de Catalunya, 2014a. Densitat de població. Comarques, àmbits i províncies, <www.idescat.cat/pub/?id=aec&n=249&t=2012&x=7&y=10>. Accessed in November 2013.

Institut d'Estadística de Catalunya, 2014b. Estimacions de població estacional. Per trimestres. Comarques, <www.idescat.cat/pub/?id=aec&n=987&t=2011&x=8&y=10>. Accessed in November 2013.

Institut national de la statistique et des études économiques, 2014. Population. Évolution et structure de la population, <www.insee.fr/fr/themes/theme.asp?theme=2&sous_theme=1>. Accessed in May 2014.

Ioakeimidis, C., Zeri, C., Kaberi, H., Galatchi, M., Antoniadis, K., Streftaris, N., Galgani, F., Papatheodorou, G., 2014. A comparative study of marine litter on the seafloor of coastal areas in the Eastern Mediterranean and Black Seas. *Marine Pollution Bulletin* 89, 296–304.

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.

Jambeck, J.R., Geyer, R., Wilcox, C., Siegler, T.R., Perryman, M., Andrady, A., Narayan, R., Law, K.L., 2015. Plastic waste inputs from land into the ocean. *Science* 347, 768–771.

Jewett, S.C., 1976. Pollutants of the northeast Gulf of Alaska. *Marine Pollution Bulletin* 7, 169.

June, J., 1990. Type, source, and abundance of trawl-caught marine litter off Oregon, in the Eastern Bering Sea, and in Norton Sound in 1988. In: Shomura, R.S., Godfrey, M.L. (Eds.), *Proceedings of the Second International Conference on Marine Debris*, NOAA Technical Memo NMFS-SWF-SC-154, Hawaii, p. 279–301.

Katsanevakis, S., Katsarou, A., 2004. Influences on the distribution of marine debris on the seafloor of shallow coastal areas in Greece (Eastern Mediterranean). *Water, Air, and Soil Pollution* 159, 325–337.

Keller, A.A., Fruh, E.L., Johnson, M.M., Simon, V., McGourty, C., 2010. Distribution and abundance of anthropogenic marine debris along the shelf and slope of the US West Coast. *Marine Pollution Bulletin* 60, 692–700.

Koenig, S., Fernández, P., Company, J.B., Huertas, D., Solé, M., 2013. Are deep-sea organisms dwelling within a submarine canyon more at risk from anthropogenic contamination than those from the adjacent open slope? A case study of Blanes canyon (NW Mediterranean). *Progress in Oceanography* 118, 249–259.

Koutsodendris, A., Papatheodorou, G., Kougiourouki, O., Georgiadis, M., 2008. Benthic marine litter in four Gulfs in Greece, Eastern Mediterranean; abundance, composition and source identification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77, 501–512.

Kukulka, T., Proskurowski, G., Moret-Ferguson, S., Meyer, D.W., Law, K.L., 2012. The effect of wind mixing on the vertical distribution of buoyant plastic debris. *Geophysical Research Letters* 39, L07601.

Kuriyama, Y., Tokai, T., Tabata, K., Kanehiro, H., 2003. Distribution and composition of litter of Tokyo Gulf and its age analysis. *Nippon Suisan Gakkaishi* 69, 770–781.

Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Amblas, D., Ivanov, M., Droz, L., Dennielou, B., Fabrés, J., Schoolmeester, T., Akhmetzhanov, A., Orange, D., García-García, A., 2007. A walk down the Cap de Creus canyon, northwestern Mediterranean Sea: recent processes inferred from morphology and sediment bedforms. *Marine Geology* 246, 176–192.

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. Understanding sediment dynamics of two large submarine valleys from seafloor data: Blanes and La Fonera canyons, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology* 280, 20–39.

Leaman, K. D., Schott, F., 1991. Hydrographic structure of the convection regime in the Golfe du Lion, *Journal of Physical Oceanography* 21, 575–598.

Lecke-Mitchel, K.M., Mullin, K., 1992. Distribution and abundance of large floating plastic in the north-central Gulf of Mexico. *Marine Pollution Bulletin* 24, 598–601.

Lee, D.H., Cho, H., Jeong, S., 2006. Distribution characteristics of marine litter on the sea bed of the East China and the South Sea of Korea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 70, 187–194.

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, 42–51.

Liquete, C., Arnau, P., Canals, M., Colas, S., 2005. Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: A source to sink approach. *Marine Geology* 222-223, 471–495.

Liquete, C., Canals, M., Ludwig, W., Arnau, P., 2009. Sediment discharge of the rivers of Catalonia, NE Spain, and the influence of human impacts. *Journal of Hydrology* 366, 76–88.

Llasat MC., Llasat-Botija, M., Gilabert, J., Marcos, R., 2012. Treinta años de inundaciones en Cataluña: la importancia de lo cotidiano. *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC)*, Spain, Salamanca, p. 799–807.

Lo Iacono, C., Orejas, C., Gori, A., Gili, J.M., Requena, S., Puig, P., Ribó, M., 2012. Habitats of the Cap de Creus Continental Shelf and Cap de Creus Canyon, Northwestern Mediterranean. In: Harris, P.T., Baker, E.K. (Eds.), *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat: GeoHAB Atlas of Seafloor Geomorphic Features and Benthic Habitats*. Elsevier, Amsterdam, p. 457–469.

Madurell, T., Orejas, C., Requena, S., Gori, A., Purroy, A., Lo Iacono, C., Sabatés, A., Domínguez-Carrió, C., Gili, J.M., 2012. The benthic communities of the Cap de Creus canyon. In: Würtz, M. (Eds.), *Mediterranean Submarine Canyons: Ecology and Governance*. Gland, Switzerland and Málaga, Spain, p. 123–132.

Marshall, J., Schott, F., 1999. Open-ocean deep convection: observations, theory, and models. *Review of Geophysics* 37, 1–64.

Martín, J., Palanques, A., Puig, P., 2006. Composition and variability of downward particulate matter fluxes in the Palamós submarine canyon (NW Mediterranean). *Journal of Marine Systems* 60, 75–97.

MEDOC Group, 1970. Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature* 227, 1037–1040.

Mifsud, R., Dimech, M., Schembri, P.J., 2013. Marine litter from circalittoral and deeper bottoms off the Maltese islands (Central Mediterranean). *Mediterranean Marine Science* 14/2, 298–308.

Millot, C., 1999. Circulation in the western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423–442.

Miyake, H., Shibata, H., Furushima, Y., 2011. Deep-sea litter study using deep-sea observation tools. In: Omori, K., Guo, X., Yoshie, N., Fujii, N., Handoh, I.C., Isobe, A., Tanabe, S. (Eds.), *Interdisciplinary Studies on Environmental Chemistry – Marine Environmental Modeling and Analysis*, Terrapub, Ehime University, Japan, p. 261–269.

Mordecai, G., Tyler, P.A., Masson, D.G., Huvenne, V.A.I., 2011. Litter in submarine canyons off the west coast of Portugal. *Deep-sea Research II: Topical Studies in Oceanography* 58, 2489–2496.

Moore, S.L., Allen, M.J., 2000. Distribution of anthropogenic and natural debris on the mainland shelf of the Southern California Bight. *Marine Pollution Bulletin* 40, 83–88.

National Academy of Sciences, 1975. *Assessing Potential Ocean Pollutants: A report of the study panel on assessing potential ocean pollutants to the ocean affairs board*. Commission on Natural Resources, Natural Research Council, National Academy of Sciences, Washington, DC, USA, p. 148.

Nittrouer, C.A., Wright, L.D., 1994. Transport of particles across continental shelves. *Reviews of Geophysics* 32, 85–113.

Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? *Geological Society of America Special Paper* 370, 175–190.

Orejas, C., Gori, A., Lo Iacono, C., Puig, P., Gili, J.M., Dale, M.R.T., 2009. Cold-water corals in the Cap de Creus canyon, northwestern Mediterranean: spatial distribution, density and anthropogenic impact. *Marine Ecology Progress Series* 397, 37–51.

Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillen, J., Calafat, A.M., Canals, M., 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, 43–61.

Palanques, A., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Sanchez-Vidal, A., Pasqual, C., Martín, J., Calafat, A.M., Heussner, S., Canals, M., 2012. Sediment transport to the deep canyons and open-slope of the western Gulf of Lions during the 2006 intense cascading and open-sea convection period. *Progress in Oceanography* 106, 1–15.

Pham, C.K., Gomes-Pereira, J.N., Isidro, E.J., Santos, R.S., Morato, T., 2013. Abundance of litter on Condor seamount (Azores, Portugal, Northeast Atlantic). *Deep-Sea Research II: Topical Studies in Oceanography* 98, 204–208.

Pham, C.K., Ramirez-Llodra, E., Alt, C.H.S., Amaro, T., Bergmann, M., Canals, M., Company, J.B., Davies, J., Duineveld, G., Galgani, F., Howell, K.L., Huvenne, V., Isidro, E., Jones, D., Lastras, G., Morato, T., Gomes-Pereira, J., Purser, A., Stewart, H., Tojeira, I., Tubau, X., Van Rooij, D., Tyler, P., 2014. Marine Litter Distribution and Density in European Seas, from the Shelves to Deep Basins. *PLoS ONE* 9(4): e95839.

Phillips, R.A., Ridley, C., Reid, K., Pugh, P.J.A., Tuck, G.N., Harrison, N., 2010. Ingestion of fishing gear and entanglements of seabirds: monitoring and implications for management. *Biological Conservation* 143, 501–512.

Pont, D., Simonet, J.P., Walter, A.V., 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Grand Rhône river, France). *Estuarine, Coastal, and Shelf Science* 54, 1–18.

Ports de la Generalitat, 2014. Mapa de Ports de la Generalitat, <www.portsgeneralitat.org/index.php/ca/ports/mapa-de-ports.html>. Accessed in November 2013.

Provansal, M., Dufour, S., Sabatier, F., Anthony, E.J., Raccasi, G., Robresco, S., 2014. The geomorphic evolution and sediment balance of the lower Rhône River (southern France) over

the last 130 years: Hydropower dams versus other control factors. *Geomorphology* 219, 27–41.

Puig, P., Palanques, A., Guillén, J., 2001. Near-bottom suspended sediment variability caused by storms and near-inertial internal waves on the Ebro mid continental shelf (NW Mediterranean). *Marine Geology* 178, 81–93.

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.

Puig, P., Canals, M., Company, J.B., Martín, J., Amblas, D., Lastras, G., Palanques, A., Calafat, A.M., 2012. Ploughing the deep-sea floor. *Nature* 489, 286–289.

Pusceddu, A., Mea, M., Gambi, C., Bianchelli, S., Canals, M., Sanchez-Vidal, A., Calafat, A.M., Heussner, S., Durrieu De Madron, X., Avril, J., Thomsen, L., Garcia, R., Danovaro, 2010. Ecosystem effects of dense water formation on deep Mediterranean Sea ecosystems: an overview. *Advances in Oceanography and Limnology* 1, 51–62.

Ramirez-Llodra, E., Tyler, P.A., Baker, M.C., Bergstad, O.A., Clark, M.R., Escobar, E., Levin, L.A., Menot, L., Rowden, A.A., Smith, C.R., Van Dover, C.L., 2011. Man and the Last Great Wilderness: Human Impact on the Deep Sea. *PLoS ONE* 6(8): e22588.

Ramirez-Llodra, E., De Mol, B., Company, J.B., Coll, M., Sardà, F., 2013. Effects of natural and anthropogenic processes in the distribution of marine litter in the deep Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 118, 273–287.

Ribó, M., Puig, P., Palanques, P., Lo Iacono, C., 2011. Dense shelf water cascades in the Cap de Creus and Palamós submarine canyons during winters 2007 and 2008. *Marine Geology* 284, 175–188.

Salat, J., Emelianov, M., Lopez-Jurado, J.L., 2006. Unusual extension of Western Mediterranean deep water formation during winter 2005. *Proceedings 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica [CD-ROM]*. Universidad de Sevilla, Sevilla, Spain.

Salvadó, J.A., Grimalt, J.O., López, J.F., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Canals, M., 2012a. Transformation of PBDE mixtures during sediment transport and resuspension in marine environments (Gulf of Lion, NW Mediterranean Sea). *Environmental Pollution*, 168, 87–95.

Salvadó, J.A., Grimalt, J.O., López, J.F., Palanques, A., Heussner, S., Pasqual, C., Sanchez-Vidal, A., Canals, M., 2012b. Role of dense shelf water cascading in the transfer of organochlorine compounds to open marine waters. *Environmental Science & Technology*, 46 (5), 2624–2632.

Sánchez, P., Masó, M., Sáez, R., De Juan, S., Muntadas, A., Demestre, M., 2013. Baseline study of the distribution of marine debris on soft-bottom habitats associated with trawling grounds in the northern Mediterranean. *Scientia Marina* 77(2), 247–255.

Sanchez-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, 1–7.

Sanchez-Vidal, A., Higuera, M., Martí, E., Lliquete, C., Calafat, A., Kerhervé, P., Canals, M., 2013. Riverine transport of terrestrial organic matter to the North Catalan margin, NW Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 118, 71–80.

Sardà, F., Company, J.B., Bahamón, N., Rotllant, G., Flexas, M.M., Sánchez, J., Zúñiga, D., Coenjaerts, J., Orellana, D., Jordà, G., Puigdefàbregas, J., Sanchez-Vidal, A., Calafat, A.M., Martín, D., Espino, M., 2009. Relationship between environment and occurrence of the deep-water rose shrimp *Aristeus antennatus* (Risso, 1816) in the Blanes submarine canyon (NW Mediterranean). *Progress in Oceanography* 82, 227–238.

Sazima, I., Gadig, O.B.F., Namora, R.C., Motta, F.S., 2002. Plastic debris collars on juvenile carcharhinid sharks (*Rhizoprionodon lalandii*) in southwest Atlantic. *Marine Pollution Bulletin* 44, 1149–1151.

Schlining, K., von Thun, S., Kuhn, L., Schlining, B., Lundsten, L., Stout, N.J., Chaney, L., Connor, J., 2013. Debris in the deep: Using a 22-year video annotation database to survey marine litter in Monterey Canyon, central California, USA. *Deep-sea Research I: Oceanographic Research Papers* 79, 96–105.

Shapiro, G. I., Huthnance, J.M., Ivanov, V.V., 2003. Dense water cascading off the continental shelf. *Journal of Geophysical Research* 108, Issue C12, 339.

Shepard, R.P., 1981. Submarine Canyons: Multiple Causes and Long-Time Persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65, 1062–1077.

Sorribas, J., Serra, J., Calafat, A.M., 1993. Límites dinámicos y modos de transporte en el litoral del Maresme (Barcelona). *Geogaceta* 14, 24–26.

South Carolina Sea Grant Consortium, 2008. South Carolina Department of Health & Environmental Control; Ocean and Coastal Resource Management, Centers for Ocean Sciences Education Excellence Southeast; NOAA.

Spengler, A., Costa, M.F., 2008. Methods applied in studies of benthic marine debris. *Marine Pollution Bulletin* 56, 226–230.

Stabholz, M., Durrieu de Madron, X., Canals, M., Khripounoff, A., Taupier-Letage, I., Testor, P., Heussner, S., Kerherve, P., Delsaut, N., Houpert, L., Lastras, G., Dennielou, B., 2013. Impact of open-ocean convection on particle fluxes and sediment dynamics in the deep margin of the Gulf of Lions. *Biogeosciences* 10, 1097–1116.

Stefatos, A., Charalampakis, M., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., 1999. Marine debris on the sea floor of the Mediterranean Sea: examples from two enclosed Gulfs in Western Greece. *Marine Pollution Bulletin* 36, 389–393.

Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17, 125–135.

Strafella, P., Fabi, G., Spagnolo, A., Grati, F., Polidori, P., Punzo, E., Fortibuoni, T., Marceta, B., Raicevich, S., Cvitkovic, I., Despalatovic, M., Scarcella, G., 2015. Spatial pattern and weight of seabed marine litter in the northern and central Adriatic Sea. *Marine Pollution Bulletin* 91, 120–127.

Tamburini, C., Canals, M., Durrieu de Madron, X., and 156 more, 2013. Deep-sea bioluminescence blooms after dense water formation at the ocean surface. *PLoS ONE*, 8 (7): e67523.

Tesi, T., Langone, L., Goni, M.A., Turchetto, M., Miserocchi, S., Boldrin, A., 2008. Source and composition of organic matter in the Bari canyon (Italy): Dense water cascading versus particulate export from the upper ocean. *Deep-sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55, 813–831.

Thompson, R.C., Olsen, Y., Mitchell, R.P., Davis, A., Rowland, S.J., John, A.W.G., McGonigle, D., Russell, A.E., 2004. Lost at sea: where is all the plastic? *Science* 304, 838.

Thompson, R.C., 2006. Plastic debris in the marine environment: consequences and solutions. In: Krause, J.C., Nordheim, H., Brager, S. (Eds.), *Marine Nature Conservation in Europe*. Bundesamt für Naturschutz, Stralsund, Germany, p. 107–115.

Ulses, C., Estournel, C., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., 2008. Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005: quantification of the export through the Gulf of Lion and Catalan margin. *Geophysical Research Letters*, 35, L07610.

UNEP, 2009. *Marine Litter: A Global Challenge*. Nairobi. UNEP, 232 p.

Van Cauwenberghe, L., Vanreusel, A., Mees, J., Janssen, C.R., 2013. Microplastics pollution in deep-sea sediments. *Environmental Pollution* 182, 495–499.

Vieira, R.P., Raposo, I.P., Sobral, P., Gonçalves, J.M.S., Bell, K.I.C., Cunha, M.R., 2015. Lost fishing gear and litter at Gorringe Bank (NE Atlantic). *Journal of Sea Research* 100, 91–98.

Walker, T.R., Grant, J., Archambault, M.C., 2006. Accumulation of marine debris on an intertidal beach in an urban park (Halifax Harbour, Nova Scotia). *Water Quality Research Journal of Canada* 41, 256–262.

Watters, D.L., Yoklavich, M.M., Love, M.S., Schroeder, D.M., 2010. Assessing marine debris in deep-seafloor habitats off California. *Marine Pollution Bulletin* 60, 131–139.

Wei, C.L., Rowe, G.T., Nunnally, C.C., Wicksten, M.K., 2012. Anthropogenic “Litter” and macrophyte detritus in the deep Northern Gulf of Mexico. *Marine Pollution Bulletin* 64, 966–973.

Williams, A., Simmons, S., 1997. Estuarine litter at the estuarine/beach interface in the Bristol Channel. *Journal of Coastal Research* 13, 1159–1165.

Woodall, L.C., Sanchez-Vidal, A., Canals, M., Paterson, G.L.J., Coppock, R., Sleight, V., Calafat, A., Rogers, A.D., Narayanaswamy, B.E., Thompson, R.C., 2014. The deep sea is a major sink for microplastic debris. *Royal Society Open Science*, 1:140317.

Woodall, L.C., Robinson, L.F., Rogers, A.D., Narayanaswamy, B.E., Paterson, G.L.J., 2015. Deep-sea litter: a comparison of seamounts, banks and a ridge in the Atlantic and Indian Oceans reveals both environmental and anthropogenic factors impact accumulation and composition. *Frontiers in Marine Science* 2, Article 3.

Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Stow, D.A.V., Weaver, P.P.E., 2002. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 1441–1462.

Xu, J.P., Noble, M., Eittrheim, S.L., Rosenfeld, L.K., Schwing, F.B., Pilskalns, C.H., 2002. Distribution and transport of suspended particulate matter in Monterey Canyon, California. *Marine Geology* 193, 129–149.

2.4. Resum de resultats

En el decurs d'aquesta Tesi hem investigat sis canyons submarins situats als marges continentals català central (canyó submarí del Foix) i del nord (canyons submarins del Cap de Creus, la Fonera i Blanes), i del sud de Califòrnia (canyons submarins de Santa Mònica i Redondo), emprant dades de batimetria de multifeix i de sísmica de reflexió de molt alta resolució adquirides des de vaixells en superfície i amb un AUV, i imatges obtingudes *in situ* amb ROV. La nostra investigació ha estat dissenyada amb la finalitat d'entendre l'evolució dels canyons submarins adés esmentats, i de reconèixer els processos morfodinàmics que els afaïonen i que transporten i acumulen tot tipus de substàncies al seu interior. Aquest treballs han donat lloc a tres articles científics, el primer sobre el canyó de Foix, el segon sobre els canyons de Santa Mònica i Redondo, i el tercer sobre els canyons del Cap de Creus, la Fonera i Blanes.

Al canyó del Foix hi hem dut a terme un estudi morfomètric detallat que ha permès demostrar l'existència d'una complexa xarxa de drenatge per on es vehiculen fluxos gravitatius des de la plataforma continental i les vessants del mateix canyó cap al seu fons i, subseqüentment, el marge distal i la conca pregonna. La parametrització morfomètrica realitzada al canyó del Foix ha estat útil per quantificar i analitzar objectivament la forma, la mida i la capacitat de transport del conjunt de lleres que conformen el seu sistema de drenatge. A més, hem desenvolupat un índex de ramificació per descriure el patró de desenvolupament de les lleres d'acord amb les definicions conceptuals d'Horton (1945) i Strahler (1952). Així, un patró dendrític descriu una etapa de desenvolupament avançada o madura, mentre que un patró pinnat suggereix una etapa juvenil o de rejuveniment. També hem determinat el grau d'activitat dels canyons estudiats en termes de dinàmica sedimentària, mercès a l'anàlisi del relleu i les formes de fons en el cas dels canyons del Foix, Santa Mònica i Redondo, i de l'abundància i distribució de deixalles d'origen antròpic al llarg dels canyons del Cap de Creus, la Fonera i Blanes.

Al canyó del Foix hi hem identificat dos tipus de xaragalls de vessant: de vorell i de peu de vessant (Fig. 2.8). El desenvolupament d'aquestes dues menes de xaragalls, també presents als canyons del marge català del nord, i segurament a molts altres canyons d'arreu del món, respon a processos diferenciats. En el marc de l'actual període Antropocè, hem interpretat els xaragalls de vorell com a resultat de l'acció pràcticament diària de fluxos gravitatius originats

als vorells i als vessants del canyó per efecte de la pesca d'arrossegament de fons. Per la seva banda, els xaragalls de peu de vessant del sistema del Foix, i també les valls penjades, les ruptures de pendent i les cicatrius axials dels sistemes de Santa Mònica i Redondo (Figs. 2.5B, 2.15 i 2.20), els atribuïm a l'erosió remuntant desencadenada per un o més canvis del nivell de base del sistema respectiu. Els canvis del nivell de base d'un canyó submarí depenen del balanç entre erosió i sedimentació a llarg termini. Per tant, les anomalies geomòrfiques adés esmentades són la conseqüència de desequilibris entre ambdues variables antagòniques als canyons esmentats.

L'anàlisi d'altres paràmetres morfològics significatius, com ara la distància de les capçaleres a la línia de costa, els pendents dels vessants, la curvatura dels perfils longitudinals, el rebliment sedimentari de la llera del canyó o la presència d'incisions axials i de terrasses laterals, ha estat decisiva per diferenciar canyons actius i inactius. De les formes de fons observades en aquests canyons, destaquem la successió d'ones de sediment esglaonades i rítmiques al fons del canyó de Redondo i un conjunt de cicatrius erosives al curs inferior del canyó de Santa Mònica (Figs. 2.13 i 2.19). El desenvolupament d'aquestes formes de fons s'explica per la interacció de corrents de terbolesa amb la llera del canyó (cf. Fildani *et al.*, 2006; Covault *et al.*, 2014). Els nostres resultats confirmen aquesta hipòtesi i també demostren la migració ascendent d'aquestes ones de sediment. A més, hem obtingut evidències que els corrents de terbolesa sobreïxen quan xoquen amb el marge extern de meandres sobtats, tot i generant tot seguit noves formes de fons als sectors propers fora de la llera. Ho il·lustren, per exemple, les cicatrius erosives del curs inferior del canyó de Santa Mònica. A diferència de les ones de sediment del canyó de Redondo, les cicatrius erosives del canyó de Santa Mònica romanen inactives.

La classificació i la distribució de deixalles als canyons del marge català del nord ha permès identificar els tipus de deixalles més abundants, el seu origen més probable, com interaccionen amb els organismes i, finalment, relacionar-les amb els processos hidrosedimentaris molt probablement responsables de llur transport cap als trams intermedis i distals dels canyons investigats. Els resultats mostren que els plàstics són el tipus de deixalla més abundant (72%), seguits de les restes d'arts de pesca (17%) i dels objectes metàl·lics (8%). Majoritàriament provindrien de fonts continentals, i entrarien a l'ambient marí a través dels rius i, més en general, al llarg de tota la línia de costa. El transport eòlic també hi tindria un paper, transportant les deixalles més lleugeres. L'activitat pesquera, i la navegació recreativa i de transport de mercaderies, contribuirien a l'aportació de deixalles des de dins mateix de

l'ambient marí. Les principals acumulacions de deixalles dins els canyons les hem trobat a més de 1.000 i 1.500 m, segons el canyó considerat. D'acord amb els patrons de distribució observats, la proximitat a la línia de costa de les capçaleres dels canyons estudiats afavoreix la captura de deixalles, mentre que els processos hidrosedimentaris d'alta energia, com les cascades d'aigües denses de plataforma i els grans temporals de llevant, són determinant en la transferència de deixalles canyó avall. Finalment, una comparativa amb altres indrets del món, ens permet afirmar que la presència de deixalles als fons marins mostra una tendència general creixent, que els canyons submarins concentren més deixalles que altres províncies o elements fisiogràfiques dels fons marins, i que on aqueixes són més abundants és a l'Atlàntic nord-oriental i a la Mediterrània (Fig. 2.36).

CAPÍTOL 3. SÍNTESI I DISCUSSIÓ DELS RESULTATS

En aquest capítol presentem una discussió general dels resultats obtinguts al capítol 2 d'aquesta Tesi amb la finalitat d'oferir una visió integradora dels principals processos que operen als canyons submarins i de les seves resultants morfològiques, sedimentàries i també de transport i acumulació de deixalles. Entendre la dinàmica dels canyons submarins permet plantejar noves hipòtesis sobre llur evolució i explicar el paper que juguen dintre la dinàmica dels marges continentals.

La caracterització morfològica detallada dels canyons submarins ha estat una de les nostres eina principals de treball. La morfologia de canyons submarins permet detectar elements, empremtes i evidències d'activitat en termes de transport, erosió i deposició, i també serveix per intentar reconstruir la seva història, expressada no només per les formes del relleu sinó també pel registre sedimentari acumulat. L'anàlisi de les formes del relleu i del registre sedimentari dóna pas a la interpretació dels processos passats i presents responsables de l'afaiçonament dels canyons submarins i possibilita la comparació entre sistemes de canyons submarins situats en contextos geogràfics i geològics diferents a fi i efecte d'entendre la variabilitat morfològica que presenten. El subcapítol 2.3 d'aquesta Tesi es diferencia de la resta en el sentit que no està centrat ni en la morfologia ni els sediments, sinó que ho fa en uns materials que són transportats i que s'acumulen pels mateixos processos que afecten els sediments, però que tenen una composició, unes mides, una forma i, de vegades, un comportament completament diferents: les deixalles marines, signe d'aquest nou període geològic que cada vegada més s'anomena Antropocè (Crutzen, 2002). Aquest estudi reflecteix, a més, l'abast dels impactes antropogènics en l'oceà profund i la capacitat dels canyons submarins de transportar i acumular deixalles de manera preferent. Aquest i altres treballs recents, com el de Puig *et al.* (2012) sobre les modificacions morfològiques a gran escala produïdes per la pesca de ròssec dins el canyó de la Fonera, mostren la necessitat de considerar l'activitat humana com un nou agent geològic no només a terra ferma, on és molt més obvi, sinó també a la mar profunda i, en particular, a l'interior dels canyons submarins. En aquest context, podríem dir que el principi de l'uniformitarisme, que proclama que el present és la clau del passat, deixa de tenir validesa o, si més no, cal matisar-lo molt. El que ocorre actualment als fons marins en termes de transport i acumulació de materials i formació del relleu no havia succeït mai en el passat. Per tant, no podem pretendre explicar aquell passat, el contingut en el registre geològic, com una derivada estricta d'aquest present.

Sovint, els sistemes de canyons submarins són comparats amb els sistemes fluvials atenent a una relativa semblança morfològica i també a una capacitat compartida de transportar

materials a favor de la gravetat. Mentre els rius formen complexes xarxes que drenen les terres emergides, els canyons submarins formen xarxes que de vegades també tenen una complexitat notable i que drenen, des del punt de vista sedimentari, els marges continentals tot i seguint la direcció de màxim pendent. Aquesta idea troba el seu encaix a la Tesi dins el subcapítol 2.1, on descrivim i interpretem la xarxa de drenatge submarina del canyó del Foix emprant paràmetres típics de la geomorfologia fluvial i quantificant-los mitjançant eines informàtiques. Al model que presentem, la xarxa de drenatge del canyó del Foix està formada per 1.660 lleres (en anglès *streams*) amb més de 1.000 km de longitud acumulada, és a dir 10 vegades la longitud del canyó del Foix. Aquesta longitud total es distribueix de manera desigual entre unes lleres i unes altres, entre uns indrets i uns altres, dins del sistema del canyó del Foix (Fig. 2.6). Les capçaleres del canyó del Foix en sentit estricte són les que presenten una major densitat i longitud de lleres per unitat d'àrea en el conjunt del canyó del Foix, fet que es tradueix en una alta capacitat de drenar sediments, aigua i altres substàncies des de la plataforma continental cap a l'interior del canyó. Aquesta interpretació se sosté, a més, per la presència de múltiples xaragalls de vessant demostratius d'un dinamisme elevat (Fig. 2.4). La gènesi i l'evolució d'aquests xaragalls cal cercar-les sobretot en els processos de transport turbulent ocorreguts a la vora i dins el canyó, tant de forma natural com, més recentment, induïda per la pesca de ròssec (cf. càlculs de volums sedimentaris remobilitzats per aquest art de pesca a la informació suplementària de Puig *et al.*, 2012). Els xaragalls de vorell, que s'estenen entre el vorell superior i l'eix del canyó, són bons indicadors de processos de transport, però també del grau de maduresa d'un canyó submarí. En relació amb això, hem proposat un índex de ramificació que diagnostica el patró de desenvolupament de les lleres. Segons aquest índex, les capçaleres mostren un patró dendrític, la qual cosa denota que es troben en una etapa de desenvolupament avançada o madura, mentre que el patró pinnat del canyó del Foix correspon a una etapa juvenil o de rejuveniment (Fig. 2.7). Les expressions morfològiques més òbvies d'aquest rejuveniment són la incisió axial al llarg de bona part de l'eix del canyó i un nou tipus de xaragall, que havia passat desapercbut en estudis previs, que es desenvolupa en sentit ascendent i que hem anomenat xaragalls de peu de vessant (Fig. 2.8).

Una vegada definides les lleres d'un sistema de canyó submarí, que identifiquem com a rutes de transport principals, cal que ens preguntem de quina manera podem determinar si un canyó és actiu en termes de dinàmica morfosedimentària. I, si és actiu, saber quins processos oceanogràfics i, més en general, de transport hi actuen. Mirem de respondre a aquestes qüestions a l'article que forma el subcapítol 2.2, on es caracteritzen un seguit de formes sedimentàries de fons a partir de dades acústiques de molt alta resolució del fons i el subsòl

marins, i també a l'article del subcapítol 2.3, on presentem una anàlisi d'impactes antropogènics basat en imatges *in situ* que mostren diferents categories de deixalles i on i com s'acumulen. En Geologia és comú parlar d'horitzons guia i d'espècies indicadores. En certa manera, hom pot considerar les deixalles, i especialment certs tipus de deixalles característiques d'una determinada època, com definidores d'horitzons guia o "espècies indicadores". Seria, per exemple, el cas de les escòries de carbó provinents de vaixells de vapor des de finals del segle XVIII fins entrat el segle XX (Pham *et al.*, 2014). Algunes deixalles fins i tot duen marques comercials o codis de barres que permeten identificar exactament la seva procedència i data de fabricació i, per tant, aproximar molt la data d'entrada al medi marí.

Al capítol 2.2 examinem en detall i discutim el significat i l'evolució de les formes sedimentàries de fons observades amb AUV als canyons del marge continental del sud de Califòrnia. Aparentment, la variabilitat d'aquestes formes de fons depèn de la capacitat dels fluxos sedimentaris per intercanviar sediment amb la llera damunt la qual propaguen. El balanç final d'aquest intercanvi sedimentari determina l'empremta morfològica generada, que pot ésser erosiva, deposicional o de no deposició quan senzillament hi ha transvasament sedimentari. Tanmateix, l'anàlisi detallada de les cicatrius erosives del curs inferior del canyó de Santa Mònica i de les ones de sediment de fons del sistema canyó-canal de Redondo mostra que totes dues formes de fons presenten una morfologia esglaonada i rítmica (Figs. 2.18E i 2.21). Per entendre aquestes morfologies ens hem fixat amb els models morfodinàmics del canyó de Monterey (Fildani *et al.*, 2006) i del canal de San Mateo (Covault *et al.*, 2014), els quals assenyalen els corrents de terbolesa com a mecanisme responsable del seu desenvolupament. Segons aquests models, la migració de les ones de sediment té caràcter ascendent, cosa que s'adiu tant amb la morfologia com amb l'estructura subjacent de les ones del ventall submarí de Redondo (Fig. 2.23). La presència de ruptures de pendent al llarg del perfil longitudinal del canyó de Redondo és indicadora de desequilibris en el sistema, que solen ésser compensats, a llarg termini, per l'efecte dels corrents de terbolesa (Gerber *et al.*, 2009) (Fig. 2.15). Les cicatrius d'esllavissament dels vessants del canyó de Redondo, així com la proximitat de la seva capçalera a la línia de costa, apunten l'explicació basada en l'acció, relativament freqüent, de corrents de terbolesa. Sembla doncs raonable atribuir als corrents de terbolesa l'afaiçonament i el transport de sediment al sistema de canyó-canal de Redondo actualment. Tot i així, per confirmar definitivament la bondat d'aquesta interpretació, caldria realitzar batimetries successives de les ones de sediment del fons de la vall a fi i efecte de mesurar la migració de les seves crestes, semblantment a com s'ha fet al proper canyó de Monterey (Paull *et al.*, 2010) i al canyó de Cap Breton (Mazières *et al.*, 2014). Donat l'estat de

rebliment del canyó de Santa Mònica i la distància de la seva capçalera a la línia de costa actual, sembla poc probable que les cicatrius erosives observades s'hagin format en les condicions actuals. Sabem, però, que el canyó de Santa Mònica va jugar un paper clau en la transferència de sediment cap al marge profund durant l'últim període glacial (Normark *et al.*, 2006). Donat que durant els mínims eustàtics es facilita la connexió directa de les desembocadures fluvials i les capçaleres dels canyons, és plausible que en aquestes situacions el canyó de Santa Mònica vehiculés corrents de terbolesa capaços d'afavorir la formació de cicatrius erosives com les que hem observat al seu curs inferior.

Al subcapítol 2.3 d'aquesta Tesi mostrem la distribució de deixalles als canyons submarins del marge català del nord, i la significança de les acumulacions que es produeixen a profunditats de més de 1.500 m. També emprem la manera en què les deixalles es presenten en el fons, de vegades parcialment enterrades i altres formant depocentres que poden estar associats amb petits relleus i concentrar també restes biogèniques, com les carcasses d'erions, per a palesar, encara més si cal, l'existència i els efectes de processos oceanogràfics molt dinàmics en aquests canyons. Per entendre com han arribat aquestes deixalles al fons dels canyons submarins del nord de Catalunya, hem analitzat les principals vies d'entrada i dispersió de brossa al medi marí i, en darrera instància, al fons del mar. Els focus emissors terrestres de deixalles passarien pels rius que aboquen al golf de Lleó i al marge català del nord, pels forts vents de component nord que bufen a l'àrea, i també pels abocaments directes al llarg de la línia de costa en general. Els focus emissors marins inclouen principalment l'activitat pesquera i la navegació recreativa i de transport de mercaderies. Un cop a la mar, el pes específic de les deixalles juga un paper molt rellevant pel que fa al seu destí. Les més pesants s'enfonsen ràpidament, mentre que les més lleugeres viatgen en superfície o a mitges aigües transportades per la deriva litoral i la circulació regional de mesoscala. La proximitat entre les capçaleres dels canyons estudiats i la línia de costa facilitaria la intercepció de la deriva litoral i, per tant, la captura dels sediments i deixalles que transporta. La desacceleració del Corrent del Nord a sotavent dels vessants dels canyons també pot afavorir la decantació. I després cal comptar amb els processos d'adherència i degradació que acaben provocant l'enfonsament d'objectes inicialment flotants. Tanmateix, ni la deriva litoral ni la circulació de mesoscala expliquen l'abundor de deixalles a les seccions més profundes d'aquests canyons (fins a 1.492 m de profunditat al canyó de Blanes, 1.540 m al canyó del Cap de Creus, i 1.731 m al canyó de la Fonera; Taula 2.3.2). En aquest context, les cascades d'aigües denses de plataforma i els temporals de llevant es configuren com a principals mecanismes responsables de la transferència de deixalles cap a les seccions més profundes dels canyons submarins del marge

català del nord. Aquesta hipòtesi se sosté per la seva capacitat de resuspendre, remobilitzar i transportar aigua i sediments, de manera ràpida i eficient, des de la plataforma continental fins a profunditats superiors a 1.900 m, tal i com es documenta al subcapítol 2.3 i en les publicacions que s'hi citen.

En aquest context, cal dir que les deixalles corresponents a arts de pesca enganxades, abandonades o perdudes formen una categoria apart, doncs per les seves mides, el seu pes i/o la manera en què han quedat atrapades al fons són escassament o gens remobilitzables. Com és lògic, i abocaments intencionats a banda, es concentren en els indrets on l'activitat pesquera ha estat tradicionalment més intensa, que són a l'àrea d'estudi que ens ocupa les capçaleres rocalloses dels canyons submarins i els sectors situats a profunditats inferiors a 900 m.

Com hem avançat més amunt, l'activitat humana no només és responsable de la introducció d'elements estranys al medi marí, sinó que també és capaç de d'accelerar la seva transferència cap a l'interior i al llarg dels canyons submarins. Cal tenir també present que la pesca d'arrossegament, en el seu llaurat insistent dels fons sedimentats, no només remobilitza sediments als vorells i als vessants dels canyons, els quals són transferits a través dels xaragalls de vorell fins al fons del canyó, sinó que també ho fa amb totes les substàncies i objectes que hi ha en els fons llaurats, inclosos contaminants químics i deixalles. S'afegeix així als processos naturals generadors de fluxos de gravetat de diferents tipus capaços de transportar sediments i també objectes exòtics com els que conformen la brossa marina, un poderós agent capaç de contribuir amb regularitat i persistència i, a més, a escala global, al transvasament de deixalles cap al fons dels canyons, i també a la seva atrició o esmicolament durant la remobilització i el transport. La distribució de deixalles als canyons del marge català del nord assenyala la vall axial com a principal via de transport i també depocentre de sediment i deixalles sota l'efecte dominant de les cascades d'aigües denses de plataforma i els temporals de llevant (cf. Canals *et al.*, 2013). D'acord amb les nostres observacions, la relació dels organismes amb les deixalles marines és ambigu, doncs s'han observat danys físics però també com un gran nombre d'organismes utilitzen les deixalles com a refugi o substrat per créixer. Malgrat l'impacte estètic i físic i, possiblement, químic que suposen les deixalles als oceans i als fons marins, les mateixes són no només un marcador de l'època que ens ha tocat viure, l'Antropocè, com dèiem més amunt, sinó també un bon indicador de la dinàmica hidrosedimentària marina i als canyons submarins en particular.

CAPÍTOL 4. CONCLUSIONS I LÍNIES D'INVESTIGACIÓ FUTURES

En aquesta Tesi ens hem centrat en la comprensió dels efectes d'un seguit de processos hidrosedimentaris capaços de transportar sediments i altres materials, com les deixalles, de modelar el relleu submarí i de deixar la seva empremta en el registre sedimentari. Per a aconseguir allò que preteníem ens hem valgut de diferents tipus de dades de batimetria de multifeix i de sísmica de reflexió, i d'imatges *in situ* adquirides des de vaixells oceanogràfics i vehicles submarins no tripulats en sis canyons submarins situats en dos marges continentals ben diferents, el marge català del nord (quatre canyons) i el marge del sud de Califòrnia (dos canyons). El tractament de dades tan diferents, i en un volum elevadíssim, ja ha constituït per si mateix un repte i una escola de formació de primer nivell.

Una acurada anàlisi morfològica, acompanyada de la interpretació dels processos causants més probables, i la quantificació precisa de la distribució i els tipus de deixalles dipositades al fons dels canyons, han estat claus per a aproximar els principals processos d'afaiçonament i transport actius als canyons estudiats. Els nostres resultats contradiuen, en bona mesura, la visió fixista, pròpia de l'Estratigrafia Sísmica (després Seqüencial) més clàssica, segons la qual en condicions de nivell del mar alt, com l'actual, els canyons submarins serien inactius o, a tot estirar, escassament actius. Com més dades es tenen dels canyons submarins moderns, més es constata que aquesta suposada inactivitat no s'ajusta a la realitat, i també que el que aquella visió potser amagava era un problema d'escalas, d'escalas de temps i d'escalas i nombre d'observacions *in situ* "quan passen coses".

A l'article publicat a *Geomorphology* (subcapítol 2.1) demostrem que els canyons submarins, lluny d'ésser sistemes lineals simples, estan formats per xarxes complexes de lleres d'ordre menor que aboquen i afecten el tronc principal. Dit d'una altra manera, no es pot entendre la dinàmica del tronc principal si no es coneix la dinàmica del sistema en el seu conjunt, inclosos els components més petits. Això revela un efecte incremental o acumulatiu imprescindible per a comprendre l'evolució dels sistemes de canyons submarins. La morfologia fina permet escatir les vies per on circulen els fluxos de densitat i es transporta aigua densa, sediments i altres materials des del marge continental proximal fins el marge i la conca pregons. Els nostres resultats assenyalen i confirmen alhora la rellevància de les cascades d'aigües denses de plataforma i dels temporals com a activadors de fluxos de densitat amb una enorme capacitat de transport, enriquint i anant més enllà de la visió clàssica d'atribuir el transport sedimentari en mar profund principalment als corrents de turbulència, sense llegir més enllà i de gènesi generalment incerta, i més en general al continu de processos de transport en massa

(i.e. des de Morgenstern, 1967, i Middleton i Hampton, 1973, fins Hüneke i Mulder, 2011, i les referències que conté).

Per aquest camí, hem pogut associar l'abundància i la distribució de deixalles als canyons submarins del marge català del nord a l'efecte dominant de processos molt dinàmics, com les cascades d'aigües denses de plataforma i els temporals de llevant. D'altra banda, el patró rítmic i l'estructura interna de les formes sedimentàries de fons observades als canyons californians només es pot explicar per la propagació de fluxos sedimentaris que alternin erosió i deposició, com els corrents de turbiditat. També remarcuem la capacitat dels canyons investigats per interceptar i atrapar d'alguna manera la circulació litoral i de plataforma, així com la càrrega sedimentària i de materials antropogènics que duen. Aquesta capacitat és molt afavorida per la proximitat de les capçaleres dels canyons investigats a la línia de costa. Demostrem que els canyons submarins són indrets de transferència i acumulació preferent de deixalles, i no només pel que hem observat, que també, sinó per la contextualització del paper dels canyons submarins en el marge continental.

Els continguts i els resultats d'aquesta Tesi han afavorit plantejaments nous que permetrien anar més enllà en el coneixement del funcionament dels canyons submarins i del seu paper, que sembla força acreditat, com a "concentradors" de brossa de tota mena. Plantegem, doncs, tres línies de futur:

1) Modelització de xarxes de drenatge submarines

El model que presentem al subcapítol 2.1, i que hem aplicat exclusivament al sistema del canyó del Foix, representa una primera etapa que necessita reforçar la seva validesa mitjançant la seva aplicació a nous casos d'estudi. Així, i a títol d'exemple, la modelització de les xarxes de drenatge dels canyons submarins del marge català del nord i del golf de Lleó permetria perfeccionar actuals allò que ara sabem sobre el paper i la rellevància de les aportacions laterals i longitudinals en sistemes complexos de canyons submarins. A més, la definició i modelització de les xarxes de drenatge també permetria discernir patrons geomètrics i/o de drenatge útils per a identificar i caracteritzar molt millor les etapes de desenvolupament dels xaragalls de vessant i del tronc principal i, per tant, de sistemes sencers. Aquesta línia és també rellevant per entendre el desenvolupament de marges sencers, o de segments de marge, en sintonia amb treballs anteriors efectuats al GRC en Geociències Marines de la Universitat de Barcelona, i té interès en el camp de les aplicacions a la

comprensió dels sistemes de formació i entrampament d'hidrocarburs en ambients d'aigües profundes.

2) Caracterització fina del relleu i del recobriment sedimentari a l'interior de canyons submarins

Tal i com s'il·lustra al subcapítol 2.2, les dades de batimetria de multifeix i els perfils sísmics adquirits amb AUV permeten resoldre morfologies i estratificacions a escala submètrica. Així, hem descrit i interpretat, per exemple, les ones de sediment de dins els canyons californians investigats, les quals demostren el pas recent i reiterat de fluxos sedimentaris que afaïonen i transporten. La generalització de l'obtenció d'aquest tipus de dades en canyons submarins d'arreu és indubtable que aportaria nous coneixements i, segurament, una visió molt millorada de la dinàmica sedimentària moderna en aquests ambients. Al respecte, a la nostra Tesi hem estudiat canyons que, com el del Cap de Creus, tenen un caràcter únic per l'alt nivell energètic de la seva dinàmica i per l'escala i extensió de les formes de fons que s'hi han identificat. Sens dubte, altres canyons, dels que ara només en tenim un coneixement essencialment miop, per manca de resolució de les dades disponibles, aportarien nova llum a la comprensió d'aquests ambients tan extraordinaris. Aquesta mena d'observacions permetria obrir nous debats sobre la freqüència, la manera i les magnituds de les transferències de deixalles cap a l'oceà profund, i plantejar projeccions de futur en un context de producció creixent de residus i de canvi climàtic global.

3) Avaluació sistemàtica d'impactes antropogènics als canyons submarins

Alguns treballs, a més del que presentem al subcapítol 2.3 de la nostra Tesi, assenyalen els canyons submarins com a concentradors de residus. Aquesta és una interpretació plausible però que encara és lluny de poder ésser acceptada amb caràcter universal. Calen més estudis, sobretot *in situ*, amb vehicles subaquàtics, i a més llocs. El que ara sabem només és la punta de l'iceberg, i estudis d'aquesta mena haurien de contribuir a mostrar en tota la seva magnitud les dimensions de la problemàtica de l'abocament i l'acumulació de deixalles marines, qualificada com a "repte global" per l'UNEP (2009). A més, aquesta sistematització també permetria regionalitzar el problema, plantejant accions de gestió i actuacions allà on fos més necessari. Accions i actuacions no només a mar, on en alguns casos les dificultats són òbvies, sinó també a les àrees font de les deixalles, mirant d'incidir igualment en els hàbits de la població. D'alguna manera, la Directiva Marc sobre l'Estratègia Marina de l'UE empeny en

aquesta direcció, però no posa directament els mitjans per a dur els estudis i avaluacions necessaris. Descendent a allò més concret, seria interessant esbrinar si les deixalles segueixen patrons de distribució al llarg del canyó, com els canyons del marge català del nord, o simplement són transportades pendent avall fins al peu del talús i més enllà. O saber quin paper juguen els corrents de contorn que caracteritzen certs marges continentals, de manera que podrien haver-hi situacions en què predominés la dispersió paral·lela al marge i no la perpendicular al mateix, seguint els eixos dels canyons, observada en un dels nostres treballs. Localment, l'observació d'impactes antropogènics en general, i de l'acumulació de deixalles en concret, al canyó del Foix permetria valorar si les deixalles provinents de la costa de Barcelona són recol·lectades preferentment per aquest canyó submarí, si segueixen la línia de costa cap més cap al SW traginades per la deriva litoral i el Corrent del Nord, o si són projectades directament cap al talús continental.

CAPÍTOL 5. BIBLIOGRAFIA

Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, A., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., Uchupi, E., 2001. Geodynamics of the Emile Baudot Escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology* 18, 349–369.

Alcoverro, T., Pagès, J., Gera, A., Farina, S., Roca, G., Pérez, M., Romero, J., 2012. The Effects of 26th December 2008 Storm on Costa Brava *Posidonia oceanica* Ecosystems. Final Report Proyecto Intramural Especial Cofinanciado CEAB–CSIC PIEC 200430E599, 147–156.

Allen, S.E., Durrieu de Madron, X., 2009. A review of the role of submarine canyons in deep-ocean exchange with the shelf. *Ocean Science* 5, 607–620.

Alonso, B., Canals, M., Palanques, A., Rehault, J.P., 1985. A deep-sea channel in the Northwestern Mediterranean Sea: morphology and seismic structure of the Valencia Channel and its surroundings. *Marine Geophysical Researches* 17, 469–484.

Alonso, B., Maldonado, A., 1990. Late quaternary sedimentation patterns of the Ebro turbidite systems (northwestern Mediterranean): Two styles of deep-sea deposition. A: Nelson, C.H., Maldonado, A., (Eds.), *The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea*. *Marine Geology* 95, 353–377.

Alonso, B., Canals, M., Got, H., Maldonado, A., 1991. Sea valleys and related depositional systems in the Gulf of Lion and Ebro Continental Margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 75, 1195–1214.

Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum. National Oceanic and Atmospheric Administration, p. 19.

Amaro, T., de Stigter, H., Lavaleye, M., Duineveld, G., 2015. Organic matter enrichment in the Whittard Channel; its origin and possible effects on benthic megafauna. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 102, 90–100.

Ambias, D., Canals, M., Lastras, G., Berné, S., Loubrieu, B., 2004. Imaging the seascapes of the Mediterranean. *Oceanography* 17, 144–155.

Amblas, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Liqueste, C., Hughes-Clarke, J.E., Casamor, J.J., Calafat, A.M., 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northern Iberian margin, NW Mediterranean Basin. *Marine Geology* 234, 3–20.

Amblas, A., 2012. Morfodinàmica sedimentària de marges continentals passius silicoclàstics. Memòria de Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona, 181 pp.

Anczkiewicz, R.P., Platt, J.P., Thirlwall, M.F., Wakabayashi, J., 2004. Franciscan subduction off to a slow start; evidence from high-precision Lu/Hf garnet ages on high-grade blocks. *Earth and Planetary Science Letters* 225, 147–161.

Andrews, J.E., Shepard, F.P., Hurley, R.J., 1969. Great Bahama Canyon. *Geological Society of America Bulletin* 81, 1061–1078.

Antobreh, A.A., Krastel, S., 2006. Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: a newly discovered canyon preserved off a major arid climatic region. *Marine and Petroleum Geology* 23, 37–59.

Arnau, P., 2000. Aspectos de la variabilidad de mesoescala de la circulación marina en la plataforma continental catalana. Memòria de Tesi Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 600 pp.

Arnau, P., Liqueste, C., Canals, M., 2004. River mouth plume events and their dispersal in the Northwestern Mediterranean Sea. *Oceanography* 17, 22–31.

Arzola, R., Wynn, R.B., Lastras, G., Masson, D.G., Weaver, P.P.E., 2008. Sedimentary features and processes in submarine canyons: a case study from the Nazaré and Setúbal Canyons, west Iberian margin. *Marine Geology* 250, 64–88.

Atwater, T.M., 1998. Plate tectonic history of southern California with emphasis on the western Transverse ranges and northern Channel Islands. A: Weigand, P.W., (Eds.), *Contributions to the Geology of the Northern Channel Island, Southern California*. American Association of Petroleum Geologists. Backersfield, California, EUA, 1–8.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology* 19, 445–467.

Bailey, D.M., Collins, M.A., Gordon, J.D.M., Zuur, A.F., Priede, I.G., 2009. Long-term changes in deep-water fish populations in the northeast Atlantic: a deeper reaching effect of fisheries? *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* 276, 1965–1969.

Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J., Roca, E., 1992. Evolution of the central margin of the València trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 219–247.

Bassetti, M.A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., Taviani, M., 2006. Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes. *Marine Geology* 234, 93–109.

Batalla, R.J., Gómez, C.M., Kondolf, G.M., 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology* 290, 117–136.

Baztán, 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.

Bellaiche, G., Droz, L., Coutellier, V., Berthon, J.L., Orsolini, P., Ravenne, C., Aloisi, J.C., Got, H., Mónico, A., 1984. Detailed morphology, structure and main growth-pattern of the Rhone deep-sea fan. *Marine Geology* 55, 181–193.

Bellingham, J.G., Streitlien, K., Overland, J., Rajah, S., Stein, P., Stannard, J., Kirkwood, W., Yoerger, D., 2000. An Arctic Basin observational capability using AUVs. *Oceanography* 13, 64–70.

Boe, J., Hall, A., Qu, X., 2009. September sea-ice cover in the Arctic Ocean projected to vanish by 2100. *Nature Geoscience* 2, 341–343.

Bollman, M., Bosch, T., Colijn, F., Ebinghaus, R., Froese, R., Güssow, K., Khalilian, S., Krastel, S., Körtzinger, A., Langenbuch, M., Latif, M., Matthiessen, B., Melzner, F., Oschlies, A., Petersen,

S., Proelß, A., Quaas, M., Reichenbach, J., Requate, T., Reusch, T., Rosenstiel, P., Schmidt, J.O., Schrottke, K., Sichelschmidt, H., Siebert, U., Soltwedel, R., Sommer, U., Stattegger, K., Sterr, H., Sturm, R., Treude, T., Vafeidis, A., van Bernem, C., van Beusekom, J., Voss, R., Visbeck, M., Wahl, M., Wallmann, K., Weinberger, F., 2010. World Ocean Review 2010. Maribus, Hamburg, Alemanya, 240 pp.

Bourcart, J., 1938. Essai sur les regressions et transgressions marines. Bulletin de la Société Géologique de France 5, 393–474.

Bradshaw, C., Tjensvoll, I., Sköld, M., Alla, I.J., Molvaer, J., Magnusson, J., Naes, K., Nilsson, H.C., 2012. Bottom trawling resuspends sediment and releases bioavailable contaminants in a polluted fjord. Environmental Pollution 170, 232–241.

Brown, J., Macfadyen, G., 2007. Ghost fishing in European waters: impacts and management responses. Marine Policy 31, 488–504.

Brownlie, W.R., Taylor, B.D., 1981. Sediment management for southern California mountains, coastal plains and shoreline. Part C, Coastal sediment delivery by major rivers of southern California, California Institute of Technology, Environmental Quality Laboratory, EQL Report 17-C, 314 pp.

Bucher, W.H., 1940. Submarine valleys and the related geologic problems of the North Atlantic. Geological Society of America Bulletin 51, 489–512.

Burger, J., Gochfeld, M., Jeitner, C., Donio, M., Pittfield, T., 2012. Interspecific and intraspecific variation in selenium: mercury molar ratios in saltwater fish from the Aleutians: Potential protection on mercury toxicity by selenium. Science of The Total Environment 431, 46–56.

Cacchione, D.A., Pratson, L.F., Ogston, A.S., 2002. The shaping of continental slopes by internal tides. Science 296, 724–727.

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., 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. Memòria de Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona, 618 pp.

Canals, M., Heussner, S., Calafat, A.M., Carbonne, J., 1998. Yes, the Northern Current exists! We met him or The very truthful story on how turning a bad experience into a piece of good science. MTP News 6, 7–9.

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: Nelson, C.H., Weimer, P. (Eds.), Deep-water Reservoirs of the World. GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference. Houston, Texas, USA, 152–174.

Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Hafliðason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P., 2004a. 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.

Canals, M., Casamor, J.L., Lastras, G., Monaco, A., Acosta, J., Berné, S., Loubrieu, B., Weaver, P.P.E., Grehan, A., Bennielou, B., 2004b. The role of canyons in strata formation. Oceanography 17, 80–91.

Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Farran, M., Calafat, A.M., Amblas, D., Willmott, V., Estrada, F., Sánchez, A., Arnau, P., Frigola, J., Colàs, S., 2004c. Mapa del relleu submarí de Catalunya 1:250.000. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 1 sheet, Barcelona, Spain (colour shaded relief map).

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., Sanchez-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, 251–272.

Canals, M., Company, J.B., Martín, D., Sanchez-Vidal, A., Ramírez-Llodrà, E., 2013. Integrated study of Mediterranean deep canyons: Novel results and future challenges. *Progress in Oceanography* 118, 1–27.

Caress, D.W., Thomas, H., Kirkwood, W.J., McEwen, R., Henthorn, R., Clague, D.A., Paull, C.K., Paduan, J., Maier, K.L., 2008. High-resolution multibeam, sidescan, and subbottom surveys using the MBARI AUV D. Allan, B. A: Reynolds, J.R., Greene, H.G. (Eds.), *Marine Habitat Mapping Technology for Alaska*. Fairbanks, University of Alaska, Alaska Sea Grant College Program, 47–69.

Carlson, P.R., Karl, H.A., 1984. Discovery of two new large submarine canyons in the Bering Sea. *Marine Geology* 56, 159–179.

Carter, G.S., Gregg, M.C., 2002. Intense, variable mixing near the head of Monterey Canyon. *Journal of Physical Oceanography* 32, 3145–3165.

Cheung, W.W.L., Lam, V.W.Y., Sarmiento, J.L., Kearney, K., Watson, R., Pauly, D., 2009. Projecting global marine biodiversity impacts under climate change scenarios. *Fish and Fisheries* 10, 235–251.

Chiang, C.S., Yu, H.S., 2006. Morphotectonics and incision of the Kaoping submarine canyon, SW Taiwan orogenic wedge. *Geomorphology* 80, 199–213.

Chough, S., Hesse, R., 1976. Submarine meandering thalweg and turbidity currents flowing for 4000 km in the northwest Atlantic mid-ocean channel, Labrador Sea. *Geology* 4, 529–533.

Chown, S.L., Clarke, A., Fraser, C.I., Cary, S.C., Moon, K.L., McGeoch, M.A., 2015. The changing form of Antarctica biodiversity. *Nature* 522, 431–438.

Clark, M.R., Watling, L., Smith, C., Rowden, A., Guinotte, J.M., 2011. A global seamount classification to aid the scientific design of marine protected area networks. *Ocean & Coastal Management* 54 (1), 19–36.

Clavell, E., Berastegui, 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, Regne Unit, Oxford, 355–368.

Company, R., Felícia, H., Serafim, A., Almeida, A.J., Biscoito, M., Bebianno, M.J., 2010. Metal concentrations and metallothionein-like protein levels in deep-sea fishes captured near hydrothermal vents in the Mid-Atlantic Ridge off Azores. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 57, 893–908.

Covault, J.A., Kostic, S., Paull, C.K., Ryan, H., Fildani, A., 2014. Submarine channel initiation, filling, and maintenance from sea-floor geomorphology and morphodynamic modeling of cyclic steps. *Sedimentology* 61, 1031–1054.

Cronin, B.T., Akhmetzhanov, A.M., Mazzini, A., Akhmanov, G., Ivanov, M., Kenyon, N.H., TTR-10 Shipboard Scientists, 2005. Morphology, evolution and fill: Implications for sand and mud distribution in filling deep-water canyons and slope channel complexes. *Sedimentary Geology* 179, 71–97.

Crouch, J.K., Suppe, J., 1993. Late Cenozoic tectonic evolution of the Los Angeles Basin and inner California borderland: A model for core complex-like crustal extension. *Geological Society of America Bulletin* 105, 1415–1434.

Crundwell, M., Scott, G., Naish, T., Carter, L., 2008. Glacial-interglacial ocean climate variability from planktonic foraminifera during the Mid-Pleistocene transition in the temperate Southwest Pacific, ODP Site 1123. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260, 202–229.

Crutzen, P.J., 2002. Geology of mankind. *Nature* 415, 23.

Cunha, M.R., Paterson, G.L.J., Amaro, T., Blackbird, S., de Stigter, H.C., Ferreira, C., Glover, A., Hilário, A., Kiriakoulakis, K., Neal, L., Ravara, A., Rodrigues, C.F., Tiago, A., Billett, D.S.M., 2011. Biodiversity of macrofaunal assemblages from three Portuguese submarine canyons (NE Atlantic). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 58, 2433–2447.

Dachs, J., Lohmann, R., Ockenden, W.A., Mejanelle, L., Eisenreich, S.J., Jones, K.C., 2002. Oceanic biogeochemical controls on global dynamics of persistent organic pollutants. *Environmental Science & Technology* 36, 4229–4237.

Daly, R.A., 1936. Origin of the submarine canyons. *American Journal of Science* 31, 401–420.

Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Marine Geology* 245, 40–64.

Dana, J.D., 1863. *Manual of Geology*. Theodore Bliss and Co., Philadelphia, Pennsylvania, 798 pp.

Dannheim, J., Brey, T., Schröder, A., Mintenbeck, K., Knust, R., Arntz, W.E., 2014. Trophic look at soft-bottom communities-short-term effects of trawling cessation on benthos. *Journal of Sea Research* 85, 18–28.

Darwin, C., 1842. *The Structure and Distribution of Coral Reefs*. Smith, Elder, Londres, 214 pp.

De Leo, F.C., Smith, C.R., Rowden, A.A., Bowden, D.A., Clark, M.R., 2010. Submarine canyons: hotspots of benthic biomass and productivity in the deep sea. *Proceedings of the Royal Society B* 277 (1695), 2783–2792.

Derraik, J.G.B., 2002. The pollution of the marine environment by plastic debris: a review. *Marine Pollution Bulletin* 44, 842–852.

Divins, D.L., 2003. NGDC Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas. *Vegeu la informació digital a: <www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html>*.

Dong, C., Idica, E.Y., McWilliams, J.C., 2009. Circulation and multiple variability in the Southern California Bight. *Progress in Oceanography* 82, 168–190.

Droz, L., Bellaiche, G., 1991. Seismic facies and geologic evolution of the central portion of the Indus Fan. A: Weimer, P., Link, M.H., (Eds.), *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans turbidite systems*. New York, Springer-Verlag, 383–402.

Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., Tofani, R., 1996. Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *Geological Society of America Bulletin* 108, 253–269.

Duran, R., Canals, M., Lastras, G., Micallef, A., Amblas, D., Pedrosa-Pàmies, R., Sanz, J.L., 2013. Sediment dynamics and post-glacial evolution of the continental shelf around the Blanes submarine canyon head (NW Mediterranean). *Progress in Oceanography* 118, 28–46.

Duran, R., Canals, M., Sanz, J.L., Lastras, G., Amblas, D., Micallef, A., 2014. Morphology and sediment dynamics of the northern Catalan continental shelf, northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology* 204, 1–20.

Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F., Godet, C.H., 1990. Hydrographic structure and nepheloid spatial distribution. *Continental Shelf Research* 46, 2003–2027.

Durrieu de Madron, X., Zervakis, V., Theocharis, A., Georgopoulos, D., 2005. Comments on ‘Cascades of dense water around the world ocean’. *Progress in Oceanography* 64, 83–90.

Durrieu de Madron, X., Houpert, L., Puig, P., Sanchez-Vidal, A., Testor, P., Bosse, A., Estournel, C., Somot, S., Bourrin, F., Bouin, M.N., Beauverger, M., Beguery, L., Calafat, A., Canals, M., Coppola, L., Dause, D., D’Ortenzio, F., Font, J., Heussner, S., Kunesch, S., Lefevre, D., Le Goff, H., Martín, J., Mortier, L., Palanques, A., Raimbault, P., 2013. Interaction of dense dense shelf water cascading and open-sea convection in the Northwestern Mediterranean during winter 2012. *Geophysical Research Letters* 40, 1379–1385.

Ebbesmeyer, C.C., Ingraham, W.J., 1994. Pacific toy spill fuels ocean current pathways research. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 75, 425–430.

El-Robrini, M., Gennesseaux, M., Mauffret, A., 1985. Consequences of the El-Asnam earthquakes: turbidity currents and slumps on the Algerian margin (western Mediterranean). *Geo-Marine Letters* 5, 171–176

Emery, K.O., 1968. Relict sediments on continental shelves of the world. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 445–464.

Encyclopædia Britannica Online, 2015. Vegeu la informació digital a: <www.britannica.com/science/submarine-canyon/images-videos/Elements-of-the-continental-margin/95371>.

Exon, N.F., Hill, P.J., Mitchell, C., Post, A., 2005. Nature and origin of the submarine Albany canyons off southwest Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 52, 101–115.

FAO, 2008. Report of the FAO workshop on vulnerable ecosystems and destructive fishing in deep-sea fisheries. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 18 pp.

Farran, M., Maldonado, A., 1990. The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns. *Marine Geology* 95, 289–312.

Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F., Robb, J.M., 1983. Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. A: Stanley, D.J., Moore, G.T., (Eds.), *The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins*. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 33, 25–39.

Fildani, A., Normark, W.R., Kostic, S., Parker, G., 2006. Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves. *Sedimentology* 53, 1265–1287.

Flexas, M., García, M., Durrieu de Madron, X., Canals, M., Arnau, P., 2002. Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March-May 1997). *Journal of Marine Systems* 33–34, 197–214.

Flexas, M.M., Boyer, D.L., Espino, M., Puigdefàbregas, J., Rubio, A., Company, J.B., 2008. Circulation over a submarine canyon in the NW Mediterranean. *Journal of Geophysical Research* 113, 1–18.

Font, J., Salat, J., Tintore, J., 1988. Permanent features of the circulation in the Catalan Sea. *Oceanologica Acta* 9, 51–57.

Font, J., Garcia-Ladona, E., Gorriz, E., 1995. The seasonality of mesoscale motion in the Northern Current of the western Mediterranean: several years of evidence. *Oceanologica Acta* 18, 207–219.

García, M., Alonso, B., Ercilla, G., Gràcia, E., 2006. The tributary valley systems of the Almería Canyon (Alboran Sea, SW Mediterranean): Sedimentary architecture. *Marine Geology* 226, 207–223.

García, M., Maillard, A., Aslanian, D., Rabineau, M., Alonso, B., Gorini, C., Estrada, F., 2011. The Catalan margin during the Messinian salinity crisis: physiography, morphology and sedimentary record. *Marine Geology* 284, 158–174.

García-Castellanos, D., Estrada, F., Jiménez-Munt, I., Gorini, C., Fernández, M., Vergés, J., De Vicente, R., 2009. Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature* 462, 778–781.

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. *Marine Environmental Research* 56, 15–46.

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.

Genin, A., 2004. Bio-physical coupling in the formation of zooplankton and fish aggregations over abrupt topographies. *Journal of Marine Systems* 50, 3–20.

Gennesseaux, M., Mauffret, A., Pautot, G., 1980. Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture des câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 290, 959–962.

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.

Geyer, R.A., 1983. CRC Handbook of geophysical exploration at sea. CRC Press, Boca Raton, Florida, Estados Unidos, 445 pp.

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-Marine Letters* 20, 43–49.

Gómez-Ballesteros, M., Druet, M., Muñoz, A., Arrese, B., Rivera, J., Sánchez, F., Cristobo, J., Parra, S., García-Alegre, A., González-Pola, C., Gallástegui, J., Acosta, J., 2014. Geomorphology of the Avilés Canyon System, Cantabrian Sea (Bay of Biscay). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 106, 99–117.

Gorini, C., Lofi, J., Duvailc, C., Dos Reis, A., Guennoce, P., Lestrat, P., Mauffret, A., 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Marine and Petroleum Geology* 22, 695–712.

Graham, A.G.C., Dutrieux, P., Vaughan, D.G., Nitsche, F.O., Gyllencreutz, R., Greenwood, S.L., Larter, R.D., Jenkins, A., 2013. Seabed corrugations beneath an Antarctic ice shelf revealed by Autonomous Underwater Vehicle survey: origin and implications for the history of Pine Island Glacier. *Journal of Geophysical Research* 118, 1356–1366.

Green, A., Uken, R., 2008. Submarine landsliding and canyon evolution on the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa, SW Indian Ocean. *Marine Geology* 254, 152–170.

Greene, H.G., Maher, N.M., Paull, C.K., 2002. Physiography of the Monterey Bay Marine National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. *Marine Geology* 181, 55–82.

Griggs, G.B., Kulm, L.D., 1970. Origin and development of Cascadia deep-sea channel. *Journal of Geophysical Research* 78, 6325–6339.

Guieu, C., Martín, J.M., Thomas, A.J., Elbaz-Poulichet, F., 1991. Atmospheric versus river inputs of metals to the Gulf of Lions: Total concentrations, partitioning and fluxes. *Marine Pollution Bulletin* 22, 176–183.

Guillén, J., Bourrin, F., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Buscail, R., 2006. Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Tet inner shelf (SW Gulf of Lions). *Marine Geology* 234, 129–142.

Gwiazda R., Paull, C.K., Caress, D.W., Rebolledo-Vieyra, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Canales, I., Sumner, E., Tubau, X., Lundsten, E., Anderson, K., 2013. Multibeam mapping of the Cretaceous-Paleogene meteorite impact deposits on the Campeche escarpment, Yucatán, México. AGU annual meeting, San Francisco, EUA, Abstract P41F–1985.

Halpern, B.S., Walbridge, S., Selkoe, K.A., Kappel, C.V., Micheli, F., D'Agrosa, C., Bruno, J.F., Casey, K.S., Ebert, C., Fox, H.E., Fujita, R., Heinemann, D., Lenihan, H.S., Madin, E.M.P., Perry, M.T., Selig, E.R., Spalding, M., Steneck, R., Watson, R., 2008. A Global Map of Human Impact on Marine Ecosystems. *Science* 319, 948–952.

Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285, 69–86.

Harris, P.T., Vaughn Barrie, J., Conway, K.W., Greene, H.G., 2014. Hanging canyons of Haida Gwaii, British Columbia, Canada: Fault-control on submarine canyon geomorphology along active continental margins. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 104, 83–92.

Hartwell, S.I., 2008. Distribution of DDT and other persistent organic contaminants in Canyons and on the continental shelf off the central California coast. *Marine Environmental Research* 65, 199–217.

Hautier, Y., Tilman, D., Isbell, F., Seabloom, E.W., Borer, E.T., Reich, P.B., 2015. Anthropogenic environmental changes affect ecosystem stability via biodiversity. *Science* 348, 336–340.

Heezen, B.C., Ewing, M., 1952. Turbidity Currents and Submarine Slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake. *American Journal of Science* 250, 849–873.

Hereu, B., García-Rúbies, A., Linares, C., Navarro, L., Bonaviri, C., Cebrián, E., Díaz, D., Garrabou, J., Teixidó, N., Zabala, M., 2012. Impact of the Sant Esteve's Storm (2008) on the

Algal Cover in Infralittoral Rocky Photophilic Communities. Proyecto Intramural Especial Cofinanciado CEAB-CSIC PIEC 200430E599, 123–134.

Hickey, B.M., 1979. The California Current system-hypotheses and facts. *Progress in Oceanography* 8, 191–279.

Hickey, B.M., 1992. Circulation over the Santa Monica-San Pedro Basin and Shelf. *Progress in Oceanography* 30, 37–115.

Hickey, B.M., Dobbins, E.L., Allen, S.E., 2003. Local and remote forcing currents and temperature in the central Southern California Bight. *Journal of Geophysical Research* 108, C3–3081.

Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America* 56, 275–370.

Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Mèlierés, D., Müller, C., Wright, R., 1977. History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature* 267, 399–403.

Hsü, S.K., Kuo, J., Lo, C.L., Tsai, C.H., Doo, W.B., Ku, C.Y., Sibuet, J.C., 2008. Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung earthquake off SW Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 19, 767–772.

Hüneke, H., Mulder, T., 2011. Deep-sea sediments. *Developments in Sedimentology* 63. Elsevier, Amsterdam, Païssos Baixos, 849 pp.

Huyghe, P., Foata, M., Deville, E., Mascare, G., Group, C.W., 2004. Channel profiles through the active front of the Barbados prism. *Geology* 32(5), 429–432.

Ibáñez, C., Prat, N., Canicio, A., 1996. Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro river and its estuary. *Regulated Rivers* 12, 51–62.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. A: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B., (Eds.), Milankovitch and climate. Reidel Publications, Dordrecht, Païssos Baixos, 269–305.

IOC, IHO, 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.

IPC., 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. A: Pachauri, R.K., Meyer, L.A., (Eds.), IPCC. Geneva, Suïssa, 151 pp.

Irwin, W.P., 1990. Geology and plate-tectonic development. A: Wallace, R.E., (Ed.), The San Andreas fault system, California. US. Geological Survey Professional Paper 1515, 61–80.

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.

Ivar Do Sol, J.A., Barnes, D.K.A., Costa, M.F., Convey, P., Costa, E.S., Campos, L., 2011. Plastics in the Antarctic environment: are we looking only at the tip of the iceberg? Oecologia Australis 15, 150–170.

Johnson, D.W., 1939. The origin of submarine canyons, a critical review of hypotheses. Columbia University Press, EUA, 126 pp.

Kennett, J.P., 1982. Marine Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, EUA, 813 pp.

Kertzus, V., Kneller, B., 2009. Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development. Basin Research 21, 738–758.

Koenig, S., Solé, M., Fernández-Gómez, C., Díez, S., 2013. New insights into mercury bioaccumulation in deep-sea organisms from the NW Mediterranean and their human health implications. Science of The Total Environment 442, 329–335.

Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., 2001. Formation of submarine canyons on the flanks of the Canary Islands. *Geo-Marine Letters* 20, 160–167.

Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhn, K., von Rad, U., Husen, S., Flueh, E.R., 2001. Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan. *Marine Geology* 173, 1–19.

Laberg, J.S., Guidard, S., Mienert, J., Vorren, T.O., Hafliðason, H., Nygård, A., 2007. Morphology and morphogenesis of a high-latitude canyon; the Andøya Canyon, Norwegian Sea. *Marine Geology* 246, 68–85.

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. *Marine Geology* 213, 235–255.

Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Amblas, D., Ivanov, M., Droz, L., Dennielou, B., Fabres, 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, 176–192.

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. *Geologia Acta* 5, 35–47.

Lastras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V., Huhnerbach, V., Canals, M., 2009. Geomorphology and processes in the Central Portuguese Canyons, Western Iberian Margin. *Marine Geology* 103, 310–329.

Lastras, G., Acosta, J., Muñoz, A., Canals, M., 2011a. Submarine canyon formation and evolution in the Argentine Continental Margin between 44°30'S and 48°S. *Geomorphology* 128, 116–136.

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, 2011b. Understanding sediment dynamics of two large submarine valleys from seafloor data: Blanes and La Fonera canyons, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology* 280, 20–39.

Laursen, J., Normark, W.R., 2002. Late Quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyon in the central Chile forearc (~33°S). *Marine Geology* 188, 365–390.

Le Dantec, N., Hogarth, L.J., Driscoll, N.W., Babcock, J.M., Barnhardt, W.A., Schwab, W.C., 2010. Tectonic controls on nearshore sediment accumulation and submarine canyon morphology offshore La Jolla, Southern California. *Marine Geology* 268, 115–128.

Leenhardt, O., 1972. *Le sondage sismique continu*. Masson et Cie. Eds., París, França, 164 pp.

Legg, M.R., Goldfinger, C., Kamerling, M.J., Chaytor, J.D., Einstein, D.E., 2007. Morphology, structure and evolution of California Continental Borderland restraining bends. Geological Society, Londres, Special Publications 290, 143–168.

Levin, L.A., Sibuet, M., Gooday, A.J., Smith, C.R., Vanreusel, A., 2010. The roles of habitat heterogeneity in generating and maintaining biodiversity on continental margins: an introduction. *Marine Ecology* 31, 1–5.

Lewis, K.B., 1994. The 1500-km-long Hikurangi Channel: trench-axis channel that escapes its trench, crosses a plateau, and feeds a fan drift. *Geo-Marine Letters* 14, 19–28.

Lewis, K.B., Barnes, P.M., 1999. Kaikoura canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. *Marine Geology* 162, 39–69.

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, J.E., 2007. Long-term development and current status of the Barcelona continental shelf: A source-to-sink approach. *Continental Shelf Research* 27, 1779–1800.

Liquete, C., Canals, M., Ludwig, W., Arnau, P., 2009. Sediment discharge of the rivers of Catalonia, NE Spain, and the influence of human impacts. *Journal of Hydrology* 366, 76–88.

Liu, J.T., Liu, K., Huang, J.C., 2002. The effect of a submarine canyon on the river sediment dispersal and inner shelf sediment movements in southern Taiwan. *Marine Geology* 181, 357–386.

Liu, J.T., Wang, Y.H., Yang, R.J., Hsü, R.T., Kao, S.J., Lin, H.L., Kuo, F.S., 2012. Cyclone-induced hyperpycnal turbidity currents in a submarine canyon. *Journal of Geophysical Research* 117, C04036.

Llasat, M.C., 1991. 'Gota Fría'. Editorial Marcombo (Boixareu Universitaria), Barcelona, Espanya 128–134 pp.

Llasat, M.C., Llasat-Botija, M., Gilabert, J., Marcos, R., 2012. Treinta años de inundaciones en Cataluña: la importancia de lo cotidiano. *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC)*, Spain, Salamanca, 799–807.

Llebot, J.E., 2010. El Canvi Climàtic a Catalunya. 2n Informe del Grup d'Experts en Canvi Climàtic de Catalunya. Vegeu la informació digital a: <canvi-climatic.espais.iec.cat/files/2013/07/2n_informe_cc_dossier_divulgatiu.pdf>

Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A., Ryan, W., Steckler, M., 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 217, 1–30.

Lo Iacono, C., Guillén, J., Puig, P., Ribó, M., Ballesteros, M., Palanques, A., Farrán, M., Acosta, J., 2010. Large-scale bedforms along a tideless outer shelf setting in the western Mediterranean. *Continental Shelf Research* 30, 1802–1813.

Loneragan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504–522.

Looser, R., Froescheis, O., Caillet, G.M., Jarman, W.M., Ballschmiter, K., 2000. The deep-sea as a final global sink of semivolatile persistent organic pollutants? Part II: organochlorine

pesticides in surface and deep-sea dwelling fish of the North and South Atlantic and the Monterey Bay Canyon (California). *Chemosphere* 40, 661–670.

López-García, M.J., Millot, C., Font, J., García-Ladona, E., 1994. Surface circulation variability in the Balearic Basin. *Journal of Geophysical Research* 99, 3285–3296

Loubrieu B., Mascle, J., MediMap Group, 2007. Morpho-Bathymetry of the Mediterranean Sea. CIESM and Ifremer Special Publications. Vegeu la informació digital a: <www.ciesm.org/marine/morphomap.htm>.

Ludwig, W., Meybeck, M., Abousamra, F., 2003. Riverine transport of water, sediments, and pollutants to the Mediterranean Sea. UNEP MAP Technical report Series 141, UNEP/MAP Atenes, Grècia 111 pp.

Ludwig, W., Dumont, E., Meybeck, M., Heussner, S., 2009. River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades? *Progress in Oceanography* 80, 199–217.

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.

Marchès, E., Mulder, T., Cremer, M., Bonnel, C., Hanquiez, V., Gonthier, E., Lecroart, P., 2007. Countourite drift construction influenced by capture of Mediterranean Outflow Water deep-sea current by the Portimão submarine canyon (Gulf of Cadiz, South Portugal). *Marine Geology* 242, 247–260.

Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E., Aparicio, A., 1992. Cenozoic magmatism of the Valencia Trough (western Mediterranean); relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics* 203, 145–165.

Martín, J., Palanques, A., Puig, P., 2006. Composition and variability of downward particulate matter fluxes in the Palamós submarine canyon (NW Mediterranean). *Journal of Marine Systems* 60, 75–97.

Martín, J., Puig, P., Palanques, A., Masqué, P., García-Orellana, J., 2008. Effect of commercial trawling on the deep sedimentation in a Mediterranean submarine canyon. *Marine Geology* 252, 150–155.

Martín, J., Miquel, J.-C., Khripounoff, A., 2010. Impact of open sea deep convection on sediment remobilization in the western Mediterranean. *Geophysical Research Letters* 37, L13604.

Martín, J., Palanques, A., Vitorino, J., Oliveira, A., de Stiger, H.C., 2011. Near-bottom particulate matter dynamics in the Nazaré submarine canyon under calm and stormy conditions. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 58, 2388–2400.

Martín-Vide, J., Sánchez-Lorenzo, A., López-Bustins, J.A., Cordobilla, M.J., García-Manuel, A., Raso, J.M., 2008. Torrential rainfall in northeast of the Iberian Peninsula: synoptic patterns and WeMO influence. *Advances in Science and Research* 2, 99–105.

Mastrototaro, F., D'Onghia, G., Corriero, G., Matarrese, A., Maiorano, P., Panetta, P., Gherardi, M., Longo, C., Rosso, A., Sciuto, F., Sanfilippo, R., Gravili, C., Boero, F., Taviani, M., Tursi, A., 2010. Biodiversity of the white coral bank off Cape Santa Maria di Leuca (Mediterranean Sea): An update. *Deep-sea Research II: Topical Studies in Oceanography* 57, 412–430.

Mayer, L., 2006. Frontiers in seafloor mapping and visualization. *Marine Geophysical Researches* 27, 7–17.

Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., Mallet, C., 2014. High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling. *Marine Geology* 351, 1–12.

McHugh, C.M.G., Ryan, W.B.F., Eitrem, S.L., Reed, D., 1998. The influence of the San Gregorio Fault on the morphology of Monterey Canyon. *Marine Geology* 146, 63–91.

Micallef, A., Georgiopoulou, A., Le Bas, T., Mountjoy, J., Huvenne, V., Lo Iacono, C., 2014. The Malta-Sicily Escarpment: mass movement dynamics in a sediment-undersupplied margin. A: Krastel, S., Behrmann, J.-H., Volker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., Harbitz, C.B., (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences: 6th International Symposium*. Springer International Publishing, Suïssa, 317–328.

Michels, K.H., Suckow, A., Breitzke, M., Kudrass, H.R., Kottke, B., 2003. Sediment transport in the shelf canyon “Swatch of No Ground”. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 50, 1003–1022.

Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. A: Middleton, G.V., Bouma, A.H., (Eds.), *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. SEPM Pacific section Short Course Notes, California, Anaheim, 1–38.

Milankovitch, M., 1941. Canon of insolation and iceage problem. Special Publication of the Serbian Royal Academy, Belgrad (Traducció en anglès pel Israel Program for Science Translations, publicat per U.S. Department of Commerce and the National Science Foundation, Washington DC, 1969).

Mil-Homens, M., Blum, J., Canário, J., Caetano, M., Costa, A.M., Lebreiro, S.M., Trancoso, M., Richter, T., de Stigter, H., Johnson, M., Branco, V., Cesário, R., Mouro, F., Mateus, M., Boer, W., Melo, Z., 2013. Tracing anthropogenic Hg and Pb input using stable Hg and Pb isotope ratios in sediments of the central Portuguese Margin. *Chemical Geology* 336, 62–71.

Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology* 91, 1–21.

Millot, C., 1999. Circulation in the western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423–442.

Mitchell, N.C., Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., 2002. The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands: A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, 83–107.

Miyake, H., Shibata, H., Furushima, Y., 2011. Deep-sea litter study using deep-sea observation tools. A: Omori, K., Guo, X., Yoshie, N., Fujii, N., Handoh, I.C., Isobe, A., Tanabe, S., (Eds.), *Interdisciplinary Studies on Environmental Chemistry - Marine Environmental Modeling and Analysis*. Terrapub, Universitat de Ehime, Japó, 261–269.

Monaco, A., Courp, T., Heussner, S., Carbonne, J., Fowler, S.W., Deniaux, B., 1990. Seasonality and composition of particulate fluxes during ECOMARGE-I, western Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 10, 959–987.

Morgenstern, N.R., 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. A: Richards, A.F., (Ed.), *Marine Geotechnique*. University of Illinois Press, Urbana, EUA, 189–220.

Morris, K.J., Tyler, P.A., Masson, D.G., Huvenne, V., Rogers, A. D., 2013. Distribution of cold-water corals in the Whittard Canyon, NE Atlantic Ocean. *Deep-sea Research II: Topical Studies in Oceanography* 92, 136–144.

Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi margin, New Zealand. *Marine Geology* 260, 45–68.

Mountjoy, J., Micallef, A., Stevens, C.L., Stirling, M.W., 2014. Holocene sedimentary activity in a non-terrestrially coupled submarine canyon: Cook Strait Canyon System, New Zealand. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 104, 120–133.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at mouths of rivers 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, 43–57.

Mulvaney, R., Abram, N.J., Hindmarsh, R.C.A., Arrowsmith, C., Fleet, L., Triest, J., Sime, L.C., Alemany, O., Foord, S., 2012. Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. *Nature* 489, 141–144.

Muñoz, A., Lastras, G., Ballesteros, M., Canals, M., Acosta, J., Uchupi, E., 2005. Sea floor morphology of the Ebro Shelf in the region of Columbretes Islands, Western Mediterranean. *Geomorphology* 72, 1–18.

Nardin, T.R., 1983. Late Quaternary depositional systems and sea level change; Santa Monica and San Pedro basins, California Continental borderland. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 67, 1104–1124.

Nicholls, K.W., Abrahamsen, E.P., Buck, J.J.H., Dodd, P.A., Goldblatt, C., Griffiths, G., Heywood, K.J., Hughes, N.E., Kaletsky, A., Lane-Serff, G.F., McPhail, S.D., Millard, N. W., Oliver, K.I.C., Perrett, J., Price, M.R., Pudsey, C.J., Saw, K., Stansfield, S., Stott, M.J., Wadhams, P., Webb, A.T., Wilkinson, J.P., 2006. Measurements beneath an Antarctic ice shelf using an autonomous underwater vehicle. *Geophysical Research Letters* 33, L08612.

Nittrouer, C.A., Wright, L.D., 1994. Transport of particles across continental shelves. *Reviews of Geophysics* 32, 85–113.

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: 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*. International Association of Sedimentologists Special Publication 37, Blackwell Publishing, Oxford, Regne Unit, 1–48.

NOAA, 2010. A History of Significant Weather Events in Southern California. Vegeu la informació digital a: <www.wrh.noaa.gov/sgx/document/weatherhistory.pdf>.

Noda, A., Tuzino, T., Furukawa, R., Joshima, M., Uchida, J.I., 2008. Physiographical and sedimentological characteristics of submarine canyons developed upon an active forearc slope: The Kushiro Submarine Canyon, northern Japan. *Bulletin of the Geological Society of America* 120, 750–767.

Normark, W.R., Curray, J.R., 1968. Geology and structure of the tip of Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 79, 1589–1600.

Normark, W.R., Piper, J.W., Hiscott, R.N., 1998. Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the Hueneme and associated submarine fan systems, Santa Mònica Basin, California. *Sedimentology* 45, 53–70.

Normark, W.R., Reid, J.A., Sliter, R., Holton, D.J., Gutmacher, C.E., Fisher, M.A., Childs, J.R., 1999. Cruise report for O1-99-SC Southern California earthquake hazards project. U.S. Geological Survey Open-File Report 99-560, 55 pp. Vegeu la informació digital a: [<geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of99-560/>](http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of99-560/).

Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: is size any clue to their importance in the rock record? *Geological Society of America Special Paper* 370, 175–190.

Normark, W.R., Piper, J.W., Sliter, R., 2006. Sea level and tectonic control of Middle to Late Pleistocene turbidite systems in Santa Monica Basin, offshore California. *Sedimentology* 53, 867–897.

Normark, W.R., Piper, J.W., Romans, B.W., Covault, J.A., Dartnell, P., Sliter, R., 2009. Submarine canyon and fan systems of the California Continental Borderland. A: Lee, H.J., Normark, W.R., (Eds.), *Earth Science in the Urban Ocean: The Southern California Continental Borderland*. Geological Society of America Special Paper 454. Boulder, Colorado, USA, 141–168.

Orange, D.L., Anderson, R.S., Breen, N.A., 1994. Regular canyon spacing in the submarine environment: The link between hydrology and geomorphology. *GSA Today* 4, 36–39.

Panareda, J.M., Nuet, J., 1979. *Geografia Física dels Països Catalans*. Ketres Editoria, Barcelona, Espanya, 226 pp.

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 fan lobes controlled by sea level changes during the Plio-Pleistocene (Northwestern Mediterranean). *Marine Geology* 117, 195–205.

Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabrés, J., Guillén, J., Calafat, A.M., Canals, M., 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, 43–61.

Palanques, A., Guillén, J., Puig, P., Durrieu de Madron, X., 2008. Storm-driven shelf to canyon suspended sediment transport at the southwestern Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 28, 1947–1956.

Pares, J.M., Freeman, R., Roca, E., 1992. Neogene structural development in the Valencia Trough margins from palaeomagnetic data. *Tectonophysics* 203, 111–124.

Pattiaratchi, C., Hollings, B., Woo, M., Welhena, T., 2011. Dense shelf water formation along the south-west Australian inner shelf. *Geophysical Research Letters* 38, L10609.

Paull, C.K., Mitts, P., Ussler, W., Keaten, R., Greene, H.G., 2005. Trail of sand in upper Monterey Canyon. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1134–1145.

Paull, C.K., Ussler, W., Greene, H.G., Mitts, P., Keaten, R., Barry, J., 2003. Caught in the Act: 20 December 2001 Gravity Flow Event in Monterey Canyon. *Geo-Marine Letters* 22, 227–232.

Paull, C.K., Normark, W.R., Ussler, W., Caress, D., Keaten, R., 2008. Association among active seafloor deformation, mound formation, and gas hydrate growth and accumulation within the seafloor of the Santa Monica Basin, offshore California. *Marine Geology* 250, 258–275.

Paull, C.K., Ussler III, W., Caress, D.W., Lundsten, E., Barry, J., Covault, J.A., Maier, K.L., Xu, J.P., Augenstein, S., 2010. Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon. *Geosphere* 6, 755–774.

Paull, C.K., Caress, D., Ussler III, W., Lundsten, E., Meiner-Johnson, M.S., 2011. High resolution bathymetry of the axial channels within Monterey and Soquel submarine canyons, offshore central California. *Geosphere* 7, 1077–1101.

Pham, C.K., Ramírez-Llodrà, E., Alt, C.H.S., Amaro, T., Bergmann, M., Canals, M., Company, J.B., Davies, J., Duineveld, G., Galgani, F., Howell, K.L., Huvenne, V., Isidro, E., Jones, D., Lastras, G.,

Morato, T., Gomes-Pereira, J., Purser, A., Stewart, H., Tojeira, I., Tubau, X., Van Rooij, D., Tyler, P., 2014. Marine litter distribution and density in European Seas, from the shelves to deep basins. *PLoS ONE* 9 (4): e95839.

Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Hein, F.J., 1989. *Deep Marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics*. Unwin Hyman, Londres, Regne Unit, 416 pp.

Piper, D.J.W., Savoye, B., 1993. Processes of Late Quaternary turbidity-current flow and deposition on the Var deep-sea fan, North-west Mediterranean Sea. *Sedimentology* 40, 557–582.

Piper, D.J.W., Cochonat, P., Morrison, M.L., 1999. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from side scan sonar. *Sedimentology* 46, 79–97.

Piper, D.J.W., Normark, W.R., 2001. Sandy fans-from Amazon to Hueneme and beyond. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 1407–1438.

Pirmez, C., Flood, R.D., 1995. Morphology and structure of Amazon Channel A: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C., (Eds.), *Proceedings of the ODP, scientific results* 155. College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 23–45.

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.

Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C., Le Drezen, E., 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Marine Geology* 206, 249–265.

Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., 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* 106, 395–412.

Pratson, L.F., Coakley, B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin* 108, 225–234.

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., 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. Seascapes evolution on clastic continental shelves and slopes. A: Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., and Wiberg, P.L., (Eds.), *Continental-Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*, IAP Special Publication 37, Blackwell Publishing, Oxford, Regne Unit, 339–380.

Puga-Bernabéu, A., Webster, J.M., Beaman, R.J., Guilbaud, V., 2011. Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate-siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia. *Marine Geology* 289, 100–116.

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.

Puig, P., Canals, M., Company, J.B., Martín, J., Amblas, D., Lastras, G., Palanques, A., Calafat, A.M., 2012. Ploughing the deep-sea floor. *Nature* 489, 286–289.

Puig, P., Greenan, B.J.W., Li, M.Z., Prescott, R.H., Piper, D.J.W., 2013. Sediment transport processes at the head of Halibut Canyon, eastern Canada margin: An interplay between internal tides and dense shelf-water cascading. *Marine Geology* 341, 14–28.

Pusceddu, A., Bianchelli, S., Canals, M., Sanchez-Vidal, A., Durrieu De Madron, X., Heussner, S., Lykousis, V., de Stigter, H., Trincardi, F., Danovaro, R., 2010. Organic matter in sediments of canyons and open slopes of the Portuguese, Catalan, Southern Adriatic and Cretan Sea margins. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 57, 441–457.

Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.L., Joseph, Ph., Guillocheau, F., Bourillet, J.F., Ledrezen, E., Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology* 22, 775–804.

Ramírez-Llodrà, E., De Mol, B., Company, J.B., Coll, M., Sardà, F., 2013. Effects of natural and anthropogenic processes in the distribution of marine litter in the deep Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 118, 273–287.

Rao, P.S., Ramaswamy, V., Thwin, S., 2005. Sediment texture, distribution and transport on the Ayeyarwady continental shelf, Andaman Sea. *Marine Geology* 216, 239–247.

Ravelo, A.C., Andreasen, D.H., Lyle, M., Lyle, A.O., Wara, M.W., 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature* 429, 263–267.

Réhault, J.P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean Basin, geological evolution. *Marine Geology* 55, 447–477.

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., 1997. Diccionari de Geologia. Enciclopèdia Catalana, Barcelona, Espanya, 1407 pp.

Robb, J.M., 1990. Groundwater processes in the submarine environment. A: Higgins, C.G., Coates, D.R., (Eds.), *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252, 267–282.

Robinson, A.R., Leslie, W.G., Theocharis, A., Lascaratos, A., 2001. Mediterranean Sea Circulation. A: Indira., (Ed.), *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Elsevier, 1689–1705.

Roca, A., Miranda, J., 2010. *Atles Geològic de Catalunya*. Institut Geològic de Catalunya i Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 464 pp.

Roca, E., 1992. L'estructura de la Conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi. Memòria de Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona, Espanya, 340 pp.

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: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquinsoleau, S., (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/ Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle 186, 671–706.

Romero, R., Ramis, C., Alonso, S., 1997. Numerical simulation of an extreme rainfall event in Catalonia: role of orography and evaporation from the sea. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123, 537–559.

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.

Rotllant, G., Abad, E., Sardà, F., Abalos, M., Company, J.B., Rivera, J., 2006. Dioxin compounds in the deep-sea rose shrimp *Aristeus antennatus* (Risso, 1816) throughout the Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 53, 1895–1906.

Ryan, H.F, Conrad, J.E., Paull, C.K., McGann, M., 2012. Slip Rate on the San Diego Trough Fault Zone, Inner California Borderland, and the 1986 Oceanside Earthquake Swarm Revisited. *Bulletin of Seismological Society of America* 102, 2300–2313.

Salat, J., 1995. The interaction between the Catalan and Balearic currents in the southern Catalan Sea. *Oceanologica Acta* 18, 227–234.

Salvadó, J.A., Grimalt, J.O., López, J.F., Palanques, A., Heussner, S., Pasqual, C., Sanchez-Vidal, A., Canals, M., 2012a. The role of dense shelf water cascading in the transfer of organochlorine compounds to open marine waters. *Environmental Science & Technology*, 46(5), 2624–2632.

Salvadó, J.A., Grimalt, J.O., López, J.F., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Canals, M., 2012b. Transformation of PBDE mixtures during sediment transport and resuspension in marine environments (Gulf of Lion, NW Mediterranean Sea). *Environmental Pollution*, 168, 87–95.

Salvadó, J.A., Grimalt, J.O., López, J.F., Durrieu de Madron, X., Pasqual, C., Canals, M., 2013. Distribution of organochlorine compounds in superficial sediments from the Gulf of Lion, Northwestern Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 118, 235–248.

Sánchez-Avila, J., Tauler, R., Lacorte, S., 2012. Organic micropollutants in coastal waters from NW Mediterranean Sea: Sources distribution and potential risk. *Environment International* 46, 50–62.

Sanchez-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, 1–7.

Schiff, K.C., Allen, M.J., Zeng, E.Y., Bay, S.M., 2001. Southern California. *Marine Pollution Bulletin* 41, 76–93.

Scholl, D.W., Buffington, E.C., Hopkins, D.M., Alpha, T.R., 1970. The structure and origin of the large submarine canyons of the Bering Sea. *Marine Geology* 8, 187–210.

Screen, J.A., Simmonds, I., 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature* 464, 1334–1337.

Segall, M.P., Kuehl, S.A., Gipson, J.M., 1989. Clay-size minerals as indicators of modern sedimentary processes in submarine canyons: application to the Wilmington Canyon System. *Marine Geology* 90, 175–192.

Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volum and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183–190.

Shapiro, G.I., Huthnance, J.M., Ivanov, V.V., 2003. Dense water cascading off the continental shelf. *Journal of Geophysical Research* 108 (C12), 3390.

Shepard, F.P., Dill, R.F., 1966. Submarine Canyons and Other Sea Valleys. Rand McNally, Chicago, EUA, 381 pp.

Shepard, F.P., 1973. Submarine Geology. Harper and Row Publishers, EUA, 517 pp.

Shepard, F.P., Marshall, N.F., McLoughlin, P.A., Sullivan, G.G., 1979. Currents in Submarine Canyons and Other Sea valleys. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 8, Tulsa, EUA, 173 pp.

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.

Sierro, F.J., Andersen, N., Bassetti, M.A., Berné, S., Canals, M., Curtis, J.H., Dennielou, B., Flores, J.A., Frigola, F., González-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.

Smith, D.P., Ruiz, G., Kvitek, R., Iampietro, P.J., 2005. Semi-annual patterns of erosion and deposition in Upper Monterey Canyon from serial multibeam bathymetry. Geological Society of America Bulletin 117, 1123–1133.

Smith, D.P., Kvitek, R., Ruiz, G., Iampietro, P.J., Wong, K., 2007. Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002–2005). Marine Geology 236, 79–94.

Sommerfield, C.K., Lee, H.J., 2003. Magnitude and variability of Holocene sediment accumulation in Santa Monica Bay, California. Marine Environmental Research 56, 151–176.

Spencer, J.W., 1903. Submarine valleys off the American coasts and in the North Atlantic. Geological Society of America Bulletin 14, 207–226.

Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. Marine and Petroleum Geology 17, 125–135.

Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America* 63, 1117–1142.

Syvitski, J.P.M., 2003. Sediment fluxes and rates of sedimentation. A: Middleton, G.V., (Ed.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Païssos Baixos, 600–606.

Talling, P.J., Paull, C.K., Piper, D.J.W., 2013. How are subaqueous sediment density flows triggered, what is their internal structure and how does it evolve? Direct observations from monitoring of active flows. *Earth-Science Reviews* 125, 244–287.

Thompson, R.C., Olsen, Y., Mitchell, R.P., Davis, A., Rowland, S.J., John, A.W.G., McGonigle, D., Russell, A.E., 2004. Lost at sea: where is all the plastic? *Science* 304, 838.

Tsimplis, M.N., Zervakis, V., Josey, S.A., Peneva, E.L., Struglia, M.V., Stanev, E.V., Theocharis, A., Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Artale, V., Tragou, E., Oguz, T., 2006. Changes in the Oceanography of the Mediterranean Sea and their Link to Climate Variability. A: Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., (Eds.), *Mediterranean Climate Variability (Chapter 4)*, *Developments in Earth & Environmental Sciences*, Elsevier, 227–282.

Twichell, D.C., Roberts, D.G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology* 10, 408–412.

Tyler, P.A., Amaro, T., Arzola, R.G., Cunha, M.R., de Stigter, H.C., Gooday, A., Huvenne, V.A.I., Ingels, J., Kiriakoulakis, K., Lastras, G., Masson, D.G., Oliveira, A., Pattenden, A., Vanreusel, A., van Weering, T.C.E., Vitorino, J., Witte, U., Wolff, G.A., 2009. Europe's Grand Canyon: Nazaré Sumarine Canyon. *Oceanography* 22, 46–57.

Ulses, C., Estournel, C., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., 2008. Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005: quantification of the export through the Gulf of Lion and Catalan margin. *Geophysical Research Letters* 35, L07610.

UNEP, 2009. *Marine Litter: A Global Challenge*. Nairobi, Kenya, 232 pp.

USGS, 2006. Quaternary fault and fold database for the United States. Vegeu la informació digital a: <earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults/>.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4, Global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin Memoir* 26, 83–97.

Venkatesan, M.I., Merino, O., Baek, J., Northrup, T., Sheng, Y., Shisko, J., 2010. Trace organic contaminants and their sources in surface sediments of Santa Monica Bay, California, USA. *Marine Environmental Research* 69, 350–362.

Vetter, E.W., Smith, C.R., De Leo, F.C., 2010. Hawaiian hotspots: enhanced megafaunal abundance and diversity in submarine canyons on the oceanic islands of Hawaii. *Marine Ecology* 31, 183–199.

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 Science Reviews* 21, 295–305.

Wakabayashi, J., 1999. Subduction and the rock record: Concepts developed in the Franciscan Complex, California. *Geological Society of America Special Paper* 338, 123–133.

Warny, S.A., Bart, P.J., Suc, J.P., 2003. Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 202, 59–66.

Warrick, J.A., Milliman, J.D., 2003. Hyperpycnal sediment discharge from semiarid southern California rivers: Implications for coastal sediment budgets. *Geology* 31, 781–784.

Woodall, L.C., Robinson, L.F., Rogers, A.D., Narayanaswamy, B.E., Paterson, G.L.J., 2015. Deep-sea litter: a comparison of seamounts, banks and a ridge in the Atlantic and Indian Oceans reveals both environmental and anthropogenic factors impact accumulation and composition. *Frontiers in Marine Science* 2, Article 3.

Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Stow, D.A.V., Weaver, P.P.E., 2002. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 1441–1462.

Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Le Bas, T.P., Murton, B.J., Connelly, D.P., Bett, B.J., Ruhl, H.A., Morris, K.J., Peakall, J., Parsons, D.R., Sumner, E.J., Darby, S.E., Dorrell, R.M., Hunt, J.E., 2014. Autonomous Underwater Vehicles (AUVs): Their past, present and future contributions to the advancement of marine geoscience. *Marine Geology* 352, 451–468.

Xu, J.P., Noble, M., Eittreim, S.L., Rosenfeld, L.K., Schwing, F.B., Pilskalns, C.H., 2002. Distribution and transport of suspended particulate matter in Monterey Canyon, California. *Marine Geology* 193, 129–149.

Xu, J.P., Swarzenski, P.W., Noble, M., An-Chun Li., 2010. Event-driven sediment flux in Hueneme and Mugu submarine canyons, southern California. *Marine Geology* 269, 74–88.

Annex I. Acrònims, abreviatures i símbols

APIF	Ajut de Personal Investigador predoctoral en Formació
AUV	<i>Autonomous Underwater Vehicle</i>
CREAF	Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals
CSIC	<i>Consejo Superior de Investigaciones Científicas</i>
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
DOS MARES	proj. <i>Cañones y taludes profunDOS en los MARES Mediterráneo y Cantábrico: desde la sincronía entre forzamientos externos a los recursos vivos</i>
ESF	<i>European Science Foundation</i>
ESRI	<i>Environmental Systems Research Institute</i>
EUA	Estats Units d'Amèrica
FAO	<i>Food and Agriculture Organization</i>
FPU	<i>Formación de Profesorado Universitario</i>
GEBCO	<i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i>
GIS	<i>Geographic Information System</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GRACCIE	proj. <i>Multidisciplinary research consortium on gradual and abrupt climate changes and their impacts on the environment</i>
GRC	Grup de Recerca Consolidat
HERMIONE	proj. <i>Hotspot Ecosystem Research and Man's Impact on European Seas</i>
HIPAP	<i>High Precision Acoustic Positioning system</i>
IEO	<i>Instituto Español de Oceanografía</i>
INS	<i>Inertial Navigation Systems</i>
IPPC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
JCR-ISI	<i>Journal Citation Reports de l'Institute for Scientific Information</i>
LBL	<i>Long-baseline system</i>
MBARI	<i>Monterey Bay Aquarium Research Institute</i>
MIS	<i>Marine Isotope Stages</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MVS	<i>Main Vehicle Computer</i>
NUREIEV	proj. <i>NUevos REtos en la investigación de cañones submarinos: Indicadores del Estado ambiental y Variabilidad espaciotemporal – El papel de los temporales</i>
PERSEUS	proj. <i>Policy-oriented marine Environmental Research in the Southern EUropean Seas</i>
POPs	<i>Persistent Organic Pollutants</i>
ROV	<i>Remotely Operated Vehicle</i>
SBL	<i>Short-baseline system</i>
SIS	<i>Seafloor Information System</i>
TMS	<i>Tether Management System</i>
UMG	Últim Màxim Glacial
UNEP	<i>United Nations Environmental Programme</i>
USBL	<i>Ultra-short-baseline system</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
VEx	<i>Vertical exaggeration</i>
VME's	<i>Vulnerable Marine Ecosystems</i>

